Étude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites

Marie-Françoise Courel

▶ **To cite this version:**

Marie-Françoise Courel. Étude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Géographie. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 1984. Français. NNT : . tel-01024177

HAL Id: tel-01024177

https://theses.hal.science/tel-01024177

Submitted on 15 Jul 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

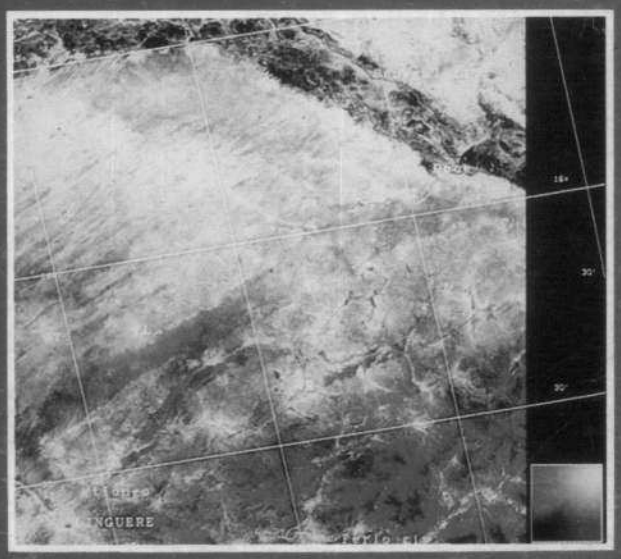
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T-1399

[redacted]

[redacted]

[redacted]



[redacted]

[redacted]

[redacted]

[redacted]

MSH-TOURS
D 355 004328 1

© Copyright 1985 - Tous droits de reproduction réservés - Dépôt légal : 1er trimestre 1985

Imprimé en France

A.M. Freud 1993

URBAMA
bibliothèque
CNRS UNIVERSITÉ de TOURS

THESE POUR LE DOCTORAT D'ETAT
ES-LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

A Anne Marie
Bon courage pour
la rédaction
Françoise
Juillet 1993

Présentée à l'Université de PARIS I

par

Marie-Françoise COUREL

BIBLIOTHÈQUE URBAMA
C.N.R.S. Université de TOURS
U.M.R. 6592

ETUDE DE L'EVOLUTION RECENTE DES MILIEUX SAHELIENS A PARTIR DES MESURES FOURNIES PAR LES SATELLITES

Thèse soutenue publiquement le 20 Juin 1984, devant le Jury composé de :

Président : H. CURIEN, Président du C.N.E.S., Professeur à l'Université Paris VI

J. DUBIEF, Ingénieur physicien à l'Institut de Physique du Globe

R. MOREAU, Directeur du Développement Scientifique IBM France

G. SAUTTER, Professeur à l'Université de PARIS I

J. MOUNIER, Professeur à l'Université de RENNES II

S.I. RASOOL, Professeur au Collège de France et à l'Ecole Normale Supérieure

F. VERGER, Professeur à l'Ecole Normale Supérieure, Directeur du Laboratoire de Géomorphologie de l'ENS.

Mention : Très Honorable avec les félicitations du jury.

URBAMA
bibliothèque
CNRS UNIVERSITÉ de TOURS

T-1399

A Marie, Mathilde, Julie,
Mathieu, Emilie et à tous
mes amis sahéliens

AVANT-PROPOS

Le travail présenté ici a été mené à son terme grâce à l'appui, à l'aide et aux encouragements de mes professeurs, collègues et amis. Qu'il me soit permis de leur exprimer mes remerciements.

En premier lieu, c'est au professeur S.I. Rasool, qui m'a guidée avec une amicale compréhension, que va toute ma reconnaissance. La confiance et le soutien qu'il m'a accordés dans les moments difficiles m'ont permis d'aller jusqu'au bout de la rédaction de ce mémoire. Les résultats de ce travail s'intègrent dans le projet de recherche plus vaste qu'il dirige, sur les mécanismes qui régissent les changements de climat sur la terre.

C'est au Centre Scientifique IBM France, où j'ai été accueillie pendant plus de trois ans, qu'a pris naissance le projet Sahel. Grâce à la compréhension de son Directeur, Monsieur R. Moreau, à l'aide permanente et à l'intérêt de M. G. Savary, chef du Projet Télédétection, les nombreux et importants traitements ont pu être effectués. Je leur exprime ici ma profonde gratitude.

Durant ces trois années, j'ai trouvé auprès des ingénieurs et des chercheurs du Centre l'appui scientifique et amical qui m'a permis de tirer le meilleur parti des recherches entreprises. Je remercie tout particulièrement Monsieur M. Habif qui a mis au point le programme "albédo" et la transformation des images multispectrales Landsat en images albédo, et Monsieur A. Asem qui s'est intéressé au projet Sahel et qui, tout au long de ces trois années, a amélioré et optimisé les programmes concernant le traitement d'images. Son étroite collaboration m'a permis, en particulier, d'approfondir le problème posé par les poussières atmosphériques en télédétection.

Monsieur le Professeur F. Verger a bien voulu être le rapporteur de mon travail. Je lui suis très reconnaissante de la grande confiance qu'il a manifestée à mon égard.

Monsieur le Professeur G. Sautter, spécialiste de l'Afrique, a toujours manifesté un bienveillant intérêt pour mes recherches. Je lui suis reconnaissante de l'attention et du soutien moral qu'il a manifestés à mon égard.

Monsieur le Professeur Mounier a accepté de juger mon travail. Je l'en remercie.

Monsieur le Professeur H. Curien, en acceptant de présider mon jury, m'a fait un grand honneur. Je le remercie de l'intérêt qu'il a bien voulu porter à mon travail.

Les chercheurs de son laboratoire de Minéralogie m'ont accueillie avec sympathie. Je remercie tout particulièrement Monsieur B. Cervelle pour son accueil et son aide. Je dois beaucoup à Monsieur A. Bothorel qui m'a patiemment initiée au maniement du spectrophotomètre. Je le remercie sincèrement.

Monsieur R. Kandel, maître de recherche au laboratoire d'Aéronomie du CNES, a effectué le traitement des images Météosat que nous avons utilisées. Une grande partie de cette étude a été menée avec son étroite collaboration. Il a bien voulu relire et formuler de précieuses critiques, qui m'ont permis d'améliorer le document. Je l'en remercie très vivement.

J'ai eu le privilège de bénéficier des conseils et des critiques bienveillants de Monsieur J. Dubief, qui a bien voulu revoir la partie climatologie du document. Je l'en remercie très sincèrement.

Je remercie le CNES, ainsi que la société Matra, qui m'ont aimablement prêté les radiomètres nécessaires aux mesures.

Le Club du Sahel de l'OCDE, et en particulier Madame A. Delattre et Monsieur A. Fell, ont contribué à la réalisation de cette étude en me permettant d'effectuer des missions de terrain au Sénégal, au Mali et en Haute-Volta, et d'acquérir certaines bandes magnétiques Landsat.

Le succès des missions de terrain est dû en premier lieu à l'étroite collaboration et au concours des autorités et des services compétents des Etats sahéliens visités. Mes remerciements s'adressent tout particulièrement à Monsieur le Ministre de l'Agriculture du Mali, NFagnanama Kone, qui a grandement facilité mes recherches au Mali.

Je remercie les services de la Météorologie nationale, en la personne de son Directeur, Monsieur A. Gologo, qui a toujours répondu dans les plus brefs délais à mes demandes de renseignements et m'a permis d'organiser, avec l'antenne de Tombouctou, l'expérience du 10 Mars 1982.

Les autorités civiles et militaires de Tombouctou m'ont apporté leur soutien total. Je remercie particulièrement Monsieur Mamadou Lamine Dambele, Gouverneur de la région de Tombouctou qui, devant la précarité des moyens engagés et face aux risques à affronter, a mis à ma disposition l'un de ses meilleurs guides sahariens. Je lui dois beaucoup aujourd'hui.

Je ne saurais oublier l'aide précieuse des autorités et des habitants de Goundam, Gourma Rharous, Koro, Bankass et Mopti.

L'USAID de Bamako a contribué à la réussite de la mission 1982 en mettant à ma disposition un chauffeur expérimenté et une partie de l'équipement nécessaire.

C'est le Centre Régional de Télédétection (CRTO) de Ouagadougou qui a pris en charge la mission de mesure effectuée dans le département du Sahel. Je suis vivement reconnaissante à Monsieur J.P.G. Ouedraogo, son Directeur général, ainsi qu'à Monsieur M. Kouda, ingénieur agronome qui m'a accompagnée sur le terrain.

Monsieur J.P. Ouedraogo, Directeur de la Météorologie nationale, m'a largement facilité la tache en me donnant accès aux carnets d'observations météorologiques. Je l'en remercie, ainsi que le Directeur de la Station de Dori qui, avec son équipe, a effectué les mesures en continu lors du passage du satellite Landsat le 2 Mars 1983 sur le département du Sahel.

Je ne saurais oublier les services que m'ont rendus les agents de l'ASECNA et de l'Institut Géographique de Haute-Volta.

Au Sénégal, mes remerciements s'adressent tout spécialement aux services de l'ASECNA et de la Météorologie nationale, ainsi qu'à l'Institut Fondamental d'Afrique Noire, à Dakar.

Mes recherches ont toujours trouvé un écho favorable auprès du CILSS (Comité de lutte contre la sécheresse dans le Sahel). Je remercie ses représentants de leur appui.

C'est grâce au dévouement de mes amis Sahéliens que les tournées dans des régions parfois difficiles ont pu être menées à bien. J'exprime toute ma gratitude à Monsieur Abdoul Salam Ben Abdoul Aziz Baby qui, par son courage et sa compétence, nous a permis d'aboutir. Grâce au guide Nagim Ould Mahmoud et à sa parfaite connaissance du désert, nous avons pu atteindre les endroits les plus reculés et y effectuer des mesures.

Je dois beaucoup aux villageoises et villageois du Sahel voltaïque, sénégalais, nigérien et malien qui, à l'époque où je faisais des tournées sans gros moyens, m'ont accueillie chaleureusement, et même adoptée. Sans eux, la réalité sahélienne m'aurait sans doute échappé.

Je dois beaucoup à mes collègues et amis qui m'ont aidée. Sans pouvoir les citer tous, je ne puis omettre les noms de Monsieur Ph. C. Chamard, qui a bien voulu me prêter ses carnets de notes biologiques, et dont les remarques et les corrections m'ont été très précieuses, Monsieur M. Desbois, du Laboratoire de Météorologie dynamique, Monsieur G. Boudet et Monsieur Lebrun, de l'IEMVT, Madame M.N. Petit, sans qui ce mémoire n'aurait pu être achevé en temps voulu.

Que tous ceux qui m'ont aidée trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

SOMMAIRE

INTRODUCTION 1

PREMIERE PARTIE - CLIMATOLOGIE DYNAMIQUE

CHAPITRE 1 - CLIMATOLOGIE DYNAMIQUE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST 7

1. INTRODUCTION 7

2. LES FACTEURS ATMOSPHERIQUES 8

21. Les centres d'action et les champs de pression 8
22. La structure de la troposphère 10
23. Les masses d'air et les flux 11
24. Le front intertropical FIT 12
25. Le dynamisme de la circulation 13
26. Les types de temps en Afrique Occidentale 16

3. LES FACTEURS ASTRONOMIQUES 18

4. LES FACTEURS GEOGRAPHIQUES 20

5. CONCLUSION 23

CHAPITRE 2 - LES PARAMETRES DU CLIMAT SAHELIEN 26

1. LES PHENOMENES THERMIQUES 26

11. La nébulosité 26
12. La brume sèche 26
13. L'insolation 27
14. Le rayonnement extra-terrestre 29
15. Le rayonnement global 30

2. LA TEMPERATURE 32

21. La température du sol 32
22. La température des basses couches de la troposphère 41
23. La température de l'air sous abri 44

3. LES PRECIPITATIONS ET LE BILAN DE L'EAU 48

31. L'information disponible 48
32. Les saisons pluviométriques 49
33. La variabilité temporelle 51
34. La variabilité spatiale 53
35. Caractères particuliers des pluies 59

4. LES VENTS ET LEURS EFFETS 64

41. Les mesures anémométriques 64
42. Caractères des vents 65
43. Les vents de sable et de poussière 71
44. Les vents d'altitude 74

5. L'HUMIDITE DE L'AIR 79

51. L'humidité relative 79
52. La tension de vapeur 82

6. L'EVAPORATION 86

61. La mesure de l'évaporation 86
62. L'évapotranspiration 88

7. VARIATIONS DE CERTAINS PARAMETRES DU CLIMAT DANS LES REGIONS SAHARO-SAHELIENNES DEPUIS LE PLEISTOCENE SUPERIEUR 90

CONCLUSION 92

DEUXIEME PARTIE - LES MILIEUX SAHELIENS

CHAPITRE 3 - LE DOMAINE SAHELIEN 96

INTRODUCTION 96

1. DEFINITION ET LIMITES 97

2. GEOLOGIE 98

21. Le craton ouest-africain 98
22. Le bassin de Taoudéni 102
23. Le bassin sénégalo-mauritanien 103
24. Le bassin du Niger 104

3. LES PAYSAGES MORPHOLOGIQUES 105

31. Les paysages du socle 105
32. Les reliefs gréseux 106
33. Les bas plateaux du Niger 106
34. Les plaines du Sahel malien 107

4. LES SOLS 111

5. L'HYDROLOGIE 112

51. Les nappes superficielles 113

6. LA VEGETATION 114

61. Caractères généraux 114
62. La flore sahélienne 115
63. La physiologie des plantes 121

CHAPITRE 4 - EXEMPLES DE MILIEUX SAHELIENS 124

1. APPROCHE D'UNE DEFINITION 124

2. LE MILIEU SABLEUX 125

21. Le Ferlo sableux 127
22. Le Gondo sableux 132
23. L'Azaouad méridional 135
24. L'aklé Awana 136
25. L'Assouarirt 137
26. Dunes et mares de l'Oudalan 138

3. LE MILIEU HYDROMORPHE 144

31. La vallée du Sénégal 145
32. Le lac Faguibine 149

4. LE MILIEU ROCHEUX 153

41. Les affleurements rocheux 153
42. Les affleurements rocheux à couverture arbustive 154

CHAPITRE 5 - LES MILIEUX, LE CLIMAT ET L'HOMME 157

1. INTRODUCTION 157

2. LE CLIMAT ET SES EFFETS SUR LA BIOSPHERE 158

21. Les effets de la sécheresse sur la strate ligneuse 158
22. Les effets de la sécheresse sur la strate herbacée 160

3. L'HOMME ET LES MILIEUX 161

31. L'homme et la végétation 162
32. Les feux courants 163
33. L'action du bétail sur la végétation et les sols 164
34. L'homme, le climat et l'équilibre des milieux 166

4. DISCUSSION A PROPOS DU MECANISME DE CHARNEY 167

CONCLUSION 169

TROISIEME PARTIE - L'APPORT DES DONNEES DES SATELLITES

INTRODUCTION - LA TELEDETECTION 170

CHAPITRE 6 - LES PRINCIPES PHYSIQUES ET L'ALBEDO 172

1. LE RAYONNEMENT SOLAIRE 172

11. Le flux solaire incident 172
12. Le spectre solaire 173
13. Le rayonnement terrestre 174
14. Le flux radiatif net 175

2. LES PRINCIPES PHYSIQUES DE LA TELEDETECTION 177

21. Emission du rayonnement électromagnétique 177
22. La propagation du rayonnement électromagnétique 177
23. Les quantités utilisées en télédétection 178
24. Les bandes spectrales utilisées en télédétection 180
25. Le signal enregistré par le satellite 181

3. LA SIGNATURE SPECTRALE 186

31. Les différents niveaux d'approche 186

4. L'ALBEDO 192

41. L'albédo planétaire 192
42. L'albédo de surface 193
43. Le choix du paramètre albédo 196

CHAPITRE 7 - LES SATELLITES ET LES DONNEES UTILISEES 198

1. LES SATELLITES 198

11. Les satellites Landsat 199
12. Le satellite Spot 212
13. Les satellites géostationnaires 215
14. Calibration radiométrique des données satellite 220
15. Le calcul de l'albédo Météosat 221
16. L'albédo Landsat 223
17. Intercalibration Landsat-Météosat 226
18. Obtention d'une image albédo 228
19. Le système de traitement 228

CHAPITRE 8 - LES MESURES DE REFLECTANCE 232

1. LES MESURES EN LABORATOIRE 232

11. Le spectrophotomètre 232
12. La réflectance des objets 233
13. Les résultats des analyses 237

2. LES MESURES SUR LE TERRAIN 251

21. Le radiomètre Matra 251
22. Conditions et lieux des mesures 252
23. Résultats des analyses 264
24. Synthèse des résultats des analyses 264

3. LES REPONSES SPECTRALES DES OBJETS A PARTIR DE LANDSAT 267

4. LES EFFETS DE LA POUSSIERE 286

41. Les aérosols sahéliens 286
42. L'albédo des aérosols 288
43. La brume sèche du 10 Mars 1982 289
44. Les mesures satellitaires 289
45. Les mesures au sol 293

CONCLUSION 298

QUATRIEME PARTIE - ETUDE DES VARIATIONS DE L'ALBEDO DANS LES REGIONS SAHELIENNES ET SAHARO-SAHELIENNES ET EVOLUTION RECENTE DU COUVERT VEGETAL DANS LA ZONE SAHELIENNE

INTRODUCTION 299

CHAPITRE 9 - VARIATION DE L'ALBEDO DANS LES REGIONS SAHELIENNES ET SAHARO-SAHELIENNES 301

1. LES REGIONS ETUDIEES 301

11. Le Ferlo 301
12. Le Gondo 301
13. L'Oudalan 301
14. La région du lac Faguibine 302

2. LES DONNEES UTILISEES 302

3. L'ALBEDO DE SURFACE DU SAHARA 304

4. L'ALBEDO DE SURFACE DU SAHEL OCCIDENTAL 306

5. LA VARIABILILITE DE L'ALBEDO DANS LE SAHEL 308

51. La variabilité saisonnière 308
52. La variabilité régionale et interannuelle de l'albédo dans le Sahel 309

6. L'ALBEDO ET LA PLUVIOMETRIE DANS LE SAHEL 312

7. L'ALBEDO ET LA DISTRIBUTION DES PLUIES 314

8. DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS 316

CHAPITRE 10 - EVOLUTION DES PAYSAGES VEGETAUX 320

1. PRINCIPES ET METHODES D'IDENTIFICATION DES UNITES VEGETALES 320

11. Relations avec les données sol 320
12. Classification 321

2. LE FERLO 321

21. Situation 321
22. Méthode 322
23. Analyse des changements dans les bio-unités 324
24. Analyse des changements globaux 336
25. Evolution de la situation dans le secteur d'Orefondé 342
26. Conclusion 342

3. LE GONDO 343

31. Présentation de la région 343
32. Analyse de l'évolution 345
33. La mare de Kassa 347
34. Conclusion 348

4. L'OUDALAN 350

41. Les données utilisées 350
42. Les mesures radiométriques 350
43. L'évolution des paysages 354
44. Le cas du périmètre protégé du ranch de Markoye 356
45. Récapitulation et discussion 358

5. LA REGION DU LAC FAGUIBINE 359

51. Les changements observés 362

6. INTERPRETATION ET DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS ALBEDO ET BIOSPHERE 364

61. Causes possibles de la diminution d'albédo observée sur le Sahel entre 1973 et 1979 364
62. Les causes possibles de l'augmentation d'albédo en 1982 365
63. Augmentation ou diminution d'albédo par les débris végétaux jonchant le sol 366
64. La modification des paysages végétaux entre 1972 et 1982 369

BIBLIOGRAPHIE 374

INDEX ALPHABETIQUE DES LIEUX CITES 392

LISTE DES FIGURES 396

LISTE DES IMAGES 404

LISTE DES PHOTOS 405

LISTE DES TABLEAUX 406

ANNEXES 409

"La terre inculte peut produire assez de nourriture pour les pauvres mais même cela peut leur être enlevé par injustice".

Livre des Proverbes 13:23

INTRODUCTION

Ize Nere : la vente des enfants
Goasi Borgo : piler la calebasse
Yollo Morou : caresse tes nattes
La Grande Béri (1) : la grande famine (1913)
Wande Wasu : écarte ton épouse (1942)

Tels sont les noms, plus que réalistes, des famines qui hantent la mémoire des paysans et des éleveurs, ou des tenants de la tradition orale au Niger et il ne s'agit là que des famines dues à l'insuffisance des pluies.

Le Sahel, de l'Atlantique à l'Océan indien, est maintenant connu de l'opinion mondiale à cause de la sécheresse. Depuis 1968, le Sahel ouest-africain, qui sert de cadre à cette étude, connaît une véritable crise climatique, caractérisée par un déficit pluviométrique persistant.

Après les années catastrophiques que furent 1972 et 1973, les pluies presque normales observées dans certaines régions en 1974, 1975 et 1976 ont redonné espoir à nombre de Sahéliens, espoir vite anéanti par une série ininterrompue d'années déficitaires.

---

(1) La grande Brassée, ou grande Béri correspond à la sécheresse qui s'est étendue du Sénégal au Soudan actuel, ainsi que sur la partie nord du Nigéria.

Eu égard aux données pluviométriques disponibles, 1983 apparaît comme l'année la plus sévère depuis l'origine des relevés météorologiques, tant au Sahel que dans les régions situées plus au sud.

Qu'on en juge plutôt :

- les déficits enregistrés dans les stations maliennes, nigériennes, voltaïques ou sénégalaises sont supérieurs à 30 % en moyenne (60 % pour Tombouctou, 54 % pour Nioro, 52 % pour Gorom-Gorom, 39 % pour Tougan, ...) ;

- les mares du nord de la Haute-Volta sont sèches depuis la fin du mois de Décembre ; ceci est d'autant plus grave que de ces mares dépend la vie de dizaines de milliers de têtes de bétail ;

- les débits maximum de crue, mesurés à Koulikoro et Diré sur le Niger, à Kayes sur le Sénégal, ou à Oualia sur le Bakoye, sont les plus indigents notés à ce jour.

La sécheresse 1968-1983 est donc, par sa durée et son intensité, la plus importante du siècle, mais elle n'est pas spécifique au Sahel, comme en témoignent les déficits hydropluviométriques constatés en Côte d'Ivoire, au Ghana, où les lacs retenus par les barrages hydro-électriques sont à leur niveau le plus bas.

Il semble que cette crise climatique, parce que d'ampleur continentale, ressortisse à la circulation générale de l'atmosphère et à la tendance à l'assèchement qui a débuté durant le Néolithique.

L'Afrique sahélienne ou saharo-sahélienne a vu se succéder depuis 35 000 ans des périodes arides et des pluviaux de durée inégale. Le Sahel prit tour à tour les aspects du Sahara ou ceux des régions de savane. Depuis la fin du pluvial holocène, vers 3500 BP, l'évolution irrégulière vers le climat actuel, sec et aride, n'a cessé de se confirmer. L'homme ne peut être accusé d'être à l'origine de cette tendance inéluctable à l'assèchement.

Dans le Sahel, où la sécheresse est naturelle et chronique, les effets bénéfiques des pluies estivales, extrêmement variables dans le temps et dans l'espace, sont atténués par l'insolation, la température et l'évaporation qui, pendant près de neuf mois, atteignent des valeurs très élevées. A ce rythme saisonnier contraignant pour la biosphère, s'ajoutent les variations interannuelles des précipitations. Ainsi peut-on déduire de l'analyse des chroniques pluviométriques les plus longues l'alternance de périodes "fastes" ou de "sécheresse" récurrentes, non périodiques et d'inégale durée.

Si les facteurs du climat ouest-africain sont connus, les causes des anomalies (périodes à pluviométrie excédentaire et déficitaire plus ou moins longues) ne sont pas encore élucidées par la communauté scientifique.

Les pluies enregistrées au Sahel sont d'origine allogène. Elles dépendent du potentiel en eau de la "mousson" et, peut-être, des transferts de vapeur d'eau depuis l'Océan Indien. On peut néanmoins se demander si les processus pluviogéniques et la variabilité spatiale des pluies ne sont pas conditionnés, peu ou prou, par l'état ou le comportement du substratum sahélien. L'homme, en exploitant les milieux naturels, peut-il modifier, au moins localement, l'état de ce substratum et participer ainsi à la péjoration de certaines manifestations climatiques ? Il est en effet important de savoir si les paysages du Sahel actuel sont l'aboutissement de la tendance à l'assèchement à laquelle il a été fait allusion, ou si l'homme y a contribué, au risque de substituer au dessèchement ce que l'on appelle, à tort ou à raison, "désertification".

Les relations des voyages faits par des Européens entre le XVIIe siècle et la fin du siècle dernier nous révèlent finalement un Sahel peu différent de celui que nous connaissons. La faune était certes plus riche et plus abondante que de nos jours, mais la végétation et les formations végétales ne semblent pas avoir tellement changé.

Le Sieur L.M. de Chambonneau qui, en 1677, a parcouru la basse vallée du Sénégal entre Saint-Louis et l'île à Morphil, signale la présence d'une mangrove épaisse et le palmier à huile (*Elaeis guineensis*). Il n'y a plus de palmiers dans la vallée et il ne subsiste plus que des lambeaux de mangrove aux environs de Saint-Louis.

Gaspard Mollien (rescapé du naufrage de la Méduse) qui, en 1818, avait entrepris de retrouver les sources du Sénégal, nous a laissé une remarquable description du Cayor, du Dyolof, du Ferlo et de la vallée du Sénégal (1). Il dit avoir traversé durant son périple dans le Cayor et le Dyolof, des forêts abondantes, mais il décrit aussi "les plaines immenses et desséchées" du Ferlo, qu'il qualifie de "désert interne du Sénégal". Le paysage de la vallée du Sénégal qu'il découvre, à proximité du village de Sedo, n'avait guère changé en Février 1981. "Une colline assez rapide que nous gravîmes ensuite était absolument nue ; ses flancs n'offraient qu'une surface qui semblait brûlée par l'action du feu, et que perçaient çà et là des roches ferrugineuses. Mais du sommet de cette colline, un coup d'oeil magnifique s'offrit à nos regards ... une vaste plaine bien cultivée se déployait devant moi ; des champs et des arbres étaient entremêlés de bouquets d'arbres...".

René Caillié (1828) a vu sur les bords du Dioliba (le Niger) et dans la région de Diré, des vastes plaines dans lesquelles "on aperçoit quelques petits arbustes rabougris". (2)

---

(1) L'Afrique occidentale en 1818, vue par un explorateur français, Gaspard Théodore Mollien. CALMANN-LEVY, 1967
(2) René Caillié, Voyage à Tombouctou, Editions F. MASPERO, 1979

Le 6 Mai 1828, entre Dâyet en Nahârât et Araouane, sa caravane traverse l'Azaouad et Caillié note "nous n'apercevions même plus ces chardons et ces salvadores (1), tristes consolations au milieu d'une nature aussi affreuse. C'est le véritable aspect des ondulations de la mer ; peut-être d'une mer sans eau...". En Mars 1982, les interdunes séparant les cordons portaient une maigre steppe et quelques arbustes épars *(Acacia raddiana et Maerua crassifolia)*.

En 1879, le lieutenant P.L. Monteil écrit, à propos de la végétation du Ferlo : "je viens d'énumérer les diverses essences qui composent ces forêts, lesquelles seraient magnifiques si elles étaient exploitées et donneraient un rendement superbe tant au point de vue de la gomme qu'au point de vue des bois...".

Ces quelques témoignages, hormis celui de R. Caillié, révèlent une végétation sensiblement plus luxuriante que de nos jours. Ces mêmes voyageurs font cependant état de son exploitation par les populations locales. G. Mollien signale les grandes coupes de bois faites dans le Ferlo, coupes qui, selon lui, entraînent une diminution de l'humidité. P.L. Monteil déplore la pratique des feux de brousse par les Peul du Ferlo. Enfin, les uns et les autres parlent des "disettes" consécutives aux mauvaises pluies.

De nos jours, l'empreinte de l'homme sur les paysages est indéniable ; elle s'explique par les besoins d'une population croissante, l'extension des superficies cultivées et l'importance du cheptel. Elle se manifeste par la dégradation de la couverture végétale déjà affectée par la crise climatique actuelle.

Cette évolution récente marquée par l'extension des surfaces dénudées, se traduit par une augmentation de leur pouvoir de réflexion. En admettant que l'albédo (fraction de la quantité d'énergie réfléchie par le sol) des immenses régions sahéliennes ait augmenté, cette augmentation est-elle susceptible d'interférer un tant soit peu sur les mécanismes de la circulation générale, et d'entretenir ainsi la sécheresse, comme l'a affirmé le météorologue théoricien Jules CHARNEY (1975) ?

Afin de tenter d'apporter une réponse à ces questions, il s'agissait de mesurer préalablement la réflectivité des surfaces composant le substratum sahélien et d'en suivre l'évolution temporelle. Seuls les satellites d'observation de la Terre et les satellites météorologiques pouvaient nous permettre d'atteindre cet objectif.

Il est actuellement possible d'évaluer, à partir des données fournies par les satellites, l'albédo de surface et d'en préciser les variations dans le temps et dans l'espace.

---

(1) *Salvadora persica*

Avec les données des satellites Landsat 1, 2 et 3, nous disposions d'une information abondante s'étalant sur une période de dix ans, qui coïncide avec celle de la sécheresse. Landsat fournit des données répétitives à haute résolution spatiale (80 x 80 m), la discrimination spectrale rendue possible grâce à ses quatre canaux dans le domaine du visible et du proche infrarouge, permet d'établir la signature spectrale des surfaces étudiées et d'analyser leur évolution.

Les données du satellite Météosat, avec une résolution spatiale de 5 km, permettent de détecter les changements à grande échelle. Des images sont fournies dans trois canaux spectraux dont un visible (qui concerne la lumière solaire) donne une bonne estimation de l'albédo du sol.

Les mesures satellitaires ont été accompagnées et précisées par l'exploitation des données météorologiques, par la reconnaissance biogéographique des régions concernées et enfin, par des mesures radiométriques faites tant sur le terrain qu'en laboratoire.

La confrontation des informations obtenues à ces différents niveaux d'observation fonde l'interprétation réaliste des mesures satellitaires et en montre la fiabilité.

Cette étude se propose donc de suivre les variations de l'albédo de surface des milieux sahéliens de quatre régions test : le Ferlo, au Sénégal, le Gondo, au Mali, l'Oudalan, en Haute-Volta et la région du lac Faguibine, au Mali, afin de connaître la réaction du couvert végétal vis-à-vis d'une situation climatique particulière.

La première partie de ce travail est consacrée au climat qui conditionne la dynamique des milieux naturels, les activités humaines et l'économie des états sahéliens.
Le chapitre 1 rappelle les caractères et les facteurs de la climatologie dynamique de l'Afrique de l'Ouest.
Le chapitre 2 est consacré à l'analyse des paramètres du climat sahélien et à leurs variations spatiales et temporelles. Il s'achève par un rappel de l'évolution paléoclimatique du Sahel au Quaternaire récent.

La deuxième partie présente les milieux sahéliens.
Le chapitre 3 propose une définition du domaine sahélien, en précise les limites et les caractères propres qui en font une unité biogéophysique.
Le chapitre 4 décrit les trois milieux spécifiques du domaine sahélien : le milieu sableux, le milieu rocheux et le milieu hydromorphe, dont les paysages s'organisent autour de l'élément prépondérant qui les constitue.
Le chapitre 5 tente de préciser les influences respectives du climat et de l'homme sur l'évolution actuelle des milieux.

La troisième partie est consacrée aux méthodes de la télédétection, utilisées pour rendre compte des variations de l'albédo de surface.
Le chapitre 6 tente de préciser les bases physiques de la télédétection, la nature de l'information enregistrée et transmise par les satellites, ainsi que les facteurs susceptibles de la modifier (incli-

naison solaire, phénomènes atmosphériques, etc.).
Dans le chapitre 7 sont présentées les caractéristiques principales des satellites dont les données ont été utilisées dans cette étude (ATS 3, Landsat 1, 2 et 3, Météosat et les simulations Spot).
Le chapitre 8 analyse les réponses spectrales des objets et surfaces sahéliens déterminés à plusieurs niveaux d'observation : laboratoire, terrain et espace.

La définition spectrale de ces surfaces élémentaires introduit la quatrième partie, entièrement consacrée à l'évaluation de l'albédo des régions sahéliennes et saharo-sahéliennes entre 1966 et 1982.
Les variations spatiales et temporelles sur l'ensemble du Sahel sont analysées entre 1966 et 1982 au chapitre 9.
Les modifications de la couverture végétale et l'évaluation de l'impact de la sécheresse dans les différentes régions test sont étudiées dans le chapitre 10, à l'issue duquel est proposé un essai de synthèse.

Au terme de ce développement, nous montrons comment, à partir de la télédétection, on peut saisir la complexité des phénomènes qui régissent la nature sahélienne et comment elle rend possible la surveillance et la gestion des ressources naturelles de ces régions, confrontées à une situation grave.

PREMIERE PARTIE

CLIMATOLOGIE DYNAMIQUE

CHAPITRE I

CLIMATOLOGIE DYNAMIQUE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

1. INTRODUCTION

Le climat est le facteur fondamental qui détermine les milieux naturels sahéliens. Il participe à la définition et à la dynamique des paysages, en régissant la vie végétale, la vie animale et l'hydrologie, et en assurant la permanence des activités humaines. La connaissance du climat est nécessaire à la compréhension des milieux naturels et de leur évolution annuelle.

Nous avons choisi de privilégier l'analyse des éléments du climat après avoir rappelé les caractères principaux de la circulation atmosphérique générale sur l'Afrique intertropicale.

Le climat sahélien, comme tous les types de climat, doit ses caractères aux effets respectifs, conjugués ou non, de facteurs astronomiques, atmosphériques et géographiques. Son étude, qui a donné lieu à quantité de travaux et de publications (1) est encore à l'ordre du jour des programmes de recherches conçus et engagés par la communauté scientifique internationale (2). L'abondance des hypothèses émises montre les difficultés rencontrées pour intégrer les relations :

Soleil ---------- Terre

Soleil ---------- Atmosphère --- Terre — Lithosphère, Biosphère, Hydrosphère, Cryosphère

Le traitement informatique de l'ensemble des données accumulées par le réseau terrestre et de celles que fournissent les satellites météorologiques permettront, à court ou moyen terme, de comprendre et de préciser les relations sus-citées.

---

(1) en témoignent les 982 références bibliographiques de la thèse de M. LEROUX

(2) Programme Climatologique Mondial (CIUS - PNUE - OMM)
Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat (PNEDC)
International Satellite Land-Surface Climatology Project (ISLSCP)
International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)
Agroclimatological Information and Monitoring System (AIMS)

2. LES FACTEURS ATMOSPHERIQUES

L'organisation de la circulation générale est relativement bien connue et les simulations de plus en plus réalistes faites à l'aide des modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCGA) devraient permettre d'en préciser les mécanismes et les fluctuations et d'en déduire les effets éventuels sur les pluies d'été en Afrique Occidentale.
A. ARAKAWA, Y. MINTZ (1974) ; K. LAVAL, R. SADOURNY, V. SERAFINI (1981) ; D. BURRIDGE, R. SADOURNY (1982) ; S. JOUSSAUME (1983) ; J. WALKER, P.R. ROWNTREE (1977) ; R.E. NEWELL et al. (1974).

Les caractères météorologiques et les variétés de types de temps des climats ouest-africains en général, et du climat sahélien en particulier, dépendent de la circulation générale de l'atmosphère et de son dynamisme pour une grande part. B.W. THOMPSON (1965) ; M. LEROUX (1968, 1970, 1980) ; S.E. NICHOLSON (1981).

Dans ce qui suit , nous décrirons succinctement les caractères généraux de la circulation et de son dynamisme, en insistant sur les situations moyennes réalisées en Janvier-Février et Juillet-Août. B.W. THOMPSON ; M. LEROUX

21. Les centres d'action et les champs de pression

Situation de Janvier-Février

En surface : l'anticyclone des Açores, soudé ou non à l'anticyclone maghrébin, (d'origine thermique) se situe vers 30 ° de latitude N, alors que l'anticyclone de Sainte Hélène, axé au-delà du tropique du Capricorne, occupe sa position la plus méridionale. Les basses pressions relatives sont localisées sur les régions littorales du golfe du Bénin, par 5° de latitude N environ.

En altitude : les valeurs barométriques observées aux niveaux caractéristiques (850, 700, 500, 300 et 200 mb) révèlent l'existence, à la verticale de l'Equateur, d'une vaste aire anticyclonique en liaison continue avec les hautes pressions boréales et australes de surface Figure n° 1.

Situation de Juillet-Août

En surface : les anticyclones des Açores et de Sainte Hélène axés respectivement sur 35° N et 25° S occupent leurs positions les plus septentrionales, tandis que la dépression d'origine thermique, bien individualisée, est centrée sur 20° N au voisinage du méridien origine.

FIG 1 CHAMP de PRESSION moyen en JANVIER FEVRIER et en JUILLET AOUT *d'après B.W. THOMPSON*

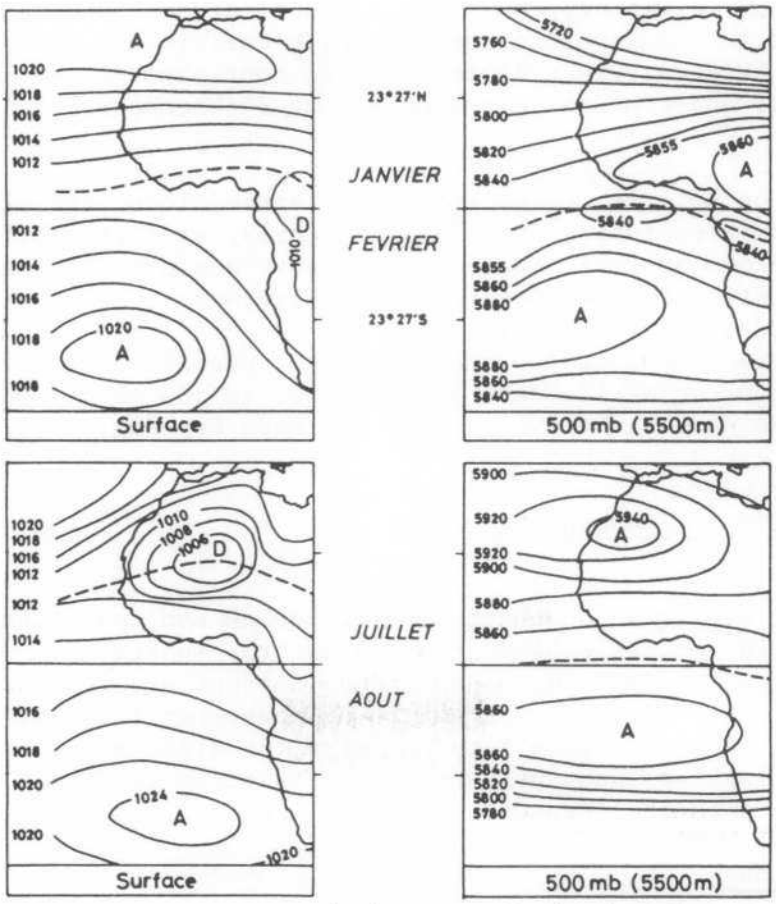
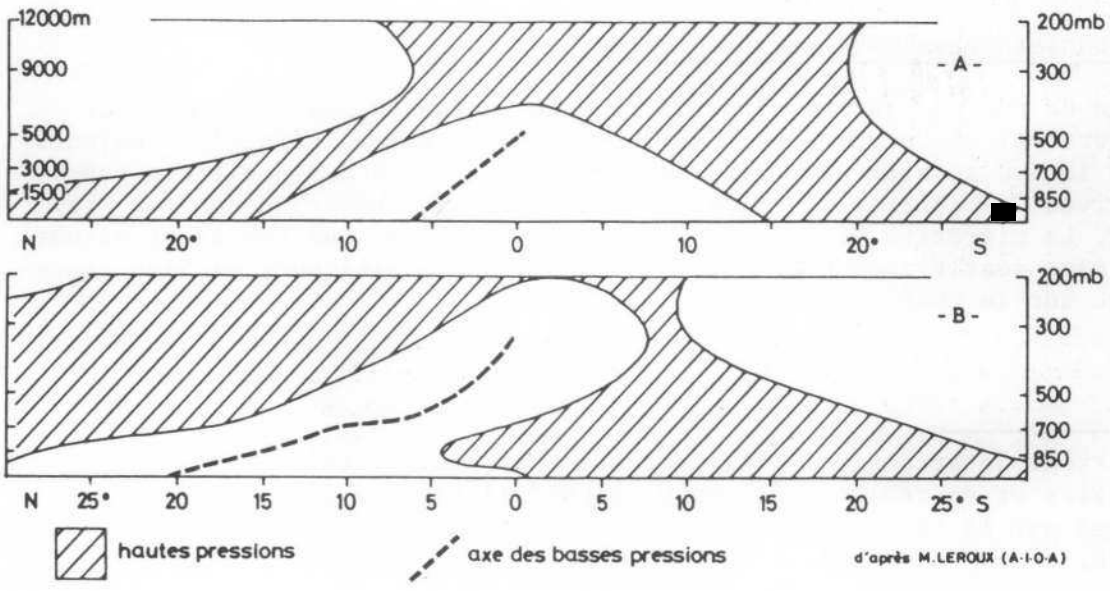


FIG 2 COUPES SCHEMATIQUES de la TROPOSPHERE sur l'AFRIQUE OCCIDENTALE et l'ATLANTIQUE au voisinage du méridien origine en JANVIER-FEVRIER (A) et en JUILLET-AOUT (B)



En altitude : à 850 mb, la dépression de surface est remplacée par un anticyclone soudé à l'anticyclone des Açores. L'anticyclone austral se décalant vers le NW en altitude déborde sur le continent. Entre les deux anticyclones, une zone de basses pressions s'observe par 15° N environ.

A 700 et 500 mb, on note le renforcement de l'anticyclone continental d'altitude, toujours solidaire de celui des Açores, et l'affaiblissement de l'anticyclone austral. Entre ces hautes pressions, la zone dépressionnaire est nettement décalée vers l'Equateur.

Aux niveaux supérieurs, 300 à 200 mb, les basses pressions relatives axées sur l'Equateur se manifestent jusqu'à près de 300 mb. A 200 mb, la jonction des ceintures anticycloniques est assurée. Fig. n° 1.

22. La structure de la troposphère

La structure et l'évolution du champ de pression ne sont pas aussi simples que le suggèrent les coupes schématiques de la troposphère. Les centres d'action majeurs et les individus isobariques saisonniers sont doués d'une grande mobilité, imputable en partie au mouvement zénithal du soleil. Il en résulte que l'espace compris entre les aires anticycloniques des deux hémisphères peut présenter une structure verticale très variable dans le temps et l'espace.

Les hautes pressions

Le domaine intertropical délimité par une ceinture continue de hautes pressions, apparaît comme un ensemble fermé aux influences extratropicales. En réalité, l'affaiblissement en altitude de l'anticyclone thermique maghrébin et la circulation d'ouest plus ou moins rapide, peuvent favoriser, en saison froide, l'intrusion de l'air boréal jusqu'aux basses latitudes (10° N).

Les basses pressions intertropicales

L'axe de ces basses pressions, par lequel passe le FIT (1) ou l'ITCZ (Intertropical Convergence Zone ; terme anglo-saxon) s'incline toujours vers le sud en altitude, mais sa pente, qui dépend des positions respectives des centres d'action, est plus forte en hiver qu'en été. Fig. n° 2. La migration méridienne irrégulière de l'axe des basses pressions est plus sensible dans les basses couches qu'en altitude, et plus importante sur le continent que sur l'océan.

---

(1) Front Intertropical (FIT) : surface de contact entre les masses d'air boréales et australes. D'après G. BERNET (1968), le FIT continental est marqué par la triple discontinuité de vent, de température et du point de rosée.

23. Les masses d'air et les flux

Trois masses d'air se manifestent au-dessus de l'Afrique occidentale : l'AIR BOREAL et l'AIR AUSTRAL dans les couches basses et moyennes de la troposphère, et l'AIR EQUATORIAL au-delà du niveau 400 mb.

La masse d'air boréal

Il faut distinguer la masse d'air continental de la masse d'air maritime.

. L'air continental, subsident, stable et de plus en plus sec au fur et à mesure de sa pénétration à l'intérieur du continent, est caractérisé par des flux de trajectoire et de vélocité variables : l'alizé de secteur nord et l'harmattan, alizé continental de fin de parcours, de secteur est.

Ces flux sont issus soit de l'anticyclone des Açores ou de l'anticyclone maghrébin, soit d'une dorsale reliant l'anticyclone des Açores aux hautes pressions de l'Asie continentale.

. L'air maritime est le domaine des alizés de secteur nord qui, impulsés de l'anticyclone des Açores, se manifestent tout au long du littoral atlantique, depuis le sud marocain jusqu'au nord-ouest de la Guinée. La position et le dynamisme de l'anticyclone peuvent modifier la trajectoire de ces alizés. Lorsque ceux-ci sont de secteur NW à NNW, ils pénètrent plus ou moins loin à l'intérieur du continent, perdant ainsi progressivement leurs caractères maritimes. On parle alors d'alizés continentalisés.

Le réchauffement de l'air maritime, fortement subsident, est atténué par les températures de surface de l'Atlantique oriental (courant des Canaries). Le contact de ces deux masses d'air continental et maritime aux caractéristiques thermiques, hygrométriques et dynamiques différentes, est matérialisé par le Front des alizés (FAL) et la fréquence des inversions de température observées vers 1500 m d'altitude. O. SALVADOR (1964) (1).

La masse d'air austral

Si elle présente quelques analogies avec son homologue boréale, elle s'en distingue par son caractère maritime plus accusé et une aptitude à se propager au-delà de l'Equateur, et cela, jusqu'aux latitudes sahariennes en été boréal.

L'ampleur de cette migration transhémisphérique imputable au dynamisme de l'anticyclone de Sainte Hélène, à l'organisation des champs de pression, au contraste océan-continent, et aux effets induits de la rotation de la Terre, conduit à distinguer, dans la masse d'air australe, les alizés austraux de la mousson, en fonction de facteurs thermiques, hygrométriques et dynamiques.

---

(1) D'après NEIBURGER et alt. (1961), ces inversions sont dues essentiellement à la subsidence. E.R. REITER (1961) estime que cette subsidence est associée aux courants rapides d'altitude.

Au sud de l'Equateur, la subsidence des alizés de secteur SE à E s'atténue régulièrement de l'amont vers l'aval de leur trajectoire. Cette évolution aboutit au voisinage de l'Equateur, à l'individualisation de couches superposées : l'air austral inférieur, relativement peu épais (1500-2000 m) (1), tiède et humide, et l'air austral frais et sec.

La rotation de la Terre entraîne la déviation de l'alizé austral au passage de l'Equateur. Au-delà de celui-ci, l'alizé dévié de secteur SW prend le nom de mousson.

Au nord de l'Equateur, la mousson, prolongement normal de l'air austral inférieur, prend une trajectoire cyclonique, tandis que l'alizé supérieur reste bloqué à l'étage moyen. La mousson "attirée" par les basses pressions continentales et soumise à une forte convergence, devient, lors de sa progression vers l'intérieur du continent, de plus en plus instable, tout en demeurant plus fraîche que l'air qui la surmonte.

L'air équatorial d'altitude

Révélée par les radiosondages, cette masse d'air qui migre selon les saisons avec les anticyclones (elle se décale vers le nord en été et vers le sud en hiver), se distingue nettement des masses d'air boréal et austral qu'elle "recouvre". Fig. n° 6.

24. Le Front Intertropical FIT

Le front intertropical, ou FIT, est la surface de contact des masses d'air boréal et austral. Sur le continent, cette surface est définie selon G. BERNET (1968) par une triple discontinuité de vent, de température et du point de rosée. La trace au sol du FIT, qui correspond à l'axe des basses pressions, axe de convergence, est très mobile. Fig. n° 3.

Les caractères du FIT sont fonction de la nature des masses d'air et des flux qu'il sépare. Ainsi distingue-t-on le FIT continental, le FIT maritime et le FIT semi-continental. (2)

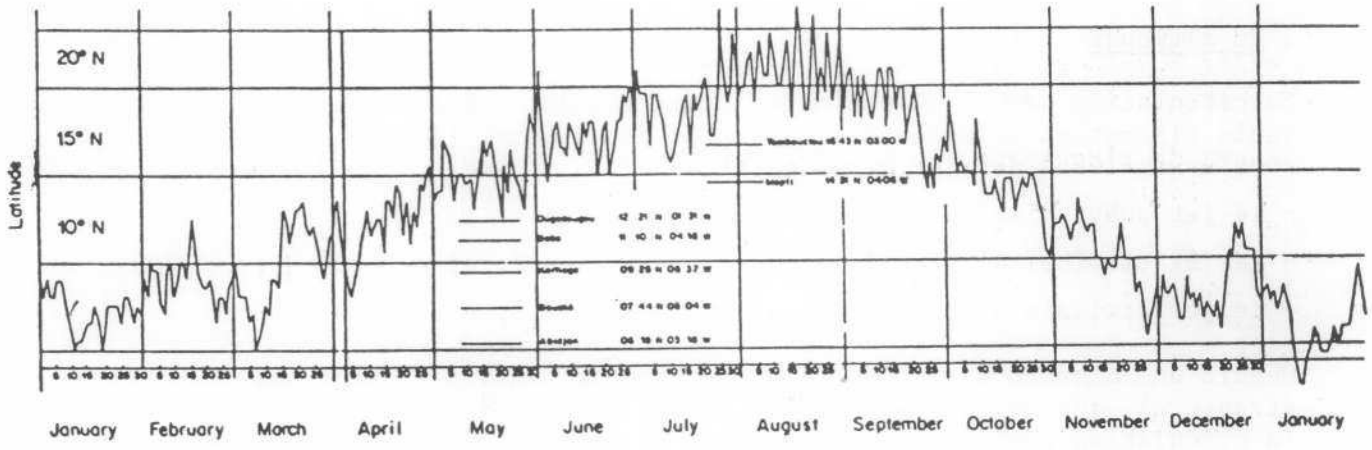
---

(1) Dans les hautes terres du Cameroun, l'épaisseur de l'air austral peut néanmoins dépasser 2000 m.

(2) Le FIT n'est pas un front de convergence sensu stricto. On peut observer le long de cette discontinuité des secteurs caractérisés par une convergence plus ou moins forte, et des secteurs caractérisés par une divergence.

FIG 3 Position of the Intertropical Front (ITF) at surface at the longitude 5°W during 1973, in accordance with the meteorological charts prepared at Abidjan

Variations de la trace au sol du F.I.T le long du méridien 5° W



(DUBIEF 1977)

Le FIT continental oppose l'alizé continental et la mousson. Le FIT maritime est la surface vers laquelle convergent alizés maritimes boréaux et alizés maritimes austraux et (ou) la mousson. Le FIT semi-continental qui, à proximité de la côte atlantique, résulte de la convergence de trois flux distincts : l'alizé continental de NE, l'alizé maritime de secteur N et la mousson. Le front des alizés FAL se raccorde au FIT à la jonction du FIT continental et du FIT semi-continental.

25. Le dynamisme de la circulation

. Dans les basses couches de la troposphère

La migration des centres d'action, qui dépend plus ou moins directement du mouvement apparent du soleil, a pour conséquence d'entraîner celle des masses d'air et du FIT. La trace au sol du FIT occupe sa position extrême méridionale en décembre-janvier, et sa position extrême septentrionale en juillet-août.

Il faut environ six mois au FIT pour accomplir sa migration sud-nord et quatre mois seulement pour revenir à sa position première. Son déplacement est réglé par le dynamisme des flux impulsés par les anticyclones et par la force attractive de la dépression continentale plus ou moins creusée.

L'extrême mobilité journalière du FIT, la variabilité interannuelle de ses positions moyennes mensuelles, la précocité ou le retard de sa "montée" comme de sa "descente" témoignent du déséquilibre des forces aérodynamiques mises en jeu par les deux hémisphères. A moins qu'elles ne soient le fait d'interférences entre les circulations méridiennes de type Hadley et les circulations zonales de type Walker. Fig. n° 4 et 5.

. En altitude

La circulation semble plus simple. L'analyse des vents moyens mensuels (1) met en évidence des noyaux de vents forts (dont certains sont assimilés à des jets), en particulier :

- le jet subtropical d'Ouest, vers 200 mb en hiver ;
- le jet tropical d'Est (TEJ), vers 200 mb en été, et par 10° N ;
- le jet africain d'Est (AEJ), vers 600 mb en été, par 12° N.

Depuis une dizaine d'années (la sécheresse au Sahel n'y étant pas étrangère), les météorologues cherchent à préciser l'influence que la circulation générale peut avoir sur les événements météorologiques et sur les aléas climatiques (D. LAMBERGEON, 1977 ; J.W. KIDSON, 1977 ; J. CHARNEY, 1975 ; ...) et cherchent à confirmer les hypothèses formulées par J. WALKER (1972) et D. WINSTANLEY (1973) notamment. Fig. n° 5.

Les résultats obtenus à partir des données de vent de 11 stations du quart NW de l'Afrique, par D. LAMBERGEON, S. DZIETARA et J. JANICOT (1981) sont une importante contribution à la connaissance de la circulation et de ses effets induits. Les auteurs énoncent en effet :

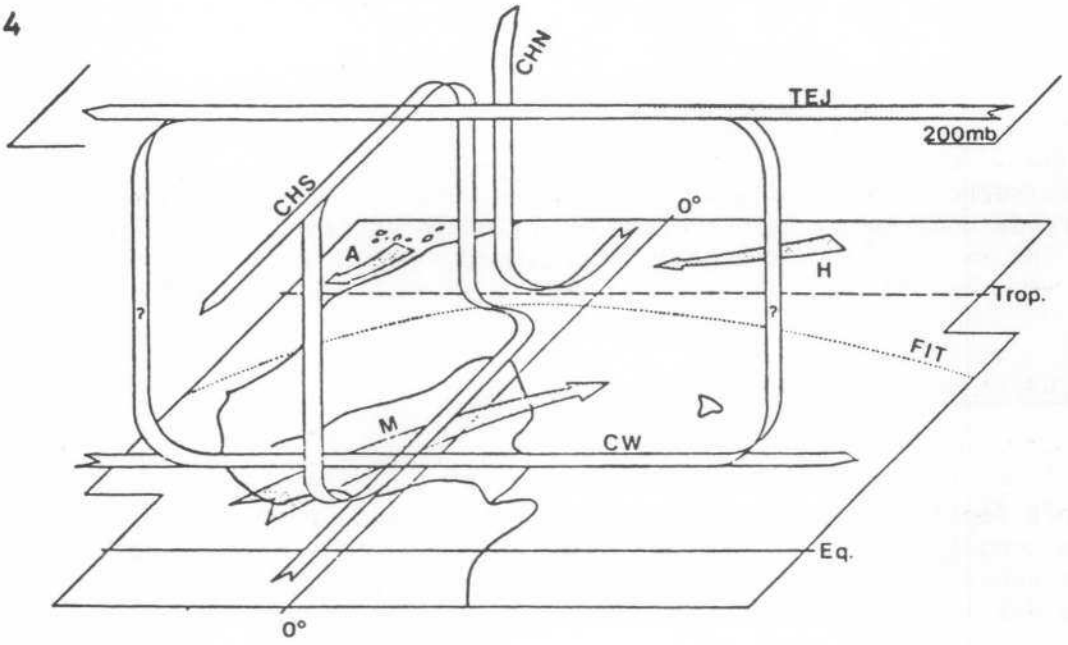
- "... Il existe des circulations cohérentes de type Hadley au voisinage de la zone de convergence intertropicale, tant en été qu'en hiver boréal. Les circulations connaissent des variations interannuelles auxquelles se superpose le cycle saisonnier : la circulation d'un hémisphère est renforcée lorsqu'y règne l'hiver...".

- "... L'étude des composantes zonales de vent révèle l'existence d'une cellule zonale, dite de Walker, beaucoup plus nette que celles méridiennes, caractérisées par la forte relation existant entre anomalies de composantes zonales du vent entre niveaux inférieurs, c'est-à-dire dans le flux de mousson, et supérieurs au niveau du TEJ (200 mb), ceci s'ajoutant à l'opposition des vents moyens à ces niveaux. Il y a là une preuve que ce jet, dont la dynamique est intimement liée à la mousson indienne, joue un rôle non négligeable dans le comportement de la mousson africaine : un TEJ intense accompagne un renforcement du flux de mousson dans les basses couches, visible tant sur les composantes zonales que méridiennes...".

---

(1) Huit stations seulement effectuent des radiosondages plus ou moins régulièrement.

FIG 4



Circulation d'été boréal sur l'Afrique Occidentale. L'implantation des branches ascendante et descendante de la cellule de Walker reste hypothétique.

CHN : cellule de Hadley d'hémisphère Nord.

CHS : cellule de Hadley d'hémisphère Sud.

CW : cellule de Walker.

TEJ : Jet Tropical d'Est.

H : Harmattan.

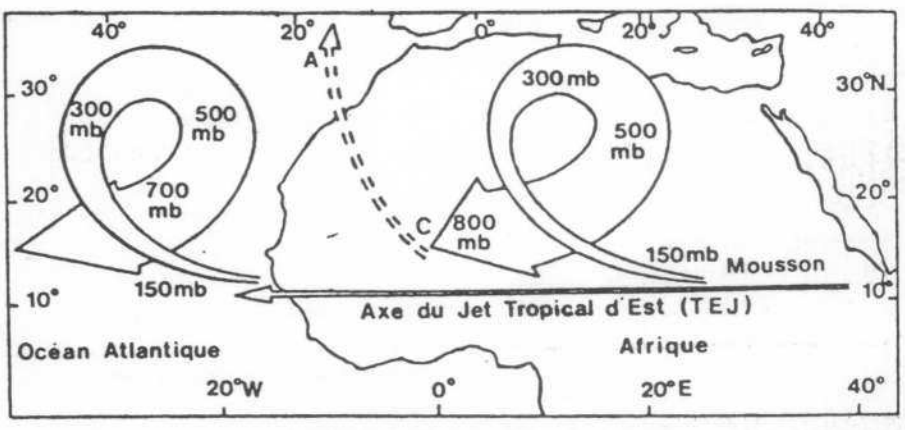
A : Alizé.

M : Flux de mousson.

FIT : Front Inter - Tropical.

(in LAMBERGEON et al.1981)

FIG 5



Circulation d'été boréal sur l'Afrique Occidentale, d'aprés Walker (1972).

(in LAMBERGEON et al. 1981)

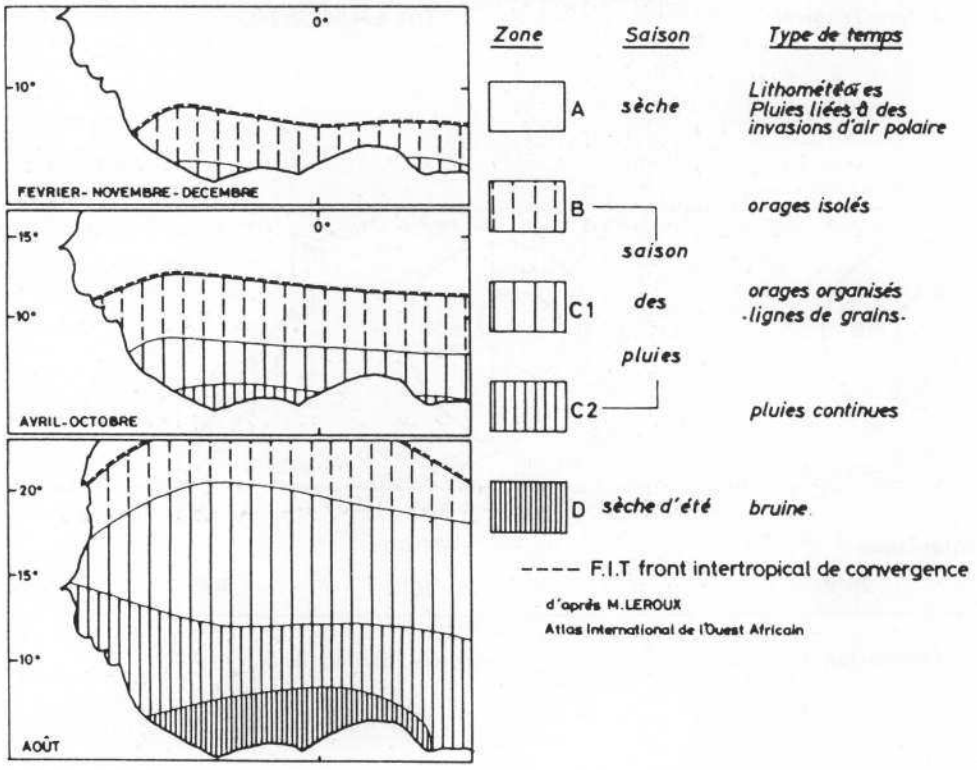
De telles recherches, étendues à l'ensemble intertropical, devraient permettre de comprendre le mécanisme de la pluie et les comportements parfois énigmatiques de la mousson africaine.

26. Les types de temps en Afrique Occidentale

Il ressort implicitement de ce qui précède que chaque région de l'Ouest africain connaît, selon sa situation géographique et la saison, des types de temps particuliers qui, dans leur succession annuelle, s'expliquent par la migration des centres d'action, des masses d'air et du FIT.

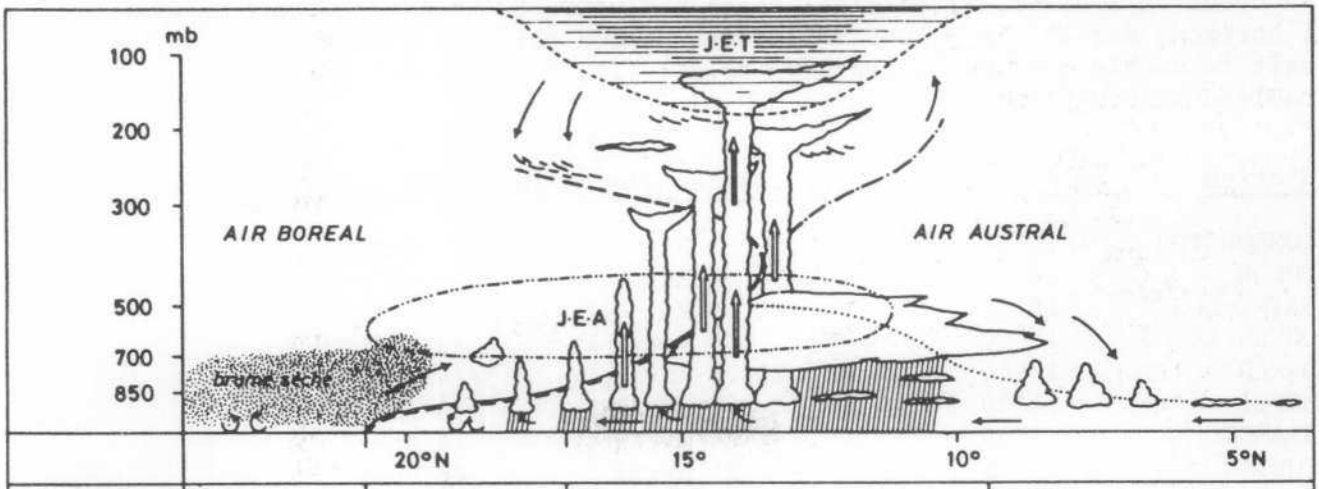
R.I. KNIGHT (1944) fut le premier à distinguer quatre zones principales de types de temps de part et d'autre de la trace au sol du FIT : la zone A au nord, et les zones B, C et D au sud de la discontinuité fondamentale. Fig. 6.

FIG 6 POSITIONS MOYENNES MENSUELLES des ZONES CLIMATIQUES et SUCCESSION MOYENNE des TYPES de TEMPS ASSOCIES



Ces observations, complétées et précisées ultérieurement, peuvent se résumer par la fig. n° 7, coupe schématique de la troposphère, établie le long du méridien origine, au mois d'août. (1).

FIG 7 COUPE SCHEMATIQUE DE LA TROPOSPHERE OUEST AFRICAINE en AOUT le long du MERIDIEN O



ZONE	A	B	C1	C2	D
LARGEUR		200 km	200 — 400 km	200 — 500 km	500 km
EPAISSEUR de la MOUSSON		0 — 1500 m	1000 — 4000 m		2000 m
NEBULOSITE	ciel clair	peu nuageux	ciel couvert		peu nuageux
TYPE de NUAGE	cirrus alto-cumulus *nuages divers*	cumulus et cumulo-nimbus	cumulo-nimbus à grand développement vertical	alto-cumulus alto-stratus strato-cumulus	stratus strato-cumulus cumulus
TYPE de PLUIE	pluies de front polaire (hiver) / pluies liées au F·I·T	orages isolés	lignes de grains averses orages	pluies continues	pluies faibles - bruine
SAISON	*SECHE*	*transition*	*SAISON des PLUIES*		*SAISON "SECHE" d'été*
VENTS	alizés harmattan	vents associés aux grains ← vents de mousson →			

FIT Front intertropical ····· *limite supérieure de la mousson* — · — · *limite inférieure de l'air équatorial d'altitude*
J·E·T *Jet d'Est Tropical* - J·E·A *Jet d'Est Africain* - ⟹ *convection/subsidence* →

cette coupe conçue à partir des travaux de DHONNEUR 1974, LEROUX 1972, BURPEE 1972 s'inspire des données aérologiques fournies par l'ASECNA (période 1968-1975)

(1) Le Sahel, du fait de sa latitude, se situe dans la zone septentrionale d'action alternée des masses d'air (expression due à A. SECK (1967). Les types de temps qui s'y succèdent sont ceux des zones A, B, C1 et C2 exceptionnellement.

3. LES FACTEURS ASTRONOMIQUES

L'Afrique occidentale est limitée, grosso modo, par l'Equateur au sud et le Tropique du Cancer au nord ; le Sahel, lui, par les parallèles 13 et 17° N. Il s'ensuit que le soleil à midi est toujours haut dans le ciel et ce quelle que soit la période considérée.

Au coeur de l'hiver, il culmine encore à plus de 52° au-dessus de l'horizon, par 15° N. J. DUBIEF (1975). Chaque point du Sahel connaît le double passage zénithal du soleil (2), comme le précise le tableau suivant :

Station	Latitude	Dates de passage du soleil au zénith	
TOMBOUCTOU	16°44	5 Mai	7 Août
PODOR	16°38	5 Mai	7 Août
SAINT-LOUIS	16°01	5 Mai	9 Août
DOUENTZA	15°00	30 Avril	12 Août
DAKAR	14°44	29/30 Avril	13/14 Août
MOPTI	14°30	27 Avril	15 Août
NIAMEY	13°29	24 Avril	18 Août
TOUGAN	13°05	24 Avril	18 Août

On comprend dès lors que l'énergie du rayonnement global soit très importante et qu'elle puisse dépasser 3000 J cm-2 dans le Sahel central. L'importance de l'apport calorifique solaire est de plus renforcée par la faible variation de la durée du jour au cours de l'année. Par 10° de latitude Nord, les durées maximum et minimum du jour sont de 12 h 40 et 11 h 30 ; par 20° N, de 13 h 18 et de 10 h 53 respectivement. (Tableau 2).

Le comportement thermique du sol influence nécessairement les très basses couches de l'atmosphère et partant, la thermodynamique de celles-ci. Les études portant sur le bilan thermique du sol et les mesures de flux nets de rayonnement solaire et terrestre, faites dans les régions tropicales sont rares. La thèse de O. SALVADOR : "Contribution à l'étude du rayonnement terrestre au voisinage du sol dans les régions subtropicales", bien que relativement ancienne (1962) fournit des précisions sur :

- l'origine, la nature, l'intensité, l'évolution saisonnière et la comparaison des inversions de températures observées au-dessus de différentes stations d'Afrique occidentale ;

- le rayonnement et le refroidissement radiatif de l'air dans les basses couches (de 0 à 100 m) et en altitude (de 0 à 2500 m) ;

---

(2) Renseignements fournis par le Bureau des Longitudes ; Observatoire de Paris.

- les flux de rayonnement atmosphérique ascendant et descendant ;
- l'influence du sol sur la valeur du flux ascendant.

Le sol qui absorbe une partie du rayonnement solaire global, renvoie le reste vers l'atmosphère par réflexion diffuse. La fraction de rayonnement solaire réfléchie par la surface terrestre (ALBEDO) dépend de nombreux facteurs que nous analyserons ultérieurement. Elle varie notamment en fonction de la longueur d'onde et de l'angle d'incidence du flux solaire, de l'état de l'atmosphère, de la structure physique et de la nature chimique de la surface, de la couverture végétale, de l'humidité des sols, etc... Le tableau suivant donne les valeurs moyennes de différents types de surface proposées par R.E. DICKINSON et al. (1981).

ALBEDO DE SURFACES NUES OU COUVERTES

Type de surface	albédo	
	visible λ > 0,7 µm	proche infrarouge λ >0,7 µm
Sol nu sec non désertique	0.13 ou 13 %	0.26
Sol nu humide non désertique	0.05	0.10
Sol désertique ou sable sec	0.26	0.52
humide	0.10	0.20
Emblavures ou prairies	0.10	0.30
Forêt de conifères	0.04	0.20
Forêt décidue aux latitudes moyennes	0.08	0.28
Forêt tropicale	0.04	0.20
Toundra	0.15	0.40

Ces surfaces ont un comportement thermique différent. Celles à fort albédo, comme les sables, ont une émissivité infrarouge plus faible que les surfaces rocheuses sombres. Ces dernières, à faible albédo, ont un pouvoir absorbant plus grand et une température plus élevée. Leur rayonnement infrarouge (produit de l'émissivité par la température à la puissance 4 , $\varepsilon.T^4$) est beaucoup plus important que dans le cas du sable.

Les satellites d'observation de la terre et les satellites météorologiques qui enregistrent l'énergie renvoyée par la terre et l'atmosphère permettent de mesurer l'albédo et la température de surface avec une bonne approximation. Les variations de l'albédo dans les régions sahéliennes au cours de la dernière décennie traduisent, comme nous le montrerons, les changements des états de surface du sol et la dynamique des milieux naturels et aménagés.

4. LES FACTEURS GEOGRAPHIQUES

A l'exception de la dorsale guinéenne, de l'Aïr, de l'Adrar des Iforas et du plateau de Jos, on peut dire que les formes les plus fréquentes de l'Ouest Africain sont des plateaux (plateau Mandingue) et des plaines comportant des reliefs isolés ou des chaînons qui, dans certains cas, peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres d'altitude relative (monts du Hombori, massif Kabré). De tels reliefs, qui ne s'opposent pas à l'expansion et à l'organisation des flux dans les basses couches, peuvent intervenir dans la distribution spatiale des pluies. On peut, en effet, se demander si cette distribution très variable d'une année sur l'autre, ne résulte pas en réalité de l'effet conjugué de la topographie et de l'albédo. M.F. COUREL, Ph.C. CHAMARD (1983) ; M.F. COUREL (1983).

En Afrique occidentale, l'organisation des domaines biogéographiques est zonale. Du golfe du Bénin au Sahara, on peut ainsi distinguer : la forêt sempervirente, la forêt semi-décidue, la forêt claire, la savane arborée, la steppe arborée et/ou arbustive. A. AUBREVILLE (1949). Chacune de ces entités, bien qu'hétérogènes à l'échelle locale, représente un substratum particulier, ayant un albédo et un comportement thermique propre vis-à-vis de la troposphère. Entre les régions méridionales de l'Afrique occidentale et le Sahara, les changements d'état de la couverture végétale induisent un gradient méridien de l'albédo. F.L. BARTMAN (1980) (dans la thèse de S. JOUSSAUME).

Ce gradient de l'albédo entraîne-t-il des modifications thermiques et dynamiques des basses couches de la mousson lors de sa migration vers le nord et de l'air continental lors de son extension vers le sud en hiver ? Il est difficile de l'affirmer, faute de preuves.

Plusieurs questions se posent alors :

Existe-t-il un gradient des températures de surface ? *Nous entendons par température de surface, la surface de séparation climatique entre le sol et l'atmosphère (la skin temperature des Anglo-saxons)*. En zone forestière, cette surface de séparation se trouve transportée au niveau

de la voûte des arbres.

Quel est alors le comportement thermique de la couverture végétale ? Peut-on estimer la quantité d'eau fournie à l'atmosphère par la végétation ?

H. MAC CULLOCH et al. (1965) ont montré que la température d'une surface couverte de gazon est en dépit d'un rayonnement solaire net plus faible, plus élevée que celle d'une surface nue :

	surface couverte	surface nue
albédo	0.10	0.20
radiation nette	1265 J cm-2	1549 J cm-2
T° radiative de surface	34°7	29°2

E. MAC KENZIE-TAYLOR et C.B. WILLIAMS (in J. DUBIEF, 1959) ont relevé à la surface d'un terrain en jachère de couleur sombre des températures maximales de 8° supérieures à celles relevées sur un sable nu proche soumis au même rayonnement. P. CACHAN et J. DUVAL (1963), dans leur étude de la forêt du Banco, en Côte d'Ivoire, montrent que les températures maximales au sommet de la canopée à 46 m du sol, sont de l'ordre de 30 à 32°, alors qu'elles sont de 25 à 27° à 1 m. B. HUBER (1937) a mesuré la température des feuilles exposées à la radiation directe. Elle peut être de 10 à 20° supérieure à celle de l'air ambiant. Certaines feuilles ont atteint une température de 56°, alors que la température ambiante était de 35°. B. HUBER, in P. CACHAN et J. DUVAL (1963).

La température élevée de l'air au-dessus de la forêt dépend de la transformation du rayonnement en chaleur, en raison de sa haute teneur en vapeur d'eau. La déperdition de chaleur par rayonnement nocturne est diminuée par "l'effet de serre", le rayonnement infrarouge émis par le sol et la végétation étant absorbé par la vapeur d'eau et le CO_2.

Concernant le transfert d'eau de transpiration du couvert végétal vers l'atmosphère, le mécanisme est bien connu (A. ANGOT, 1928 ; M. ROBITZSCH, 1938), mais son évaluation est plus difficile. Néanmoins, P. CACHAN et J. DUVAL (op. cit.) ont montré qu'à la mi-journée, l'évaporation et la transpiration parviennent à maintenir le niveau de la tension de vapeur, et même à l'accroître dans les basses couches de l'atmosphère. Le phénomène est plus net en saison sèche qu'en saison des pluies, au cours de laquelle l'amplitude diurne de la tension de vapeur est plus faible (2,2 mb contre 7,7 mb). E. BERNARD (1945) estime que la transpiration de la forêt congolaise est de 1100 mm annuels, pour une pluviosité de 1900 mm.

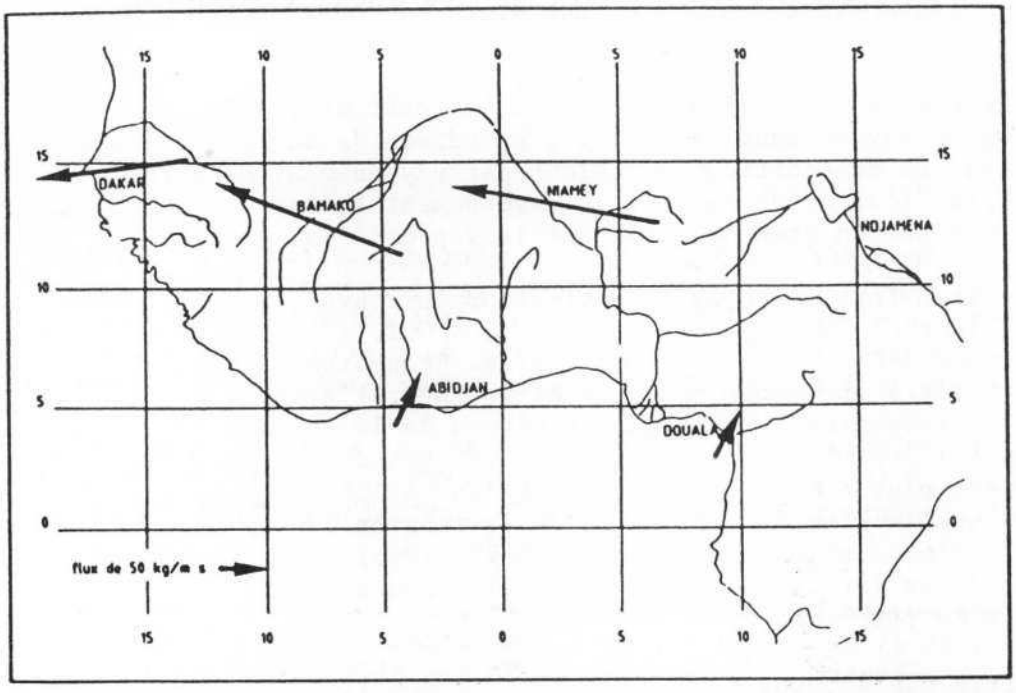
On peut admettre que le couvert végétal dont la densité décroît de la forêt aux régions arides, injecte dans les basses couches de l'atmosphère une quantité importante de vapeur d'eau, difficile à évaluer. Cependant, l'essentiel de l'eau atmosphérique est fourni par les océans, l'océan Atlantique et l'océan Indien. Concernant l'Afrique de l'Ouest,

et compte tenu de la quasi permanence des flux d'est en été et entre 800 et 200 mb, on peut se demander lequel des deux océans est le principal pourvoyeur de vapeur d'eau, et comment s'opèrent les transferts dans la troposphère.

Selon A. DE FELICE, A. VILTARD, M. CAMARA (1982), qui ont étudié les variations annuelles de la vapeur d'eau, ainsi que les flux horizontaux de vapeur d'eau en été dans la troposphère de l'Ouest Africain, l'essentiel de la vapeur d'eau qui passe sur l'Afrique occidentale serait transférée depuis l'océan Indien par le flux général d'Est. Ces auteurs reconnaissent néanmoins que : "l'apport de vapeur d'eau dû à la mousson du golfe de Guinée n'est pas négligeable mais qu'il paraît moins important que celui du vent d'Est d'altitude". Fig. n° 8.

Le transfert de la vapeur d'eau d'origine atlantique se ferait donc entre le sol et 800 mb tandis que celui de la vapeur d'origine "indienne" se ferait aux niveaux moyens et supérieurs de la troposphère.

FIG 8 *Flux horizontaux de vapeur d'eau en août 1979 entre le sol et 300 mb. La longueur de la flèche est proportionnelle au flux.*



(in DE FELICE et al 1982)

Les transferts Est-Ouest, conformes à la réalité aérologique, pourraient expliquer la répartition quasi zonale des déficits et des excédents pluviométriques en Afrique occidentale pendant la période sèche 1968-1982, et pendant la période humide 1951-1959. Ph.C. CHAMARD, M.F. COUREL (1983).

Dans un autre ordre d'idées, on peut se demander si des variations de la température de surface de l'océan Atlantique équatorial peuvent entraîner des anomalies pluviométriques sur tout ou partie de l'Ouest Africain.

P.J. LAMB (1978), comparant les situations réalisées pendant des années très déficitaires (1942, 1949, 1970, 1971 et 1972) et des années excédentaires (1943, 1950, 1952, 1954 et 1957) aboutit aux conclusions suivantes :

- les caractères des saisons des pluies dans la zone sahélienne ne sont pas déterminés exclusivement par la température de surface de l'océan. Ils dépendent aussi des champs de pression et de vent très différents, selon que l'année considérée est déficitaire ou excédentaire ;

- lorsque des anomalies négatives de la température de surface de l'Atlantique équatorial (10° Lat. N - 10° Lat. S) sont observées au printemps (d'avril à juin), les pluies d'été sont inférieures à la normale. Lorsque la température de surface de l'océan est normale au printemps, ces pluies sont excédentaires. Fig. n° 9.

Il serait donc possible, d'après P.J. LAMB, de faire dès les mois de mars-avril, des prévisions quantitatives sur les pluies de mousson.

5. CONCLUSION

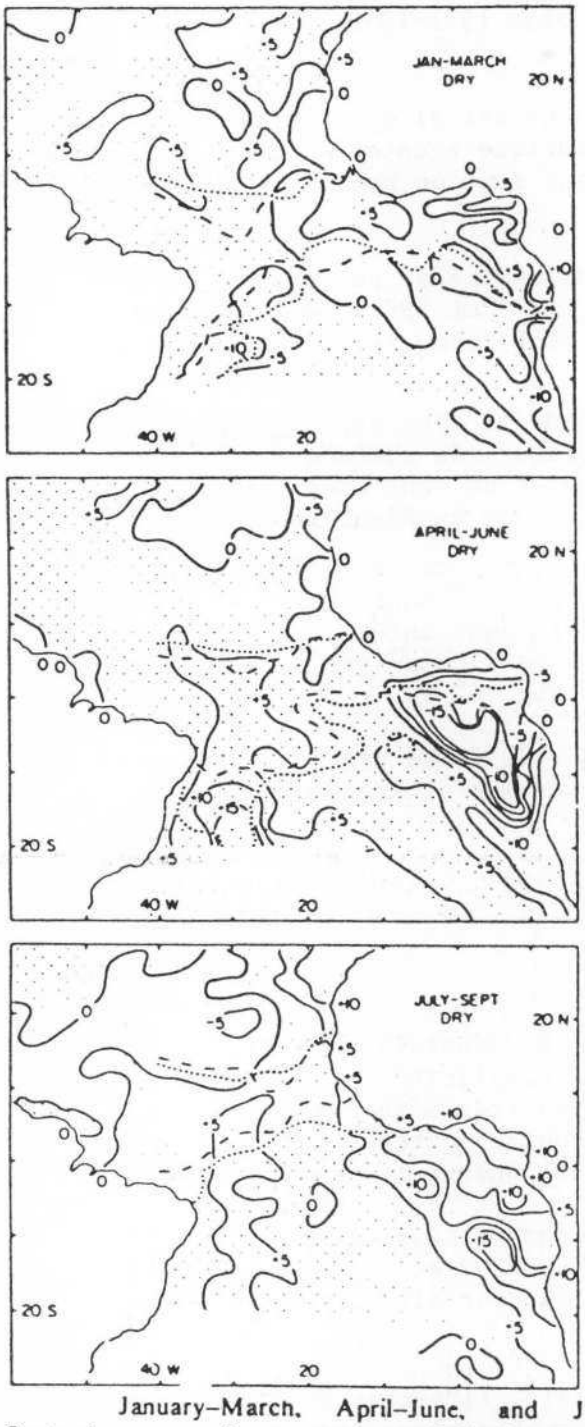
La circulation atmosphérique sur l'Afrique Occidentale paraît, dans ses grandes lignes, simple et cohérente. Cette simplicité est illusoire ; elle ne permet pas d'expliquer certaines réalités météorologiques comme le déficit pluviométrique observé sur tout ou partie de l'Ouest Africain depuis 1968, ou l'abondance des pluies pendant les années cinquante.

Le mécanisme des pluies est lui-même mal connu ; il procède, comme l'indique la figure n° 10, proposée par D. LAMBERGEON et al. (1981), de très nombreux facteurs intervenant à des échelles spatiales et temporelles très différentes.

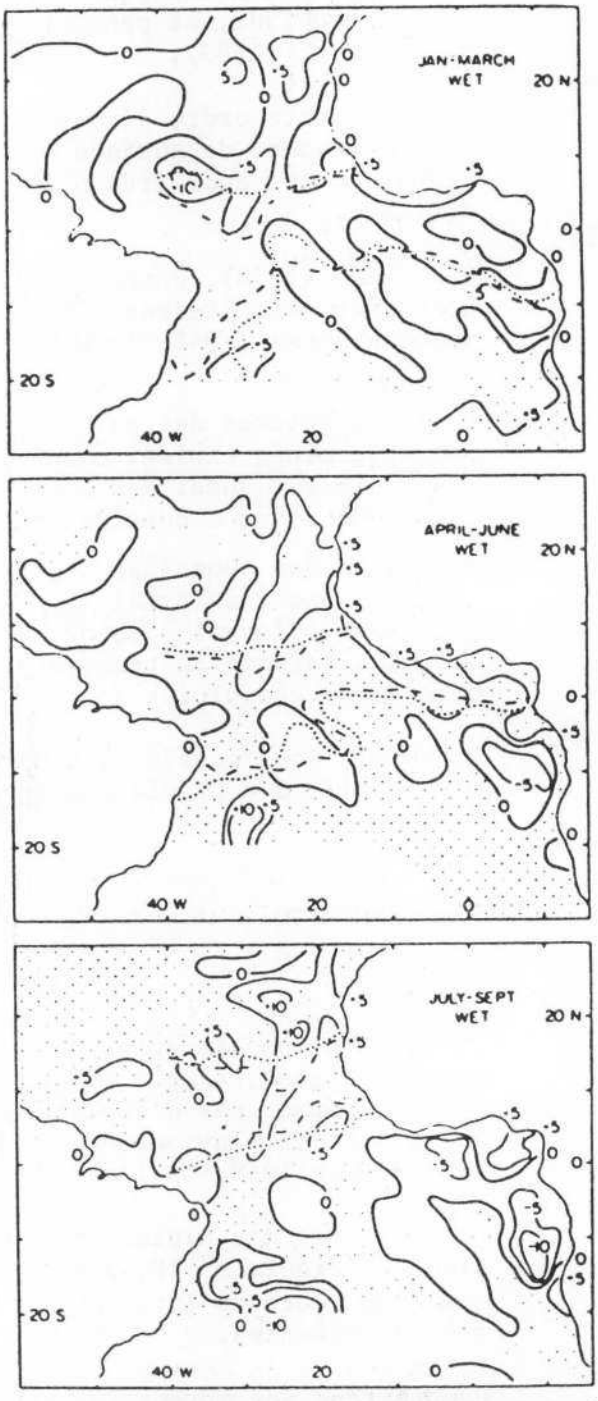
Compte tenu des moyens technologiques actuels, il semble désormais possible de préciser et de quantifier certains phénomènes susceptibles d'expliquer les mécanismes et la variabilité des pluies en Afrique Occidentale. Ces mécanismes ressortissent de deux séries de facteurs interdépendants relatifs d'une part à l'atmosphère et à sa dynamique,

FIG 9 TEMPERATURE de SURFACE de l'ATLANTIQUE INTERTROPICAL en PERIODE DEFICITAIRE (*DRY*) et en PERIODE EXCEDENTAIRE (*WET*)

in P.J. LAMB 1978



January–March, April–June, and July–September sea surface temperature fields for the dry composite expressed as departures from the 1911–70 average patterns. Solid lines are departure isotherms (tenths of 1 °C), positive values shaded; dotted lines enclose area of maximum sea surface temperature east of 40° W for dry composite (>27.0° C for January–March, >27.2 °C for April–June, >26.7 °C for July–September), with broken lines doing likewise for the 1911–70 mean.



January—March, April–June, and July–September sea surface temperature fields for the wet composite expressed as departures from the 1911–70 average patterns.

et d'autre part, aux substratums océaniques et continentaux.

A cet égard, priorité devrait être donnée aux études suivantes, dont certaines ont déjà été engagées.

. Le champ de pression ; ses anomalies.

. Le champ de vent, les circulations méridiennes et zonales, les transferts d'énergie et de vapeur d'eau et leurs modalités.

. La thermodynamique des basses couches de l'atmosphère et l'utilisation du potentiel en eau de la mousson.

. La température de surface de l'océan atlantique équatorial, ses variations mensuelles et annuelles.

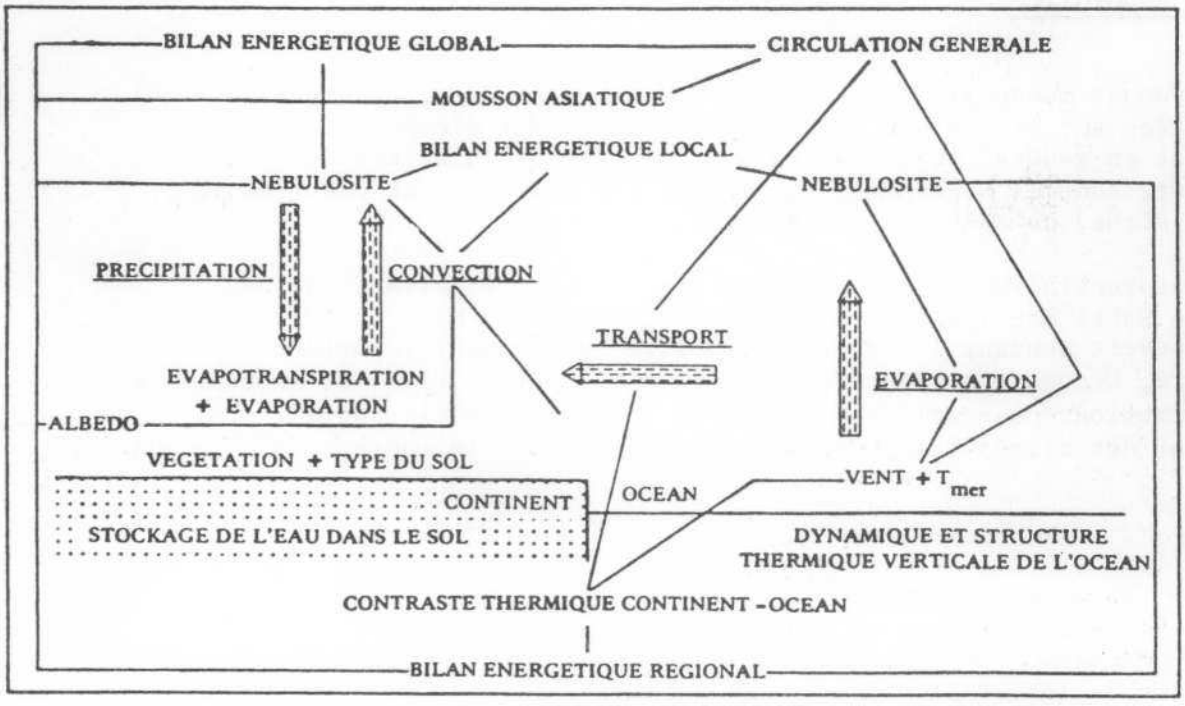
. La température de surface du continent.

. Les contrastes thermiques Océan/continent, leurs variations et la pluviométrie.

. L'albedo de surface, facteurs, variations et effets induits.

C'est dire l'ampleur des moyens humains et matériels à mettre en oeuvre pour comprendre le climat et en prévoir les manifestations. On peut néanmoins espérer que l'utilisation optimum des données satellitaires permettra de prévoir trois à quatre mois à l'avance les caractères de la saison des pluies dans les régions sahéliennes où les conditions climatiques sont particulièrement sévères.

FIG 10 *Mécanisme des pluies d'été boréal en Afrique Occidentale et quelques facteurs suceptibles de les influencer. Les flèches ombrées figurent différentes phases de ce mécanisme; les interactions ne sont qu'évoquées.*



(in LAMBERGEON et al. 1981)

CHAPITRE II

LES PARAMETRES DU CLIMAT SAHELIEN

1. LES PHENOMENES THERMIQUES

On ne saurait aborder l'étude des températures du sol et de l'air sous abri dans la zone sahélienne sans analyser, au préalable, les données sur la nébulosité, l'insolation et l'énergie calorifique, d'origine solaire reçue à la surface du sol.

Si la plupart des stations du réseau sahélien disposent d'héliographes CAMPBELL-STOKES , plus rares sont celles qui sont équipées d'appareils de mesures actinométriques. Onze stations ont été dotées à partir de 1977, à l'initiative d'AGRHYMET (Niamey, Niger) de pyranomètres KIPP avec enregistreur LEEDS et NORTHRUP ou avec intégrateur galvanométrique ou digital JYRA. Il s'agit des stations suivantes : Niamey, Tahoua, Agades, Zinder et Tillaberi au Niger, Dori et Ouahigouya en Haute-Volta, San et Tombouctou au Mali, Dakar et Bambey au Sénégal.

11. La nébulosité

Les moyennes mensuelles et annuelles de la nébulosité, obtenues au Sahel et portées sur le tableau n° 1, sont relativement élevées. La nébulosité est en général supérieure à 5 octas pendant la saison des pluies (Juillet, Août et Septembre), et inférieure à 3 octas au coeur de la saison sèche, de Janvier à Mars-Avril.

Elle est sensiblement plus importante dans le Sahel atlantique que dans le Sahel continental. Si le ciel est clair en Mars et Avril, et très couvert pendant l'été, la nébulosité est souvent importante en Novembre, Décembre et Janvier : de 3,5 à 5,3 octas. Elle est imputable soit aux formations nuageuses associées aux incursions d'air boréal, soit au front des alizés (FAL), qui ne s'efface devant la mousson qu'à partir

du mois de Juin, soit encore aux flux d'ouest d'altitude (1).

Les types de nuages varient selon les saisons en fonction des situations aérodynamiques réalisées. Pendant la saison sèche, ce sont des nuages d'altitude, cirrus et altocumulus, qui prédominent. Pendant la saison des pluies la composition de la couverture nuageuse au-dessus d'une station est fonction de la situation de celle-ci par rapport à la trace au sol du FIT et à l'une des quatre zones climatiques B, C1, C2 ou D, définies précédemment. Ces quatre zones climatiques se caractérisent par des formations nuageuses propres : (Fig. n° 6 et 7).

Zones	B	C1	C2	D
Types de nuages	Cumulus Cumulo-nimbus	Cumulo-nimbus à grand développement vertical	Alto-cumulus Alto-stratus Strato-cumulus	Stratus Strato-cumulus Cumulus

La nébulosité est d'autant plus importante et d'autant plus durable que la mousson est épaisse et stable ; tel est le cas des zones C2 et D, qui, précisons-le, n'intéressent le Sahel que lorsque le système moussonal se déploie très loin vers le nord.

12. La brume sèche

Ce terme est employé par les météorologues et les climatologues pour désigner la couche de poussière plus ou moins épaisse qui, périodiquement pendant la saison sèche, recouvre tout ou partie de l'Ouest Africain, pendant plusieurs jours consécutifs. La brume sèche peut, tout comme la vapeur d'eau, les brouillards et les nuages, réduire considérablement la visibilité horizontale et verticale, et influer sur l'insolation et sur les rayonnements solaire et terrestre, comme nous le montrerons ultérieurement.

13. L'insolation

Les durées moyennes mensuelles et annuelles, en heures et 1/10e par jour, sont élevées (tabl. 2 et 3, fig. n° 11). Le minimum d'insolation est, en général, observé au mois d'août ; le maximum est noté aussi bien en Novembre, Janvier et Février qu'en Avril ou Mai.

---

(1) Communication orale de J. DUBIEF, 1984.

FIG 11 VARIATIONS MENSUELLES de la durée moyenne de l'INSOLATION (1961-1970)

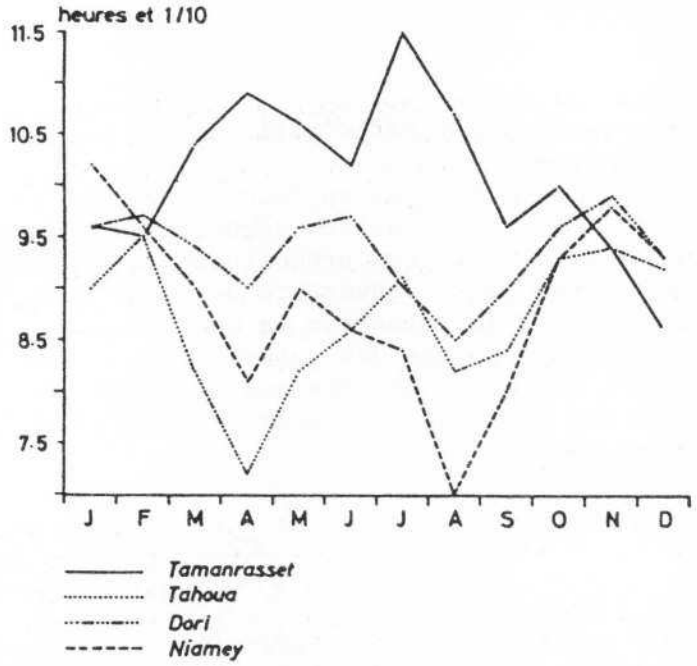
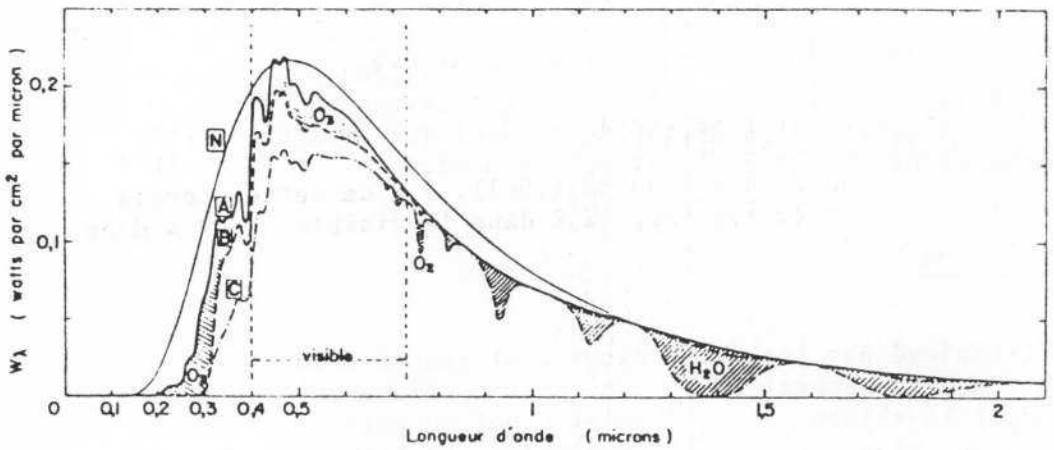
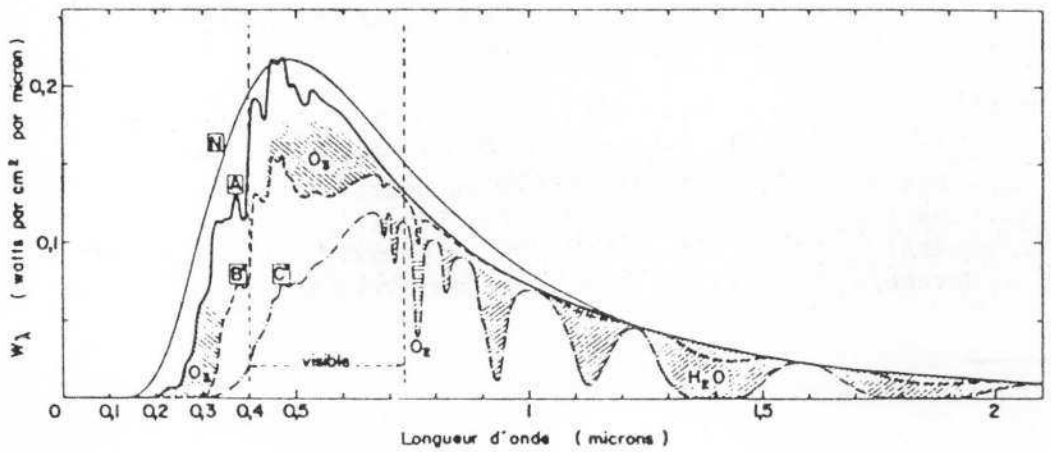


FIG 12 Spectre du rayonnement solaire direct d'incidence 50°



Spectre du rayonnement solaire direct d'incidence 80°



A : rayonnement incident. — B : à 11 km. — C : au niveau de la mer. — N : rayonnement incident que l'on aurait si le soleil émettait comme un corps noir à 6 000 °K.

On suppose 2 cm d'eau précipitable, et 3 mm d'épaisseur réduite d'ozone.

(in QUENEY 1974)

Les variations interannuelles des durées moyennes mensuelles sont loin d'être négligeables ; elles dépendent des durées respectives de la saison sèche et de la saison des pluies qui sont elles-mêmes étroitement liées au dynamisme de la circulation.

Les valeurs moyennes mensuelles de l'angle d'incidence des rayons solaires à midi par 15° de latitude nord, la comparaison des durées moyennes mensuelles du jour et de l'insolation suggèrent l'importance du rayonnement solaire dans les régions sahéliennes.

14. Le rayonnement extra-terrestre

Pour la surface terrestre, la source d'énergie initiale est la quantité d'énergie dispensée pendant la durée d'insolation par le soleil sous forme de radiations de courte longueur d'onde. Ce rayonnement s'étale dans une gamme pratiquement continue de radiations, dont le spectre d'énergie est approximativement invariable. Fig. n° 12.

Au sommet de l'atmosphère, l'intensité du rayonnement extra-terrestre mesurée à une distance égale au rayon moyen de l'orbite terrestre, est ce que l'on appelle la constante solaire. Elle est considérée comme constante car ses variations entre le minimum à l'aphélie de Juillet et le maximum au périhélie de Janvier n'excèdent pas 2 %.

A partir des récentes mesures effectuées à l'aide du satellite SMM (Solar Maximum Mission), elle est estimée à 1368 W m-2. R.C. WILLSON (1981), R.C. WILLSON and Hugh S. HUDSON (1981). 9 % de cette énergie sont distribués dans l'ultra-violet, 42 % dans le visible et 49 % dans le proche infra-rouge.

15. Le rayonnement solaire direct

Il représente la fraction du rayonnement extra-terrestre parvenant au niveau du sol sur une surface normale au rayon incident. Une grande partie de l'énergie solaire initiale (environ les deux tiers) est absorbée par l'atmosphère ou le sol, le reste étant renvoyé vers l'espace par réflexion diffuse. L'absorption inégalement répartie dans l'atmosphère, est le fait de l'ozone (dans l'ultra-violet moyen),de la vapeur d'eau, du gaz carbonique, des nuages et des aérosols.

La radiation solaire directe, importante dans la zone sahélienne, est affectée par l'humidité de l'air et la nébulosité en été, et par les poussières minérales pendant la saison sèche.

Faute de données sur la radiation directe dans le domaine de notre étude, nous faisons référence aux mesures faites à Tamanrasset par J. FAILLETAZ (1938) et J. CASTET (1942).

D'après J. FAILLETAZ, le Hoggar est une des régions où l'on observe les plus fortes intensités de la radiation solaire directe ; J. CASTET a noté le 20 Janvier 1942, journée extraordinairement claire (100 km de visibilité) et sèche (2,8 % d'humidité relative), la valeur record de 1,71 cal/gr/cm-2/mn -soit 85 % de la constante solaire- pour une élévation solaire de 46°5.

J. CASTET a déterminé les parts respectives de la vapeur d'eau et des poussières dans l'affaiblissement de la radiation directe.

Affaiblissement de la radiation solaire directe
à Tamanrasset -variation annuelle-
d'après J. CASTET en %

	Total	par l'air sec	par la vapeur d'eau	par les poussières
Hiver 1941	27	12	9	6
Hiver 1942	24	12	9	3
Eté 1941	37	12	11	14
Eté 1942	32	12	11	9

L'affaiblissement beaucoup plus important en été qu'en hiver est dû à l'augmentation par la vapeur d'eau. On passe de 9 % à 11 %, mais aussi à l'augmentation par les poussières, 4,5 % à 11,5 % en liaison avec l'arrivée des brumes sèches soudanaises. J. CASTET (1947, 1948).

16. Le rayonnement global RG

Le rayonnement global RG reçu au sol représente la somme des rayonnements solaires direct et diffus, c'est-à-dire la quantité d'énergie reçue de l'ensemble Soleil-Atmosphère. Cette quantité d'énergie varie à l'échelle annuelle avec celle du rayonnement extra-terrestre RE, mais si les valeurs de RE dépendent de la déclinaison du soleil, de la distance Terre-Soleil, les valeurs de RG, en relation avec la durée d'ensoleillement, sont fonction des états changeants de l'atmosphère.

Dans la zone sahélienne, la valeur journalière moyenne de RG croît régulièrement du sud vers le nord, passant de 2150 J cm-2 à 2300 J cm-2. Les valeurs minimum et maximum mesurées sont de l'ordre de 600 et 3000 J cm-2 respectivement.

Variations temporelles de RG

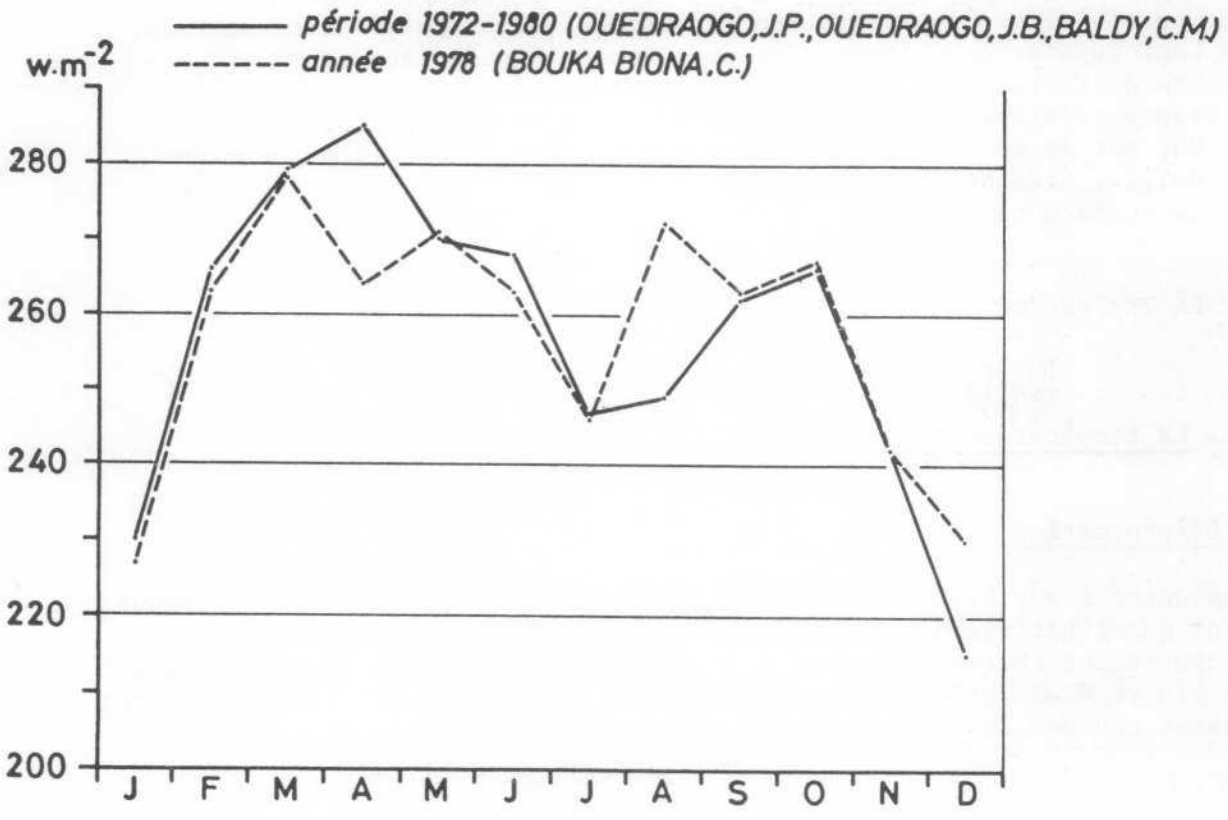
Le tableau suivant porte les valeurs moyennes mensuelles du rayonnement global incident, mesurées aux stations de Dori (Haute-Volta), et de Tahoua (Niger). J.P. OUEDRAOGO, J.B.G. OUEDRAOGO et Ch.M. BALDY (1983) ; C. BOUKABIONA (1983).

Valeurs moyennes mensuelles du rayonnement global incident au sol en watt/m2 par jour

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
DORI 1972-1977	230	266	279	285	270	268	247	249	262	266	242	215	257
DORI 1978	227	263	278	264	271	263	246	272	263	267	242	230	257
TAHOUA 1978	-	-	275	247	252	254	242	268	255	253	233	227	

La courbe de variation de RG à DORI, établie à partir des moyennes mensuelles calculées sur une période de six ans, est bimodale avec un maximum principal en Décembre et un minimum secondaire en Août. Le maximum d'Avril coïncide avec le minimum de nébulosité, le minimum secondaire d'Août correspond au maximum de nébulosité, d'humidité relative, de la tension de vapeur et des précipitations. Fig. n° 13.

FIG 13 VARIATIONS MENSUELLES du RAYONNEMENT GLOBAL INCIDENT au SOL à *DORI (Haute Volta)*



Si, à l'échelle mensuelle, les écarts moyens de RG sont relativement faibles (216 J cm-2), les écarts journaliers peuvent être très importants et atteindre 1728 J cm-2.

Les variations de RG dans le temps et dans l'espace s'expliquent essentiellement par la variabilité des types de temps. Selon C. BOUKA BIONA, la nébulosité et la brume sèche sont les principales causes de l'affaiblissement du rayonnement global. Les mesures faites à Ouagadougou, Dori et Niamey du 10 au 21 février 1980, et pendant la saison des pluies 1979, du 16 au 26 Août, rassemblées dans les tableaux 4 et 5, appellent les remarques suivantes :

- il est peu vraisemblable que la brume sèche soit la seule responsable des très faibles valeurs de RG mesurées à Ouagadougou (82 w m-2) le 16 Février 1980. On peut penser à la présence de nuages au-dessus de la couche de poussières, ou tout simplement à une mauvaise transcription des observations ;

- il ressort de l'analyse des valeurs portées dans le tableau n° 5 qu'à des estimations identiques de la nébulosité correspondent des valeurs de RG très différentes. L'expression de la nébulosité en octas, qui représente la proportion de la coupole céleste couverte de nuages, ne permet pas d'interpréter les valeurs de RG, celles-ci dépendraient essentiellement de la composition et de la structure de la couverture nuageuse.

L'énergie solaire reçue au Sahel est, quelle que soit la période de l'année, très élevée. L'étude du rayonnement solaire qui permet de mieux connaître les conditions de végétation, la physiologie des plantes, les échanges radiatifs, mis en jeu dans l'ensemble Soleil-Atmosphère-Terre, les possibilités d'exploitation du gisement solaire, est fondamentale. On peut espérer que l'extension du réseau radiométrique sahélien permettra de fournir des précisions sur la radiation directe, sur l'importance relative des rayonnements direct et diffus dans l'expression de RG, sur le rôle du rayonnement solaire dans l'équilibre thermique du sol..., éléments indispensables à l'évaluation du bilan radiatif de la surface terrestre.

2. LA TEMPERATURE

21. La température du sol

. L'information

Les données sur la température du sol en surface et à faible profondeur sont quantitativement et qualitativement très insuffisantes. Or, le comportement thermique du sol a des effets plus ou moins bien connus sur la vie végétale et animale, sur le bilan hydrique du sol et sur les très basses couches de l'atmosphère.

Les stations synoptiques du réseau sahélien fournissent les renseignements suivants : les températures extrêmes, au-dessus du sol (à 10 cm au-dessus du sol) et les températures dans le sol à 10, 20, 50 et parfois 100 cm de profondeur, relevées une fois par jour à 12 heures, ou trois fois par jour à 6, 12 et 18 heures.

Ces mesures, portées dans les TCM et les carnets quotidiens d'observation, sont faites sur et dans des sols nus et de nature non précisée. Or, la température du sol en surface et à faible profondeur dépend des conditions atmosphériques (insolation, nébulosité, radiation globale, humidité de l'air...), de la nature et des caractères physico-chimiques du sol et enfin, de l'état et de la nature du couvert végétal.

Les conditions particulières dans lesquelles sont effectuées ces mesures, ne permettent pas de préciser le rôle de la végétation sur le sol.

. Le comportement thermique des sols

La température du sol en surface

Dans la zone sahélienne, l'hétérogénéité de la surface du sol résulte de la juxtaposition d'aires nues et d'aires couvertes, constituées elles-memes d'aires élémentaires différentes et de superficies inégales. Chaque aire élémentaire a un comportement thermique propre, variable selon la saison, qui dépend de la nature et de l'état de sa surface. On peut constater, dans les mêmes conditions d'observation (jour, heure, insolation, hauteur zénithale du soleil) que la température d'un sol sableux est différente de celle d'un affleurement de grès, d'une cuirasse, d'un sol sableux couvert de steppe ou d'une cuirasse colonisée d'arbustes... Les variations journalières de la température de surface d'un sol quelconque sont la traduction du bilan thermique. Chaque type de sol absorbe une fraction du rayonnement solaire global (dans les longueurs d'onde 0,3 à 3 µm) tandis qu'il émet lui-même un rayonnement thermique dans la bande 5 à 50 µm.

Les mesures faites en Adrar de Mauritanie par P.L. DEKEYSER et A. VILLIERS (1956), du 22 Février 1951 au 24 Février 1951 à 6 heures, sur un affleurement de grès et sur un sable mêlé de cailloutis, confirment cette réalité :

- à 12 h, la température est plus élevée à la surface du grès qu'à la surface du sable : 37 et 38°5 contre 22 et 24°C respectivement ;

- entre 6 h et 12 h, le grès se réchauffe plus vite que le sable : 2,75° heure contre 2,6° heure ;

- entre 12 h et 18 h, la température décroît moins rapidement à la surface du grès qu'à la surface du sable : 0,25° heure contre 1,08° heure ;

- pendant la nuit, le grès se refroidit plus vite que le sable : 1,2° heure contre 0,7° heure, mais au lever du jour, la température de surface du grès est supérieure de 5° à celle du sable (22° contre 17°).

D'autres mesures faites au Sénégal oriental en 1963 et 1964, P. MICHEL (1973) sur cuirasse, sur pointement de granite et en sous-bois sur gravillons, prouvent aussi que les variations de température d'une surface dépendent, entre autres facteurs, de ses caractères propres ainsi que de la nature de la végétation susceptible de la couvrir.

La température du sol et le bilan thermique à la surface du sol

Les seules mesures dont nous disposons pour le Sahel sont celles faites par O. SALVADOR, à Dakar, sur sol sableux nu, 24 h sur 24 h, de Janvier à fin Avril 1959, O. SALVADOR (1959), et celles obtenues au cours de l'expérience ECLATS (1), menée à Niamey du 15 Novembre au 10 Décembre 1980, A. DRUILHET, A. TINGA ; A. DRUILHET, P. DURAND et J.P. FRANGI (1982).

Dans ce qui suit, nous ferons état des principaux résultats obtenus par O. SALVADOR (2).

- Les différentes courbes de variation de la température du sol en surface et en profondeur montrent une périodicité de 24 heures (fig.n° 14).

- La propagation de la chaleur est très lente, comme le prouve le décalage horaire des maximum mesurés aux différents niveaux à Dakar.

	Niveaux	Heures du maximum de température en °C (heure locale)
Sol sableux	Surface	14 h
	5 cm	15 h 30
	10 cm	17 h
	15 cm	18 h 30
	50 cm	02 h 00 le jour suivant
	100 cm	12 h 00 le jour suivant

La vitesse moyenne de propagation est de 3,5 cm par heure dans les niveaux superficiels et de 4 à 5 cm par heure dans les niveaux les plus profonds. A 50 cm de profondeur, la température maximum est atteinte pendant la nuit et la température minimum dans l'après-midi du lendemain, entre 16 h et 18 h. Il faut environ 24 heures pour que la chaleur arrivant à la surface du sol pénètre à une profondeur de un mètre.

- Les courbes de variation journalière de la température aux différents niveaux, et en particulier entre les niveaux 5 et 50 cm, sont nettement dissymétriques. L'intervalle maximum-minimum est de 16 h 30, alors que l'intervalle minimum-maximum n'est que de 7 h 30. Le réchauffement des niveaux superficiels est très lent mais cependant plus rapide que leur refroidissement. Fig. n° 14.

---

(1) ECLATS : Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche.
(2) Résultats que confirment les données fournies par les stations de Dori, Linguère et Podor.

- Les variations quotidiennes de la température du sol entre la surface et 50 cm de profondeur sont conformes à celles de la radiation globale (Fig. n° 15).

FIG 14 **Variations de la température du sol à différentes profondeurs en fonction du temps.**

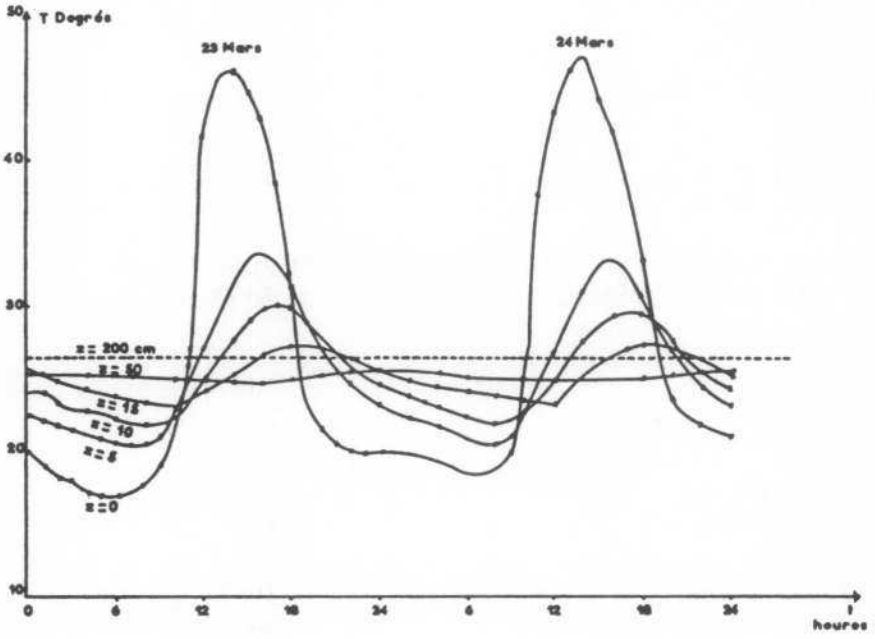
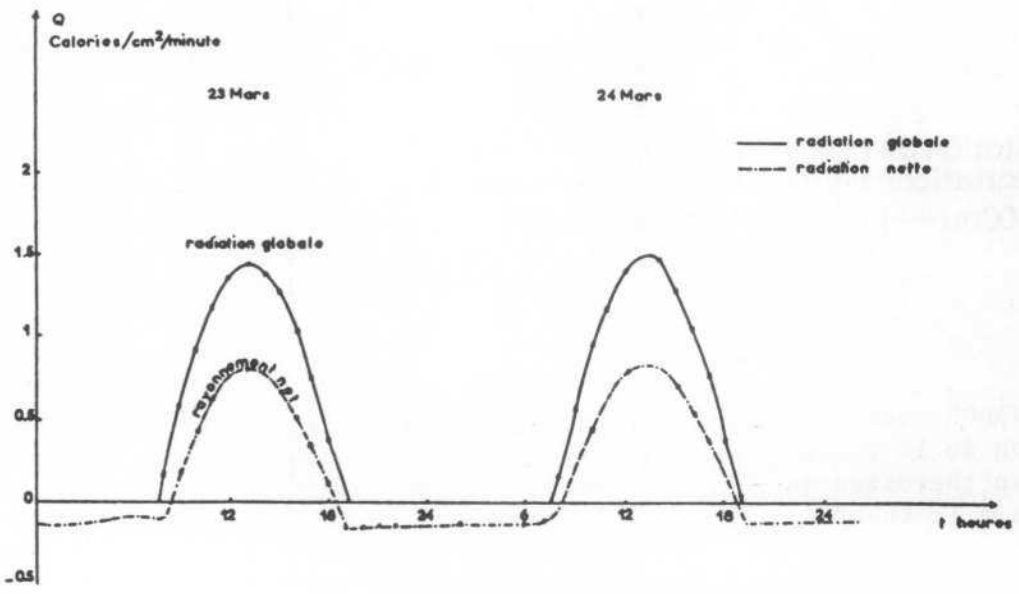


FIG 15 **Variations de la radiation globale et de la radiation nette en fonction du temps.**



(SALVADOR 1959)

- L'amplitude de la variation diurne de la température diminue très rapidement avec la profondeur ; entre 1 et 2 m, elle est de l'ordre de 1/10e de degré, voire de 1/100e de degré, comme le montre le tableau suivant.

Température du sol et du sous-sol à Dakar
Amplitude moyenne de la variation diurne
en °C

	Février	Mars	Avril
Surface	13	12	12
5 cm	6	5,8	5,6
10 cm	4,5	3,8	3,6
15 cm	2,2	2,1	1,8
50 cm	0,45	0,37	0,3
100 cm	0,1	0,07	0,07

L'examen des mesures faites à la station de Dori (Haute-Volta), du premier janvier 1983 au 31 janvier 1983, conduit à la même conclusion (Fig. n° 16).

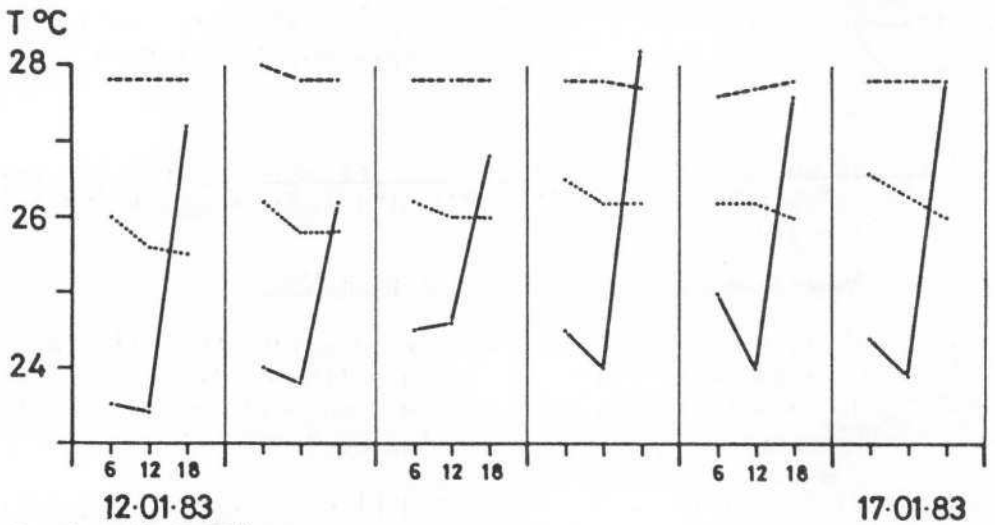


FIG 16 Station de DORI
Variations diurnes de la température du sol à 0.20m(—), 0.50m(·····) 1.00m(----) du 12 au 17 Janvier 1983

O. SALVADOR consacre la majeure partie de l'article déjà cité à la propagation de la chaleur dans le sol, au flux de chaleur dans le sol et au bilan thermique du sol. Elle confronte les résultats de ses expériences à la théorie. L'essentiel des propos se résume ainsi :

- la propagation de la chaleur dans le sol est fonction de la capacité calorifique par unité de volume (C), de la conductibilité calorifique (λ), de la température (T), du temps (t) et de la profondeur (z).

C et λ sont fonction de l'humidité du sol (1). L'auteur montre, en le vérifiant expérimentalement, que C et λ augmentent avec le pourcentage d'humidité du sol, que la variation diurne de la température n'est plus sensible à 2 m de profondeur et qu'enfin, à l'échelle de l'année, les effets de l'échauffement solaire sont nuls à 10 m de la surface du sol.

Le bilan thermique au sol se définit par les termes suivants :

Gains		Pertes	
W1	Energie rayonnée directement par le soleil et diffusée par l'atmosphère (radiations de courte longueur d'onde)	W3	Energie de courte longueur d'onde réfléchie par le sol
W2	Energie rayonnée par l'atmosphère (radiations infrarouges de grande longueur d'onde)	W4	Energie rayonnée par le sol (radiations infrarouges de grande longueur d'onde)
		W5	Energie perdue par conduction, convection, évaporation

Lorsque le sol est nu, l'énergie utilisée par les végétaux n'étant pas prise en compte, l'expression du bilan traduit l'égalité entre les gains et les pertes d'énergie :

$$E1 = E2 \quad \text{ou} \quad W1 + W2 = W3 + W4 + W5$$

O. SALVADOR a établi, après avoir mesuré le rayonnement net (W1 + W2) - (W3 + W4) le 24 Mars 1959, à Dakar et les quantités de chaleur utilisées par l'échauffement du sol et de l'air, que 90 % du terme W5, évalué à 225 cal/cm2, avaient été perdus par convection ou évaporation.

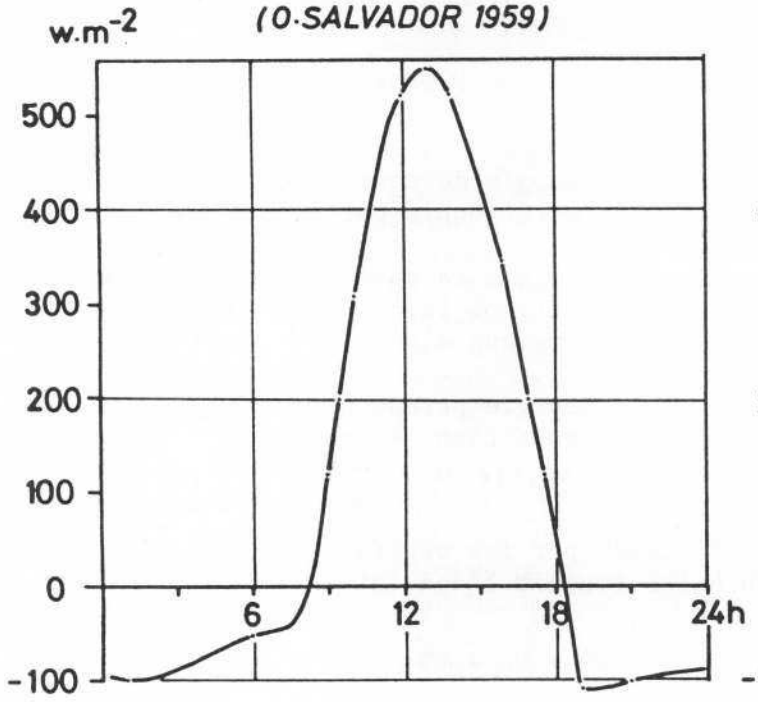
D'après O.A. DE VRIES (1956), L.A. RONDAS (1956) et O. SALVADOR (1959), la répartition des pertes du terme W5 varie avec le domaine climatique considéré. Dans les régions arides, lorsque l'air et le sol sont secs, la convection prévaut sur l'évaporation ; dans les régions tropicales humides et équatoriales, 90 % de l'énergie W5 sont perdus par évaporation et 10 % par convection (2).

---

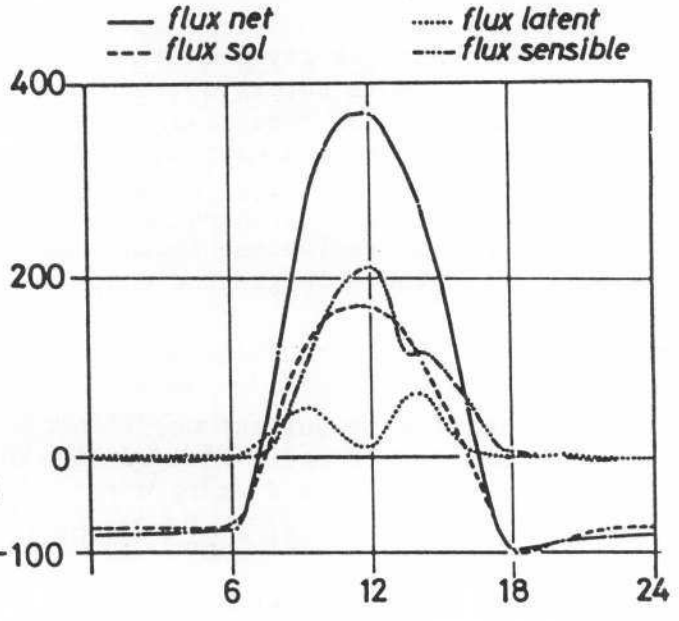
(1) Humidité du sol : masse d'eau contenue dans le sol/masse de sol sec.
(2) Les mesures de bilan radiatif faites par O. SALVADOR ont été effectuées au moyen d'un bilan-mètre Beckmann. O. SALVADOR, décédée prématurément, avait entrepris une étude sur la répartition à Dakar, de l'énergie perdue par évaporation et de l'énergie perdue par convection

L'expérience ECLATS a fourni des précisions sur la variation diurne standard des quatre composants du bilan d'énergie de la couche de surface (flux net, flux sensible, flux latent et flux dans le sol), et ses conséquences sur la structure turbulente des couches inférieures en fonction des régimes de convection, convection forcée et convection libre (Fig. n° 17).

FIG 17 - Variation du rayonnement net à DAKAR le 23 Mars 1959 *(O·SALVADOR 1959)*



- Variation diurne standard des 4 composantes du bilan d'énergie de la couche de surface à NIAMEY 15·XI·1980-9·XII·1980 *(DRUILHET.A, DURAND.P, FRANGI,J.P.,1980)*



. Les aires thermiques et leur détermination

Chaque aire élémentaire ayant un comportement thermique propre, on peut dire que l'espace sahélien est une mosaïque d'aires très chaudes, chaudes, tièdes et même fraîches, d'inégale superficie. Si la température de surface du sol influence celle des basses couches et provoque au sein de celles-ci des mouvements convectifs générateurs ou non de pluie, il paraît indispensable de préciser les limites et la répartition spatiale des aires thermiques. La discrimination des aires thermiques qui correspondent en fait à des unités SOL-VEGETATION particulières, semble désormais possible grâce aux données fournies par certains satellites météorologiques qui, comme la série des NOAA6 et 7, sont dotés d'un AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). (1)

(1) NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration.

J. OTTERMAN et C.J. TUCKER (1983), utilisant les données de NOAA 6, ont montré que le comportement thermique du sol en milieu aride (nord Sinaï) était influencé par les caractères et l'état de la couverture végétale. Ces auteurs ont en effet constaté que la température de surface (skin temperature) était à 14 heures, plus élevée à l'intérieur d'un périmètre mis en défens qu'à l'extérieur, où la végétation est, du fait de l'homme et des troupeaux, fortement dégradée. E.A. SMITH et T.H. VONDER HAAR (1983), s'appuyant sur un ensemble de mesures faites simultanément au sol et en altitude à partir d'un avion CV 990 et des satellites GOES, TIROS N et NIMBUS 7, ont pu estimer le bilan radiatif et les flux de rayonnement au-dessus de l'Arabie méridionale. Ils suggèrent que le dynamisme et les trajectoires de la mousson sont conditionnés par le comportement thermique de la péninsule arabique (Fig. n° 18).

M. CHAHINE (1) a entrepris de réaliser les images mensuelles des températures de la surface terrestre pour l'année 1979. La température est calculée à partir du traitement des données radiométriques fournies par les satellites NOAA. La méthode utilisée consiste à comparer les données des radiomètres micro-ondes et infrarouge pour distinguer, parmi les rayonnements émis par l'ensemble Terre-Atmosphère, ceux dus à la surface de ceux dus à l'atmosphère. Les images des mois de Janvier, Février et Mai 1979 montrent les variations de température des continents.

L'analyse des températures relatives à la partie de l'Ouest Africain comprise entre les parallèles 12°30N et 23°N, et limitée par les méridiens 18°W et 15°E, montre qu'au mois de Janvier, les températures diminuent du sud vers le nord, et révèle l'existence d'ensembles thermiquement différents (2). La localisation des valeurs par rapport à des régions géographiques connues nous a permis de préciser à quels types de surface correspondaient les températures calculées.

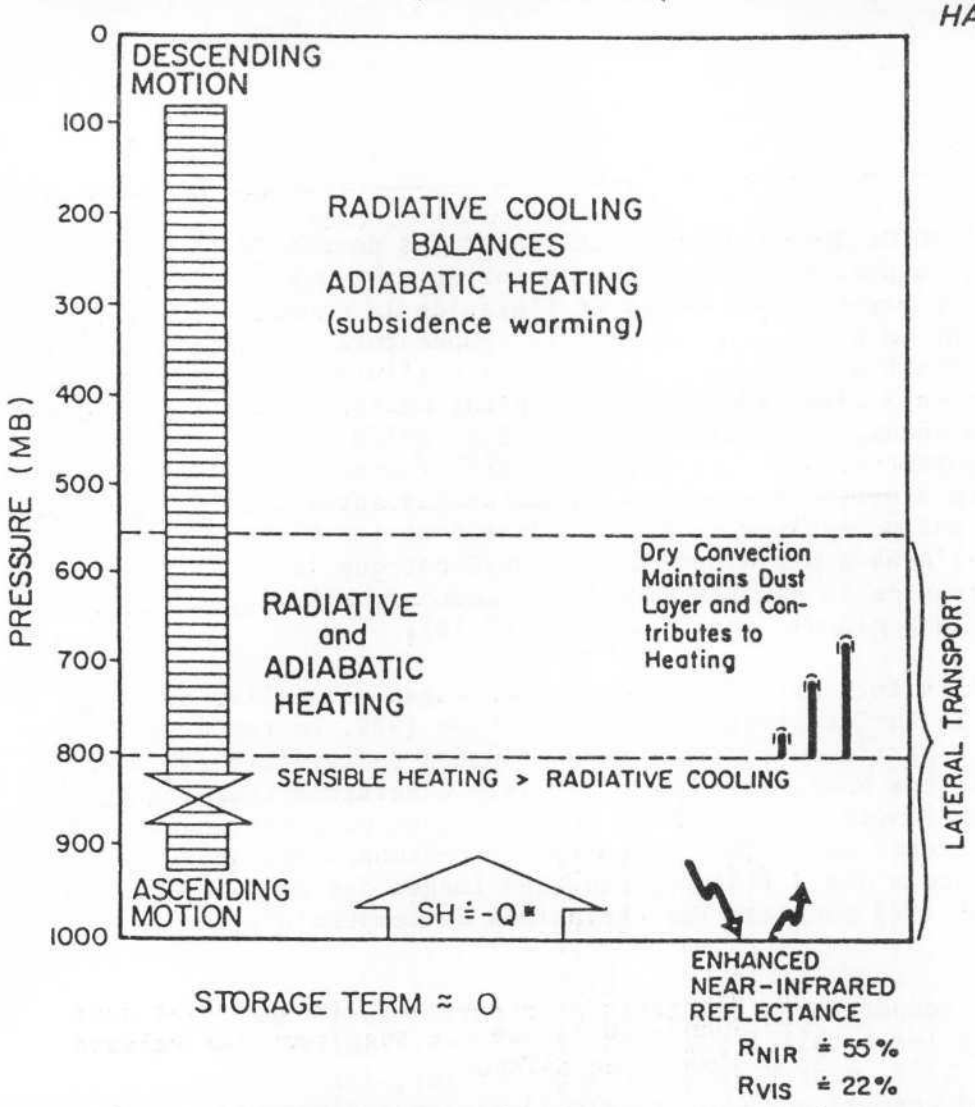
On constate que les ergs, au milieu du jour à cette période, se comportent comme des surfaces "froides", alors que les affleurements rocheux et les prairies ripicoles du Delta intérieur du Niger apparaissent comme des surfaces chaudes, voire très chaudes. Au milieu de la nuit, les contrastes subsistent, mais ils sont sensiblement atténués.

Les températures de surface relatives à l'Ouest Africain, calculées par M. CHAHINE, paraissent bonnes si on les compare à celles mesurées au Sahara central, J. DUBIEF (1959), ou au Sahara occidental, P.L. DEKEYSER et A. VILLIERS (1956) (cf § 21, p. 33).

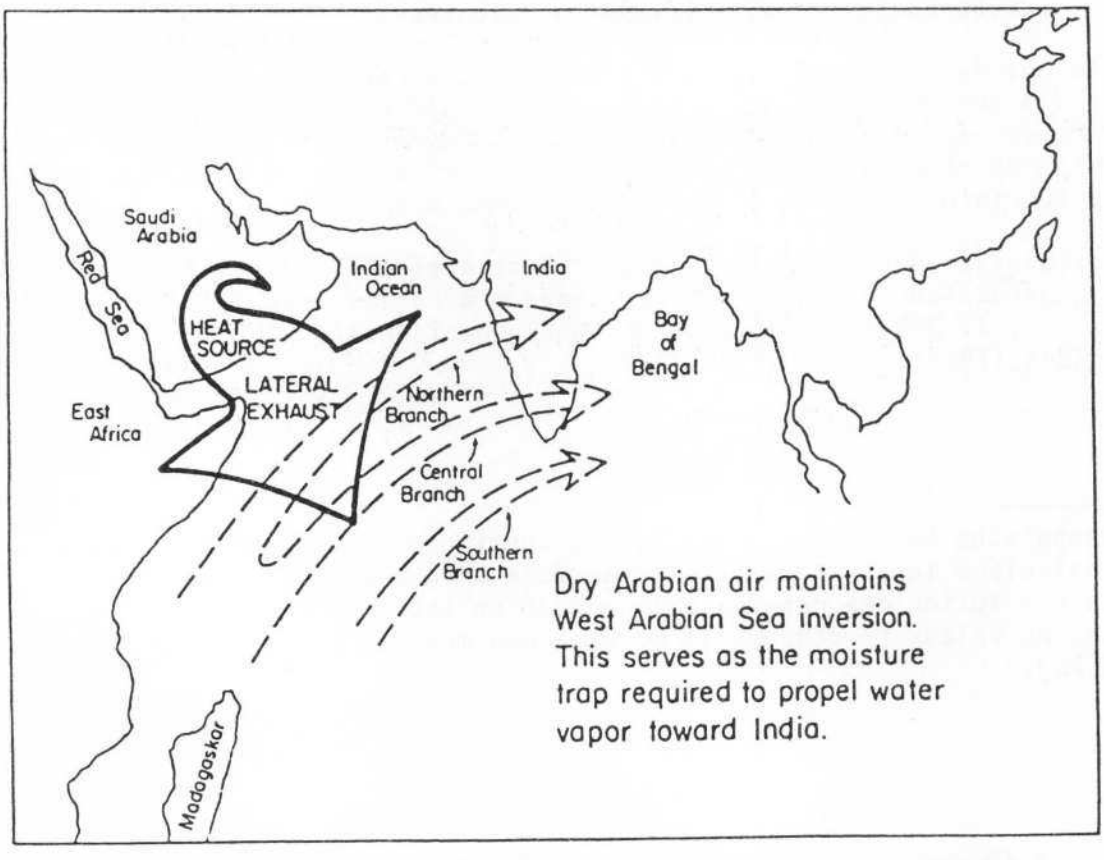
---

(1) Jet Propulsion Laboratory - California Institute of Technology - PASADENA
(2) Sont calculées les températures de surface à 02 h (nuit) et à 14 h (jour). La résolution des données est de 2°30 en latitude et de 3° en longitude. Chaque valeur représente la moyenne des mesures pour une superficie de 88 800 km2.

FIG 18 Structure verticale de la dépression thermique d'Arabie *(SMITH, E.A., VONDER HAAR, T.H. 1983)*



Rôle de la dépression thermique d'Arabie dans le système de la mousson de sud-ouest.



REGION Nature de la surface	Coordonnées	Température de surface Janvier 1979		Différence °C
		JOUR	NUIT	
IJAFENE Erg	21°15N 07°30W	24,1	12,02	12,08
ADRAR DES IFORAS Affleurement rocheux	21°15N 01°30E	26,45	14,99	21,46
AFFOLE Affleurement de grès	16°15N 10°30W	45,17	21,3	25,87
TERMIT WNW Erg semi-fixé	16°15N 10°30E	39,33	12,02	27,31
MACINA Prairies ripicoles	13°45N 04°30W	49,04	21,28	27,76
YATENGA Affleurement rocheux et couvert arbustif	13°45N 01°30W	49,08	21,94	27,14

La végétation joue dans les régions semi-arides un rôle important dans l'état thermique d'une aire donnée. C'est ce que suggèrent les valeurs extrêmes correspondant au MACINA et au YATENGA.

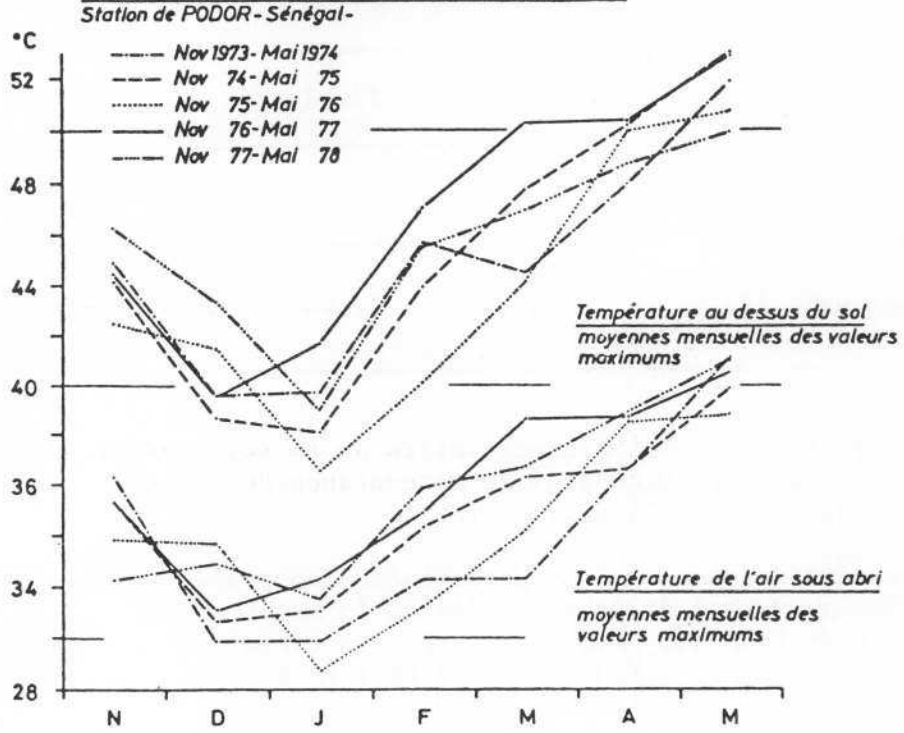
Il serait intéressant de connaître la distribution spatiale des températures de surface au moment de la migration de la mousson vers le nord et de pouvoir établir des relations entre les variations journalières de la température de surface, l'heure et l'intensité des pluies.

22. La température des basses couches de la troposphère

La température des basses couches de la troposphère est, lorsque l'air est calme, influencée directement par la température de surface du sol. Les stations synoptiques du réseau sahélien ne donnent que les températures extrêmes de l'air juste au-dessus du sol (10 cm au-dessus du sol), les températures de l'air sous abri (à 1,50 m du sol), et rares sont les stations qui pratiquent les sondages. Il s'ensuit que les variations verticales de la température entre le sol et 2000 m sont mal connues.

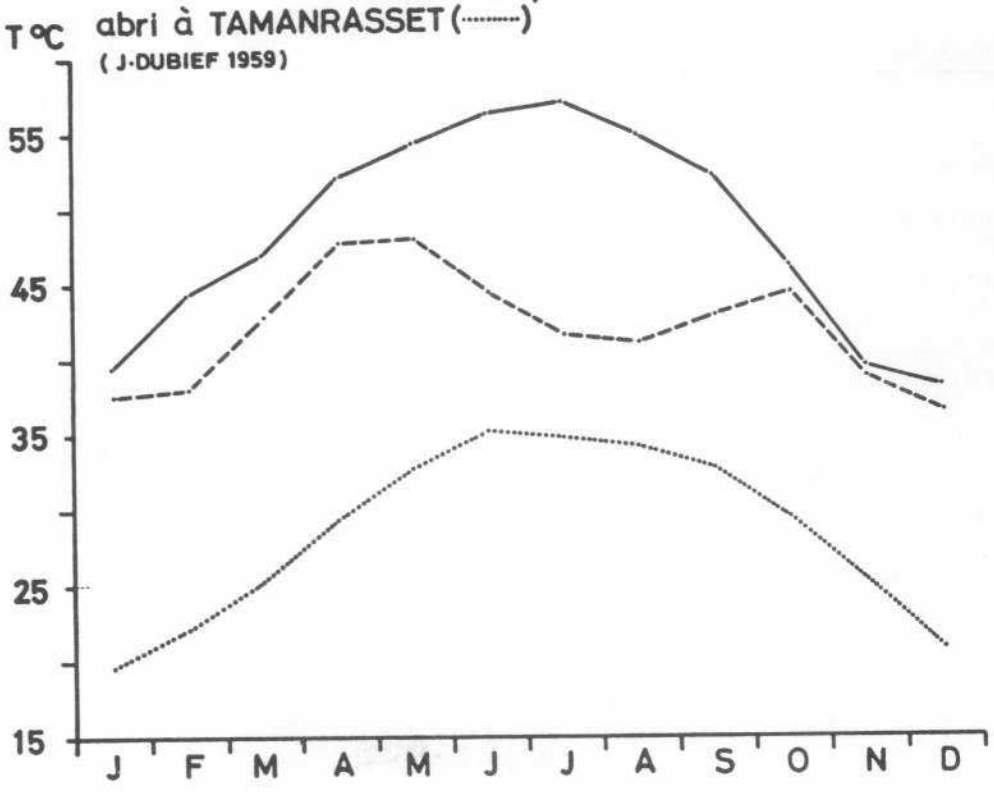
Faute de disposer d'une information plus complète, nous nous limiterons à l'examen des moyennes des températures de l'air juste au-dessus du sol (TDS) et de l'air sous abri (TSA), mesurées aux stations de Podor et de Linguère (Sénégal), pendant les mois de cinq saisons sèches de la période 1973-1978. (Fig. n° 19).

FIG 19 VARIATIONS MENSUELLES et INTERANNUELLES des TEMPERATURES MAXIMUMS de l'AIR SOUS ABRI et au dessus du SOL
Station de PODOR - Sénégal -



Les écarts moyens mensuels entre les valeurs maximales de TDS et de TSA sont de l'ordre de 10° à Podor et de 6° à Linguère. Les plus importants sont observés en Avril et les plus faibles en Décembre ou en Août selon la station considérée. Ces écarts moins importants que ceux notés au Sahara central, 24-25°, J. DUBIEF (1959), peuvent, dans certaines régions du Sahel, atteindre et dépasser 15°. (Fig. n° 20). Le gradient moyen de la température de l'air entre les deux niveaux de mesure varie selon le mois entre 4 et 8°5 par mètre.

FIG 20 Variation annuelle de la température maximum à la surface du sable à TAMANRASSET (——) et à ZINDER (----) de la température maximum de l'air sous abri à TAMANRASSET (·····)



Ecarts moyens mensuels entre les valeurs maximales de TDS et TSA (E) et gradient moyen de la température de l'air entre 0,10 et 1,50 m au-dessus du sol (G)

		Nov	Déc	Janv	Fév.	Mars	Avril	Mai	Août	Sept
PODOR	E	10,0	8,9	8,2	10,8	11,0	12,0	11,4	7,3	7,7
	G	7,1	6,3	5,8	7,7	7,8	8,6	8,1	5,2	5,1
LINGUERE	E	6,0	5,9	5,8	7,0	8,0	8,0	7,4	-	-
	G	4,3	4,2	4,1	5,0	5,7	5,7	5,4	-	-

Le gradient de température, au-dessus du sol non uniforme, peut être beaucoup plus élevé que ne le suggèrent ces moyennes, notamment au-dessus d'affleurements de roches plus ou moins sombres. Les très forts gradients qui se développent aux heures les plus chaudes de la journée dans l'air calme ou peu mobile sur plusieurs dizaines de mètres, expliquent entre autres les tourbillons verticaux.

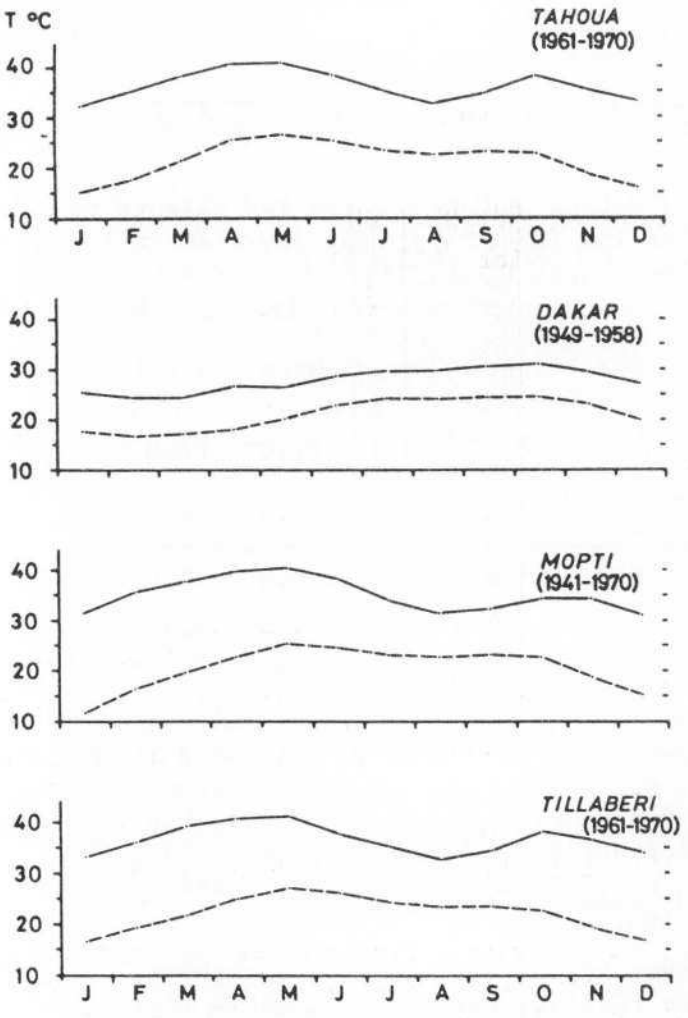
Concernant les couches inférieures de la troposphère, entre le sol et 2000 m, les sondages réalisés systématiquement à l'aide de ballons captifs, mieux que les radio sondages, permettraient de préciser l'influence effective de la température de surface, de définir les caractères et l'origine des inversions dans la zone sahélienne et des phénomènes thermo-convectifs.

23. La température de l'air sous abri

. Les températures moyennes

Les valeurs annuelles sont très élevées puisqu'elles se situent entre 27° et 29,5°C (Fig. n° 21 et tab. 6). L'effet latitudinal n'est pas très net ; il paraît atténué par l'environnement immédiat des stations et la situation géographique de certaines régions. Les températures moyennes annuelles sont, sur le littoral sénégalo-mauritanien, de 4 à 5° inférieures à celles mesurées dans les régions continentales.

FIG 21 TEMPERATURE de l'AIR SOUS ABRI
moyennes mensuelles Tmax —— Tmini – – –



· Les variations mensuelles (Fig. n° 21)

Elles diffèrent selon que l'on considère les stations du Sahel atlantique et les stations du Sahel continental. Dans le premier cas, les courbes de variation sont unimodales avec un maximum en Septembre (St Louis du Sénégal), ou Octobre (Dakar), et un minimum en Février (Dakar) ou Avril (St Louis). Dans le deuxième cas, toutes les courbes sont bimodales, avec un maximum principal en Mai ou Juin, un maximum secondaire en Septembre ou Octobre, un minimum principal en Décembre ou Janvier et un minimum secondaire toujours en Août.

L'amplitude thermique moyenne annuelle qui, dans le Sahel continental, croît irrégulièrement du Sud vers le Nord, est à latitude égale plus forte dans le Sahel central que dans le Sahel atlantique.

L'analyse des variations de la température pendant la saison sèche et pendant la saison des pluies met en évidence des périodes thermiques d'inégale durée, comme le montrent les deux exemples suivants.

Station de TAHOUA (Niger)

La saison sèche, d'Octobre à Juin inclus, peut se décomposer en trois périodes thermiques :

- une courte période de transition avec la saison des pluies, réduite au mois d'Octobre, caractérisée par une température élevée : 30,4° C ;

- une période relativement "fraîche", de Novembre à Février ; les températures sont de 3 à 5° inférieures à la température annuelle : 28,9°C. Le minimum est mesuré en Janvier : 23,6°C ;

- une période de fortes chaleurs, couvrant les mois de Mars, Avril, Mai et Juin. Le maximum est mesuré en Mai : 33,8°C.

La saison des pluies, Juillet, Août et Septembre, se caractérise par des températures égales ou inférieures à la moyenne annuelle. L'atténuation des températures est nette en Août, mois le plus humide au cours duquel la nébulosité moyenne est supérieure à 6 octas.

Station de DAKAR (Sénégal)

L'analyse saisonnière des températures moyennes fait ressortir le contraste entre deux périodes d'égale durée, l'une fraîche, de Décembre à Mai inclus, l'autre chaude, de Juin à Novembre. Ces deux périodes thermiques ne coïncident pas exactement avec les saisons sèche et pluvieuse. La saison sèche, d'Octobre à Juin inclus, peut se décomposer en trois périodes :

- la période chaude de transition saison des pluies-saison sèche, au cours de laquelle sont enregistrées les températures les plus élevées de l'année (27,7°C en Octobre) ;

- la période fraîche, de Décembre à Mai, où les températures qui varient peu d'un mois à l'autre, sont nettement inférieures à la température moyenne annuelle. Les mois les plus frais sont Février et Mars, avec 20,6 et 20,8°C respectivement ;

- la courte période de transition saison sèche-saison des pluies, caractérisée par l'augmentation rapide des températures : 26° en Juin contre 23,3°C en Mai.

La saison des pluies est aussi la saison chaude ; les températures, toujours supérieures à la moyenne annuelle, augmentent régulièrement de Juillet à Septembre, passant de 27 à 27,5°C.

. Les températures maximales et minimales (moyennes annuelles)

Les températures maximales, de l'ordre de 28°C à Dakar, atteignent 35 à 37,5° dans les régions continentales. L'amplitude annuelle varie selon la situation géographique de la station considérée, 6,6° à Dakar, 8,7° à Tahoua, 10,2° à Nguigmi. Les courbes de variation, à l'exception de celles des stations littorales, sont toutes bimodales. Le maximum principal se place en Mai, le minimum principal soit en Août (Tillaberi, Niamey, Diourbel), soit en Janvier (Tahoua, Podor, Nguigmi). (Tabl. 7 et 8).

Les températures minimales, jamais inférieures à 19,5°C, peuvent atteindre et dépasser 27°. L'amplitude annuelle varie entre 8,5 et 13,5° selon les stations. Les courbes de variations sont légèrement décalées par rapport à celles des températures maximales. Le minimum principal est en Janvier, le minimum secondaire en Août, le maximum principal en Mai, Juin ou Juillet et le maximum secondaire en Septembre ou Octobre.

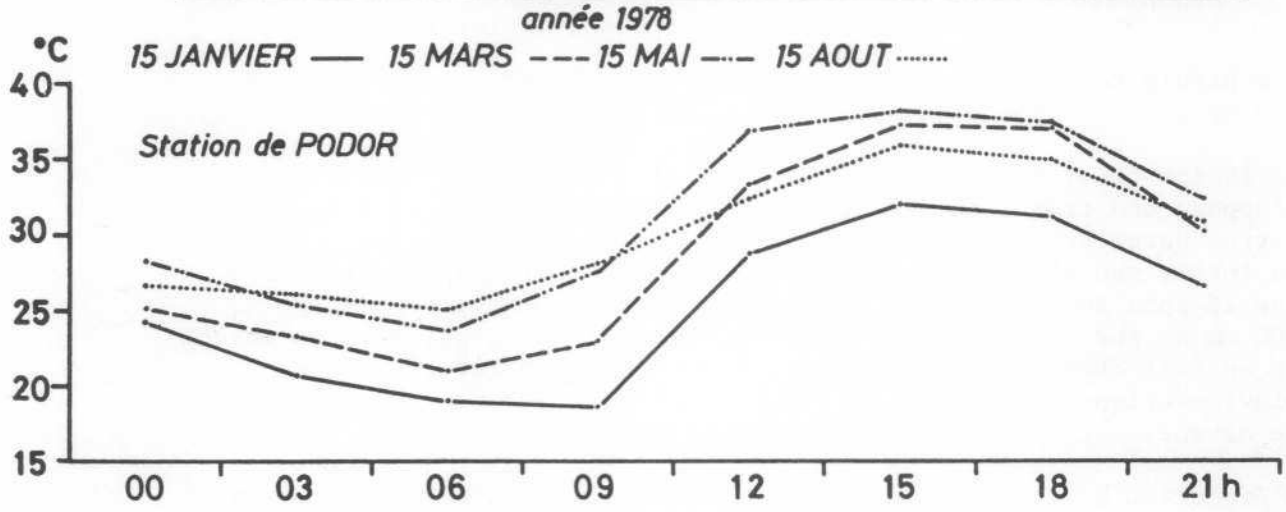
Les écarts entre les températures maximales moyennes et les températures minimales moyennes, de l'ordre de 7° dans les régions littorales du Sénégal, sont supérieurs à 14° dans les régions continentales. Les écarts les plus importants se situent pendant la saison sèche et fraîche (Décembre, Janvier ou Février) ; les plus faibles, au coeur de la saison des pluies (en Juillet et Août), où la nébulosité entretient l'effet de serre.

Les fortes températures de l'air enregistrées au Sahel sont conformes à l'apport calorifique solaire. Leurs variations mensuelles sont fortement influencées par celles de l'insolation et de la nébulosité, et par l'intervention alternée des masses d'air thermiquement différentes. Les températures dépendent davantage de la situation des stations par rapport à la position moyenne du FIT et des zones climatiques que de la latitude. Ceci explique le décalage des maximums de température par rapport au double passage du soleil au zénith et le régime thermique particulier aux régions du Sahel atlantique.

. Les variations journalières des températures

Les températures à l'échelle de la journée montrent, quel que soit le mois considéré, une variation périodique. Le minimum est mesuré en fin de nuit et le maximum entre 14 h et 15 h. Les écarts diurnes sont plus importants en saison sèche (17,18° en Janvier) qu'en saison des pluies (8 à 10° en Août). (Fig. n° 22). Les variations de température les plus brutales sont enregistrées pendant la saison des pluies au moment du passage des lignes de grains. Des chutes de température de plus de 15° en moins de 15 minutes sont fréquentes.

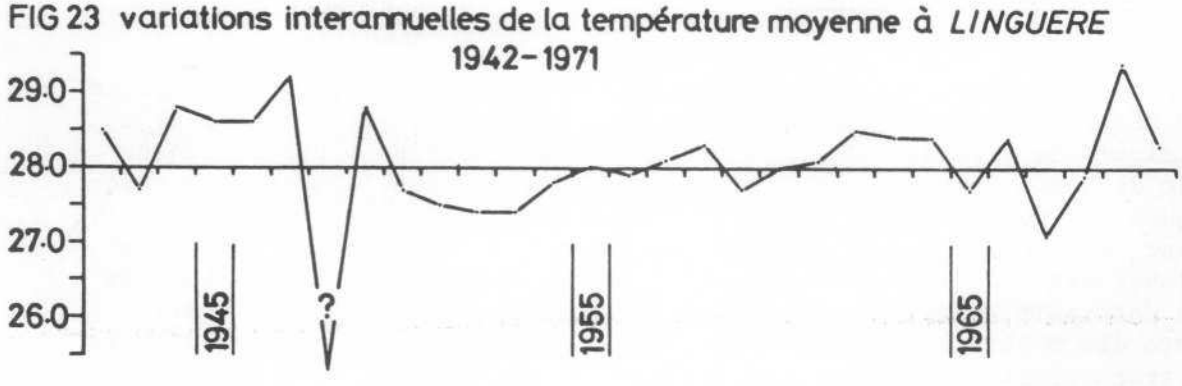
FIG 22 VARIATIONS JOURNALIERES de la TEMPERATURE de l'AIR SOUS ABRI



. Les variations interannuelles des températures moyennes annuelles

Les séries les plus longues dont nous disposons montrent que les variations interannuelles sont faibles ; elles ne révèlent en outre aucune périodicité. (Fig. n° 23).

FIG 23 variations interannuelles de la température moyenne à *LINGUERE*



3. LES PRECIPITATIONS ET LE BILAN DE L'EAU

Les précipitations sont, du fait de leurs implications biologiques, écologiques et économiques, l'élément fondamental du climat sahélien.

Le régime pluviométrique est simple, à la saison des pluies d'été, s'oppose une très longue saison sèche. Les pluies, compte tenu des autres paramètres climatiques, la température, l'évaporation..., sont au total, peu abondantes. On peut, en simplifiant à l'extrême, dire que la zone sahélienne est comprise entre les isohyètes moyennes 700 mm au sud et 200 mm au nord. (1). Le tracé de ces isohyètes change en fait chaque année au point que le Sahel apparaît comme une zone pluviométrique de transition "mobile" entre le Sahara et les régions de savane.

L'évolution de la pluviométrie après le début du siècle a été marquée par la succession de périodes excédentaires et déficitaires, d'inégale durée et apériodiques.

La période 1968-1982, à l'exception des années 1969, 1975 et 1978, quasi normales, se distingue des autres "sécheresses" du siècle par l'intensité, la durée, l'extension des déficits pluviométriques. Si cette crise climatique a eu des conséquences sévères sur l'économie des Etats sahéliens, il ne semble pas qu'elle ait des effets irréversibles sur l'état et l'équilibre des milieux naturels. Ceci nous conduit à préciser certains caractères de la pluviométrie, dissimulés par les "normales", et à établir un bilan moyen de l'eau pour les régions semi-arides du Sahel.

31. L'information disponible

Le réseau météorologique du Sahel ouest africain est lâche, il comprend 500 stations environ, dont plus des deux tiers sont des postes pluviométriques de création récente. Les séries des données pluviométriques sont de durée inégale et comportent généralement des lacunes. Les chroniques les plus longues dont nous disposons sont celles de Saint-Louis, Dakar, Podor, Tivaouane, Tombouctou, Niamey et Zinder. La qualité des relevés est discutable. Cela tient à de nombreux facteurs tant humains que matériels, parmi lesquels nous retrouvons : la formation insuffisante des observateurs bénévoles, les erreurs de lecture et les erreurs de transcription au niveau des centres de collecte, l'entretien irrégulier et la mauvaise protection des instruments de mesures, l'inadéquation assez fréquente de l'appareillage, l'emplacement discutable de

---

(1) 200 mm par an est le seuil au-delà duquel les cultures sous pluies sont impossibles.

certains postes, la manipulation possible des chiffres, le manque de moyens financiers...

La communauté scientifique dispose néanmoins d'une information très abondante mais encore sous-exploitée.

Concernant la pluviométrie, les services météorologiques nationaux peuvent fournir : les normales mensuelles, les tableaux pluviométriques quotidiens, les tableaux climatologiques portant les moyennes mensuelles et annuelles des pluies et du nombre de jours de pluie, calculées sur les années.

Ces renseignements peuvent être complétés par le dépouillement des carnets quotidiens d'observations et les tableaux climatologiques mensuels TCM, dont on peut tirer des précisions quant à l'abondance des pluies individuelles, la répartition journalière des pluies, leur intensité. Ces différents documents ne donnent aucune indication sur l'origine des pluies et pour distinguer les pluies de mousson des pluies liées aux coulées d'air froid boréal, il faut nécessairement recourir aux bulletins quotidiens ou aux bulletins mensuels de renseignements. L'étude de la pluviométrie au Sahel est donc beaucoup moins simple qu'il n'y paraît à l'analyse des seules "normales".

Dans ce qui suit, nous tenterons d'en préciser les caractères principaux.

32. Les saisons pluviométriques

. La notion de saison des pluies et de saison sèche

L'originalité du climat sahélien réside dans la distribution mensuelle des pluies, qui permet d'opposer une courte saison pluvieuse à une longue saison sèche, dont les définitions diffèrent selon les critères utilisés. (Tab. 9 et 10).

Pour les géographes se référant à la formule de GAUSSEN, la saison des pluies se réduit aux seuls mois de Juillet, Août, Septembre et parfois Octobre (1). Cette période de trois à quatre mois, à condition d'être "normale", couvre le cycle végétatif des plantes cultivées dans les régions sahéliennes (mil et sorghos, arachides...). Les cultivateurs du ZARMAGANDA (Niger occidental) et du CAYOR (Sénégal) ne se risquent pas à semer avant Juin et Juillet respectivement.

Pour le météorologue, la saison des pluies couvre la période pendant laquelle la zone sahélienne est sous l'influence effective, continue ou discontinue de la mousson, soit d'Avril à Octobre inclus. Les caractères de cette période (insolation, humidité de l'air et précipitations) conditionnent la phénologie de l'ensemble des espèces ligneuses et des végétaux herbacés annuels (thérophytes) composant le couvert végétal.

---

(1) Tout mois est considéré comme humide lorsque la hauteur d'eau totale mesurée est égale ou supérieure au double de la température moyenne. On peut au total fixer ce seuil à 60 mm.

Schématiquement, il y aurait une saison des pluies utiles et nécessaires à l'agriculture, et une saison des pluies utiles au maintien et à la croissance active des espèces constituant la flore sahélienne. Nous reviendrons ultérieurement sur ce qualificatif, dont le contenu est à préciser.

La saison sèche est la période allant de Novembre à Mars-Avril inclus, pendant laquelle la zone sahélienne est sous l'influence unique de l'air boréal. Les pluies y sont rares. Ces pluies très faibles et irrégulières qui ne représentent qu'une proportion faible (5 % environ) des abats annuels, ont pour origine les invasions d'air froid boréal, dont il a été fait état précédemment (tab. 11).

Elles ont peu d'effet sur la biosphère, mais elles peuvent suffire lorsqu'elles sont suffisamment abondantes (15 à 30 mm en deux ou trois jours consécutifs) à engendrer des prairies d'éphémères dans les régions saharo-sahéliennes (1). Le tableau 11 montre les pluies à pâturages dans le Sahara, hiver 1982.

La sécheresse chronique qui règne dans la zone sahélienne est généralement négligée ou sous-estimée dans les études de climatologie. Compte tenu du rôle qu'elle a sur les activités humaines et de ses effets sur les milieux naturels, nous avons calculé la fréquence des périodes sèches de durée connue (exprimées en mois entiers) pour huit stations.

Fréquence des périodes sèches d'une durée égale à 3, 4, ..., 11 mois consécutifs ou non (2)

Stations / Nbre mois		3	4	5	6	7	8	9	10	11	Moyenne en mois
DOUENTZA	x	0	2	14	19	3	3				5,8
41 ans	%	0	4,8	34,14	46,34	7,31	7,31				
MOPTI	x	2	11	22	11						4,9
45 ans	%	4,4	24,4	48,8	24,4						
DJENNE	x	3	9	15	15	2					5,0
44 ans	%	6,8	20,4	34,0	34,0	4,54					
DIOURBEL	x	0	3	12	16	12	1				6,6
55 ans	%	0	6,8	27,2	36,3	27,2	2,3				
DORI	x	0	16	13	19	2					4,9
50 ans	%	0	32,0	26,0	38,0	4,0					
ANSONGO	x	0	0	3	17	14	6	1	1	1	6,7
43 ans	%	0	0	6,9	39,6	32,5	13,9	2,3	2,3	2,3	
TOMBOUCTOU	x	0	2	6	20	17	8	2			6,5
55 ans	%	0	3,6	10,9	36,3	30,9	14,5	3,6			
DAKAR	x	0	5	15	28	19	6				6,0
73 ans	%	0	6,8	20,5	38,3	26,0	8,2				

(1) Elles peuvent modifier momentanément l'humidité du sol et expliquer certaines variations de réflectance.
(2) N'ont été retenus que les mois n'ayant enregistré aucune pluie mesurable.

Le tableau ci-après fait état de périodes sèches particulièrement longues observées pendant les années climatiques 1973-1974, et 1974-75, caractérisées, comme on le sait, par un important déficit pluviométrique (1).

Durée de la saison sèche (jours secs consécutifs)
Années climatiques 1973-1974 et 1974-1975

Stations	Année 1973-1974	Année 1974-1975
LINGUERE	23/IX - 08/VI 258 jours	13/X - 20/V 219 jours
DAKAR	05/X - 12/VII 281	13/X - 05/VII 265
PODOR	19/IX - 10/VII 295	11/X - 17/VI 247
DIOURBEL	05/X - 06/VII 275	13/X - 01/VII 261
TILLABERI	28/IX - 13/V 227	11/X - 28/IV 199
NIAMEY Aéro	10/X - 07/V 208	10 X - 12/IV 184
TERA	27/IX - 13/V 261	10/X - 04/V 218

N.B. : dans le tableau précédent, les jours secs et les sécheresses des saisons des pluies ne sont pas pris en compte.

Source : tableaux pluviométriques, Services météorologiques nationaux du Sénégal et du Niger.

Là encore, il y a sous-estimation. Sachant que les pluies durent en moyenne 140 heures dans le Sahel méridional et 30 heures dans le Sahel septentrional (l'année comprenant 8 766 heures), on en déduit que la durée réelle de la sécheresse varie du sud au nord entre 359 jours et 10 heures et 364 jours.

Au Sahel, où la sécheresse est quasi permanente, la durée et la quantité de pluie diminuent du sud vers le nord. Cette réalité est aggravée par l'extrême variabilité temporelle et spatiale des pluies.

33. La variabilité temporelle

. Les séries pluviométriques les plus longues que nous avons analysées montrent des variations considérables des tranches d'eau mensuelles et annuelles.

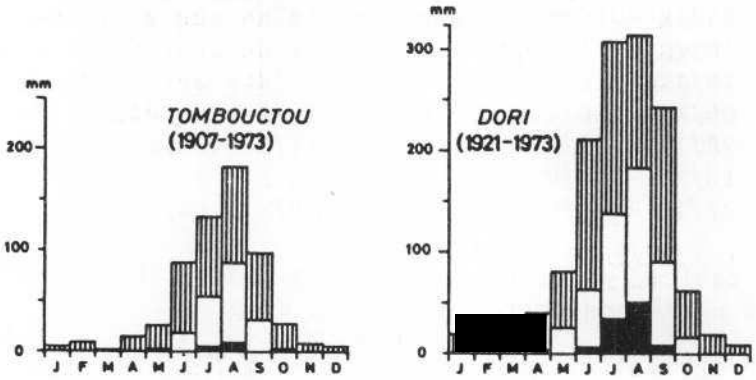
. Les variations interannuelles des totaux mensuels sont très importantes. Le tableau 12 et la figure n° 24, portant les hauteurs mensuelles extrêmes mesurées dans trois stations, le montrent. Les écarts type moyens calculés sur les séries mensuelles sont nettement plus élevés

(1) Nous entendons par année climatique la période allant de la dernière pluie de mousson à la dernière pluie de la saison des pluies suivante.

dans le Sahel septentrional que dans le Sahel méridional, où les chances d'une meilleure répartition paraissent un peu plus grandes.

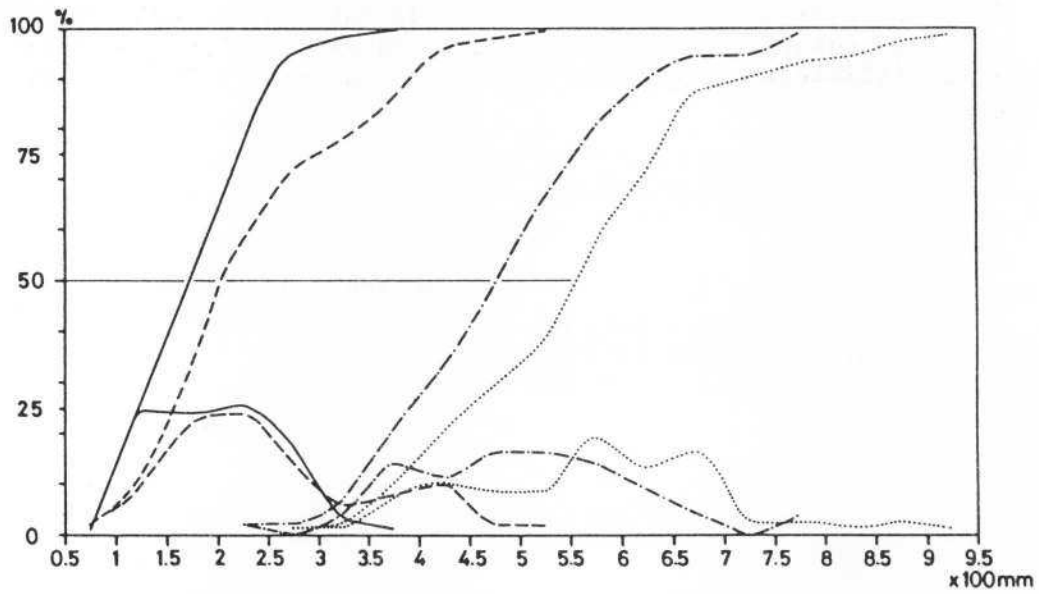
La distribution mensuelle des pluies estivales varie d'une année à l'autre, même si le maximum est, 7 fois sur 10, enregistré au mois d'Août. (Tab. 13).

FIG 24 Les PRECIPITATIONS : Valeurs minimales ■ maximales ▨ et moyennes □ des hauteurs mensuelles de pluie



. Les variations interannuelles des totaux annuels sont considérables (tab. 14 et fig. 25), et l'on est frappé, à la lecture des séries disponibles, par l'existence de périodes déficitaires, normales ou excédentaires de durée inégale.

FIG 25 COURBES CUMULATIVES et COURBES de FREQUENCE des TOTAUX PLUVIOMETRIQUES ANNUELS



TOMBOUCTOU	——	1907-1973	moyenne : 198 mm	médiane : 173
NGUIGMI	- - - -	1922-1973	" " : 222 mm	" " : 152
NIAMEY	.....	1905-1973	moyenne : 565 mm	médiane : 556
NARA	-·-·-	1922-1973	" " : 502 mm	" " 476

Depuis le début du siècle, cinq périodes de sécheresse accentuée ont été dénombrées : 1910-1916, 1930-1931, 1940-1942, 1947-1949, 1968-1983, et une seule période largement excédentaire : 1950-1958. Nous considérons que la sécheresse actuelle, du fait de sa durée, de son intensité et de ses effets induits, peut être considérée comme une véritable crise climatique. Les tests de KIVELIOVITCH et VIALARD, et l'analyse spectrale appliqués aux séries pluviométriques de plusieurs stations sahéliennes permettent de montrer que les déficits ou les excédents ne sont pas périodiques, mais récurrents. J.A. GIRAUD et D. ROSSIGNOL (1973) ; Ph.C. CHAMARD et M.F. COUREL (1983). Les calculs d'autocorrélation réalisés au Centre Scientifique IBM France, et portant sur les données de Dakar Niamey, Tombouctou et Ouagadougou, ne révèlent aucune périodicité ; ils mettent seulement en évidence, pour chacune de ces stations, des énergies propres contenues dans des périodes de durée variable. En outre, les événements ne sont pas synchrones. A partir de ces différentes analyses, aucun cycle n'a été mis en évidence. M.F. COUREL (1983).

34. La variabilité spatiale

La distribution spatiale des pluies est très inégale tant à l'échelle locale qu'aux échelles régionale ou zonale. La comparaison des données de deux stations très proches l'une de l'autre ou d'un groupe de stations, ou de l'ensemble des stations du réseau sahélien, l' atteste. (Fig. n° 26).

Les déficits ou les excédents ne sont pas une exclusivité sahélienne ; ils peuvent se manifester ,simultanément ou non ,dans les régions de savanes et de forêt, ainsi que dans les régions saharo-sahéliennes, comme le montrent la figure n° 27 et les cartes n° 2, 3, 4 et 5.

Il ressort de l'analyse des données pluviométriques et des illustrations cartographiques qu'il n'y a pas, pendant les périodes "sèches" (1968-1983), ou "humides" (1951-1958), de gradient latitudinal des déficits ou des excédents, et que les écarts à la moyenne les plus faibles sont caractéristiques des régions situées entre 8 et 12° de latitude Nord.

Fig 26 Répartition temporelle des précipitations annuelles déficitaires, excédentaires ou normales d'après les données fournies par 24 stations du SAHEL

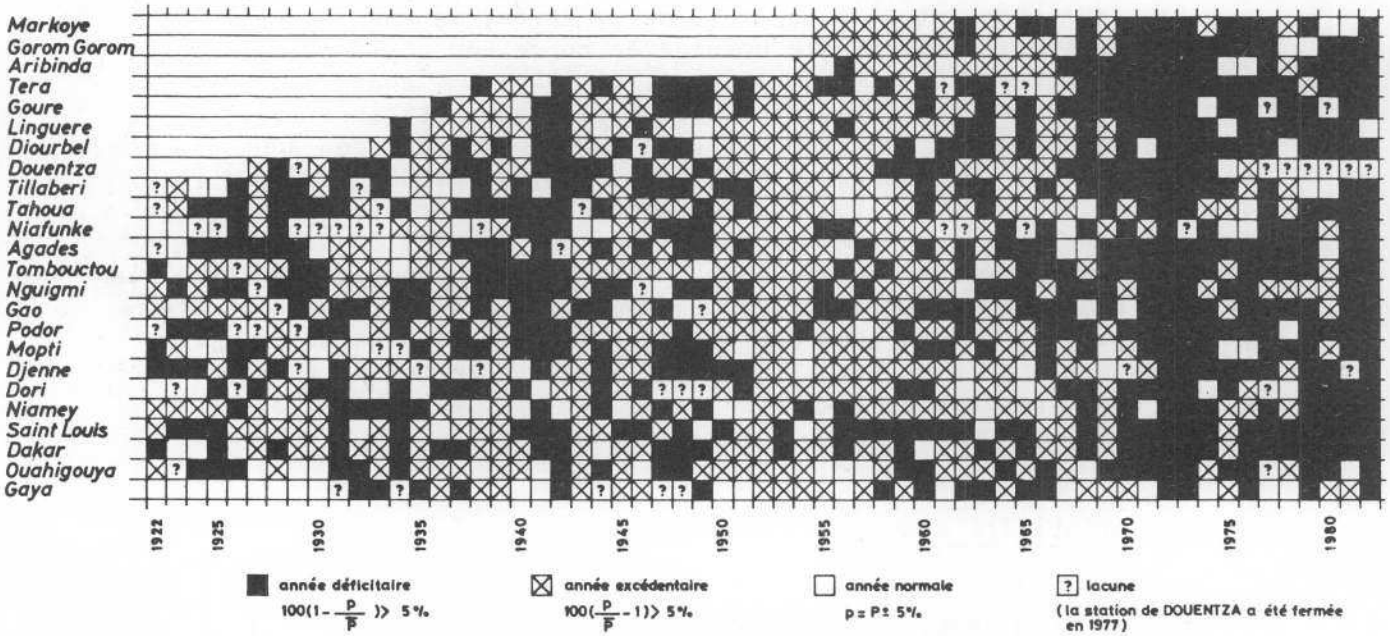


FIG 27 REPARTITION SPATIO TEMPORELLE des PRECIPITATIONS depuis 1940
COTE d'IVOIRE HAUTE VOLTA MALI NIGERw

année normale *année déficitaire* *année excédentaire* *lacune*

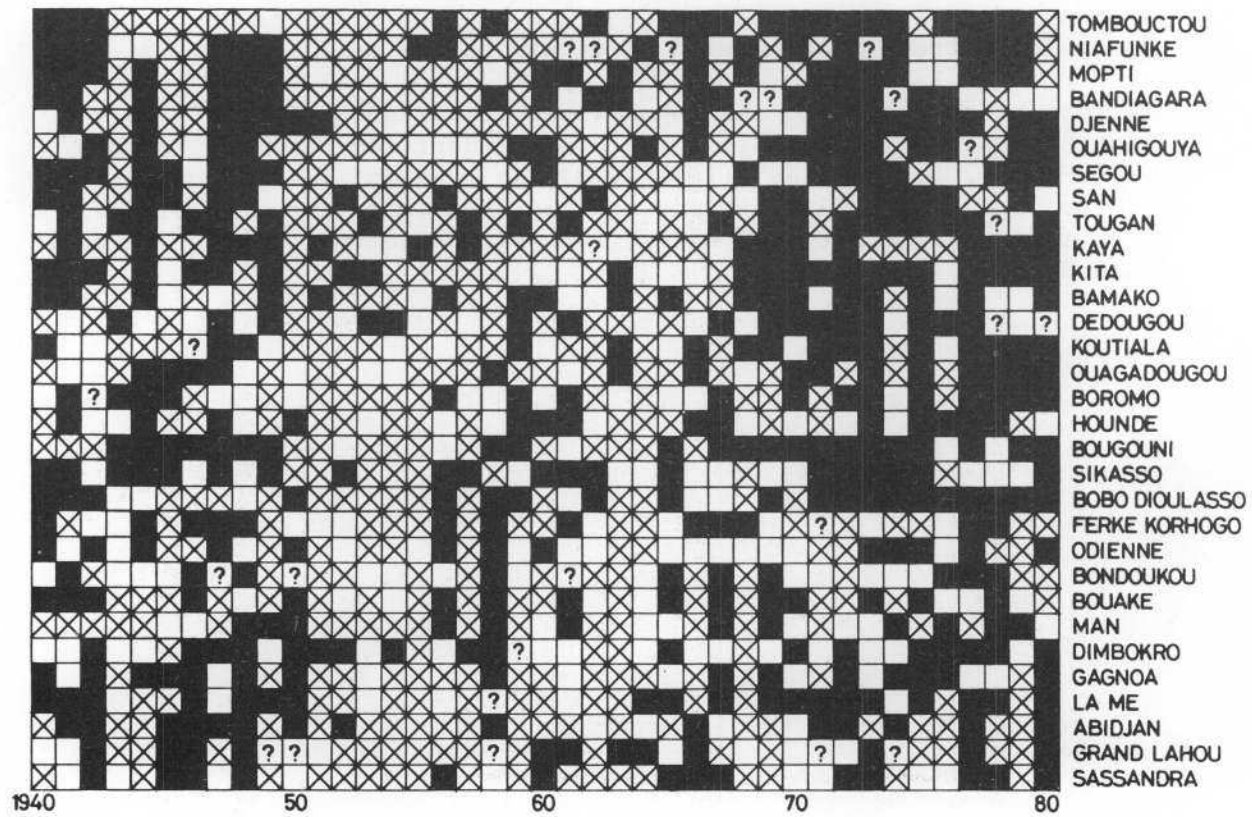


Fig 28 Répartition temporelle des précipitations annuelles très déficitaires (déficit supérieur à 19.5 %) ■
et très excédentaires (excédent supérieur à 19.5 %) ⊠

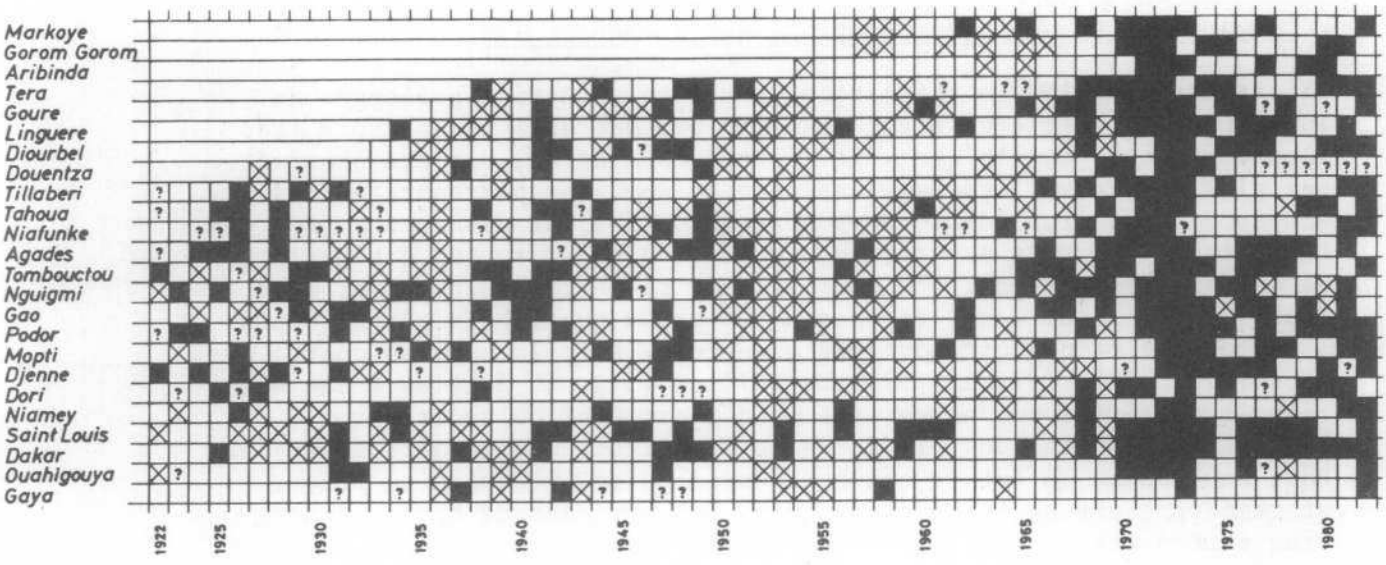
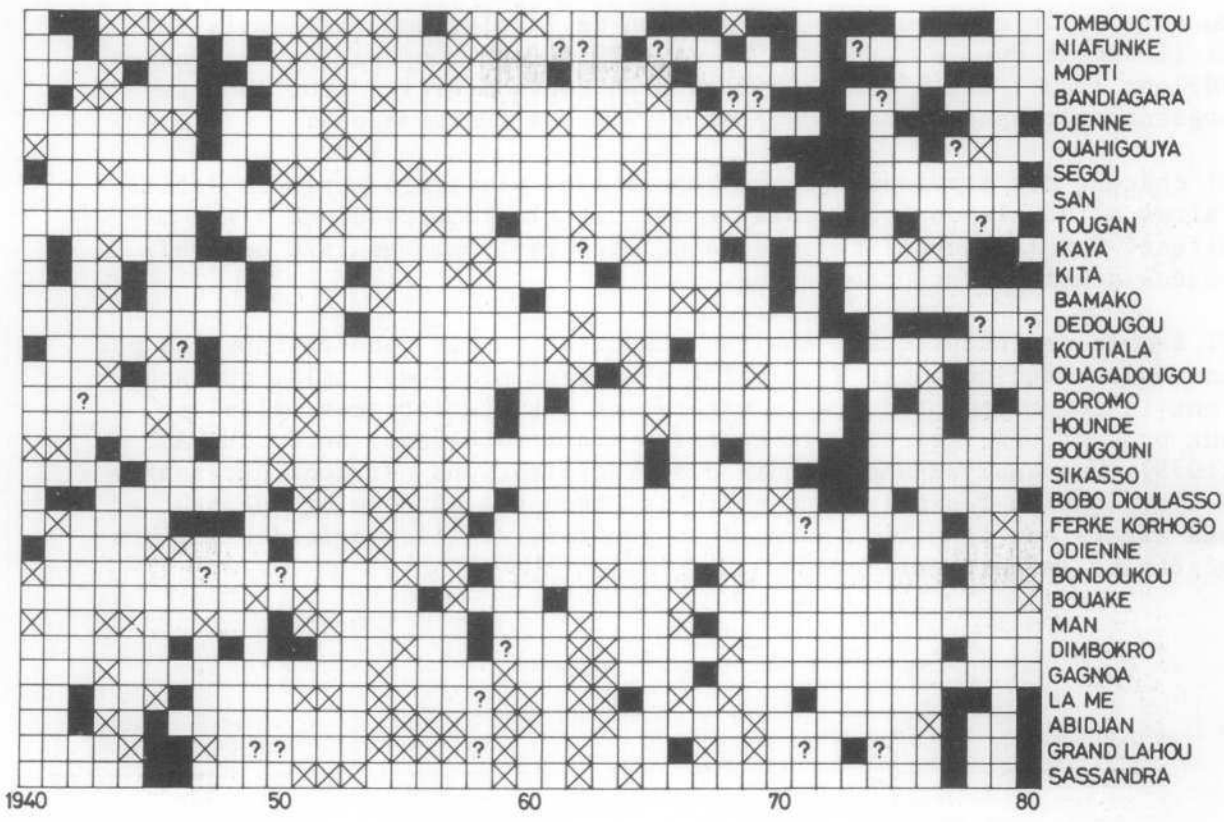


FIG 29 REPARTITION SPATIO TEMPORELLE des PRECIPITATIONS depuis 1940

■ *déficit supérieur à 20%* ⊠ *excédent supérieur à 20%*



. La variabilité des précipitations entre 1968 et 1982

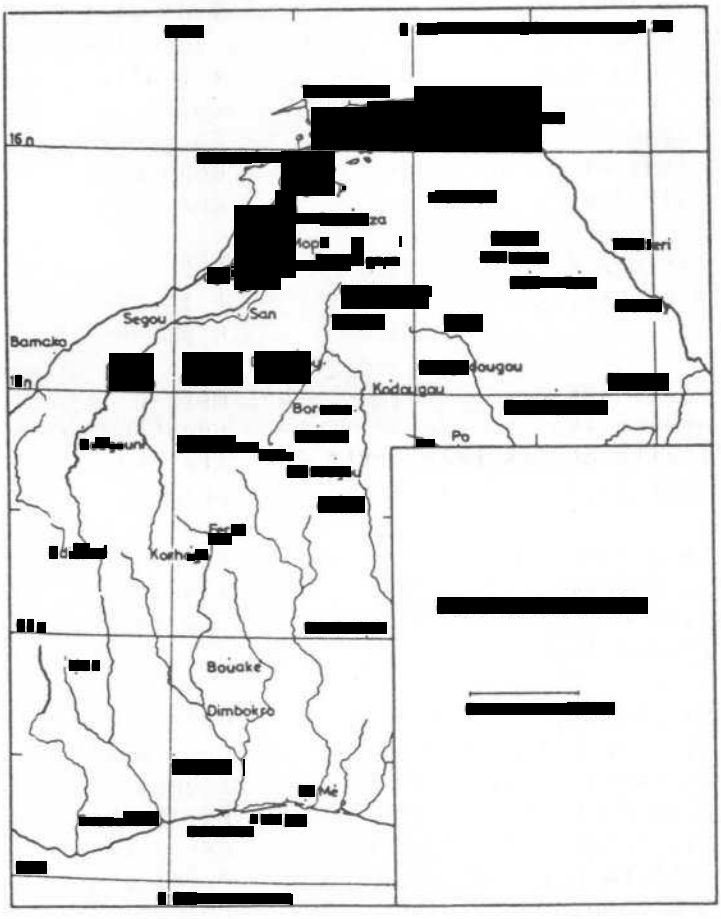
La période 1968-1982 a été marquée par l'accentuation prolongée de la sécheresse. Celle-ci s'est traduite par des déficits parfois très importants qui, quelle que soit l'année considérée, ont été observés sur plus des deux tiers de l'espace sahélien. Les pourcentages des années déficitaires (déficits supérieurs à 5 %) et des années très déficitaires (déficits supérieurs à 20 %), calculés sur un échantillon de 291 années-stations, ont pour valeurs respectives 73,8 % et 51,5 % (tab.15). Il ressort des figures n° 28 et 29 que la période au cours de laquelle les déficits ont été accentués, s'étale sur les quatre années 1970, 1971, 1972 et 1973. En 1972 et 1973, 95 % et 84 % des stations considérées ont enregistré un déficit égal ou supérieur à 20 %. Pour certaines stations, la durée de la période déficitaire a atteint huit ans, comme ce fut le cas pour Gorom-Gorom, Douentza ou Podor, et même onze ans pour Agades et Tera. Des périodes de trois, quatre ou cinq années très déficitaires consécutives ont été observées à Gorom-Gorom et Douentza (3ans), Agades (4 ans), Tera, Agades et Podor (5 ans).

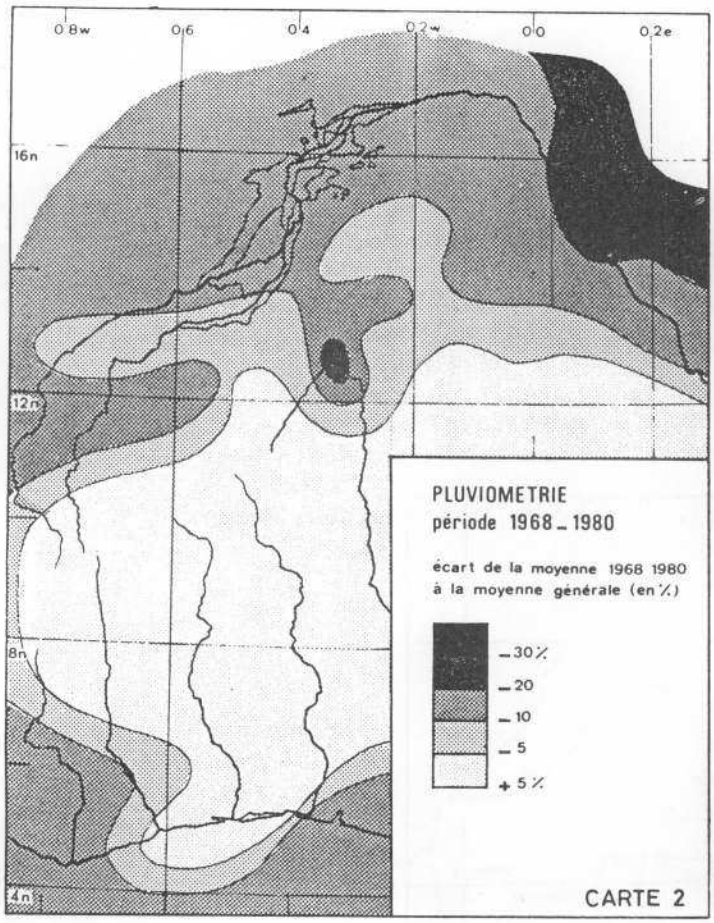
A partir de 1975, on assiste à une atténuation des déficits, à une diminution de leur fréquence et, dans le même temps, à la réapparition d'excédents importants, comme à Gao en 1975 ou à Nguigmi en 1976.

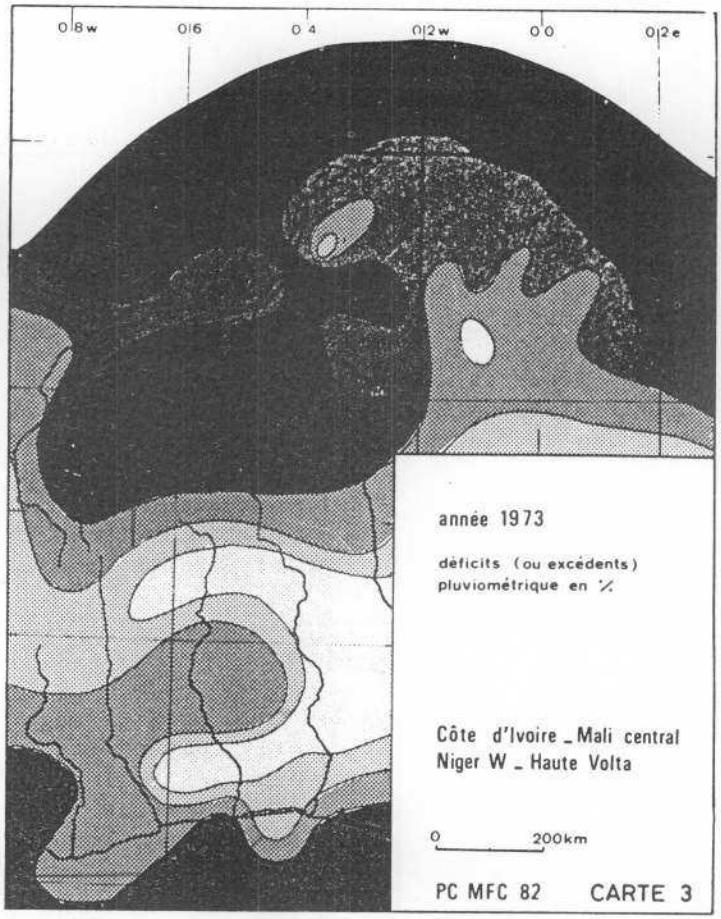
On note enfin une nouvelle dégradation de la pluviométrie depuis 1981, et il semble que les années 1982 et 1983 soient comparables aux années 1972 et 1973 : les déficits et les très forts déficits pour 1982 représentent respectivement 94,7 et 73,7 % des observations.

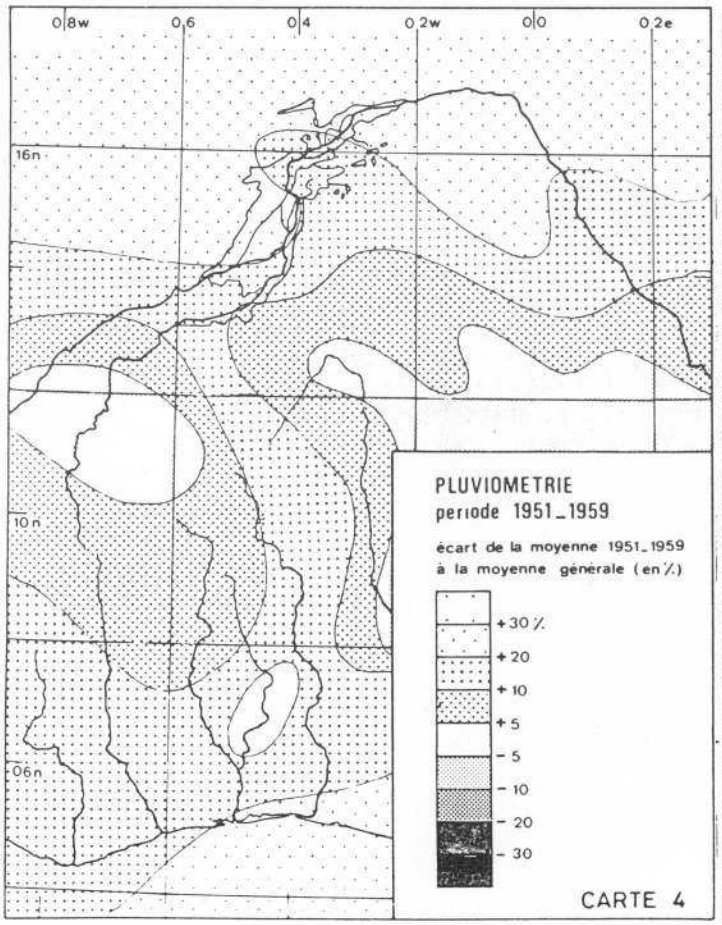
Si chacune des stations a connu depuis 1968 plusieurs périodes déficitaires d'inégale durée, jamais le déficit pluviométrique ne s'est manifesté sur l'intégralité du domaine sahélien, même en 1972 ou 1982, années pourtant exceptionnelles.

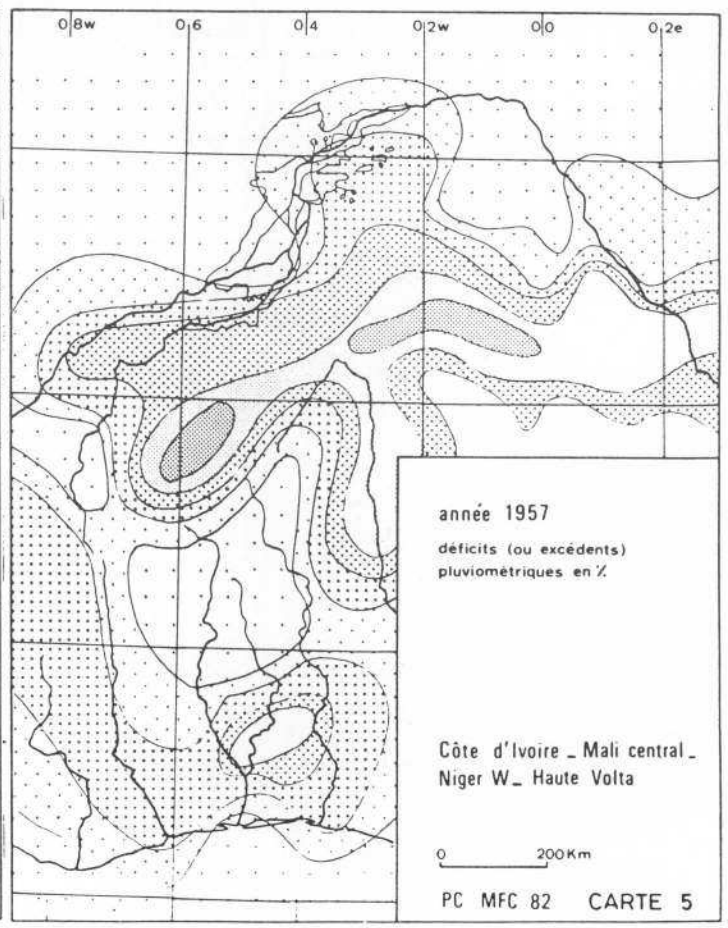
Il semble cependant que l'analyse quantitative des données fournies par un réseau ténu conduise à un bilan plus pessimiste que celui que suggèrent le comportement du tapis végétal et les statistiques relatives aux productions agricoles de certains états sahéliens. Ph.C. CHAMARD (1979). Une analyse approfondie des précipitations est donc nécessaire à l'évaluation des relations entre le phénomène météorologique brut et ses effets sur le milieu naturel en général, et l'écologie des espèces végétales en particulier.


16 n
Ségou
San
Bamako
Bouake
Dimbokro


0 8w
0 6
0 4
0 2w
0 0
0 2e
16n
12n
8n
4n
PLUVIOMETRIE
période 1968_1980
écart de la moyenne 1968 1980
à la moyenne générale (en %)
_30 %
_20
_10
_5
+ 5 %
CARTE 2


0 8w
0 6
0 4
0 2w
0 0
0 2e
année 1973
déficits (ou excédents)
pluviométrique en %
Côte d'Ivoire _ Mali central
Niger W _ Haute Volta
0
200km
PC MFC 82
CARTE 3


0 8w
0 6
0 4
0 2w
0 0
0 2e
16n
10n
06n
PLUVIOMETRIE
periode 1951_1959
écart de la moyenne 1951_1959
à la moyenne générale (en %)
+ 30 %
+ 20
+ 10
+ 5
_ 5
_ 10
_ 20
_ 30
CARTE 4

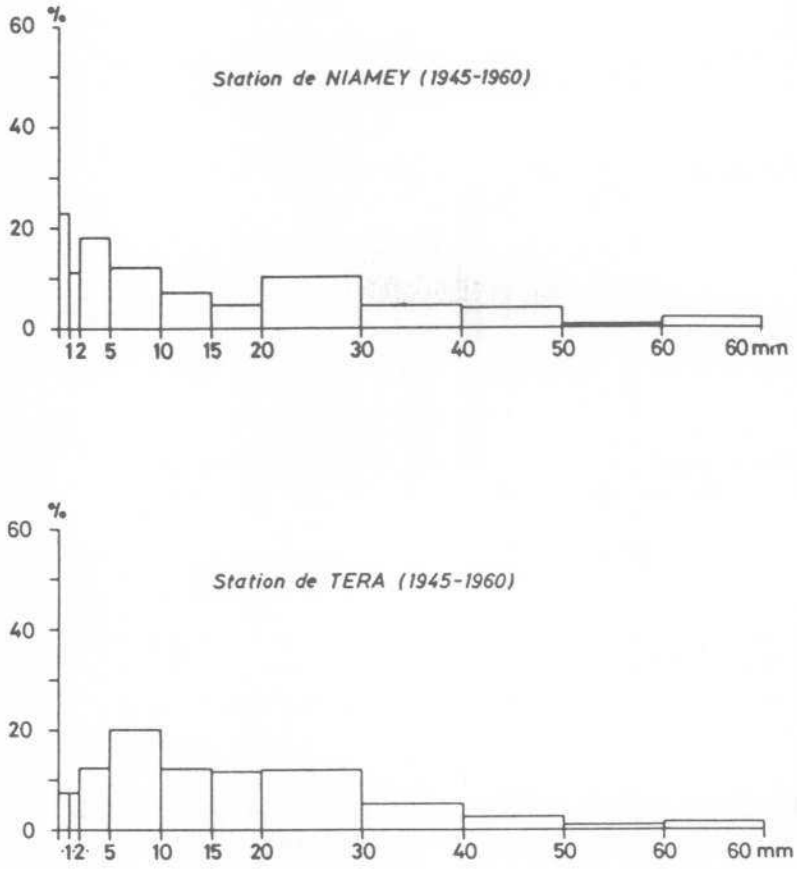

0 8w
0 6
0 4
0 2w
0 0
0 2e
année 1957
déficits (ou excédents)
pluviométriques en %
Côte d'Ivoire _ Mali central _
Niger W _ Haute Volta
0
200Km
PC MFC 82
CARTE 5

35. Caractères particuliers des pluies

. L'abondance individuelle des pluies

Dans la région sahélienne, les pluies faibles (0 à 10 mm) sont les plus fréquentes (tab. 16 et fig. n° 30). Au cours de la décennie déficitaire 1971-1980, l'abondance moyenne des pluies individuelles a sensiblement diminué (tab. 16 et fig. n° 31), même si l'on a observé dans certains secteurs des pluies exceptionnelles, rares et ponctuelles.

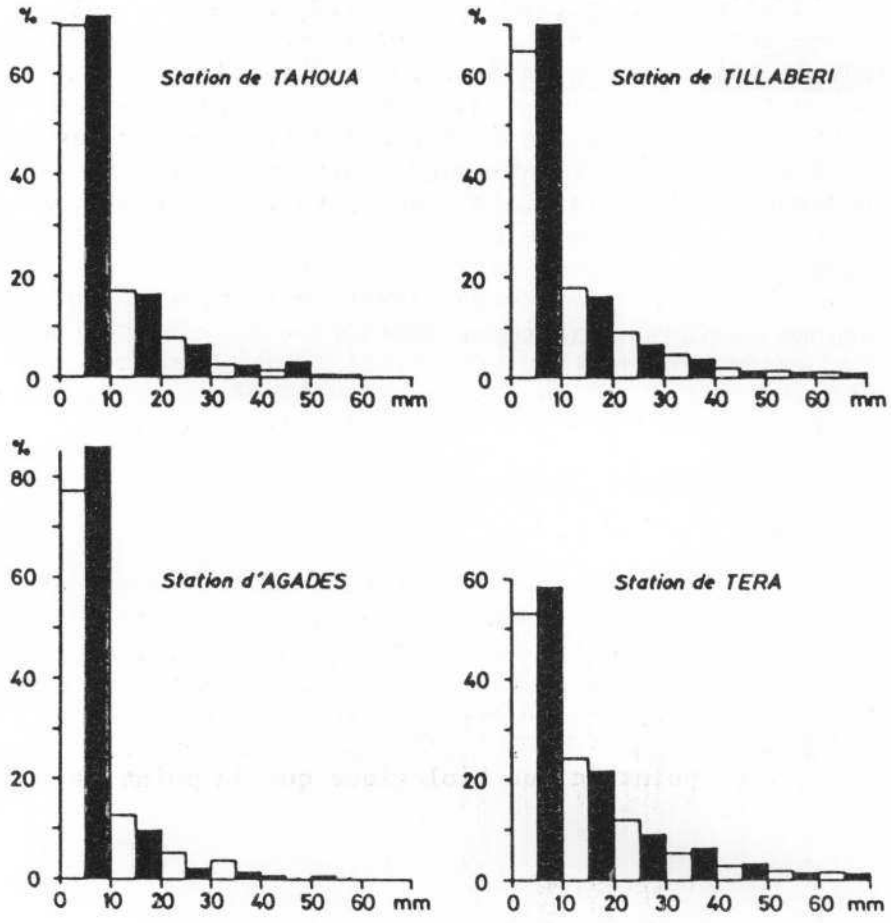
FIG 30 DISTRIBUTION des PLUIES par CLASSES de HAUTEURS
(Fréquences en %)



. L'intensité des pluies

Les documents météorologiques sont extrêmement discrets sur l'intensité des pluies. La détermination de cette dernière appréciation nécessite le dépouillement des pluviogrammes et la lecture des carnets quotidiens d'observation. L'expérience montre que les défauts d'enregistrement, dus à des causes diverses (défaut d'entretien, défaut de calage, erreurs d'étalonnage, etc.), rendent aléatoire l'étude exhaustive de l'intensité des pluies par classes de hauteurs. Les seules mesures précises

FIG 31 DISTRIBUTION des PLUIES par CLASSES de HAUTEURS
Comparaison des périodes 1945-1960 □ et 1971-1980 ■



dont nous disposons ont été faites par certains centres agronomiques (SEFA en Casamance, au Sénégal), E. ROOSE (1980), ou par le CTFT (Haute-Volta, Sénégal, Niger), dans le cadre de recherches portant sur l'érosion des sols.

Fréquence des pluies en fonction de leur intensité
Station d'ALLOKOTO (14°14'N ; 05°38'E-Niger)
Période 1966-1971 - d'après J.C. DELWAULLE

Année	1966	1967	1968	1969	1970	1971	Intensité en mm/h
	71,1 %	58,5 %	77,7 %	71,4 %	78,4 %	83,8 %	0 - 49
	24,4	29,2	16,6	28,6	10,8	16,1	50 - 99
	4,4	9,75	5,5	-	8,10	-	100 - 149
	-	2,4	-	-	2,7	-	150 - 199

Il est difficile d'établir un rapport entre l'intensité des pluies et les caractères de la saison des pluies (pluviosité, durée...). Il semble néanmoins que les pluies dont l'intensité est inférieure ou égale à à 50 mm/heure soient les plus fréquentes. Les pluies très intenses s'observent aussi bien en année excédentaire qu'en année déficitaire. Les pluies de plus de 15 mm, dont l'intensité est supérieure à 50 mm/heure sont d'autant plus érosives qu'elles se produisent au début de la saison des pluies et qu'elles sont plus rapprochées dans le temps.

Plus l'intensité est forte, plus le ruissellement est important et moindre est l'épaisseur de sol humecté. L'imbibition du sol est fonction de sa nature, de la nature de la couverture végétale et des pentes. Les sols sableux ont à ce titre, en milieu semi-aride, un pouvoir d'absorption de l'eau beaucoup plus élevé que les sols argileux ou argilo-sableux.

. La répartition journalière des pluies

Dans les régions sahéliennes, les pluies nocturnes enregistrées entre 18 h et 6 h du matin, sont plus fréquentes et plus abondantes que les pluies diurnes (tab. 17). Les pluies de nuit sont, à hauteur égale, plus intéressantes que les pluies de jour, dans la mesure où elles surviennent quand l'évaporation et les températures de l'air et du sol sont minimum et quand les vents sont très faibles. Ces pluies sont donc, tant du point de vue biologique que du point de vue du bilan de l'eau, efficaces.

. Les lignes de grains et la pluviométrie

Pendant la saison des pluies, le Sahel connait principalement l'influence des zones B et C1 de la mousson ; la zone C2 peut s'y manifester mais plus rarement. L'essentiel des pluies, parfois abondantes et intenses, est le fait d'orages isolés (zone B) ou de systèmes convectifs complexes que sont les lignes de grains (zone C1). Fig. n° 7.

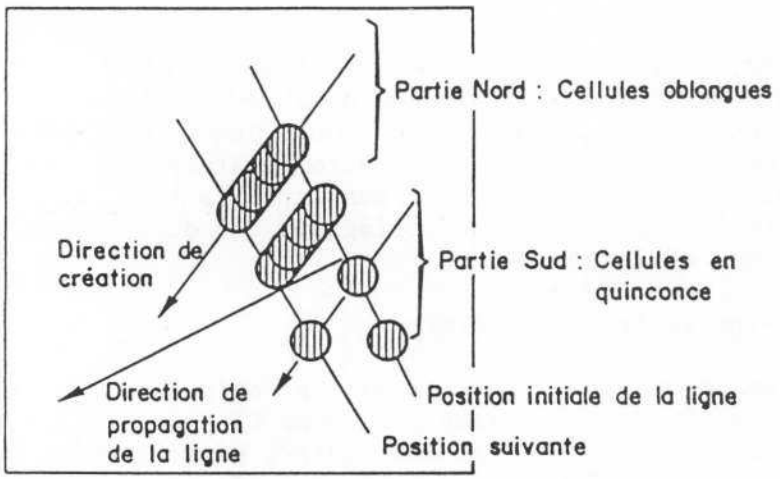
Morphologie

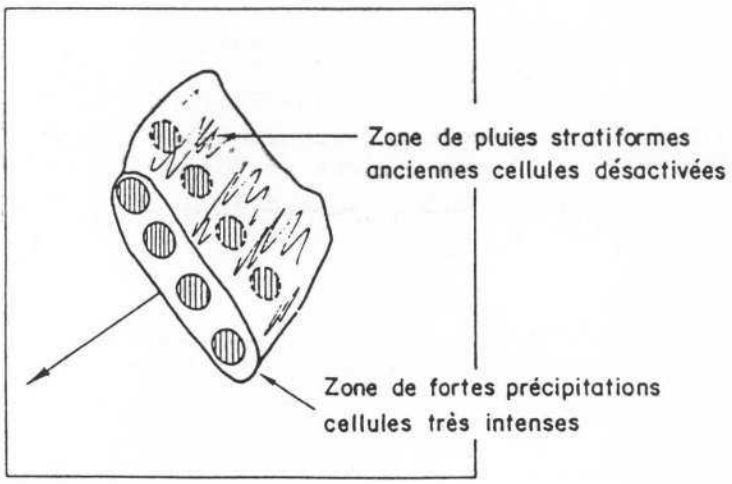
Au plan morphologique, une ligne de grains se présente comme une concentration de cumulus et de cumulo-nimbus à grand développement vertical, généralement disjoints ; elle est précédée et suivie de nuages moyens à supérieurs, alto-cumulus, cirrus, cirrocumulus. La masse nuageuse dont les aspects et les effets varient en fonction de l'état thermodynamique de la troposphère, forme le plus souvent une bande large de 50 à 150 km, qui s'étire S - N sur plusieurs centaines de kilomètres.

Dynamique

Au plan dynamique, une ligne de grains *sensu stricto* est caractérisée par une organisation cellulaire telle que les cellules précipitantes les plus actives sont disposées linéairement à l'avant du système en mouvement, Y. LEMAITRE (1981). La ligne de grains qui apparaît comme une véritable entité convective, participe à la réactivation et à la capture de cellules précipitantes isolées préexistantes. L'accrétion résulterait de la vitesse de propagation de la ligne supérieure à la vitesse des cellules qui la précèdent. Fig. n° 32, Y. LEMAITRE (1981).

FIG 32 Organisation cellulaire d'une ligne de grains
d'après Y. LEMAITRE 1981





La vitesse de déplacement d'une ligne de grains est de l'ordre de 40 à 60 km/h, elle est légèrement supérieure à celle des flux d'est d'altitude (1). L'activité, la distance parcourue et la durée de vie d'une ligne de grains sont très variables et dépendent des caractères de la mousson, des champs de pression et de vents, et aussi de l'orographie. Certaines perturbations dégénèrent au-dessus de l'espace sahélien, d'autres peuvent évoluer en cyclone tropical, après avoir traversé l'Atlantique. T.N. CARLSON (1969).

Les lignes de grains et les pluies

Les types de temps qui précèdent, accompagnent et suivent le passage d'une ligne de grains étant bien connus, nous rappellerons le rôle prépondérant que jouent les lignes de grains dans la pluviométrie au Sahel :

- plus de 60 % du total annuel des pluies enregistrées dans les stations sahéliennes sont le fait des grains ;

- le nombre de lignes varie d'une saison des pluies à l'autre : 15 à 25 par mois ;

- la distribution spatiale des pluies dans les régions parcourues par une même ligne de grains est très inégale. Le passage d'une ligne se solde parfois uniquement par de violentes rafales de vent soulevant sables et poussières ;

- les lignes de grains surviennent le plus souvent en fin d'après-midi et pendant la nuit ;

- lorsque la ligne de grains est active, son passage est marqué dans les premières minutes par des intensités élevées (50 à 120 mm/heure), qui décroissent plus ou moins régulièrement pour atteindre des valeurs de l'ordre de 10 mm/heure.

Ces rapides variations d'intensité sont en accord avec la vitesse de propagation de la ligne, mais aussi et surtout, avec la disposition et le caractère des cellules constituant le système. Les grains violents correspondent aux cellules hyper-actives de la partie antérieure du système, les pluies faibles aux cellules désactivées de la partie postérieure du système.

La variabilité spatiale et temporelle pourrait avoir également pour origine la structure même des lignes de grains.

. Les précipitations occultes

La rosée, qui intervient de façon non négligeable dans le bilan global de l'eau, est un phénomène assez fréquent au Sahel. Peu d'études

---

(1) La dynamique interne des lignes de grains ne sera pas abordée ici. On se réfèrera aux travaux concernant l'expérience COPT 79 et à la thèse de Y. LEMAITRE (op.cit.).

lui ont été consacrées, à l'exception de celles de H. MASSON (1948-1954).

La répartition mensuelle du nombre de jours de rosée n'est pas la même au Sahel occidental et au Sahel central.

La rosée s'observe pendant l'hiver et le printemps au Sénégal occidental, pendant la saison des pluies dans les régions continentales.

Variations mensuelles du nombre de jours de rosée
à DAKAR (Sénégal) et à MOPTI (Mali)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
DAKAR 1941-45	6,8	9,4	15,4	13,6	9,2	3,4	0,2	0,4	6,2	8,0	8,4	6,2	87,4 j
MOPTI 1941-44	0	0	0	0	0	4	15,5	20,7	18,2	8,2	2,0	0	50,6 j

Pendant la saison des pluies, la formation de rosée est favorisée par l'humidité de l'air élevée (HR et Td), les variations brusques de la température (1) et l'état de la végétation, verte et couvrante. Selon E. HILTNER (1930), l'herbe et les feuilles des arbres sont les meilleurs condensateurs de rosée.

La rosée, phénomène superficiel qui imprègne le sol et les plantes, représenterait, dans certaines régions, une part non négligeable du total de l'eau atmosphérique précipitée ou condensée. Dans la région du Cap Vert (Sénégal), la quantité annuelle de rosée équivaut, d'après H.MASSON, à 3,4 % de l'apport pluviométrique total, soit 17,5 mm. Cette quantité est supérieure aux abats pluviométriques de saison sèche.

Lorsqu'une rosée abondante se produit, une partie de l'eau condensée s'infiltre dans les couches superficielles du sol. Des mesures faites à proximité de Dakar, sur un terrain sablonneux, ont montré que cette eau ne s'infiltre pas dans le sol à une profondeur supérieure à 1,5 cm. Mais la rosée peut avoir une influence indirecte sur l'alimentation du sol en eau, en s'opposant à l'évaporation et en déclenchant la rosée interne. H. MASSON, op. cit.

4. LES VENTS ET LEURS EFFETS

41. Les mesures anémométriques

Les mesures anémométriques sont faites dans la plupart des stations du réseau ouest-africain, soit à l'aide d'anémomètres enregistreurs, soit à l'aide de chronototalisateurs appréciant la distance parcourue par

---

(1) Notamment au moment du passage des grains. La chute de la température peut atteindre plus de 10°C en moins d'une heure.

unité de temps. Dans les stations synoptiques, pourvues de ce matériel d'enregistrement, les observations de vitesse et de direction sont faites 24 h sur 24 (1).

Précisons que la vitesse instantanée portée sur les documents météorologiques, est, en fait, la moyenne des vitesses relevées dans l'espace des dix minutes précédant l'heure de l'observation.

Le dépouillement systématique des enregistrements permettrait de compenser l'imprécision et l'hétérogénéité de l'information disponible. Le site d'implantation de certaines stations a été mal choisi dans certains cas : pied d'un relief (Douentza, Hombori), axe d'une vallée (Tillabéri), agglomération ; or, la topographie, la végétation ou les constructions peuvent réduire ou accentuer la vitesse du vent et en modifier la trajectoire. Les appareils de mesure placés à 6 et 15 m au-dessus du sol ne permettent pas d'apprécier la vélocité, l'efficacité et la direction réelle des vents. L'idéal serait donc de connaître les caractères des vents à 500 m au-dessus du sol. A ce niveau, les contraintes sur l'écoulement de l'air sont nettement atténuées.

Les stations de Nouadhibou, Dakar, Bamako, Ouagadougou, Niamey, NDjaména effectuent également des sondages grâce auxquels il est possible d'établir des coupes troposphériques complètes et de préciser la vitesse et la direction des vents aux niveaux caractéristiques 800, 500, 250, 100 et 50 millibars. Pour ce qui concerne les vents de sable et de poussière et la brume sèche, phénomènes relativement fréquents dans la zone sahélienne, la qualité de l'information est médiocre.

42. Caractères des vents

Le climat sahélien, climat tropical sec, est caractérisé par deux saisons aérologiques contrastées et d'inégale durée, au cours desquelles s'expriment les vents boréaux et les vents austraux que nous avons définis au paragraphe 23 du chapitre I.

Le Sahel subit donc l'influence de masses d'air et de vents qui, dans les basses couches de la troposphère, ont des caractères très différents de ceux qu'ils ont à l'origine. L'alizé continental en fin de trajectoire, y est plus chaud, plus sec et moins fort. La mousson, moins épaisse, plus chaude, sensiblement moins chargée en eau et très instable s'y manifeste par des vents en moyenne plus faibles.

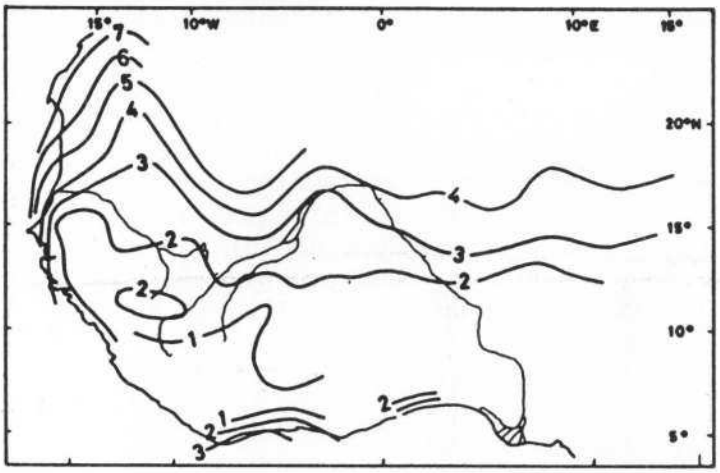
---

(1) Dans certaines stations, les mesures ne sont faites que toutes les trois heures.

. La vitesse des vents

En règle générale, les alizés sont des vents peu rapides et même irréguliers. Il faut distinguer cependant les alizés maritimes véloces et assez réguliers des alizés continentaux faibles et très irréguliers. Cette opposition a des causes météorologiques et géographiques : la situation des centres d'action, les caractères thermodynamiques des basses couches et la nature des surfaces balayées par les vents. Il est à noter que la vitesse des alizés continentaux diminue régulièrement depuis le Sahara central jusqu'au Sahel, où elle n'est que rarement supérieure à 2-3 mètres par seconde (fig. n° 33). Il y a donc un gradient nord-sud de diminution de la vitesse moyenne des vents. Ph.C. CHAMARD, M.F. COUREL, M. MAINGUET, L. COSSUS (1980).

FIG.33 ISOTACHES MOYENNES ANNUELLES de VENT



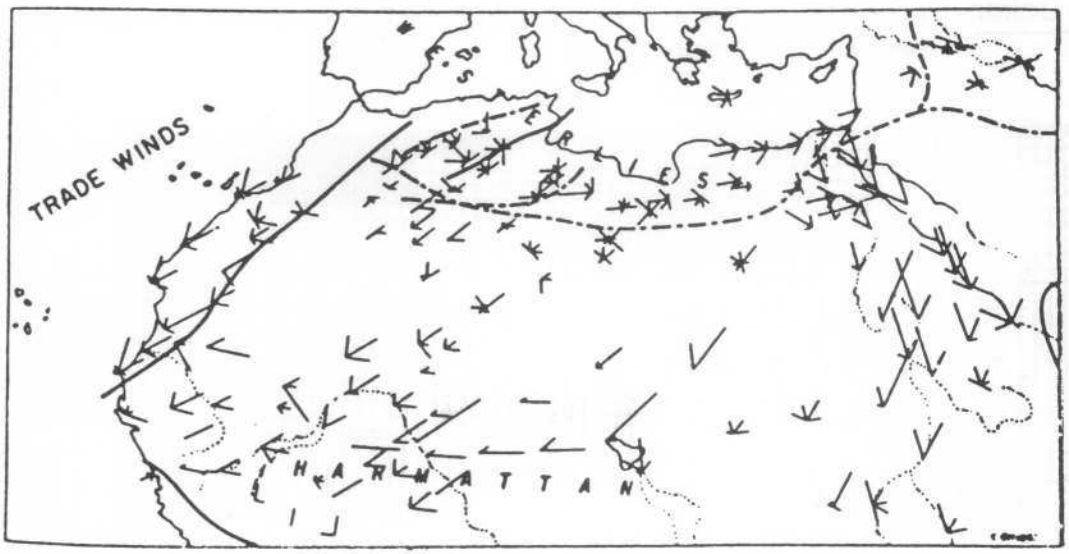
Les vents de mousson sont, contrairement à ce qui est généralement admis, réguliers et leur vitesse est loin d'être négligeable.

Il faut ajouter aux vents de mousson les vents associés aux lignes de grains. Les lignes de grains (on en compte 15 à 25 par mois d'été) sont toujours précédées et accompagnées par des vents violents de secteur E à SE, soufflant en rafales ; leur vitesse peut atteindre et dépasser 70 km/h pendant 15 à 20 minutes en moyenne.

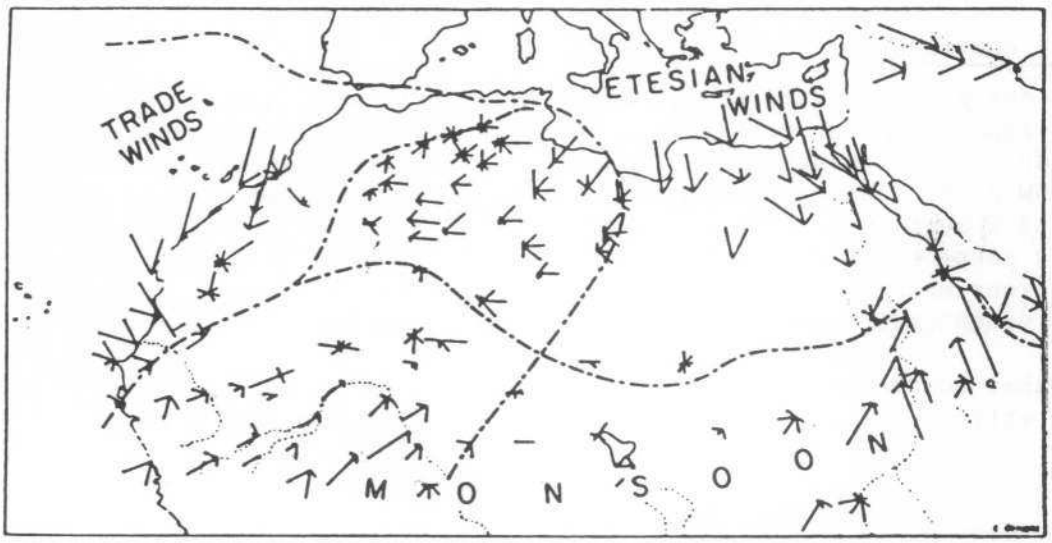
. Les domaines anémométriques de la zone sahélienne (fig. n° 34)

Le régime saisonnier des vents est pratiquement le même sur toute l'étendue du Sahel, mais on peut opposer néanmoins le Sahel atlantique au Sahel continental.

FIG 34 *Les VENTS au SOL*



en JANVIER



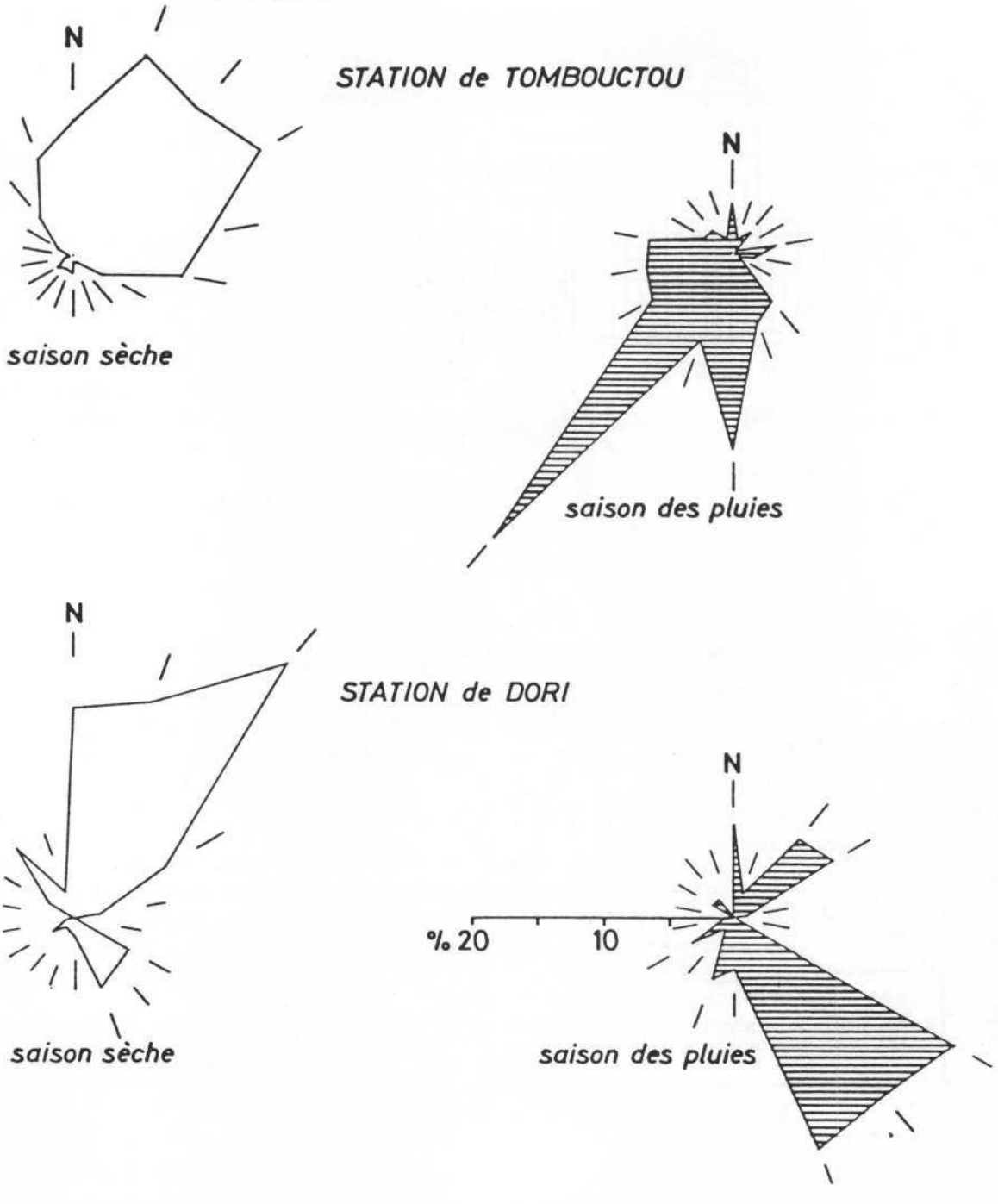
en AOUT *(in DUBIEF 1977)*

vents mesurés. L'analyse des données des stations de Tombouctou et de Dori (années 1972 et 1973) donne les précisions suivantes (tab. 18, 19 et 20) :

- à Tombouctou (Mali), les vents efficaces, 19 % des vents mesurés, sont plus fréquents pendant la saison des pluies et la courte période de transition qui la précède que pendant la saison sèche. Ils sont de secteur S-SW pendant la première période et de secteur NNW à ENE pendant la seconde (fig. n° 37) ;

- à Dori (Haute-Volta), les vents efficaces sont rares : 5 % des vents mesurés. Ils prédominent pendant la saison des pluies et sont de secteur ESE à SSE. Pendant la saison sèche, les vents efficaces sont de secteur N à NNE (fig. n° 38).

FIG 38 ROSES des VENTS EFFICACES (vitesse ≥ 5 m.sec)
1972 & 1973



La comparaison de ces deux stations, dont l'une, Tombouctou, est à la lisière du Sahara, et l'autre, Dori, au coeur du Sahel, montre que la vitesse moyenne des vents diminue du nord vers le sud.

. L'évolution récente des vents au Sahel

Les travaux consacrés à l'évolution des vents tant dans la zone sahélienne que dans l'ensemble ouest-africain, sont extrêmement rares. Ceci est d'autant plus étonnant qu'on a pu constater, depuis 1968, la fréquence inhabituelle des alizés continentaux et de l'harmattan, et l'abondance accrue de la poussière dans l'atmosphère sur tout l'Ouest Africain pendant des saisons sèches à la fois plus longues et plus accusées.

Le traitement mécanographique de l'ensemble des données sur les vents de six saisons sèches 1966/67, ..., 1972/73, fournies par la station de Dakar, nous a conduit aux conclusions suivantes. M.F. COUREL (1974) :

- plus de 90 % des vents mesurés ont une vitesse supérieure à 5 m/s ;
- les vents de secteur N à NE sont plus véloces et plus fréquents que les vents de secteur NW à NNW ;
- l'efficacité des vents est maximum en Février, Mars, et entre 12 h et 15 h ;
- de 1966 à 1973, les vents se sont nettement renforcés (fig. n° 35) et la fréquence des vents de NE a augmenté régulièrement ;
- les vents boréaux se sont manifestés jusqu'en Juillet, et parfois même pendant la première quinzaine d'Août.

L'action prolongée et le renforcement des alizés observés au moment même où s'affirmait sur tout le Sahel le déficit pluviométrique que l'on sait, témoigneraient d'une modification importante de la circulation atmosphérique et de son dynamisme. Il ne s'agit là que d'une hypothèse que seule une analyse de l'évolution du champ de vents au cours de cette période pourrait confirmer ou infirmer.

43. Les vents de sable et de poussière

Ces vents sont caractéristiques des régions sahariennes, où les pluies annuelles sont inférieures à 50 mm. On connaît, grâce aux travaux de J. DUBIEF (1951-1957), les caractères principaux des vents de sable et de poussière : fréquence, durée, répartition géographique... ; leur genèse, leur évolution dans le temps et dans l'espace restent à élucider.

Les effets des vents de sable sahariens débordent largement sur le Sahel et l'Afrique occidentale, l'Europe méridionale et l'Atlantique nord équatorial. Il s'agit notamment de la brume sèche résultant de la présence de poussières minérales en suspension dans l'atmosphère.

Les vents de sable ne sont pas une exclusivité saharienne. Ils existent dans la zone sahélienne, où on les observe, soit pendant la saison sèche de Janvier à Mars, soit au début de la saison des pluies, de Mai à Juillet, selon la région considérée.

Les vents de sable de saison sèche dus au renforcement des alizés continentaux et dont la durée varie entre 3 et 6 heures, sont plus fréquents le jour que la nuit. Ils peuvent atteindre 30 à 50 km/h.

Les vents de sable de la fin du printemps ou du début de l'été sont en général les vents violents qui précèdent et accompagnent les lignes de grains. Leur vitesse peut atteindre et dépasser 20 m/s. Sachant qu'une même ligne de grains peut, du Tchad au Sénégal, "balayer" des centaines de milliers de kilomètres carrés, on imagine les quantités considérables de sable pouvant être déplacées sur des distances plus ou moins longues et le volume de poussières susceptibles d'être entraînées dans l'atmosphère.

. Les tourbillons

Bien qu'il ne s'agisse pas de vent, au sens météorologique, nous citons les tourbillons qui, aussi fréquents au Sahel qu'au Sahara, déplacent localement le sable et chargent les basses couches de la troposphère en poussières. D'origine thermique, ces tourbillons prennent exclusivement naissance sur des surfaces nues. Ils sont doués d'un triple mouvement, circulaire, ascendant et linéaire. L'ascendance d'origine est due à un gradient hyperadiabatique de l'air au-dessus d'un substratum surchauffé de surface limitée. La vitesse rotationnelle et ascensionnelle de l'air est élevée puisqu'elle lui permet de soulever et de déplacer sable et poussières. L'ascendance peut se développer sur plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de mètres. Ces tourbillons ont une durée qui excède rarement cinq minutes. Ils se produisent aux heures chaudes de la journée, entre 12 et 15 heures par temps clair et ensoleillé.

Les poussières minérales en suspension dans l'air peuvent, selon leur abondance, limiter la visibilité horizontale et verticale. La couche de poussière, qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, parvient à masquer totalement le soleil et ce pendant plusieurs heures, voire plusieurs jours.

La brume sèche a des effets multiples : elle intervient dans les transferts radiatifs atmosphériques. J.E. HANSEN et alter (1980) ; I. RASOOL et S.H. SCHNEIDER (1973). Elle provoque un affaiblissement du rayonnement solaire incident et peut modifier l'albédo du sol mesuré à partir de l'espace.

. Les caractères des aérosols minéraux

Les aérosols sont des particules dont le diamètre varie entre 1 et 30 µm. Des échantillons de poussières recueillis à Dâyet en Nahârât, à 120 km au nord de Tombouctou, le 10 Mars 1982, pendant un violent vent de sable de secteur ESE (10 m/s au sol) étaient composés de particules

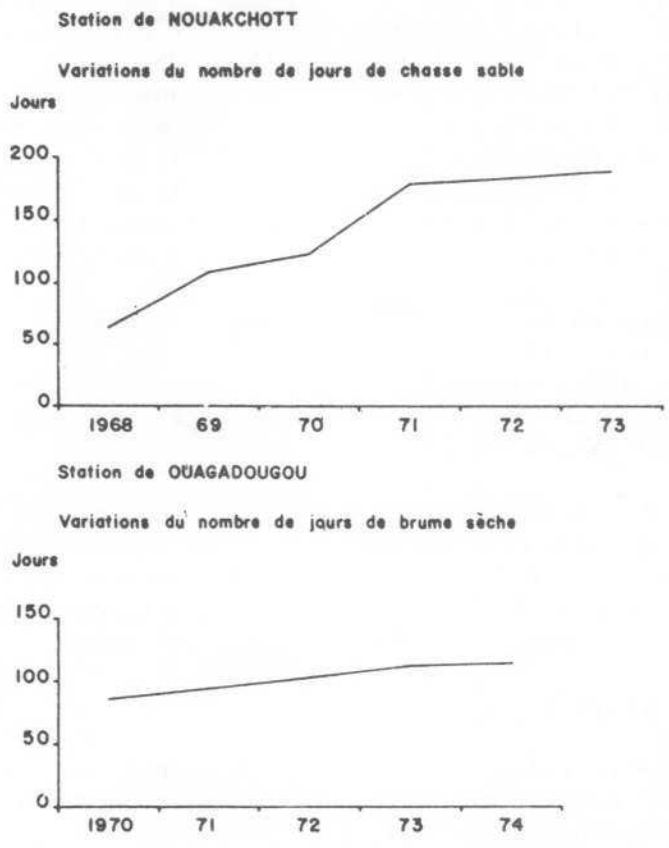
quartzeuses (majoritaires), de fragments de cristallites d'argile (type d'argile indéterminé), de micro-roses de gypse (ϕ = 1/10 µm), de diatomées diverses : *Melosira granulata (+++), Nitzschia confinis, Navicula oblonga, Synedra rumpens, Pinnularia gentilis,* entières ou brisées et de quelques grains de pollen (1).

Les particules les plus fines peuvent être déplacées sur de très longues distances, J.M. PROSPERO (1968) ; T.N. CARLSON, J.M. PROSPERO (1971), selon des trajectoires variables en fonction des caractères des vents d'altitude, comme nous le verrons ultérieurement.

Actuellement, l'information relative aux vents de sable et de poussière est de qualité médiocre mais l'utilisation des satellites météorologiques permet de suivre et de préciser l'extension réelle des nuages de poussière. A. BUCHER, J. DUBIEF, C. LUCAS (1983) ; M. LEGRAND, J.J. BERTRAND, M. DESBOIS (1982).

Il semble cependant que la fréquence et la durée des brumes sèches observées sur l'Ouest Africain aient considérablement augmenté depuis 1968 ; J.R. PITTE (1975). La recrudescence des brumes sèches et leur extension spatiale résulteraient de l'augmentation des vents de sable au Sahara et au Sahel (fig. n° 39), du renforcement général des alizés continentaux et indirectement, de l'assèchement consécutif au déficit pluviométrique persistant.

FIG 39



(1) Les particules transparentes ont, selon leur nature chimique, un comportement optique différent

44. Les vents d'altitude

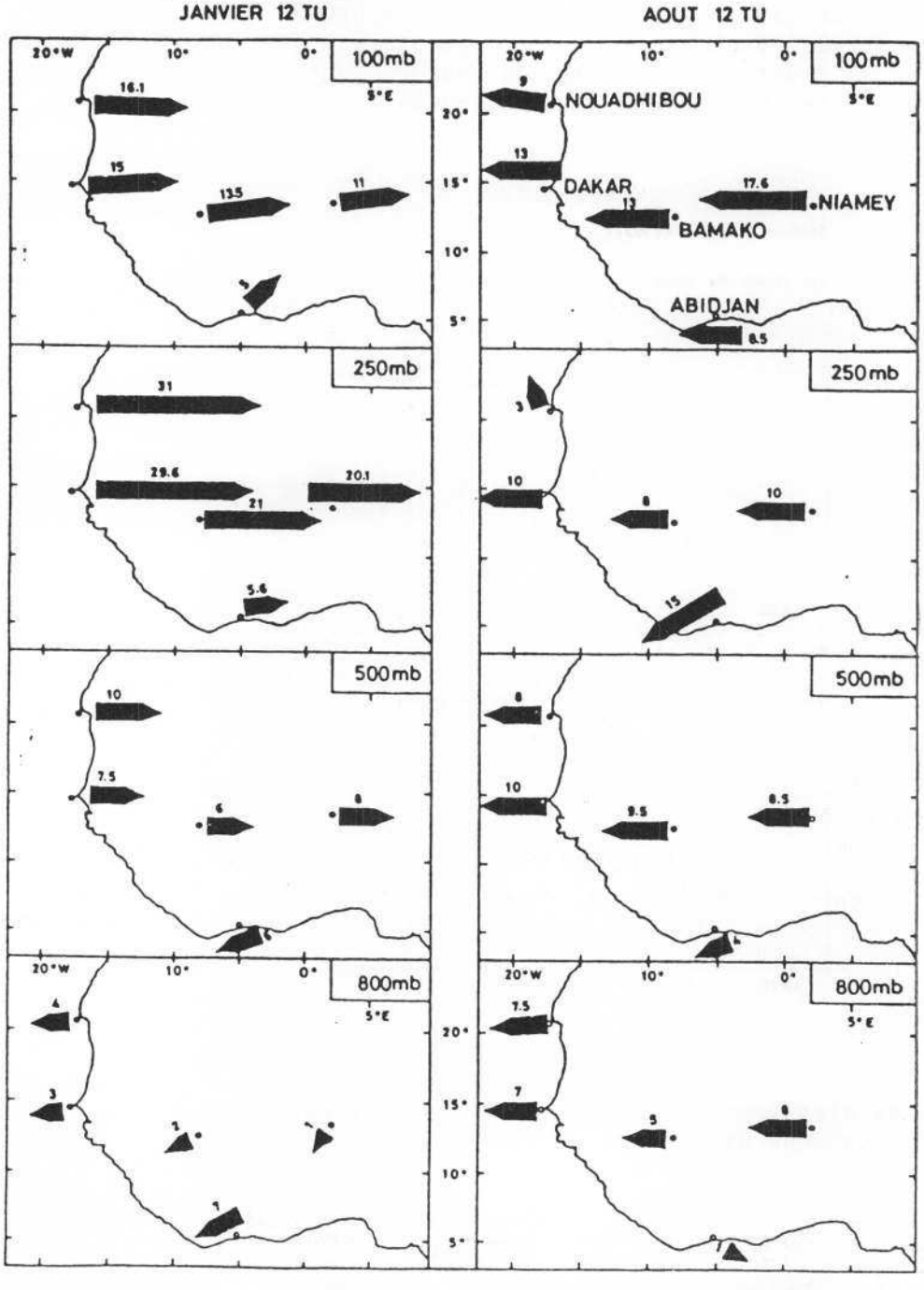
La dynamique de la troposphère au-dessus du Sahel, en particulier et au-dessus de l'Afrique Occidentale est assez bien connue grâce aux radiosondages effectués depuis plus de 30 ans par les stations suivantes : Nouadhibou, Dakar, Bamako, Ouagadougou, Niamey, NDjaména, Abidjan, Douala.

. Les situations aérologiques de Janvier et Août

Dans ce qui suit, nous analyserons brièvement les flux en vitesse et direction aux niveaux 800, 500, 250 et 100 mb, en nous référant aux moyennes de la période 1968-1975 (fig. n° 40).

FIG 40 Les VENTS en ALTITUDE *PERIODE 1973 1975*

(12.3 : VITESSE en M.S^{-1})



Situation de Janvier

Du sol à 800 mb : les vents sont faibles à modérés au-dessus du Sahel, de secteur NE au-dessus du Sahel central et de secteur ENE au-dessus du Sahel atlantique.

De 500 mb à 250 mb : les vents sont d'ouest, se renforçant considérablement avec l'altitude, passant de 7-8 m/s à 500 mb, à 20-30 m/s à 250 mb.

A 100 mb : vent fort de secteur WSW (10-15 m/s).

Situation d'Août

Du sol à 800 mb : vents variables modérés de secteur SE et SW.

De 800 à 100 mb : vents d'est prédominants à tous les niveaux. La vitesse moyenne est de 7-8 m/s à 800 mb, 9 m/s à 500 mb et 250 mb, et plus de 13 m/s à 100 mb.

. Les variations interannuelles des vents d'altitude

Mois de Janvier

Dans les basses couches, entre le sol et 800 mb, et au-delà de 100 mb, la vitesse et la direction des vents varient assez nettement d'une année à l'autre.

Entre 800 et 100 mb, la direction du vent est quasi constante (W), mais le rapport des vitesses extrêmes est de l'ordre de 2 à 4, quel que soit le niveau considéré.

Mois d'Août

A l'exception de sa couche inférieure (1 000 à 850 mb), la troposphère est, au-dessus de la zone sahélienne, caractérisée par la prédominance des flux d'est, modérés à forts.

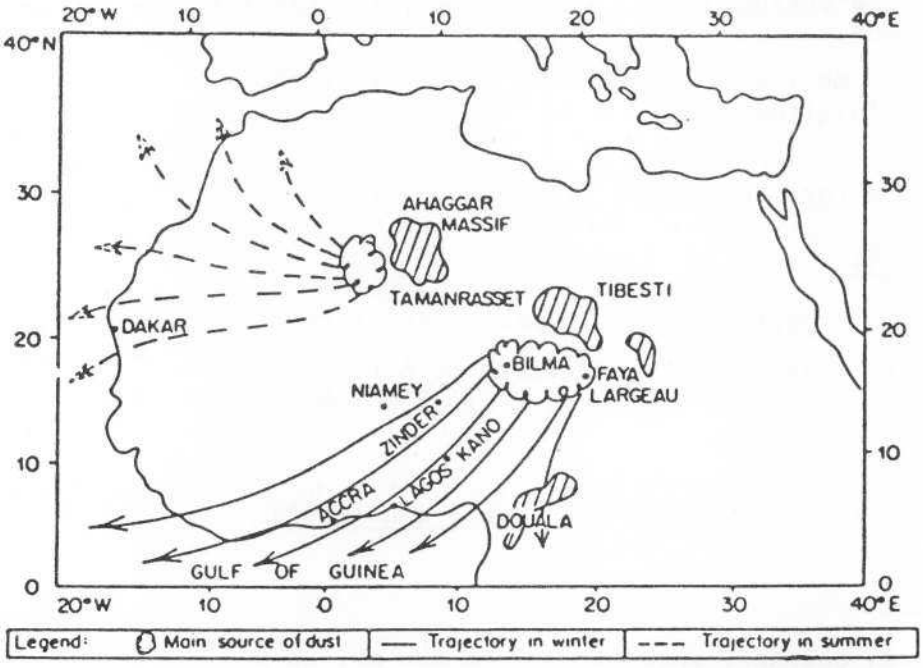
. Les vents d'altitude et le transport des aérosols

De ce qui précède, on déduit que la majeure partie des poussières ne peut être prise en charge que par les vents d'altitude qui en assurent le transport trans- et intercontinental.

- La situation en hiver

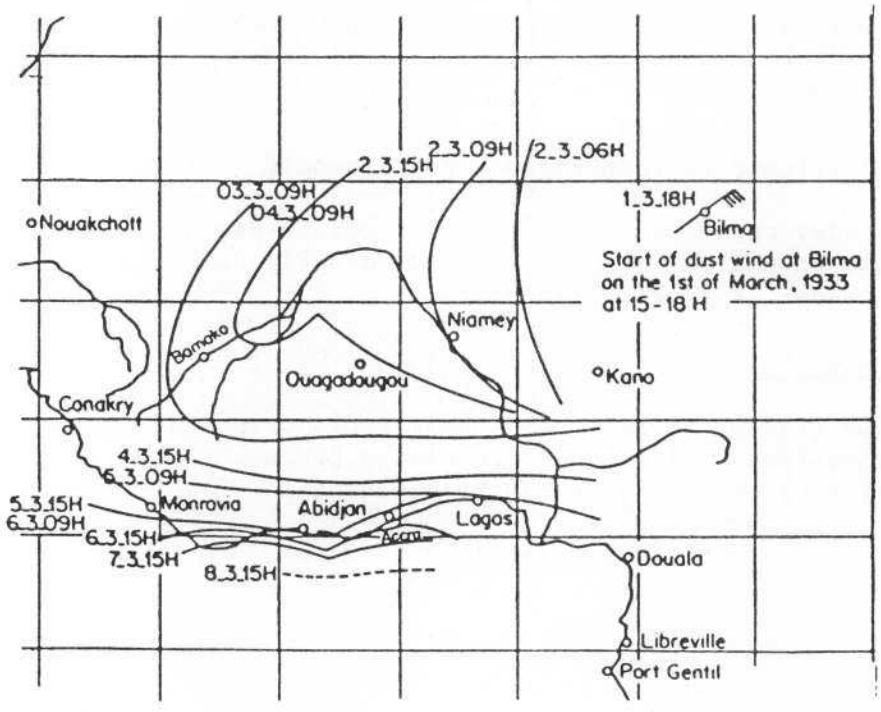
Selon A.E. KALU (1977), il faut distinguer trois principales aires pourvoyeuses de poussières : l'aire de Bilma-Faya Largeau (BFL), l'aire du Sahara central (SC) et l'aire du Sahara occidental (SO). (Fig. n° 41 et 42).

FIG 41 Trajectoires des poussières sahariennes au dessus de l'Afrique de l'Ouest



(in KALU 1977)

FIG 42 Migration du front de la brume sèche au dessus de l'Afrique de l'Ouest du 2 au 8 Mars 1973 *(J.BERTRAND 1974)*

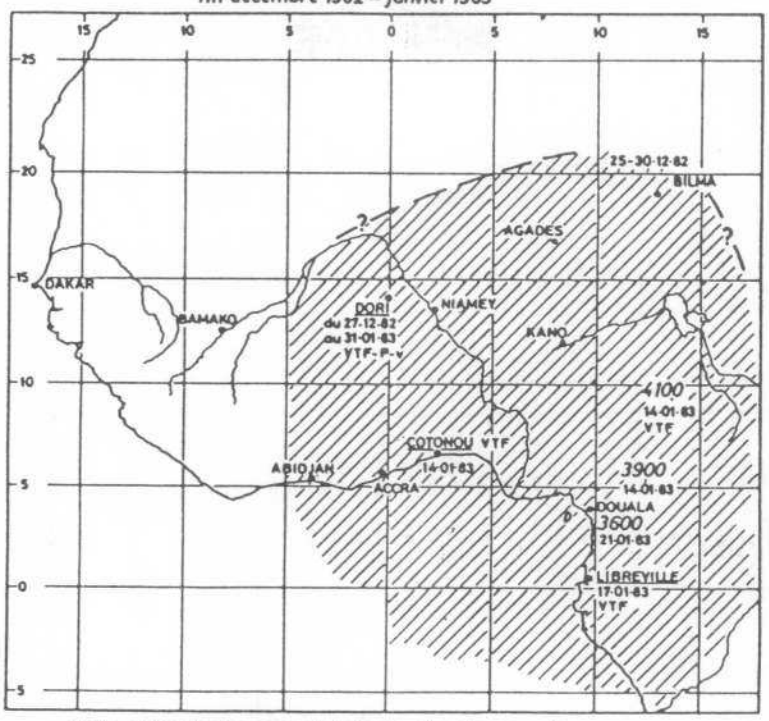


En hiver, les poussières issues soit de l'aire BFL, soit du Sahara occidental, seraient entraînées au-dessus du continent et de l'océan Atlantique, selon des trajectoires NE-SW. Les poussières seraient, toujours d'après A.E. KALU, aérotransportées par les vents de NE des niveaux 900 et 850 mb, c'est-à-dire par des vents peu différents en direction des vents au sol.

Cette affirmation peut être nuancée car elle n'explique pas la dispersion spatiale considérable des aérosols à partir de leur foyer d'origine. Cette dispersion résulte, selon nous, de l'action conjuguée des vents de NE des basses couches et des vents d'W des couches moyennes de la troposphère.

Cette hypothèse peut être illustrée par les faits observés entre le 30/12/1982 et le 22/01/1983, période pendant laquelle une brume sèche particulièrement épaisse a régné sur la plus grande partie de l'Afrique Occidentale et la partie ouest de l'Afrique Centrale (fig. n° 43). La couche de poussière consécutive à un vent ou à des vents de sable localisés sur le Ténéré avait, le 21/01/1983, à la verticale de Douala 3 600 m d'épaisseur. (1)

FIG 43 Extension de la brume sèche à l'est du méridien 5°W
fin décembre 1982 – janvier 1983

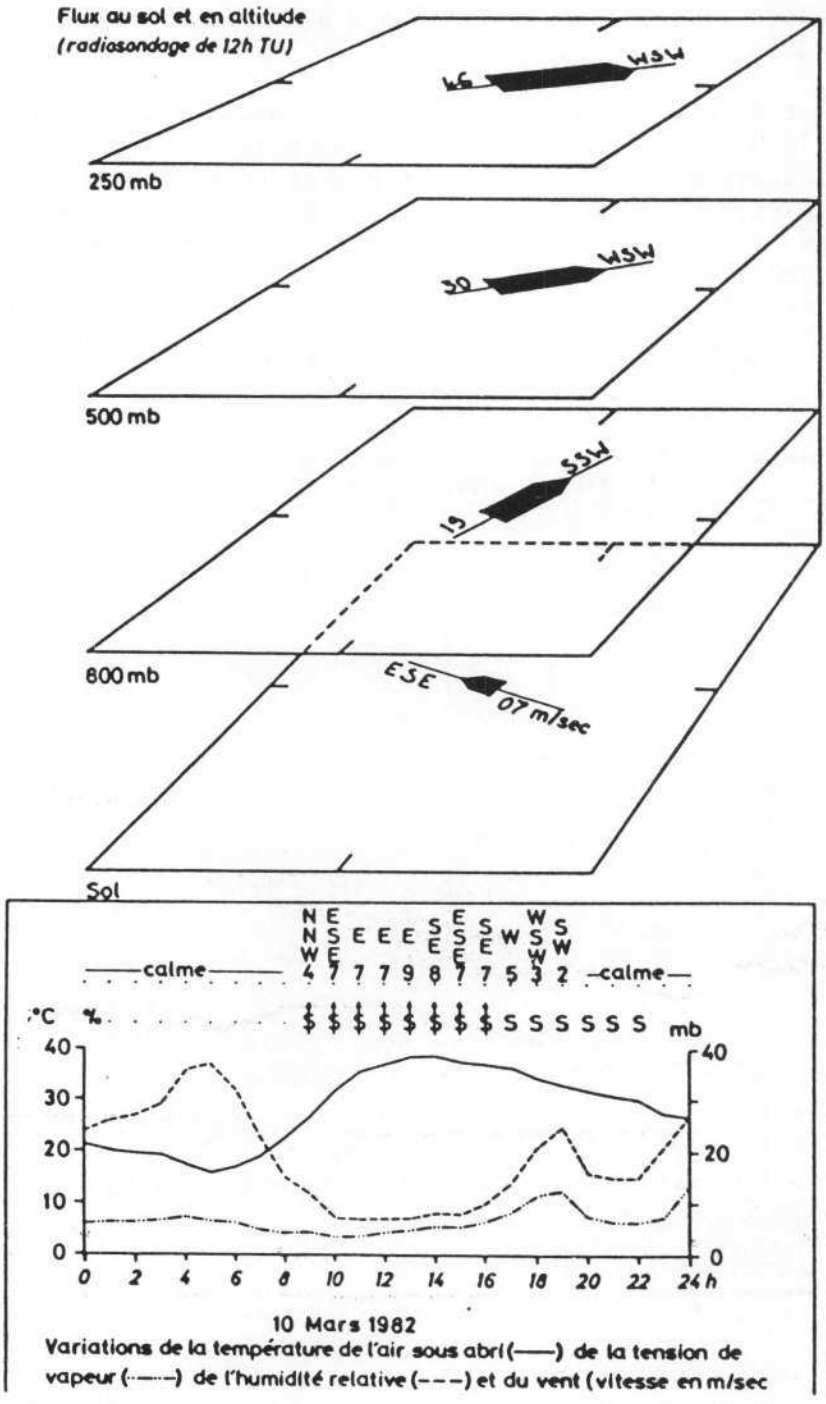


3900 altitude du sommet de la couche de poussière
VTF visibilité au sol très réduite
v vent fort et chasse sable
P pression atmosphérique anormalement élevée

(1) Observation faite par le commandant de bord du B 727, assurant trois fois par semaine la liaison Yaoundé-Douala, et confirmée par la station de Douala-Aéro.

Le 10 Mars 1982, nous avons subi un vent de sable dans l'Azaouad, au nord de Tombouctou. Nous avons constaté que l'essentiel des poussières soulevées par le vent au sol de secteur SE était, en altitude, pris en charge par des vents d'W ou WSW (1). Les images Météosat des 9, 10 et 11 Mars 1982, traitées ultérieurement, permettent de préciser que le panache de poussière s'est déplacé vers le NE, pour s'infléchir vers le NW en direction du Maroc méridional.

FIG 44 SITUATION METEOROLOGIQUE à *TOMBOUCTOU* le 10 MARS 1982



10 Mars 1982

Variations de la température de l'air sous abri (——) de la tension de vapeur (·——) de l'humidité relative (– – –) et du vent (vitesse en m/sec

(1) Observation confirmée par les sondages effectués ce jour-là par la station de Tombouctou (fig. n° 44)

S. JOUSSAUME (1983), utilisant le modèle de circulation générale de l'atmosphère du laboratoire de Météorologie Dynamique, montre qu'"une partie des poussières du Sahara est aussi transportée vers l'est, à 900 mb jusqu'en Arabie, et plus fortement au-dessus, à 500 mb, elles atteignent l'océan Indien".

Il semble donc probable qu'une partie non négligeable des poussières fournies par le Sahara central et méridional soit effectivement transportée en hiver, vers l'Afrique nord-orientale et au-delà par les vents d'ouest d'altitude (1).

- La situation en été

A la fin du printemps et en été, la situation est plus simple qu'en hiver ou au printemps. Les vents au sol les plus efficaces (vents associés aux lignes de grains), comme les vents en altitude, sont de secteur E. Ceci explique que les poussières de l'espace saharo-sahélien sont exportées vers l'ouest, au-dessus du continent comme au-dessus de l'Atlantique jusqu'au continent américain. Les travaux de J.M. PROSPERO, T.N. CARLSON et al., de J.J. BERTRAND et al., de A. BUCHER, C. LUCAS, J. DUBIEF (2), prodigues de précisions sur la nature, la concentration, la dispersion et les modalités de transport des aérosols dans la troposphère entre 10 et 20° de latitude nord, sont en conformité avec la réalité aérologique.

5. L'HUMIDITE DE L'AIR

51. L'humidité relative

. Moyennes mensuelles et annuelles

L'analyse des valeurs moyennes mensuelles et annuelles de l'humidité relative, calculées pour dix stations nigériennes et sénégalaises, met en évidence les faits suivants :

- le taux moyen annuel de l'humidité, qui décroît du sud au nord de la zone sahélienne, est faible ;

- l'humidité atmosphérique est plus élevée au Sahel occidental (Sénégal) qu'au Sahel central, même pendant la saison sèche ;

- les valeurs hygrométriques les plus basses sont enregistrées en Février, Mars ou Avril au Niger, en Décembre, Janvier ou Avril au Sénégal. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées en Août exclusivement et ce, quelle que soit la région considérée ;

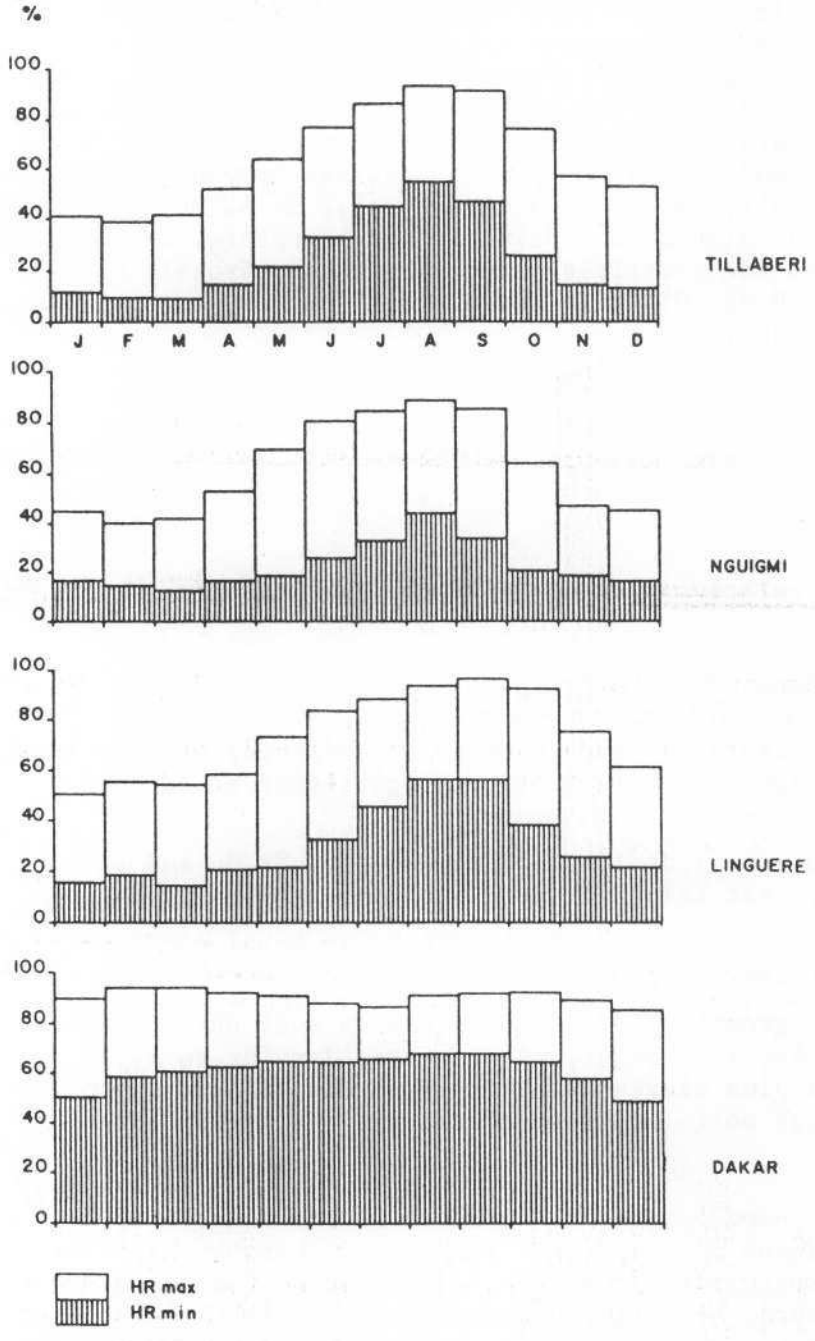
---

(1) L'analyse minéralogique et l'analyse ultra-microscopique des particules permettraient d'en préciser l'origine géographique, l'analyse des diatomées en particulier donnerait de précieuses indications.
(2) On se réfèrera, en outre, aux articles et aux bibliographies réunis dans Saharan dust, Scope 14, 297 p., John Wiley & Sons Ed., 1979.

- les écarts entre les valeurs moyennes mensuelles extrêmes sont plus importants au Sahel occidental qu'au Sahel central, et plus importants au sud qu'au nord de la zone sahélienne. Dans les régions littorales du Sénégal, l'humidité toujours relativement élevée, varie peu d'un mois à l'autre (fig. n° 45 et tab. 21 et 22) ;

FIG.45 Humidité de l'air

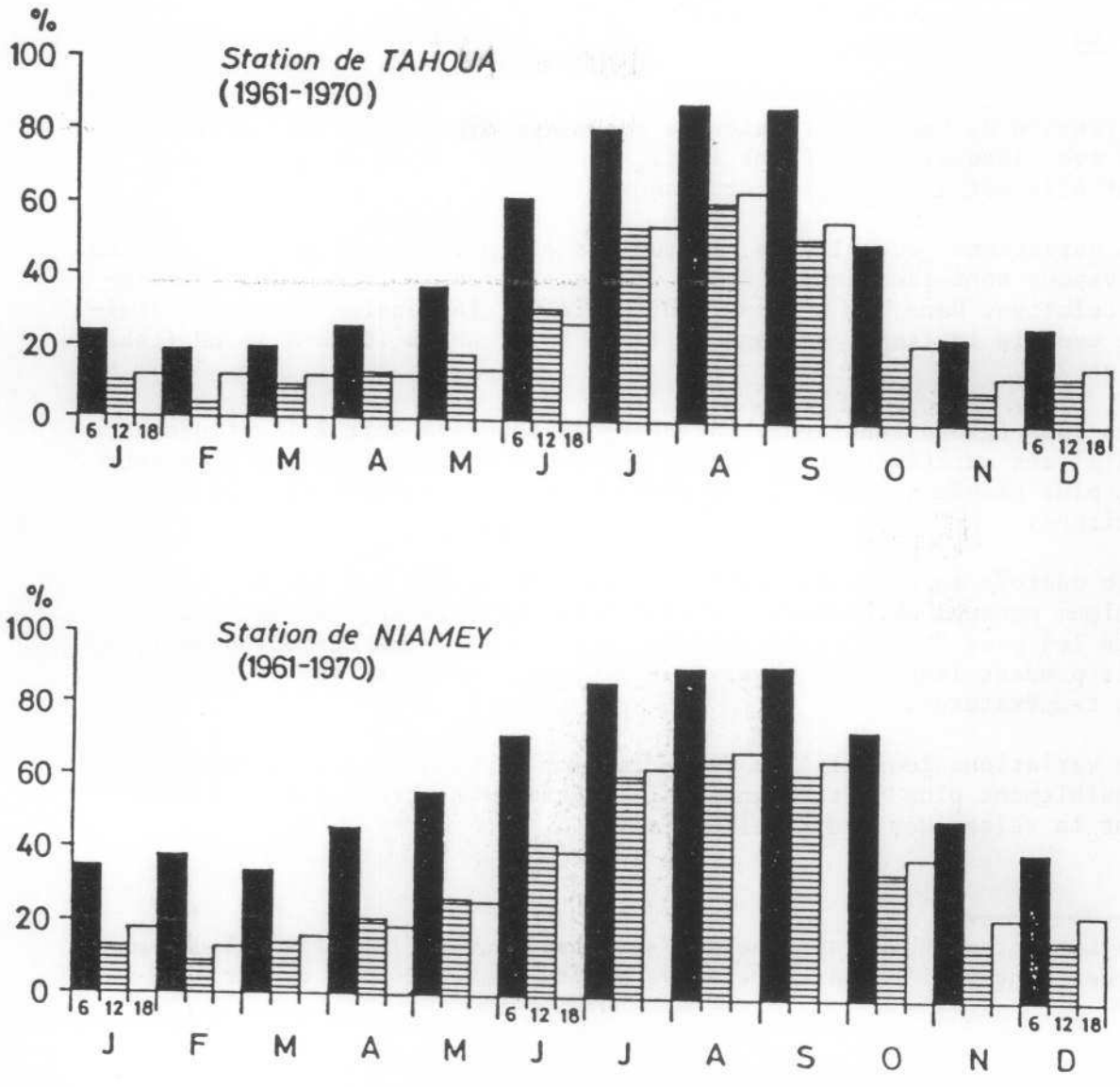
moyennes mensuelles des valeurs maximum et minimum



- la figure n° 46, portant les valeurs moyennes de l'humidité relative à 6 h, 12 h et 18 h TU, pour deux stations nigériennes, montre l'importance des variations diurnes. Le maximum d'humidité est enregistré à la fin de la nuit et aux premières heures du jour, entre 04 et 08 h, le minimum l'après-midi entre 13 h et 17 h, soit aux heures les plus chaudes de la journée. Les TCM, qui font état des huit mesures quotidiennes (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 et 21 h), confirment cette réalité en la précisant. Les écarts journaliers les plus importants sont observés pendant les périodes de transition saison sèche/saison des pluies et saison des pluies/saison sèche ;

- contrairement aux températures ou à la pression atmosphérique, les courbes de variation de l'humidité relative ne montrent, à l'échelle de la journée, aucune périodicité.

FIG 46 HUMIDITE RELATIVE de l'AIR à 6, 12 et 18 heures
moyennes mensuelles



. Les variations interannuelles de l'humidité de l'air

Pratiquement sans rapport avec la pluviométrie, elles sont extrêmement faibles. L'humidité moyenne annuelle est à peine supérieure à la normale en période à pluviométrie excédentaire, à peine inférieure à la normale en période de sécheresse accentuée.

LINGUERE

Normales période 1942-1971		Période 1952-1961	Période 1962-1971
HR	51 %	51,1 %	49,3 %
P	500,3 mm	553,3	392,8
Ecart de P à la normale		+ 10,6	-21,6

Il semble que le taux moyen annuel d'humidité soit davantage fonction de la durée effective de maintien de la mousson et de l'état de la végétation que du total pluviométrique (1).

52. La tension de vapeur

La tension de vapeur, pression de la vapeur d'eau supposée isolée des gaz avec lesquels elle forme l'air, ne dépend que de la température dont elle est une fonction croissante.

Les variations journalières, mensuelles et interannuelles de la tension de vapeur sont identiques, à peu de choses près, à celles de l'humidité relative. Dans les régions continentales, la tension de vapeur diminue avec la latitude, passant de 17 mb à 13° LN, à 10 mb à 17°LN (tab. 23 et 24).

Dans les régions sahéliennes du Sénégal, soumises soit à l'influence des alizés maritimes, soit à celle de la mousson, la tension de vapeur est plus élevée que dans les régions continentales situées à la même latitude.

Elle décroît en outre du littoral vers l'intérieur des terres. Le minimum mensuel est enregistré en Janvier et Février, pendant les mois les plus "frais" ; le maximum se place toujours au mois d'Août, mois pendant lequel est observé le minimum secondaire sur la courbe des températures.

Les variations journalières de la tension de vapeur sont faibles mais sensiblement plus fortes pendant les périodes de transition que pendant la saison des pluies elle-même.

---

(1) Le contexte géographique des stations peut influer les valeurs mesurées tant de l'humidité relative que de la tension de vapeur

. Le déficit de saturation

Il s'agit de la différence entre la tension maximale de la vapeur d'eau F et la tension réelle f. Dans la zone sahélienne, ce déficit est élevé (fig. n° 47 et tab. 25). Il est maximum en Avril (en Mai, au-delà de 16°30' LN), et minimum en Août. L'écart entre les valeurs moyennes mensuelles extrêmes se situe entre 20 et 30 mb. Le déficit maximum précède le maximum principal de la température.

. Evolution récente de la tension de vapeur

L'analyse des moyennes mensuelles et annuelles de la tension de vapeur à Dori (Haute-Volta) entre 1951 et 1975, et celle des moyennes mensuelles et annuelles de la tension de vapeur de plusieurs stations sahéliennes pendant les années 1952-1953, à pluviométrie très excédentaire et pendant les années très déficitaires 1972-1973, conduisent aux constatations suivantes (tab. 26 et 27) :

- les écarts des moyennes mensuelles et annuelles aux moyennes générales sont très faibles, mais sont sensiblement plus élevés dans le Sahel septentrional que dans le Sahel méridional ;

- les courbes des variations interannuelles de la tension de vapeur et des précipitations présentent, à peu de choses près, les mêmes caractères (fig. n° 48). En règle générale, lorsque la tension de vapeur est inférieure à la moyenne, les précipitations sont déficitaires, et inversement. Toute diminution de la tension de vapeur a pour corollaire une augmentation du déficit de saturation ;

- l'analyse saisonnière des données de la station de Dori (tab. 28) révèle que la tension de vapeur fut, pendant la décennie 1971- 1980, inférieure à la moyenne de Juillet à Décembre, soit pendant la saison des pluies et le début de la saison sèche, et sensiblement égale à la moyenne de Janvier à Juin inclus.

Ce constat n'est pas généralisable à l'ensemble sahélien. Ainsi a-t-on remarqué que dans le FERLO (Sénégal), les valeurs moyennes de la tension de vapeur, calculées pour les saisons sèches (de Novembre à Mai) 1973-1974, 1974-1975, 1975-1976, 1976-1977, ont été inférieures aux moyennes calculées sur la période 1941-1971 (fig. n° 49).

La diminution de la tension de vapeur et l'accroissement du déficit de saturation observés récemment au Sahel seraient consécutifs à la fréquence accrue et au renforcement des alizés continentaux se manifestant pendant des saisons sèches plus longues, et à l'affaiblissement relatif de la mousson estivale. On peut avancer l'hypothèse selon laquelle la diminution du potentiel en eau de la mousson, attestée par l'accentuation du déficit de saturation, n'est pas étrangère au déficit pluviométrique persistant.

Pour confirmer cette hypothèse, il faudrait vérifier si la baisse de tension de vapeur s'est manifestée également, et pendant la même période, sur les régions de savane et de forêt.

FIG 47 Tension de vapeur et déficit de saturation

moyennes mensuelles

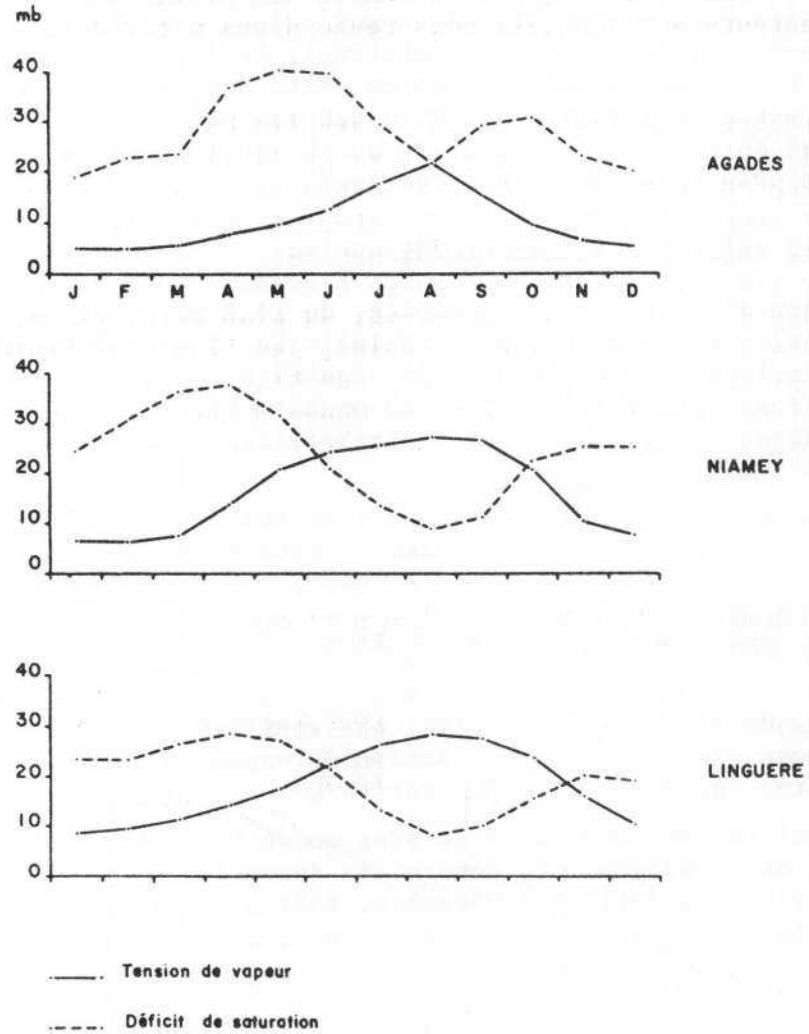
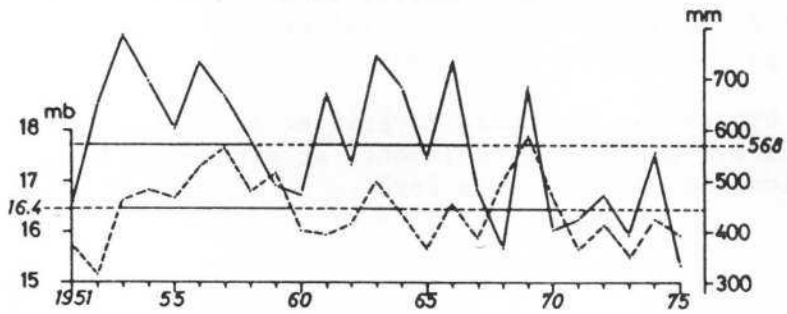


FIG.48 Variations interannuelles des précipitations (——) et de la tension de vapeur (------) à *DORI* de 1951 à 1975

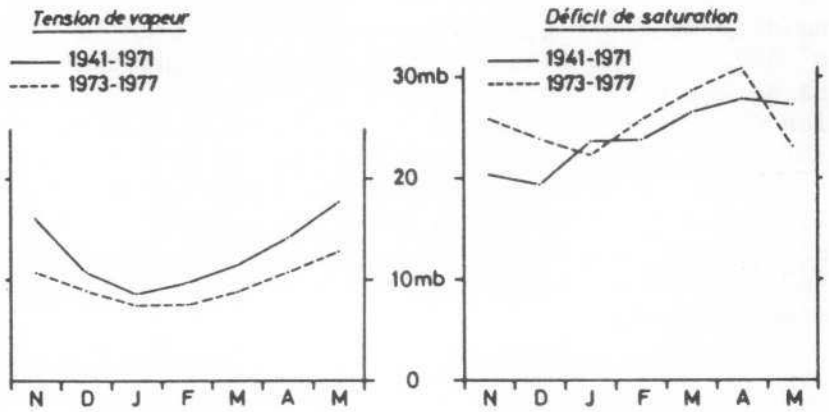


Quoiqu'il en soit, il faut préciser que la genèse des pluies dépend de bien d'autres facteurs sur lesquels nous reviendrons ultérieurement.

Les caractères hygrométriques de l'atmosphère sahélienne, qui viennent d'être décrits, ont une origine dynamique. Le Sahel se situe dans la sous-zone septentrionale d'action alternée de deux masses d'air principales : l'air tropical boréal et l'air tropical austral. Chaque station connait, selon sa situation géographique, sa situation par rapport au FIT, les types de temps propres à chacune de ces masses d'air. Ces masses d'air sont caractérisées, au plan aérologique, par des flux de secteur et de vélocité variables, des flux asséchants comme les alizés continentaux et l'harmattan, des flux porteurs d'humidité comme les alizés maritimes de NW ou la mousson estivale, des flux modérément humides comme les alizés continentalisés.

FIG 49

VARIATIONS MENSUELLES de la TENSION de VAPEUR et du DEFICIT de SATURATION pendant la saison sèche - *Station de LINGUERE* -



6. L'EVAPORATION

61. La mesure de l'évaporation

L'évaporomètre PICHE est l'appareil le plus fréquemment utilisé dans les stations du réseau sahélien. On dispose donc de données comparables. Les valeurs de l'évaporation journalière varient tout au long de l'année, les plus fortes sont enregistrées en Mars, Avril et Mai, selon la latitude, les plus faibles pendant la saison des pluies en Août et Septembre (tab. 29).

Il est à noter que l'évaporation varie d'une station à l'autre, en fonction de la latitude, des données astronomiques et du contexte biogéographique de la station. L'évaporation est moins importante dans les régions littorales que dans les régions continentales et sensiblement moins élevée dans les vallées et plaines d'inondation que dans les régions sèches. Il suffit de comparer les chiffres des stations de Dakar, Saint-Louis et Podor à ceux de Linguère ou de Tahoua.

Au Sahel, l'évaporation très importante est davantage fonction de la teneur en humidité de l'air que de la température et de la vitesse du vent (fig. n° 50), comme l'attestent les graphiques portant les courbes de variations de ces différents paramètres. Plus l'humidité de l'air (et la tension de vapeur) est forte, moindre est la tranche d'eau évaporée. Le tableau 29 montre que les valeurs moyennes mensuelles de l'évaporation sont dans le Sahel septentrional, supérieures aux précipitations (Agadès, Podor, Tombouctou), quels que soient les mois considérés, et inférieures aux précipitations en Août (cas le plus fréquent), Juillet et Août ou Août et Septembre (cas assez rare) dans le Sahel méridional (fig. n° 51).

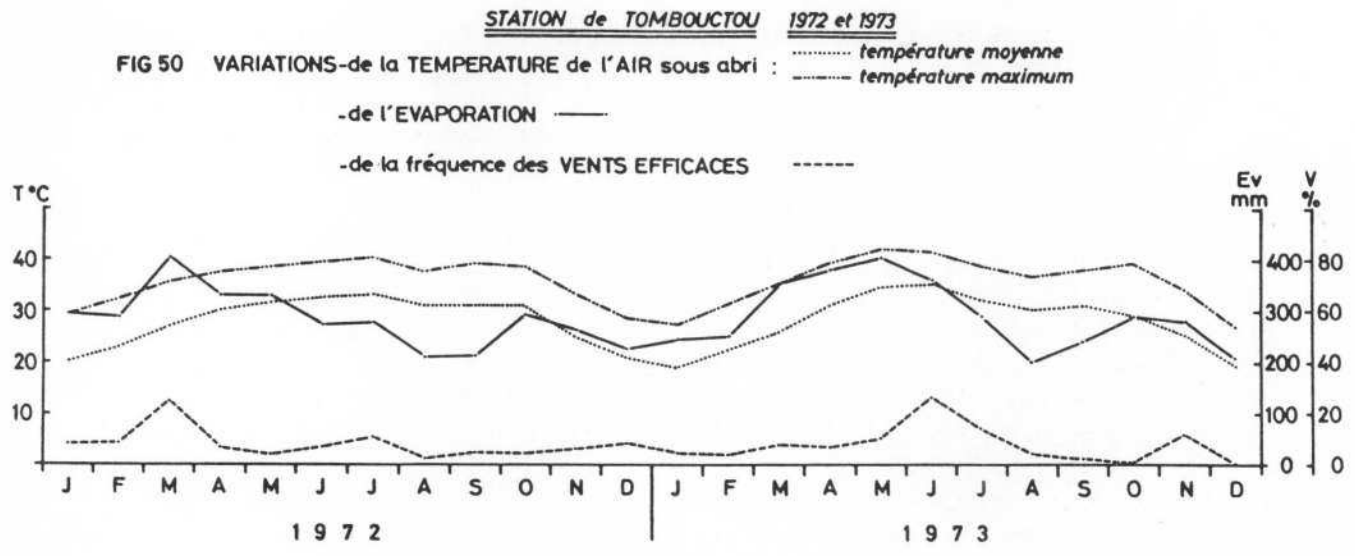
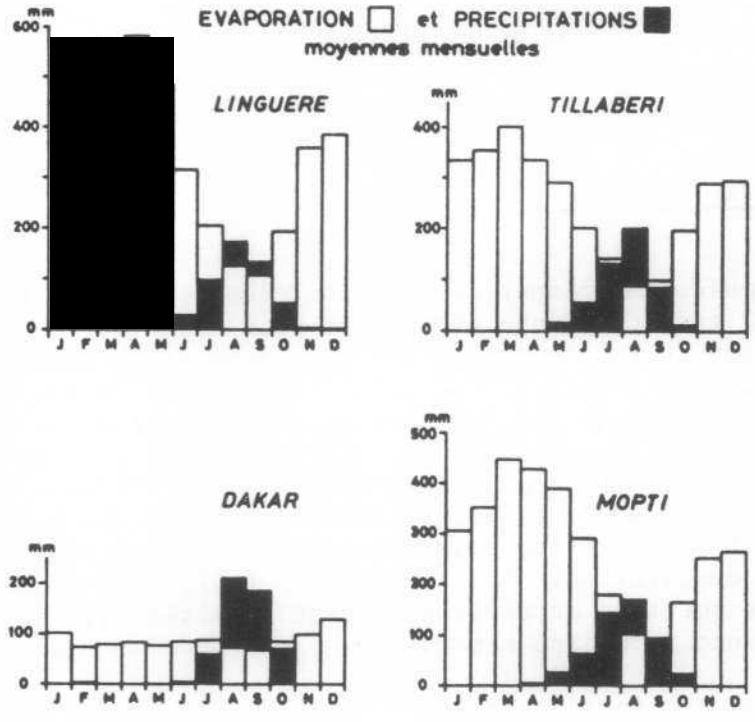


FIG.51



Au total, le bilan de l'eau est largement négatif, même si on ajoute aux précipitations l'eau de rosée.

Dans le Sahel continental, le rapport de la tranche d'eau évaporée à la hauteur moyenne des précipitations varie de 5 à 20 selon la latitude. Dans les régions littorales du Sénégal sahélien, ce rapport n'est plus que de 2 à 3.

L'évaporation mesurée paraît très surestimée. L'assèchement des mares sahéliennes (1), pour lesquelles la lame d'eau dépasse rarement, au maximum du remplissage, un mètre de hauteur, devrait être effectif trois mois après la dernière pluie de mousson. Or, cet assèchement n'intervient qu'au bout de quatre à cinq mois.

La transpiration des plantes doit également être prise en compte dès lors que l'on se propose d'établir le bilan hydrique des régions sahéliennes. Sa mesure, ou mieux, son estimation, est complexe. La transpiration est dépendante de nombreux facteurs astronomiques, climatologiques et biologiques : l'insolation, la température, l'humidité de l'air, les caractères physiologiques et écologiques des espèces herbacées et ligneuses. Au Sahel, à l'exclusion des plantes annuelles,

---

(1) Oursi, Dori, Markoye (Haute-Volta), Gossi (Mali), ...

dont le cycle végétatif dépend de la pluviométrie, les plantes vivaces et, en particulier les ligneux, ont une période végétative dont la durée est plus longue que celle de la saison des pluies.

62. L'évapotranspiration

De nombreuses formules empiriques, prenant en compte certains facteurs climatiques (P, T) permettent une estimation plus ou moins bonne de l'évapotranspiration. Parmi toutes celles dont nous disposons (THORNWAITE (1955) ; BLANEY CRIDDLE (1964) ; TURC (1953) et PENMAN (1948), nous retiendrons celle de PENMAN, modifiée par B. SEGUIN (1975). Ce choix se justifie par le fait que la formule proposée intègre un plus grand nombre de paramètres climatiques. Cette méthode permet le calcul du taux d'évapotranspiration d'une surface étendue de gazon vert, ayant une hauteur de huit à quinze cm, poussant activement, ombrant complètement le sol, ne manquant pas d'eau, Etude FAO (1975). Si de telles conditions ne sont que très exceptionnellement réalisées au Sahel, la formule mérite néanmoins d'être retenue.

L'équation utilisée est la suivante :

$$ET. = c \left[w \times Rn + (1 - w) \times f(u) \times (ea - ed) \right]$$

ET. est l'évapotranspiration de référence en mm/jour. Cette évaporation est dite de "référence", car elle désigne la consommation en eau du couvert végétal de référence choisi : un gazon maintenu court.

w est le facteur de pondération lié à la température.

1 - w est le facteur de pondération qui rend compte de l'effet du vent et de l'humidité sur ET à différentes températures et altitudes.

Rn représente le rayonnement net, exprimé en évaporation équivalente mm/jour (différence entre la totalité du rayonnement descendant et du rayonnement ascendant).

f(u) est la fonction liée au vent. $f(u) = 0{,}27 \left(1 + \frac{U}{100}\right)$

U est le parcours total de vent en km/jour à une hauteur de 2 m.

ea - ed est la différence entre la tension de vapeur saturante à la température moyenne de l'air et la tension de vapeur réelle moyenne de l'air, l'une et l'autre sont exprimées en mb.

c est le facteur de correction pour tenir compte des conditions météorologiques diurnes et nocturnes non représentatives des climats pour lesquels la fonction vent a été déterminée.

w x Rn représente le facteur énergie (rayonnement)

(1 - w) x f(u) x (ea - ed) est le facteur aérodynamique (vent et humidité). L'importance relative de ces deux facteurs est fonction du climat.

Neuf tableaux (en annexe) permettent d'effectuer les différents calculs.

Application de la formule de PENMAN modifiée à la station de LINGUERE (Sénégal) pour les mois de saison sèche Novembre à Mai (moyennes 1973-1977)

	N	D	J	F	M	A	M
ETP Tot.moy. mensuels	133	121	149	147	177	181	196
ETP valeurs journalières	4,4	3,9	4,8	5,2	5,7	6,0	6,3
Evap. Piche tot.mensuels	256	240	277	280	316	317	306
Evap. Piche journalière	8,5	7,7	8,9	10,0	10 2	10,6	9,9
ETP/Evap. val.mens. %	51,9	50,4	53,8	52,5	55,9	57,1	64,0

D'après la formule de PENMAN, l'évapotranspiration mensuelle moyenne équivaudrait à 55 % de l'évaporation mesurée Piche. Cette estimation paraît plus conforme à la réalité.

7. VARIATIONS DE CERTAINS PARAMETRES DU CLIMAT DANS LES REGIONS SAHARO-SAHELIENNES DEPUIS LE PLEISTOCENE SUPERIEUR

L'évolution paléoclimatique de la zone sahélienne, du Sahara central et méridional est désormais connue dans ses grandes lignes grâce aux travaux des géologues, des géographes et des pédologues quaternaristes (1). Elle peut être résumée comme suit.

Date et durée approximative des périodes	Définition du climat	Morphogenèse, pédogenèse et végétation
de 35 000 ans et plus à 25 000 BP	Aride (Ogolien I) P < 50 mm Jusqu'à 12°N environ, très forte évaporation, vents forts	Actions éoliennes prédominantes déflation-érosion-accumulation : dunes, erg transferts massifs d'aérosols à l'intérieur et à l'extérieur du domaine intertropical
25 000-23 000 BP	Transition aride - pluvial	Erosion par ruissellement
23 000-17 000 BP	Pluvial P ≃ 600 mm par 21°N au lieu de 100 mm actuellement P ≃ 800 - 1 000 mm par 15°N au lieu de 550 actuellement	Actions hydriques prédominantes ; fonctionnement des cours d'eau, endoréisme partiel, persistant dans certaines régions continentales, lacs permanents ; altération, pédogenèse ferruginisante et/ou calcarifiante. Extension de la steppe arbustive/arborée au Sahara méridional et central, savane arborée dans les limites du Sahel actuel.
17 000-15 000 BP	Transition pluvial-aride	Ruissellement, concrétionnement calcaire, déflation.
15 000-11 000 BP	Aride (Ogolien II) P < 50 mm forte évaporation, vents forts	Actions éoliennes prédominantes, déflation, érosion, accumulation, transferts d'aérosols. 2ème génération de formes dunaires associées ou non aux formes antérieures. Evaporites et sebkhas.
11 000-10 000 BP	Transition aride - pluvial	Ruissellement, reconstitution progressive du couvert végétal.
10 000-3 500 BP	Pluvial, avec un léger assèchement vers 7 000 BP P ≃ 400 - 600 mm par 21°N ≃ 800 mm par 16°30 N	Actions hydriques prédominantes, réseau hydrographique fonctionnel, lacs, pédogenèse ferrugineuse et/ou calcarifiante. Reconstitution du couvert végétal, steppe arbustive discontinue au Sahara méridional, formation herbeuse et arborée, forêt claire dans les régions du Sahel actuel.

(1) P. ELOUARD (1959, 1976) ; R. MOREAU (1970) ; M. SERVANT et S. SERVANT (1969, 1970) ; P.J. MUNSON (1971) ; Ph.C. CHAMARD (1972, 1976) ; Ph.C. CHAMARD et S. MORIN (1973) ; L. HEBRARD (1973) ; M.F. COUREL (1977) ; J.R. PETIT, M. BRIAT et A. ROYER (1981).

3 500-1 250 BP	Diminution progressive et irrégulière de la pluviométrie. Au terme de cette période, la pluviométrie est légèrement inférieure à l'actuelle.	Ruissellement, déflation, dégradation du couvert végétal
1 250-950 BP	Récurrence humide du Moyen-Age. P ≃ 650 mm par 15° N ≃ 300 mm par 18° N	Remontée des nappes superficielles
de 950 à nos jours	Evolution très irrégulière vers le climat actuel. Périodes légèrement plus humides ou plus sèches que l'actuelle et de durée très inégale.	

Les principales implications de ce schéma d'évolution morphoclimatique sont les suivantes :

- au Quaternaire récent, deux périodes de forte aridité et de durée inégale ont été à l'origine de l'hypertrophie du Sahara, comme en témoignent l'extension et la limite méridionale des ergs fixés du Sahel actuel (1). Fig. n° 56 ;

- la migration vers le nord des zones pluviométriques liées à la mousson pendant les périodes pluviales a, à l'inverse, provoqué l'atrophie du domaine saharien. Au moment du pluvial Holocène, un climat de type sahélien régnait sur l'ensemble des régions comprises entre le tropique et le parallèle 17° N, alors que le Sahel actuel connaissait un climat de type soudanais ;

- ces événements morphoclimatiques très contrastés qui se sont succédés depuis 35 000 ans, ont conféré aux milieux naturels de cette partie du continent africain, des caractères particuliers et originaux que nous préciserons dans le chapitre qui suit.

---

(1) La limite sud des ergs fixés correspond approximativement à une ligne joignant Kaolack (au Sénégal) à Maroua (nord Cameroun). Il est vraisemblable que des ergs se soient constitués antérieurement à 35 000 BP. Dans cette hypothèse, les arides "Ogolien I" et "Ogolien II" n'auraient eu pour effet que d'engendrer des formes dunaires particulières à partir d'un modelé et d'un stock sableux préexistants. Dans l'état actuel de nos connaissances, il est impossible d'en décider.

CONCLUSION

L'analyse des données météorologiques montre que la sécheresse est le caractère principal du climat des régions sahéliennes. Le bilan de l'eau, très largement négatif, s'aggrave lors des années ou des suites d'années déficitaires (fig. n° 52).

Les régions sahéliennes ont connu depuis le début du siècle des périodes récurrentes, déficitaires, normales et excédentaires de durée inégale. Ces variations de la pluviométrie et du bilan de l'eau ont été observées simultanément ou non sur l'ensemble de l'Ouest Africain, comme le prouvent les données hydrologiques des fleuves Sénégal et Niger (fig. n° 53 et 54).

La période 1968-1983 a été marquée par des déficits importants enregistrés tant dans les régions de forêt et de savane qu'au Sahel et dans les régions saharo-sahéliennes. Les courbes de tendance (courbes lissées) établies pour des stations disséminées en Afrique Occidentale, mettent en évidence la diminution irrégulière mais progressive de la pluviométrie depuis les années 1955 (Fig. n° 55).

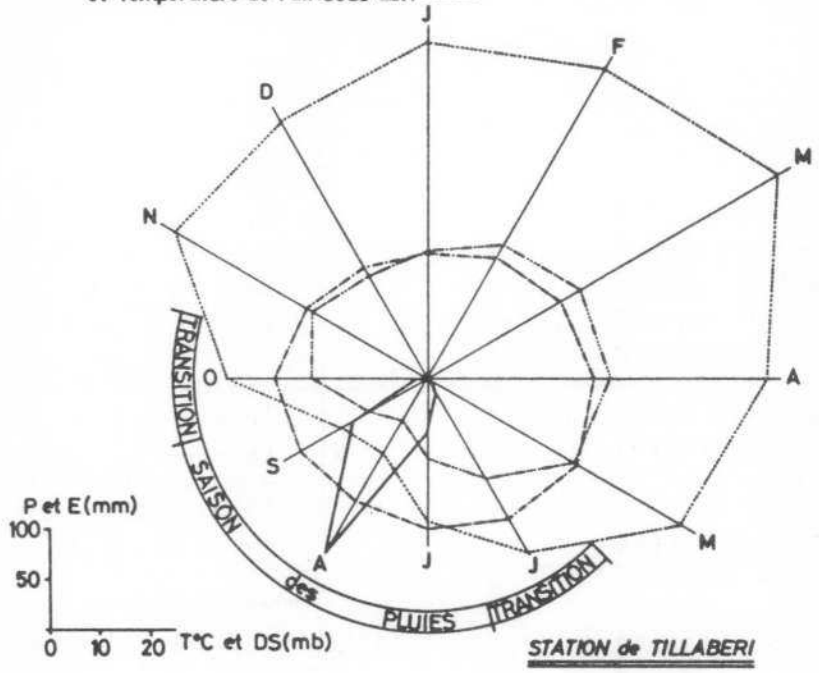
Il apparaît donc qu'à l'échelle du siècle, les mêmes événements se sont produits sur tout l'Ouest Africain selon des modalités quelque peu différentes d'une région à l'autre.

Si la permanence de la sécheresse au Sahel peut être imputée à des facteurs inhérents à la latitude (insolation, durée de jour, angle d'incidence des rayons solaires...), la récurrence des périodes à pluviométrie déficitaire, normale et excédentaire et la variabilité spatiale des pluies sur toute une partie de l'Afrique nord-équatoriale mettent en cause non seulement les phénomènes régissant la circulation générale (champ de pression, circulations de type Hadley et Walker...), mais aussi les interactions entre le substratum océanique ou continental et les basses couches de l'atmosphère.

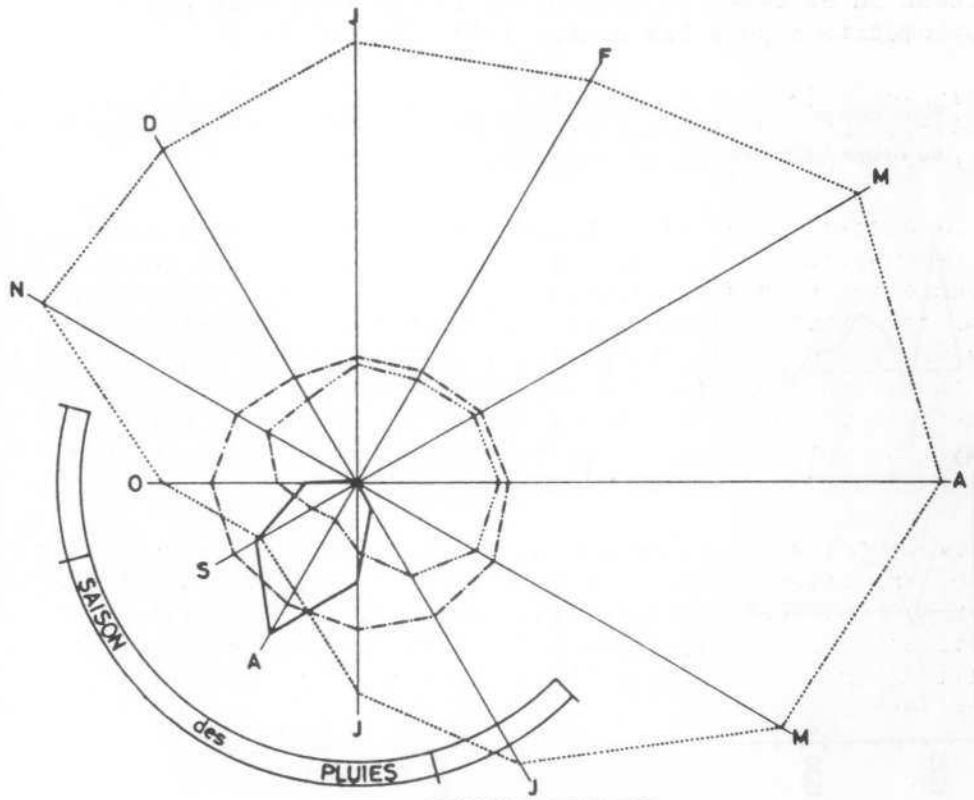
Considérant que l'albédo est un facteur important du bilan énergétique, nous consacrons l'essentiel de ce travail à l'évaluation de l'albédo d'unités sol-végétation considérées comme caractéristiques de l'espace sahélien et à l'analyse des variations temporelles et spatiales de l'albédo en relation avec l'évolution de la pluviométrie et des milieux sahéliens.

FIG.52 VARIATIONS MENSUELLES de quelques PARAMETRES CLIMATIQUES

Précipitations —— Evaporation ..... Déficit de Saturation (DS) ——··——
et Température de l'air sous abri ——·——



STATION de TILLABERI



STATION de LINGUERE

FIG.53 Variations de la pluviométrie à *LABE - Guinée* et du module du fleuve Sénégal à *BAKEL - Sénégal* depuis 1927

(courbes lissées)

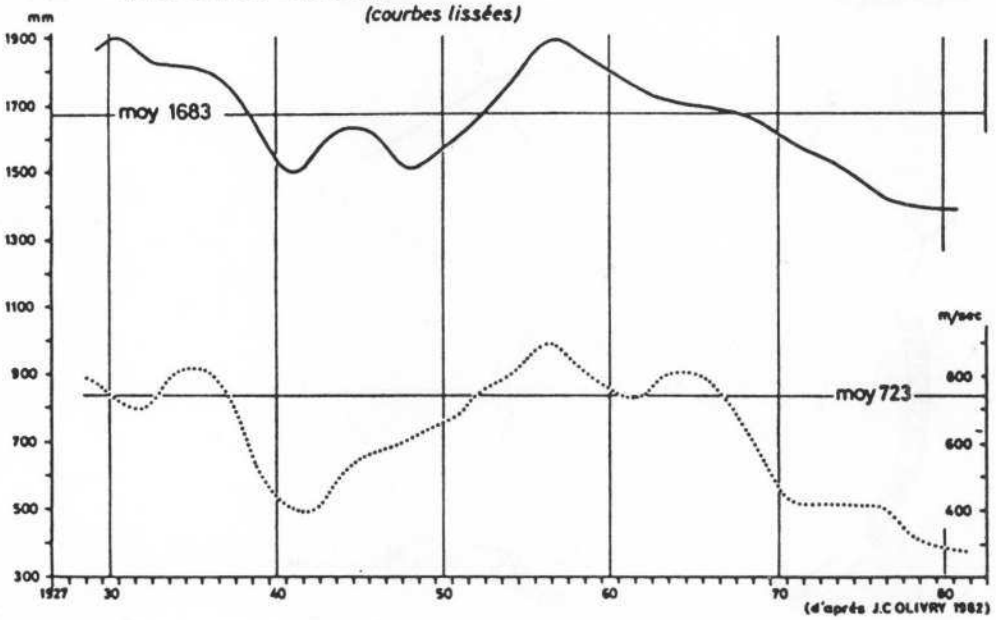


FIG.54 Variations de la pluviométrie (P) dans le haut bassin du NIGER et de l'hydraulicité (H) du fleuve à KOULIKORO (——) et à DIRÉ (- - -) de 1924 à 1957

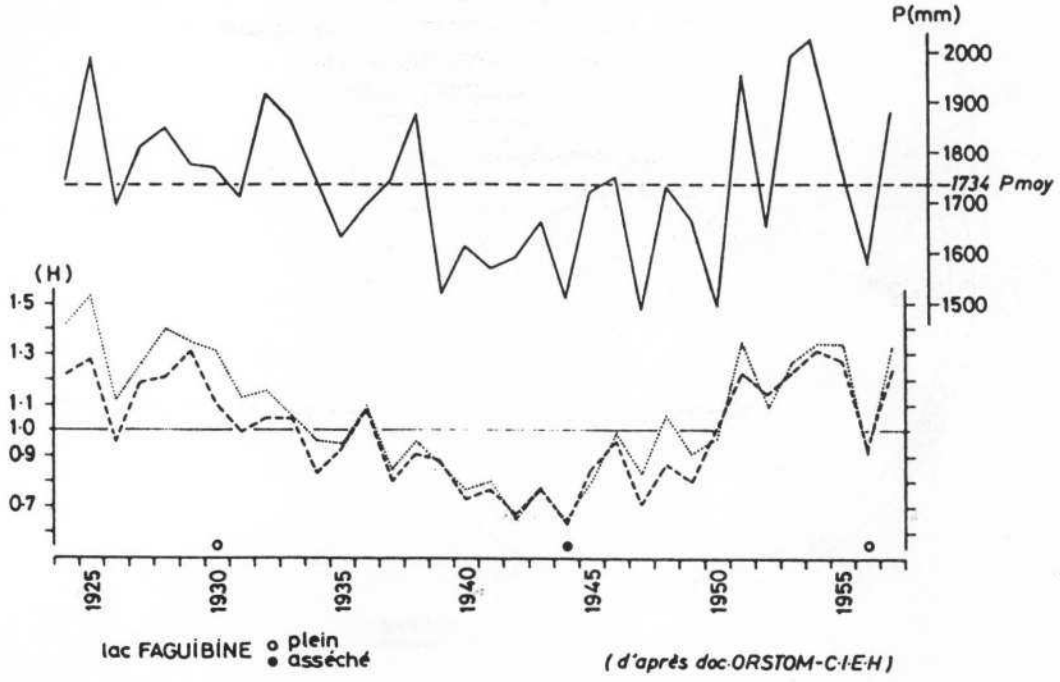
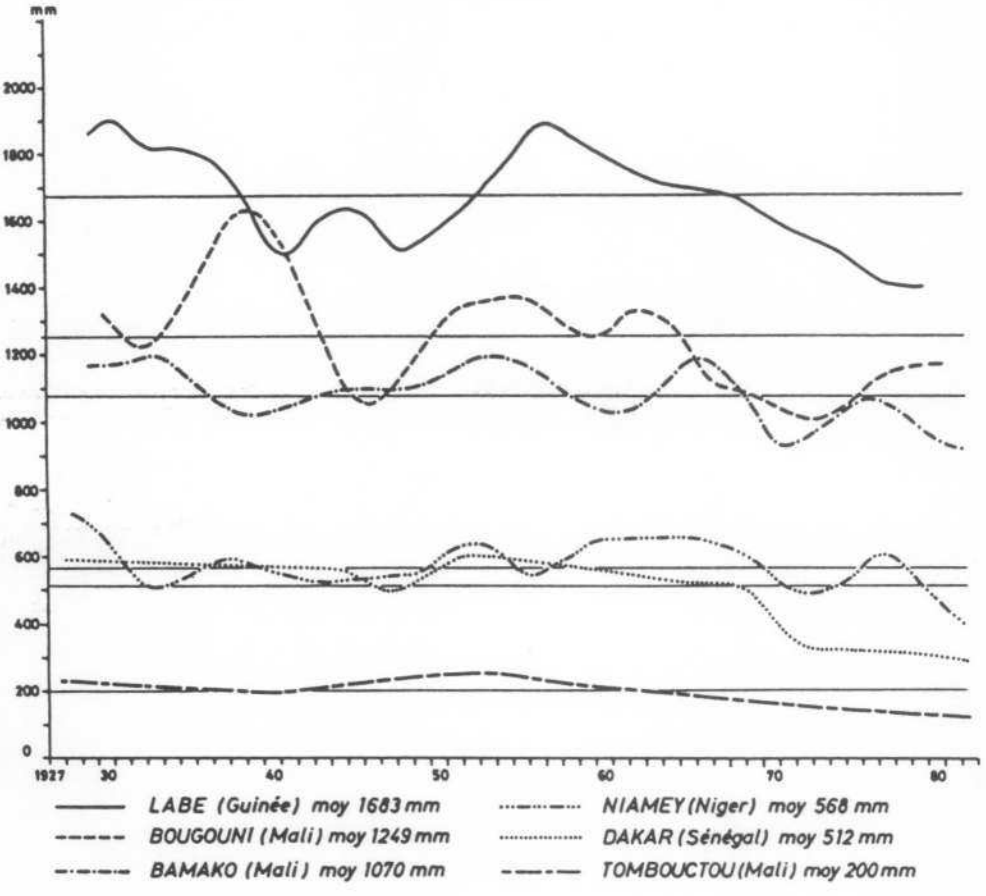


FIG 55 Les tendances de la pluviométrie en Afrique occidentale depuis 1927
(courbes lissées)



DEUXIEME PARTIE

LES MILIEUX SAHELIENS

CHAPITRE 3

LE DOMAINE SAHELIEN

INTRODUCTION

Le Sahel ouest-africain apparaît très monotone au voyageur qui le parcourt. La planité de ses grands espaces, la rigueur du climat, la relative pauvreté de sa flore et de sa faune entretiennent, en effet, cette impression.

La réalité est toute autre. Le Sahel, zone de transition entre Sahara et savane, offre des paysages d'une grande diversité. Cette mosaïque n'est pas figée mais évolutive ; les changements d'aspect de ses éléments, intimement liés au climat, dépendent non seulement de l'état de la couverture végétale et de la phénologie des plantes qui la composent, mais aussi de l'utilisation qui en est faite par l'homme.

La diversité des paysages qui s'impose au géographe, est confirmée par la photo-interprétation et par la télédétection. Ces moyens d'observation et d'investigation permettent de suivre et de comprendre l'évolution des milieux aux échelles locale, régionale et zonale, et partant, de dresser l'inventaire des ressources naturelles renouvelables.

Ils permettent aussi de préciser dans quelle mesure le Sahélien, agriculteur ou pasteur, qui a su adapter des techniques originales d'occupation et d'exploitation de son espace, participe, dans les conditions actuelles de sécheresse accentuée, à la dégradation de son environnement.

1. DEFINITION ET LIMITES

Le Sahel peut être défini de différentes manières selon le critère utilisé.

Etymologiquement, le mot arabe Sahil signifie : rivage, bord (1) ; dans ce sens, il définit indifféremment les marges septentrionale et méridionale du Sahara.

"Sahil" est mentionné deux fois dans le Tarik as-Sudan de As-Sadi (2), où il désigne les régions situées au sud du désert.

Dans les textes arabes du Moyen-Age, Sahil représente l'ensemble des régions comprises entre le désert et le Blad' us Sudan, le pays des Noirs (3) (4).

Sahil parce que trop général, est imprécis. Le mot zone est sans doute le mot le plus utilisé, mais est-il adéquat ?

Les dictionnaires usuels, Larousse ou Quillet, en donnent une même définition : "en géographie, la zone est l'espace qui s'allonge dans le sens des parallèles". Cette définition manque, elle aussi, de précision comme nous le montrerons par la suite.

Pour A. SECK (op. cit.), le Sahel est la sous-zone septentrionale d'action alternée des masses d'air ; du point de vue de la climatologie dynamique, cette définition est réaliste mais discutable dans la mesure où le Sahel est pendant plus de huit mois sous l'influence de la seule masse d'air boréal, des alizés.

Nous sommes donc contraints à délimiter un espace géographique dans lequel sont réunis des éléments qui, à défaut d'être spécifiques, sont les plus communs. Pour ce faire, nous utiliserons les trois critères pluviométrique, phytogéographique et géomorphologique.

---

(1) De la racine سحل , peler, écorcher, raser, dépouiller. (Se dit du vent quand il balaie le sol).
(2) As-Sadi. Trad. O. Houdas, Adrien-Maisonneuve, Paris, 1964.
(3) Voyages d'Ibn Batoutah. Trad. de C. DEFREMERY et de B.R. SANGUINETTI, t. IV, Société Asiatique, Imprimerie Nationale, 385 p., PARIS, 1922.
(4) V. MONTEIL, 1968 - AL-BAKRI (Cordoue 1068), Routier de l'Afrique blanche et noire du nord-ouest. Bull. IFAN, t. XXX, B, n° 1, DAKAR.

. Le Sahel est l'espace compris entre les isohyètes 200 et 700 mm ; espace dans lequel, nonobstant la grande variabilité interannuelle des pluies, les cultures sont possibles.

. Le Sahel est compris entre la limite méridionale de l'aire de *Stipagrostis pungens* et la limite septentrionale de l'aire de *Butyrospermum parkii* (le karité ou arbre à beurre), limites qui, à peu de choses près, correspondent aux isohyètes 150 et 700 mm.

. La limite sud du Sahel coïncide avec la limite méridionale des ensembles dunaires pléistocènes aujourd'hui fixés (fig. n° 56).

Ces trois propositions, à défaut d'être décisives, permettent au moins de préciser les limites de ce que nous appellerons le domaine sahélien. Le domaine sahélien est l'espace géographique auquel les conditions climatiques et hydrologiques, les caractères des sols et de la flore confèrent une homogénéité remarquable, qui le distingue du Sahara et des régions de savane.

Dans ce qui suit, nous préciserons les différents éléments de cette définition, après avoir rappelé les grands traits de la structure géologique et des reliefs, indispensables à la compréhension des paysages et des états de surface.

2. GEOLOGIE

Au plan géologique, le domaine sahélien se rattache à quatre ensembles géostructuraux (fig. n° 57) :

- le craton ouest-africain,
- le bassin de Taoudéni,
- le bassin sénégalo-mauritanien,
- le bassin du Niger.

Nous rappellerons brièvement les caractères généraux de chacune de ces entités et nous tenterons de préciser la nature et la localisation des affleurements ou des formations superficielles qui, seuls, interviennent dans la définition des états de surface que nous nous proposons d'étudier.

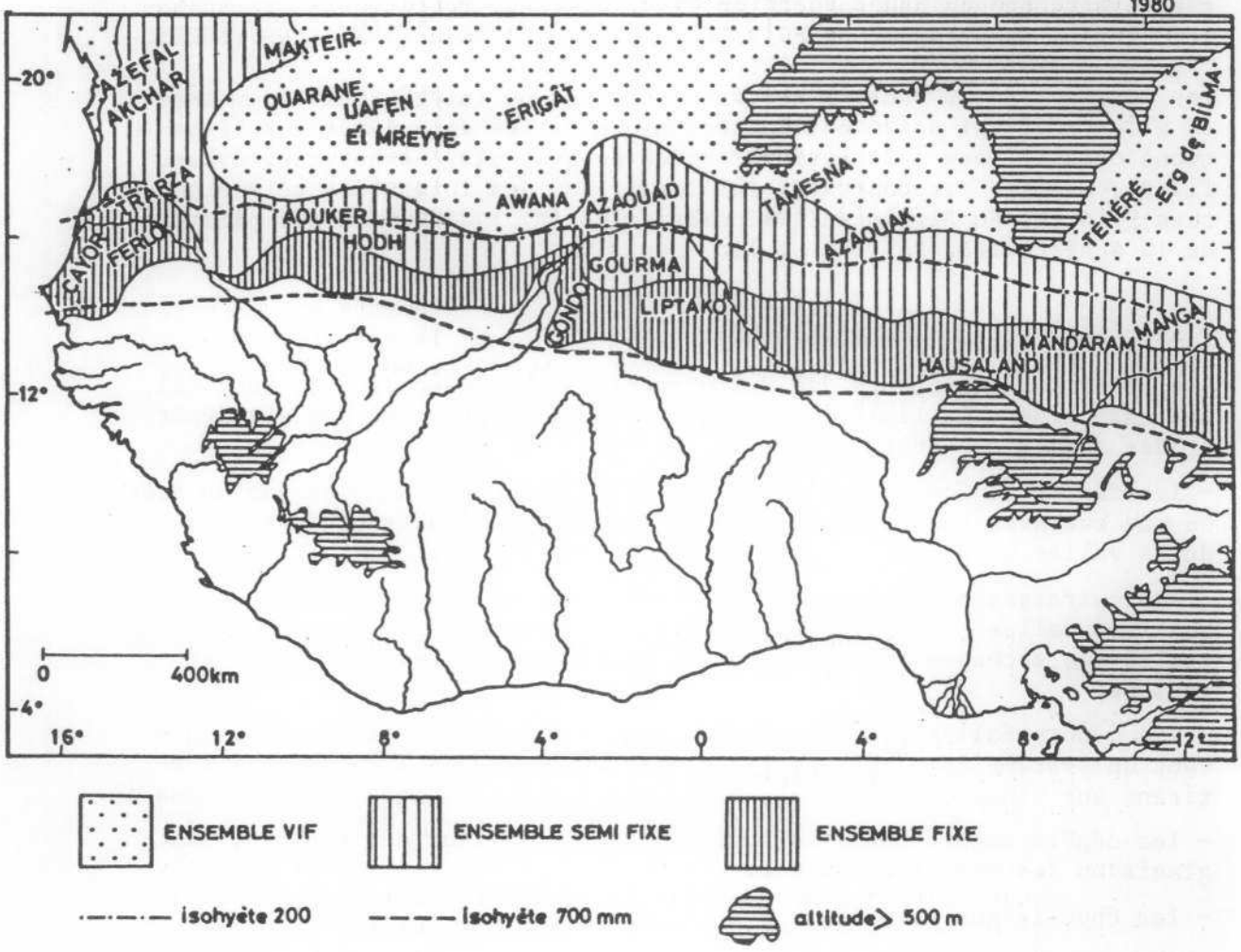
21. Le craton ouest-africain

. Caractères généraux

Les formations cristallines, métamorphiques et volcano-sédimentaires attribuées au Précambrien inférieur et moyen ont, à l'échelle du Sahel, une extension limitée. Le socle est bien représenté en Haute-Volta, où

FIG.56 ENSEMBLES DUNAIRES et RECOUVREMENTS SABLEUX

d'après P. CHAMARD M.F. COUREL M. MAINGUET L. COSSUS 1980



il occupe plus des 3/4 du pays et au Niger occidental, à l'ouest du fleuve.

Au Niger central méridional, les granites et actinites précambriens injectés de granites jeunes, forment les petits massifs du Damagaram et du Mounio.

Notons aussi les deux petites aires d'affleurement du socle dans la région de Kayes (Mali occidental) et dans les boutonnières du secteur Selibabi-M'Bout, en Mauritanie méridionale.

En Haute-Volta et au Niger occidental, le socle comprend plusieurs unités, ayant chacune des caractères lithologiques, tectoniques et morphostructuraux propres, J. DELFOUR, M. JEAMBRUN (1970), E. MACHENS (1973).

Les images Landsat sont, à ce titre, d'un grand intérêt dans la mesure où elles révèlent notamment la tectonique et les structures des formations cristallines : intrusions acides ou basiques, batholites, dykes, filons, massifs circonscrits, failles..., ou des formations métamorphiques plissées du Birrimien (Précambrien moyen) : direction des plis et de la schistosité, failles et linéaments...

. Nature et extension des affleurements

Les affleurements francs des différentes roches du socle ont, au total, une extension très limitée. Ils sont en effet recouverts par des dépôts et des formations très variées :

- les dépôts du Continental terminal (CT), masqués eux-mêmes par un grès ou une cuirasse ferrugineuse. C'est le cas dans l'ouest nigérien, au sud de la vallée du Dargol ;

- les cuirasses bauxitiques et/ou ferrugineuses ; si les premières forment les dalles sommitales des reliefs birrimiens de la Haute-Volta centrale, les secondes couvrent indifféremment toutes les formations géologiques ;

- les dépôts éoliens qui, du fleuve Niger au Gondo, sont ordonnés suivant un système de bandes dunaires, E - W, larges de 2 à 8 km qui s'étirent sur plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de kilomètres ;

- les dépôts superficiels colluviaux et/ou alluviaux des plaines, des glacis ou des vallées des oueds ;

- les éboulis sur versants.

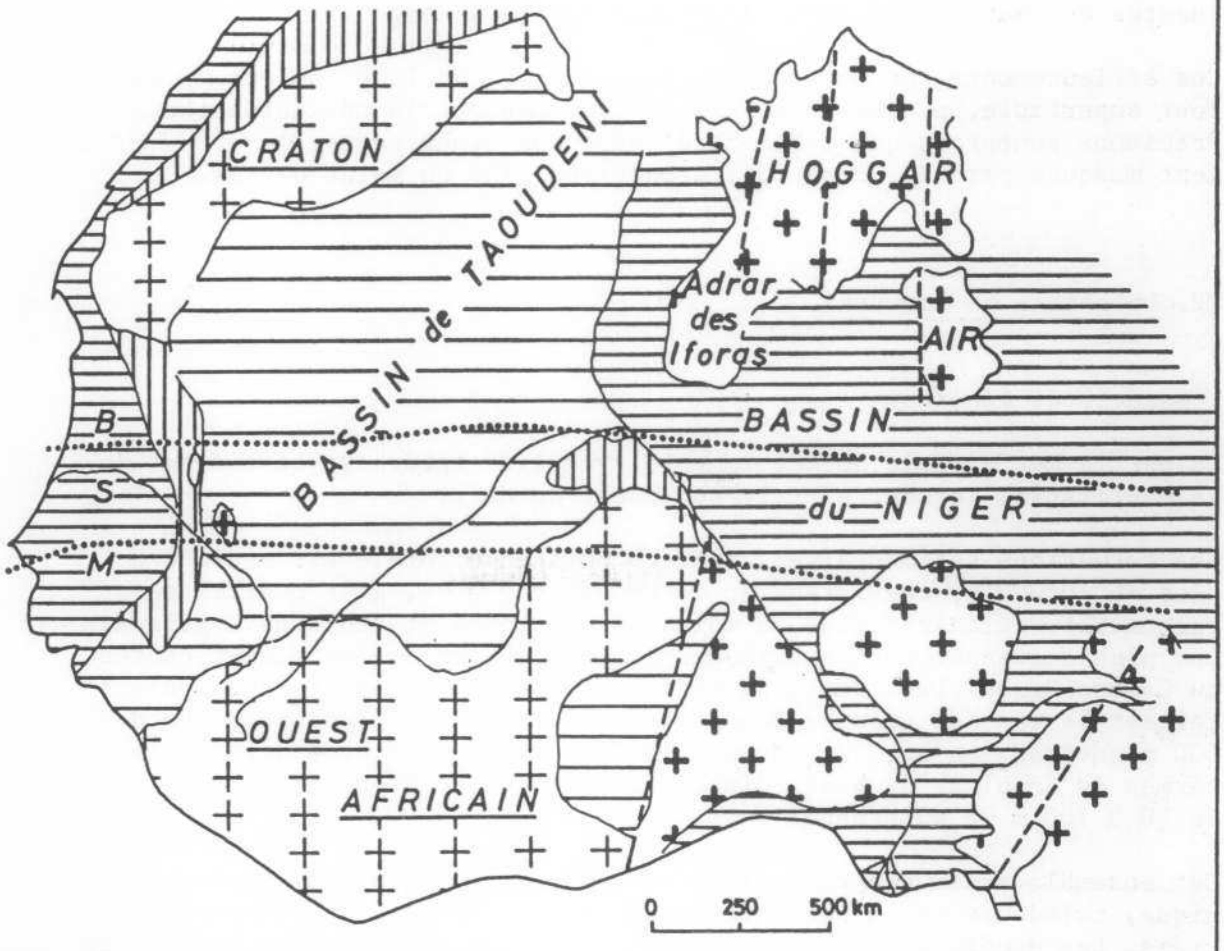
Parmi les affleurements de roche peu altérée mais localement patinée, nous citerons en particulier :

- les granites alcalins à calco-alcalins qui forment les inselbergs d'Aribinda, de Guesselnay ou de Déou (1)

---

(1) Se rapporter à l'index alphabétique des lieux cités, in fine

FIG.57 GRANDES UNITES GEOLOGIQUES de l'AFRIQUE de l'OUEST d'après G. ROCCI (1965)



PRECAMBRIEN
- socle stable
- zones rajeunies

PALEOZOIQUE
- couverture tabulaire
- plissements

CRETACE TERTIAIRE
- bassins sédimentaires
- BSM bassin sénégalo mauritanien

--- linéaments

..... limites du SAHEL

- les gabbros magnétifères, brun-noir à noirs, des massifs de Kolel ou de Tin Edia ;

- les quartzites à manganèse des collines de Tambao, Gouba ou Tin Agadel ;

- les schistes et micaschistes graphiteux de Gouba et Belliata ;

- les filons de quartz de Tin Agadel et de Yomboli ;

- les cuirasses boehmitiques et les cuirasses ferrugineuses, très fréquentes en Haute-Volta centrale (région de Kaya-Kongoussi).

Ces affleurements, compte tenu de leur nature, de leur couleur et de leur superficie, peuvent être mis en évidence par la télédétection. Précisons toutefois que certains d'entre eux sont partiellement masqués par des formations arbustives plus ou moins denses.

22. Le bassin de Taoudeni

. Caractères généraux

La partie méridionale de cet immense synéclise intéresse le sud-est de la Mauritanie, le centre et le sud-ouest du Mali.

Les formations sédimentaires, dont la puissance totale est estimée à plus de 10 000 m, consistent en conglomérats, grès, grès quartzites, quartzites, calcaires plus ou moins dolomitiques et schistes argileux. Les plus anciennes sont attribuées au Précambrien A, les plus récentes au Cambro-Ordovicien. Certains niveaux sédimentaires sont très épais ; tel est le cas des grès de Bandiagara-Garemi, dont l'épaisseur est de 600 m environ. Au nord de la Haute-Volta, par contre, les différents termes du complexe de base, discordant sur le socle, n'ont guère plus de 50 à 100 m de puissance.

Cet ensemble sédimentaire a bien évidemment réagi aux orogenèses taconique, calédonienne ou hercynienne qui ont induit des structures variées. Les dépôts primaires et paléozoiques ont été localement injectés ou partiellement recouverts par des laves basiques, comme en témoignent les dolérites des régions de Bafoulabé, de Bandiagara, au Mali, et de la région de Nema dans le sud-est mauritanien.

Au cours du tertiaire, de l'Eocène au Miocène, le bassin de Taoudeni connait l'alternance de périodes climatiques, assez mal connues, auxquelles on attribue des phénomènes de cuirassement et l'épandage des dépôts azoïques du Continental terminal (Mio-Pliocène). Ces dépôts argileux ou sablo-argileux ont vraisemblablement fourni l'essentiel du matériel des ergs immenses modelés pendant le Quaternaire.

. Nature et extension des affleurements

La surface totale des niveaux sédimentaires à l'affleurement est très faible, comparée à celle du bassin, domaine des ergs.

Au Sahel, ce sont les grès qui sont les mieux représentés ; dans le Tagant, l'Assaba, l'Affolé et le Hodh oriental en Mauritanie, dans la région de Bandiagara-Hombori, dans le Gourma et dans la partie septentrionale du plateau Mandingue au Mali.

A la surface des plateaux, les affleurements de grès, rarement purs, ont une superficie peu importante. Ils sont masqués soit par des cuirasses, soit par un dallage de blocs de grès et de cuirasse, soit par des épandages de gravillons ferrugineux, soit encore, dans les secteurs déprimés par des colluvions sablo-argileuses.

Dans le Gourma central, les crêtes gréseuses qui soulignent les déformations subies par les séries précambriennes se réduisent le plus souvent à des alignements de chaos de blocs patinés, partiellement ensablés.

Les grès et/ou les cuirasses très diaclasés sont généralement colonisés par une couverture arbustive discontinue.

23. Le bassin sénégalo-mauritanien

. Caractères généraux

Ce bassin couvre la majeure partie du Sénégal et le sud-ouest de la Mauritanie. Il regroupe des formations essentiellement marines, qui témoignent d'une grande continuité de l'évolution géologique depuis le Jurassique supérieur à l'Eocène supérieur.

Dans les limites du domaine sahélien défini plus haut, ces formations marines sont presque totalement recouvertes par le Continental terminal et les dépôts quaternaires marins ou continentaux.

. Nature et extension des affleurements

Les affleurements rocheux sont très limités. Il s'agit en particulier :

- des calcaires lutétiens et des marnes yprésiennes, blanc-beige, de la presqu'île du Cap Vert ;

- des grès, des calcaires dolomitiques et des marnes de l'Eocène moyen, reconnus sur la rive gauche du fleuve Sénégal entre Matam et Saldé ;

- des cuirasses ferrugineuses qui recouvrent le Continental terminal dans le Ferlo méridional, ou les formations éocènes de la presqu'île du Cap Vert et de la région de Thiès.

Le recouvrement quaternaire comprend les dépôts marins et les dépôts continentaux.

Les premiers, c'est-à-dire les faluns du Nouakchottien, les dépôts de gypse lagunaire et les cordons littoraux actuels et sub-actuels, sont localisés dans le sud-ouest de la Mauritanie, et plus précisément dans la sebkha de Ndramcha et celle de l'Aftout-es-Sahel. Ils forment des surfaces blanches, étincelantes et quasi-désertiques.

Les seconds, c'est-à-dire les formations dunaires recouvrent toutes les formations ante-Quaternaires. Il s'agit notamment des ergs fixés de Mauritanie méridionale : Trarza, Ogol, Brakna et du Sénégal : Cayor, Djolof, Baol ou des bandes dunaires ENE-WSW du Ferlo central et septentrional (Sénégal). Le rôle de la végétation sur les variations temporelles des états de surface des ensembles dunaires sera précisé ultérieurement.

24. Le bassin du Niger

. Caractères généraux

La partie sahélienne de ce bassin inclut l'est du Mali, le nord du Nigéria, et la plus grande partie du territoire du Niger. Au plan géologique, il faut distinguer le sous-ensemble secondaire du Niger central (Tegama, Azaouagh, Damergou) du sous-ensemble tertiaire du Niger occidental (Dendi et Zarmaganda) et du Mali oriental (Ioullemmeden).

Les faciès caractéristiques du Crétacé sont les grès : grès de Tegama, grès de Tigguedi et les argilites : argiles de l'Irhazer.

Le Tertiaire comprend d'une part les sédiments du Paléocène (calcaires, marnes et schistes), et d'autre part, le Continental terminal (argiles sableuses, sables, grès fins à lits ferrugineux).

. Nature et extension des affleurements

Les affleurements rocheux sont, dans ce bassin comme dans les autres ensembles étudiés, rares et peu étendus. Ils sont masqués soit par les sables éoliens : erg de Bilma, erg du Manga, soit par les dépôts fluviatiles et fluvio-lacustres à l'ouest et au sud-ouest du lac Tchad, soit encore par les cuirasses ferrugineuses qui coiffent indifféremment les grès crétacés ou le Continental terminal.

On peut néanmoins citer les affleurements de grès dans le Tegama et l'Azaouagh et d'argiles dans l'Irhazer.

Il ressort de cette brève analyse que le domaine sahélien doit en partie son homogénéité à l'extension considérable des ensembles dunaires et des cuirasses qui atténuent considérablement, en les masquant, les disparités géologiques.

3. LES PAYSAGES MORPHOLOGIQUES

Le Sahel, où les altitudes supérieures à 500 m sont exceptionnelles, est le domaine des plaines et des plateaux.

L'étonnante monotonie des espaces sahéliens s'explique par l'extension considérable des ergs et des champs de dunes fixés et à l'importance des superficies cuirassées. Cette monotonie est rompue, dans certaines régions, par des reliefs qui, quel que soit leur volume, induisent des contrastes saisissants.

Les paysages morphologiques, aboutissement d'une évolution très longue et complexe, sont au total assez variés.

31. Les paysages du socle

En Haute-Volta et au Niger occidental, les reliefs dont la diversité n'a d'égale que la dispersion, sont modestes. Les formes les plus fréquentes, solidaires des unités structurales du socle précambrien, et qui témoignent d'une évolution très complexe, sont les suivantes :

- collines et chaînons birrimiens, modelés dans des roches métamorphiques ou volcano-sédimentaires, souvent très altérées, et groupés en archipel ou en faisceaux ;
- inselbergs et dos de baleine granitiques ;
- massifs de gabbro ;
- buttes birrimiennes couronnées d'une dalle bauxitique ou ferrugineuse ; ces buttes sont en général auréolées de glacis cuirassés dont elles sont séparées par une dépression périphérique ;
- buttes et petits plateaux granitiques surmontés d'une cuirasse ferrugineuse à faciès gréseux ;
- chaos de boules et de blocs associés aux dykes doléritiques.

Ces reliefs résiduels et les bandes dunaires sont les éléments les plus remarquables des paysages de ces régions de socle en partie pénéplané.

32. Les reliefs gréseux

Il s'agit des plateaux étagés ou non, des tables inclinées ou des synclinaux perchés, découpés dans les séries gréseuses de la partie méridionale du bassin de Taoudéni.

Les principaux ensembles sont : l'Affolé, l'Assaba en Mauritanie méridionale, le "dhar" de Néma (1) dans le sud-est mauritanien, les bordures nord du plateau Mandingue, le plateau de Bandiagara et les "monts" Gandamia et Hombori, au Mali (2). Ces plateaux, de volume très variable, ont, à l'exception du Hombori Tondo, culminant à 1150 m, une altitude comprise entre 400 et 700 m.

Ils peuvent être massifs (plateau de Bandiagara) ou bien ne consister qu'en une succession d'interfluves plus ou moins larges. Le compartimentage est soit d'origine tectonique, soit le fait de l'érosion, qui, au cours d'une évolution très longue, a mis à profit une structure à la fois plissée et faillée (Assaba central et septentrional).

La surface des plateaux revêt des aspects très variés, inhérents à la nature des affleurements (Ch. 3, § 21), ou à la topographie ; elle est plane horizontale ou inclinée, légèrement ondulée ou bien hérissée de buttes ruiniformes ou d'inselbergs. Dans tous les cas, les grès sommitaux et les cuirasses qui les couvrent localement, sont parcourus par un réseau très dense de diaclases et de fractures, comme le montrent les photographies aériennes ou les images Landsat.

Ces reliefs doivent leur énergie à leurs versants, larges de 1 à 3 km, dont la hauteur de commandement peut atteindre 300 m et même 600 m à Hombori (photos A et B, pl. I). Les types de versants les plus fréquents sont les versants simples, rectilignes ou concaves, couronnés d'une corniche sommitale et les versants complexes à plusieurs corniches. Les parois rocheuses verticales ou sub-verticales sont plus rares (Hombori Tondo et Gandamia). Les premiers, généralement ravinés et couverts d'éboulis végétalisés, peuvent être localement fossilisés par des sables éoliens, comme c'est le cas au nord-est du plateau de Bandiagara.

Les versants se raccordent aux plaines ou aux dépressions par l'intermédiaire de glacis dont la surface est couverte de cailloutis, de graviers ou de gravillons ferrugineux.

33. Les bas plateaux du Niger

Les plateaux du Niger occidental, entre le fleuve et l'Ader Doutchi, ont été découpés dans les dépôts du Continental terminal, recouverts d'une

---

(1) Voir carte 2 en annexe.
(2) On se réfèrera aux travaux de P. MICHEL (1973), S. DAVEAU (1959), Ch. TOUPET (1966), P. MICHEL et S. DAVEAU (1969).

cuirasse ferrugineuse peu épaisse et souvent démantelée. Les grandes vallées des dallols et des goulbi (1) isolent, dans le Zarmaganda et dans l'Ader des interfluves tabulaires ou légèrement ondulés. Les versants rectilignes ou concaves qui tronquent des sables argileux ou des grès tendres ont rarement plus de 150 m de commandement.

Le Niger central, entre l'Ader Doutchi et la vallée de l'Irhazer, est le domaine des plateaux gréseux, cuirassés ou non, du Damergou et du Tegama. Les vallées sont longues mais peu encaissées.

Le Tegama, qui se relève progressivement vers le nord, forme le revers de la "falaise" de Tiguidit, qui surplombe de 150 à 200 m la vaste dépression de l'Irhazer. Cette dernière se raccorde à l'ouest d'In Gall à la vallée du Dallol Bosso, après avoir décrit une large boucle.

La monotonie de ces bas plateaux nigériens est renforcée par l'omniprésence du sable et le foisonnement des cordons dunaires dispersés tant à la surface des interfluves que dans les dépressions ou les vallées.

34. Les plaines du Sahel malien : le Gourma et le delta intérieur

Le Gourma, inscrit dans la boucle du Niger et limité au sud par les "monts" Hombori, est une immense pénéplaine de 300 m d'altitude dont le substratum argilo-schisteux est en grande partie recouvert de bandes dunaires ENE-WSW. Mises à part ces dernières, les seuls accidents topographiques sont des crêtes, des mamelons ou des barres rocheuses cuirassées NNW-SSE, témoins d'un relief appalachien pratiquement arasé (photo C, pl. II).

. Le delta intérieur et ses bordures

Les deltas successifs du paléo-Niger ont édifié une plaine sillonnée par le Niger et ses multiples bras (mayos). Chaque année, le Niger et son affluent le Bani étalent leurs eaux sur des surfaces considérables ; les hautes eaux se situent en Novembre à Diré, au nord du delta.

Au-delà du lac Débo et jusqu'au sud immédiat de Tombouctou, le Niger et les mayos anastomosés décrivent boucles et méandres dans une région où se juxtaposent dunes rouges fixées ENE-WSW et des levées anciennes, subactuelles et actuelles.

Le delta intérieur, où l'eau entretient en permanence une savane verdoyante aux multiples aspects, contraste vigoureusement avec les plaines sableuses et sèches qui s'étendent vers l'ouest sur plus de 250 km.

---

(1) Dallol : large vallée sèche du Niger occidental.
Goulbi : vallée des oueds du Niger méridional.

. Les reliefs dunaires

Les ergs, les dunes et les recouvrements sableux atypiques, aujourd'hui végétalisés, couvrent près de 50 % de la superficie totale du Sahel.

Nous distinguerons les massifs dunaires homogènes des ensembles dunaires discontinus.

Les massifs dunaires les plus remarquables sont : les ergs du Trarza et de l'Aouker en Mauritanie ; les ergs du Cayor, du Djolof et du Baol au Sénégal ; le massif du Gondo central et septentrional, l'Irigui, le Tilemsi et les parties méridionales de l'erg Azaouad et de l'aklé Awana au Mali ; l'erg du Manga et l'extrêmité de l'erg Fachi-Bilma au Niger.

Les ensembles dunaires discontinus sont caractéristiques du Ferlo central et septentrional au Sénégal, du Gourma central et de la plaine de Nara au Mali, de la Haute-Volta au nord du parallèle 13°30'N et du Niger, de la frontière avec la Haute-Volta jusqu'au Manga (fig. n° 58).

- Morphologie des massifs dunaires homogènes

A l'exception de l'Aouker et de l'Awana, tous les ergs sahéliens semi-fixés ou fixés présentent la même facture. Ils se caractérisent par un système apériodique de cordons parallèles, de longueur variable et séparés par des couloirs plus ou moins larges à substrat sableux.

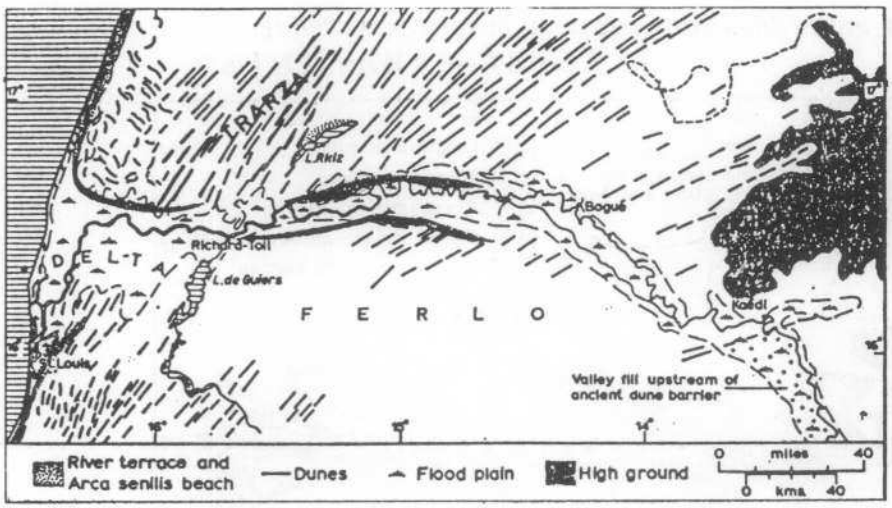
L'orientation des cordons est NE-SW en Mauritanie et au Sénégal, ENE-WSW au Mali, au Niger méridional et au Nigéria septentrional.

Les cordons, dont la hauteur peut dépasser 30 m, ont un sommet légèrement convexe et ondulé. Les versants sont rarement symétriques : dans le Cayor, les versants NW sont plus raides que les versants SE ; dans l'Azaouad, la pente des versants tournés vers le nord peut atteindre 20 à 25 %.

Les flancs des dunes généralement vallonnés portent dans certaines régions (Trarza, Aouker et Cayor) un réseau de ravines fonctionnelles ou non. S. DAVEAU (1965), M.F. COUREL (1974).

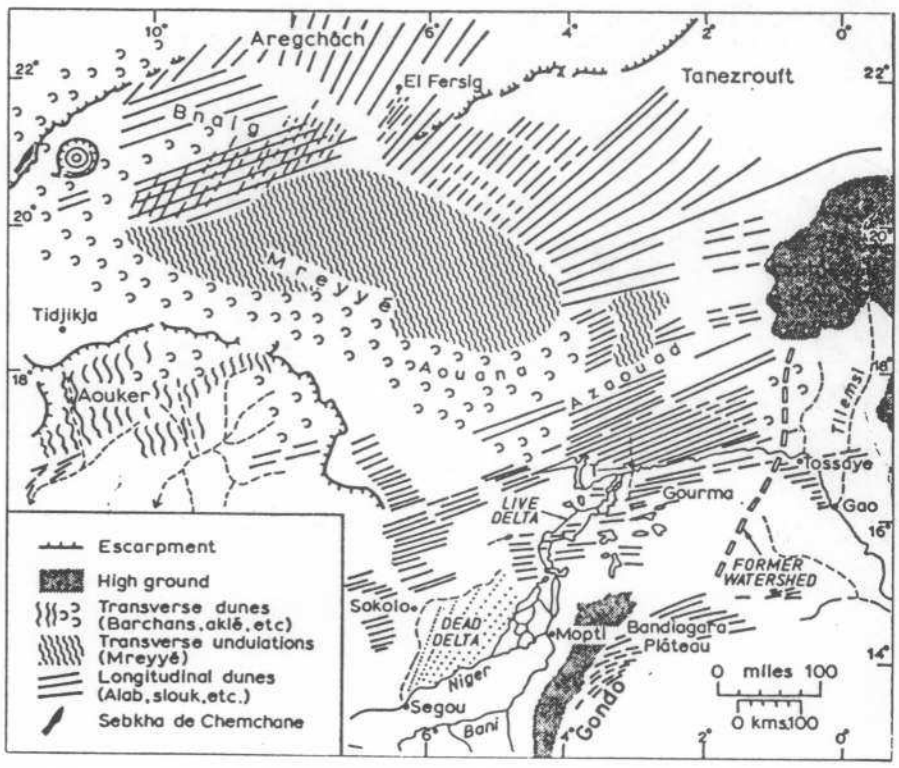
Dans certains ergs, la morphologie d'ensemble se complique du fait de la superposition de deux générations de cordons de direction différente ; c'est le cas dans le Trarza ou dans l'erg Fachi-Bilma où l'écart angulaire des deux systèmes est de l'ordre de 10°. L'Aouker se distingue des autres ergs sahéliens par la juxtaposition ou la superposition de deux systèmes : un système arythmique de cordons dissymétriques d'orientation méridienne (au centre et à l'ouest) et un système réticulé de type aklé à l'est.

FIG.58 Les ENSEMBLES DUNAIRES du SAHARA méridional et du SAHEL (*A.T. GROVE et A.WARREN 1968*)



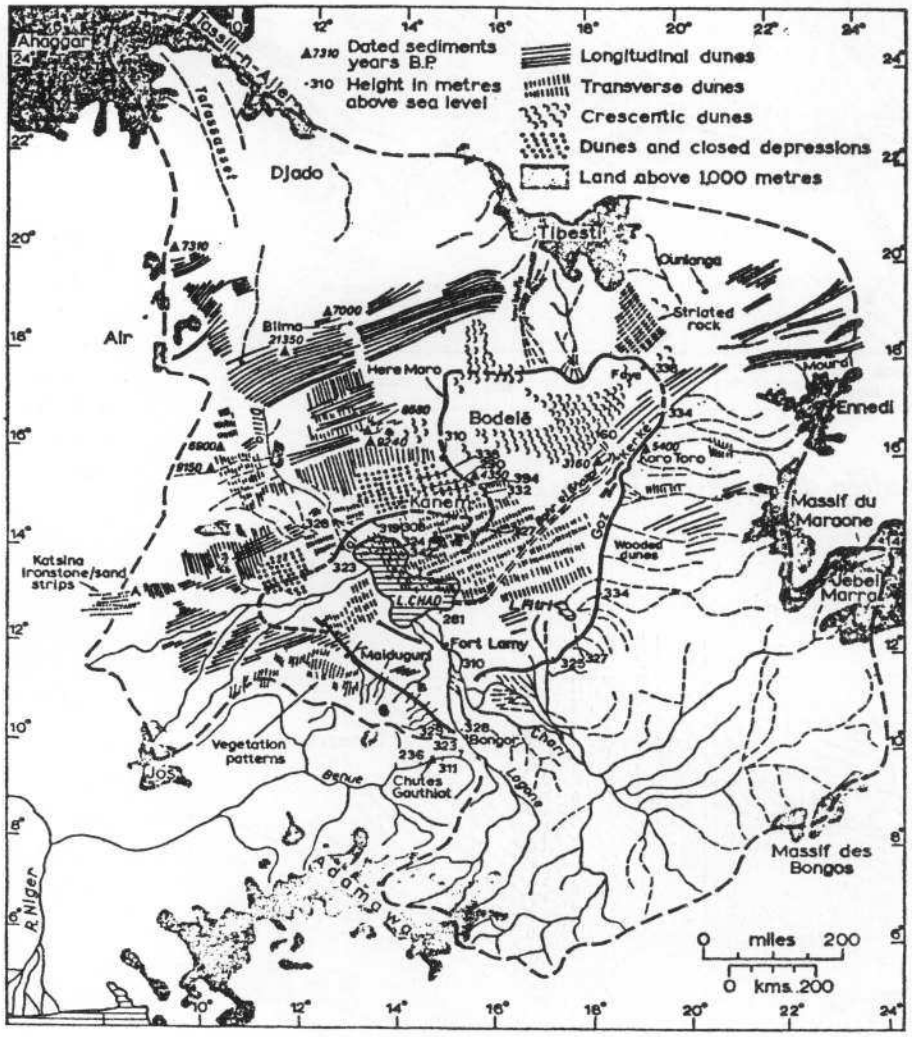
La basse vallée du Sénégal, le Trarza et le Ferlo sableux

FIG.59



La Majâbat al-Koubrâ, l'Aouker, le Gourma et le Gondo

FIG 60 *Les ensembles dunaires de la cuvette tchadienne*
(A.T. GROVE et A.WARREN 1968)



L'Awana est, quant à lui, l'immense aklé qui, au sud-est de la Majabat al Koubra, s'appuie sur l'Azaouad (fig. n° 59).

- Morphologie des ensembles dunaires discontinus

Nous entendons par ensemble dunaire discontinu, les dunes massives et allongées ou bandes dunaires, parallèles ou non, séparées les unes des autres par des plaines plus ou moins vastes à substratum rocheux.

Les ensembles les plus typiques sont ceux de la Haute-Volta septentrionale et du Gourma central.

En Haute-Volta, les bandes dunaires, larges de 2 à 10 km, hautes de 10 à 40 m et longues de 10 à 500 km sont orientées ESE-WNW ; entre elles, s'étendent des plaines larges de 5 à 15 km hérissées parfois de reliefs insulaires. En coupe transversale, la bande dunaire est dissymétrique : le versant nord très abrupt s'oppose au corps de dune qui s'incline doucement vers le sud. Le corps de dune présente plusieurs ondulations apériodiques ESE-WNW. Les coupes longitudinales révèlent d'autres ondulations, dissymétriques elles aussi, orientées S-N ou SSW-NNE. Ces deux types d'ondulations orthogonales déterminent une réticulation très irrégulière qui ne peut être comparée à la réticulation des aklés. M.F. COUREL (1977).

Au Niger occidental et central, le modelé dunaire est plus anarchique. Les dunes dont les orientations sont très variées se sont mises en place aussi bien sur les plateaux que dans les dépressions ou même les vallées fossiles.

A ces ensembles majeurs, il faut adjoindre les recouvrements sableux plus ou moins épais qui associent des formes émoussées atypiques d'origine éolienne ou hydro-éolienne. A titre d'exemple, nous citerons l'ensemble sableux de l'Assouarirt, situé au nord-ouest du lac Faguibine. Il semble que l'on ait affaire à un modelé éolien profondément altéré par les actions hydriques.

4. LES SOLS

Lorsqu'on se réfère aux très nombreux travaux publiés à ce jour sur les sols d'Afrique en général, et sur les sols du Sahel en particulier, on ne peut être que frappé par la diversité des unités pédologiques reconnues et recensées (1). Un examen plus approfondi de l'information et la réalité terrain révèlent trois évidences :

---

(1) Cf en bibliographie : G. AUBERT (1964) ; R. BOULET, R. FAUCK, B. KALOGA, J.C. LEPRUN, J. RIQUIER, J. VIEILLEFOND (1971).

- les sols du domaine sahélien sont généralement peu évolués ou dégradés ;

- les caractères de ces sols sont pour la plupart hérités de périodes paléoclimatiques de nature et de durée différentes ;

- les conditions morphobioclimatiques actuelles ne suffisent pas à entretenir les processus physico-chimiques susceptibles de déterminer une pédogenèse spécifique du domaine, ou à seulement maintenir l'aptitude agronomique de sols singulièrement sensibles à l'érosion hydrique ou éolienne.

Ceci ne s'applique pas, bien entendu, à tous les sols dans la mesure où la conjonction de facteurs favorables, topographiques, biologiques et hydrologiques peut localement ou au niveau d'une région, favoriser l'évolution de certains d'entre eux.

Sur la carte des sols, carte 3 en annexe, nous avons distingué douze classes ou sous-classes de sols. Les deux classes : sols minéraux bruts et sols peu évolués ont été subdivisées en trois sous-classes.

Les figurés ont été choisis en fonction de la texture du support pédologique. Les sols développés sur sables éoliens ont été représentés par des pointillés, les sols sur dépôts sablo-argileux ou argileux par des traits ou tirets horizontaux, les lithosols sur roches diverses (y compris les cuirasses) par un maillage dense.

Ainsi, la carte met-elle en évidence la prédominance des sols qui, quelle que soit leur morphologie, ont une texture sableuse : sols minéraux bruts, sols brun-rouge subarides ou sols ferrugineux tropicaux peu lessivés... et l'extension à peu près égale des lithosols, des sols minéraux à pseudo-gley et des sols ferrugineux tropicaux lessivés et concrétionnés.

Elle montre aussi que la répartition des sols coïncide à peu de choses près avec celle des grandes unités morphologiques.

Le Sahel caractérisé par des sols peu évolués est le domaine où les phénomènes pédogénétiques sont, du fait de l'alternance de deux saisons, très contrastées, lents et au total peu importants, comparés à ceux des régions plus humides d'Afrique Occidentale. L'équilibre des sols sahéliens est précaire, il est assuré par des formations végétales assez variées, dont l'état et le pouvoir de protection dépendent, entre autres facteurs, de la pluviométrie.

5. L'HYDROLOGIE

Le domaine sahélien est endoréique. Les pluies estivales, très inégalement réparties dans le temps et dans l'espace, d'abondance et d'intensité très variables, n'autorisent que le fonctionnement très irrégulier d'un réseau hydrographique de facture très ancienne (1).

---

(1) Les fleuves Sénégal et Niger et le lac Tchad, dont les régimes dépendent essentiellement de la pluviométrie sur leurs bassins supérieurs situés dans le domaine tropical humide, ne sont pas pris en compte.

Ce réseau hydrographique bien hiérarchisé et bien marqué dans la topographie, comme le prouvent les reconnaissances de terrain et la photo-interprétation, n'a que peu de rapports avec le climat actuel. Il suffit pour s'en convaincre de parcourir les larges vallées du Ferlo au Sénégal ou des dallols du Niger, témoins de régimes hydro-pluviométriques très différents de l'actuel.

L'endoréisme a des causes anciennes et récentes. Pendant le Pléistocène, le réseau hydrographique a été fortement oblitéré au moment de la mise en place des dunes et des ergs.

En Haute-Volta septentrionale, au Niger occidental et dans le Gourma malien, de nombreux drains ont été partiellement comblés et localement barrés par des dunes E-W ou ESE-WNW. C'est à ces barrages naturels que l'on doit l'existence de la plupart des mares permanentes ou semi-permanentes de cette région, M.F. COUREL (1977).

Les vallées du Sénégal et du Niger furent elles-mêmes obstruées par d'importants édifices dunaires, P. MICHEL (1973). Sous le climat actuel, l'érosion par ruissellement et dans une moindre mesure, la déflation éolienne sont à l'origine d'accumulations plus ou moins importantes et toujours très localisées, de matériel colluvial ou éolien dans les oueds. Ces dépôts qui modifient la morphologie de leur lit ne peuvent être que partiellement évacués par les crues sporadiques et de courte durée. Ils expliquent la discontinuité des lits et la dégradation hydrographique, caractéristique du Sahel.

J.A. RODIER (1975), dans son étude : "Evaluation de l'écoulement annuel dans le Sahel tropical africain", confirme et précise ces faits d'observation ; il ressort de l'analyse de plusieurs classes de bassins-versants sahéliens que le coefficient d'écoulement, aussi variable que les précipitations dont il dépend, est d'autant plus faible que la superficie du bassin considéré est plus grande. Sous une pluviométrie moyenne annuelle de 500 mm, ce coefficient est de l'ordre de 15 à 25 % pour un bassin de quelques hectares et de l'ordre de 1,5 à 3,5 % pour un bassin de plus de 10 000 km^2 (1).

Le Sahel, domaine endoréique dont la limite sud est pour les hydrologues l'isohyète 750 mm, n'apporte qu'une infime contribution aux fleuves Sénégal et Niger, sur les eaux desquels il opère des prélèvements considérables.

51. Les nappes superficielles

Au Sahel, les pluies ne suffisent pas à alimenter les nappes profondes du Continental terminal du Ferlo (Sénégal) ou du Zarmaganda (Niger), du

---

(1) Le coefficient d'écoulement est également fonction de la nature des affleurements, des sols et de la couverture végétale.

du Maestrichtien (Sénégal occidental) ou encore celles des séries paléozoiques du plateau Mandingue au Mali, nappes de plus en plus exploitées par forages profonds.

Elles participent seulement au renouvellement annuel des nappes superficielles des vallées d'oued fonctionnelles ou non, ou associées à certaines formations imperméables du socle et de sa couverture sédimentaire. Il s'ensuit que tout déficit pluviométrique important et de courte durée, ou important et prolongé, tend à faire baisser le niveau de ces nappes. Il influe directement sur la végétation et notamment sur les ligneux. La dégradation du couvert végétal favorise, quant à elle, le ruissellement et contribue, ce qui n'est pas le moindre paradoxe, à assurer le bon remplissage des grandes mares en période de sécheresse.

6. LA VEGETATION

61. Caractères généraux

D'un point de vue physionomique, la couverture végétale du Sahel, hétérogène et localement discontinue, se présente comme une mosaïque de formations variées ayant le même fond floristique (carte 4 en annexe).

Parmi ces formations, il en est une qui, par son extension, est typique du domaine sahélien : la steppe arbustive et/ou arborée, photo D, pl. II. La strate herbacée très couvrante, est constituée d'espèces annuelles, hautes de 50 à 80 cm. La strate ligneuse comprend des arbustes (5 à 6 m) et des arbres (7 à 14 m) plus ou moins espacés (1).

Du point de vue de la phytogéographie, le Sahel est un domaine floral en tant que tel qui, avec le domaine soudanien, forme la région soudano-angolane, subdivision de l'empire africano-malgache. Les botanistes limitent le domaine sahélien ou la zone de transition saharo-soudanienne par les isohyètes 150 et 500 mm.

La zone de transition est donc décalée par rapport au domaine tel que nous l'avons délimité. Il en résulte que la flore de ce dernier comprend moins d'éléments saharo-sahéliens comme : *Calligonum comosum, Cornulaca monacantha, Blepharis ciliaris, Stipagrostis pungens*... mais davantage d'éléments de la région soudanienne tels que : *Bauhinia rufescens, Diospyros mespiliformis, Celtis integrifolia, Albizzia chevalieri, Tamarindus indica*, pour ne citer que ceux-ci.

---

(1) L'emploi du terme "steppe" se justifie par le fait que les espèces vivaces sont très minoritaires dans le tapis herbacé.

62. La flore sahélienne

La flore est au total relativement pauvre ; elle ne comprend que 1 200 espèces dont moins de 3 % sont strictement endémiques. J.P. LEBRUN (op. cité) dénombre *neuf espèces spécifiques* du Sahel. Il s'agit de :

- Tephrosia obcordata,
- Commiphora quadricincta,
- Guiera senegalensis,
- Boscia senegalensis,
- Combretum glutinosum,
- Centaurea senegalensis,
- Nymphoides ezannoi,
- Trichoneura mollis.

Quoiqu'il en soit, la couverture végétale de notre domaine paraît floristiquement homogène. La strate herbacée et la strate ligneuse sont composées d'espèces qui, à défaut d'être ubiquistes, sont très communes. Les tableaux suivants donnent la liste des espèces les plus fréquentes.

TABLEAU I - STRATE LIGNEUSE

Arbres et arbustes

Familles	Noms scientifiques	Nom peul	
		Sénégal	Niger
MIMOSACEES	Acacia adansonii (Acacia nilotica var adansonii)	gawdi	gaudi
	Acacia albida	tiaski	chaski
	Acacia ataxacantha	gututi	koroki
	Acacia macrostachya	tchidi	tchidi
	Acacia nilotica var nilotica (ex. Acacia scorpioides)	gawdi	gaudi
	Acacia raddiana	alluki	shilluki
	Acacia senegal	pattuki	patukki
	Acacia seyal	bulbi	bulbi
	Acacia laeta		
	Acacia ehrenbergiana		shilluki
	Dichrostachys glomerata	burli	bureli
	Entada africana		lellehy
CAPPARIDACEES	Boscia senegalensis	gissili	n'gigili
	Boscia salicifolia		tirei
	Cadaba farinosa	segseni	balamji
	Capparis corymbosa		n'gumi balevi
	Capparis decidua		n'gumi danevi
	Capparis tomentosa		n'gumi dalevi
	Maerua crassifolia	degeti	jigahi
	Maerua angolensis	bagi	buguhi

MORACEES	Ficus platyphylla	dundéhi	dundehi
	Ficus gnaphalocarpa		durmi
COMBRETACEES	Combretum aculeatum	laonandi	niandy
	Combretum glutinosum	doki	dohky
	Combretum micranthum	talli	talli
	Combretum nigricans	buski	buiki
	Guiera senegalensis	géloki	gelokhy
	Terminalia avicennoides	pulemi	bodi
	Anogeissus leiocarpus	kodioli	kodioli
ANACARDIACEES	Lannea acida	tchingoli	
	Lannea humilis	hamutevi	
	Lannea microcarpa		faruhi
	Sclerocarya birrea	eri	eri
TILIACEES	Grewia bicolor	kélli	kelli
	Grewia flavescens		chylôlly
	Grewia tenax	kélli niewa	
	Grewia villosa		gursumi
RHAMNACEES	Zizyphus mauritania	diabi	djabbi
	Zizyphus mucronata	diaba fowru	gulun djâbbi
	Zizyphus spina christi		kurnalhi
ZYGOPHYLLACEES	Balanites aegyptiaca	muttéki	manrotoki
RUBIACEES	Feretia apodanthera	tchumbi	
	Mitragyna inermis	koili	kôli
PAPILIONACEES	Dalbergia melanoxylon	dialambandi	
	Pterocarpus lucens	tchagi	tiami
BURSERACEES	Commiphora africana	badi	bâdadhy
	Commiphora quadricincta		
CESALPINIACEES	Bauhinia rufescens	nammari	nammare
	Tamarindus indica		
	Piliogstigma reticulatum	barkévi	m'barkehi
ASCLEPIADACEES	Calotropis procera	bamwami	bambamby
	Leptadenia pyrotechnica		
EUPHORBIACEES	Euphorbia balsamifera	badekarevi	
SALVADORACEES	Salvadora persica	hirochi	khirohy
PALMEES	Hyphaene thebaica		
EBENACEES	Diospyros mespiliformis	nelbi	nelbi
ULMACEES	Celtis integrifolia	gagki	n'gannki

TABLEAU 2 - STRATE HERBACEE

Famille des GRAMINEES

Tribus	Genre
ANDROPOGONEES	Andropogon gayanus
	Andropogon amplectens
	Schizachyrium exile
	Cymbopogon schoenanthus
	Cymbopogon proximus
ARISTIDEES	Aristida mutabilis
	Aristida funiculata
	Aristida adscensionis
	Aristida longiflora
	Aristida stipoides
ARUNDINELLEES	Loudetia togoensis
CHLORIDEES	Chloris prieurii
	Chloris pilosa
	Ctenium elegans
	Tetrapogon cenchriformis
	Schoenefeldia gracilis
ERAGROSTEES	Eragrostis tremula
	Eragrostis tenella
	Eragrostis ciliaris
	Eragrostis perbella
	Dactyloctenium aegyptium
	Eleusine indica
	Trichoneura mollis (x)
PANICEES	Brachiaria xantholeuca
	Brachiaria hagerupii
	Cenchrus biflorus
	Cenchrus prieurii
	Echinochloa stagnina
	Echinochloa colona
	Panicum laetum
	Panicum anabaptistum
	Digitaria horizontalis
	Pennisetum pedicellatum
	Vetiveria nigritana
LEPTUREES	Tripogon minimus
ORYZEES	Oryza sp
	Oryza barthii

SPOROBOLEES	Sporobolus helvolus
	Sporobolus robustus
	Sporobolus spicatus
ZOYSIEES	Tragus racemosus

AUTRES FAMILLES

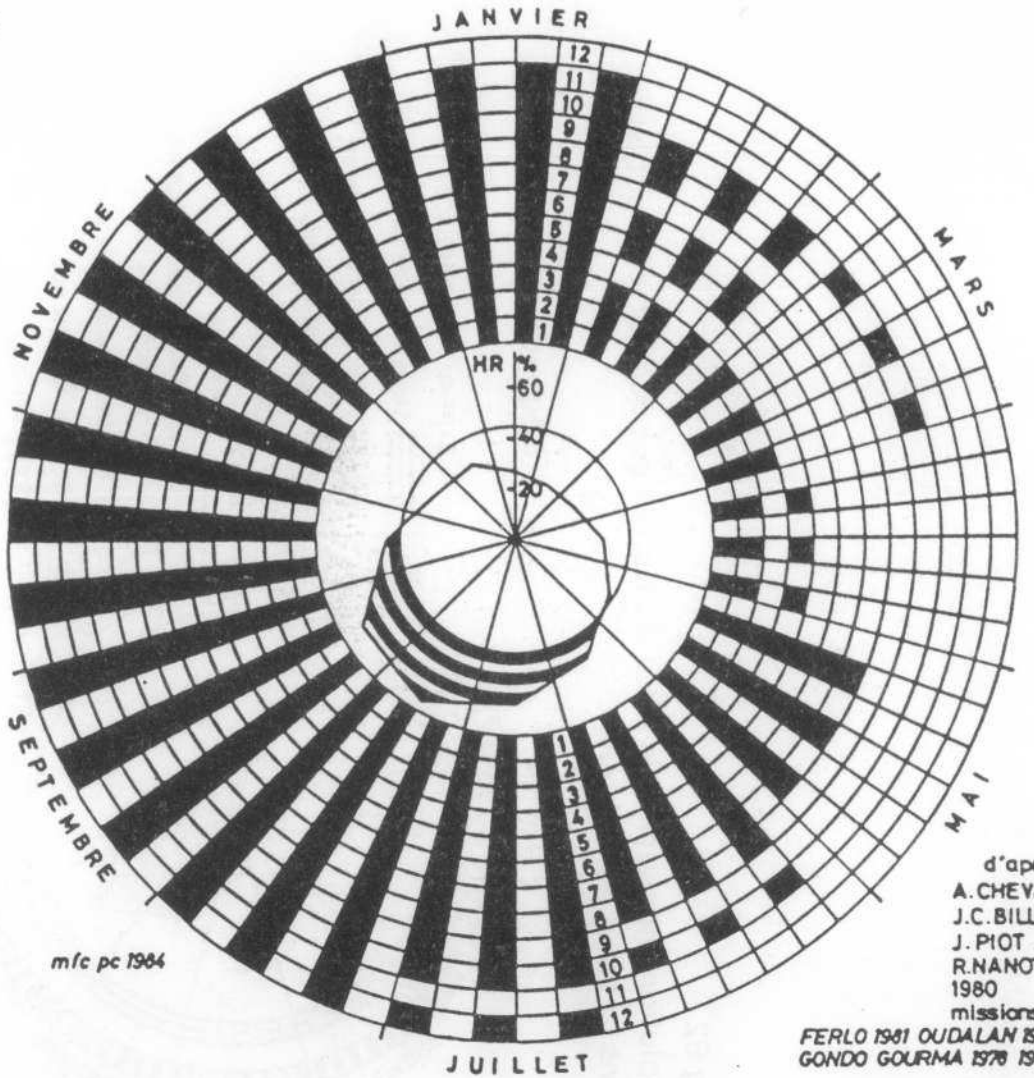
PAPILIONACEES	Alysicarpus ovalifolius
	Crotalaria perrottetii
	Indigofera aspera
	Indigofera diphylla
	Indigofera senegalensis (x)
	Tephrosia obcordata (x)
	Tephrosia purpurea
	Zornia glochidiata
CONVOLVULACEES	Ipomea pes-tigridis
	Merremia aegyptia
	Merremia pinnata
	Merremia tridentata
RUBIACEES	Borreria radiata
	Kohautia grandiflora
	Mitracarpus scaber
CESALPINIACEES	Cassia mimosoides
CUCURBITACEES	Cucumis agrestis
	Mormordica balsamina
CYPERACEES	Cyperus rotundus
	Fimbristylis exilis
ZYGOPHYLLACEES	Tribulus terrestris
ACANTHACEES	Blepharis linariifolia
AMARANTHACEES	Aerva javanica
MENYANTHACEES	Nymphoides ezannoi

(x) espèce sahélienne spécifique

Il ressort du tableau I que la strate ligneuse est dominée par quatre familles : MIMOSACEES, CAPPARIDACEES, COMBRETACEES et TILIACEES. La plupart des arbres et des arbustes sont, précisons-le, des espèces caducifoliées (fig. n° 61).

Le tableau II met en évidence la nette prédominance des espèces graminéennes (60). Les espèces de la strate herbacée sont, dans leur majorité, annuelles. Les espèces vivaces sont peu nombreuses et les plus communes sont : *Andropogon gayanus, Aristida longiflora, Aristida stipoides, Panicum anabaptistum, Vetiveria nigritana, Nymphoides ezannoi.*

FIG.61 Evolution mensuelle de l'état foliaire de quelques ligneux de la zone sahélienne



Légende

FEUILLES PRESENTES

FEUILLES RARES ou ABSENTES

1 BOSCIA *senegalensis*
2 BALANITES *aegyptiaca* / MITRAGYNA *inermis*
3 ACACIA var *nilotica* var *adansoni*
4 PTEROCARPUS *lucens*
5 ZIZIPHUS *mauritiana*
6 SCLEROCARYA *birrea*
7 ACACIA *laeta* / COMBRETUM *aculeatum*
8 ANOGEISSUS *leiocarpus*
9 GUIERA *senegalensis*
10 ACACIA *seyal*
11 GREWIA *bicolor*
12 COMMIPHORA *africana*

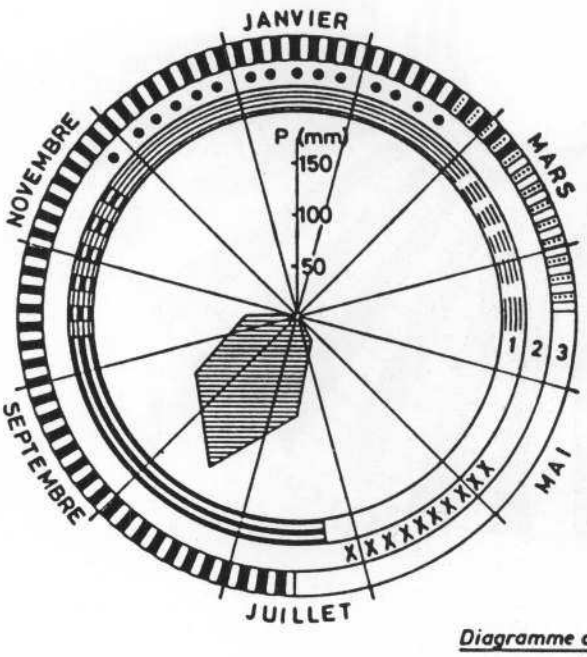
Diagramme central : variations mensuelles de l'humidité relative de l'air - *station de TILLABERI (1960-1970)*

valeurs supérieures à la moyenne annuelle (45 %)

mfc pc 1984

d'après
A. CHEVALIER 1930
J.C. BILLE 1976
J. PIOT J.P NEBOUT
R. NANOT B. TOUTAIN
1980
missions M.F COUREL
FERLO 1981 OUDALAN 1975 1977 1983
GONDO GOURMA 1978 1982 AZAOUAD 1982

Fig 62
Evolution mensuelle de l'état du tapis herbacé sur sols sableux dans la zone sahélienne



Légende

-1- ETAT du TAPIS HERBACE
Steppe active (chlorophylle)
Steppe partiellement active
Steppe sèche (paille sur pied)
Chaume
Sol dénudé
-2- DEGRADATION DUE à l'HOMME
• • Fenaison et / ou feux
X X Débroussaillement avant semis
-3- DEGRADATION DUE au BETAIL
Pâturage
Piétinement

Diagramme central distribution mensuelle des pluies à LINGUERE (Sénégal) *1942-1971*

Le domaine sahélien apparaît comme un espace homogène et original dans lequel coexistent un nombre relativement élevé d'espèces ligneuses et herbacées caractéristiques (1).

63. La physiologie des plantes

Si l'on exclut toute intervention directe de l'homme ou du bétail, les variations annuelles de l'état des strates herbacée et ligneuse dépendent de l'abondance et de la distribution temporelle des pluies, qui déterminent le cycle végétatif des annuelles et la phénologie des arbustes et des arbres.

. Les espèces herbacées

Les différentes espèces du tapis herbacé germent, croissent et fructifient en l'espace de deux à deux mois et demi. Leur densité, variant entre 10 et 400 au m^2, est fonction du stock initial de graines disponibles, de leur pouvoir de dissémination et de leur aptitude à la germination. Toutes ne germent pas simultanément et nombre d'entre elles ne germent qu'au bout de deux ou trois saisons des pluies (phénomène de dormance). La survie des plantules est assujettie à l'espacement des premières pluies ; si les sécheresses météorologiques séparant deux pluies sont trop longues (dix jours et plus), les plantes meurent. Le tapis herbacé, vert soutenu au milieu du cycle, devient vert pâle au moment de la floraison et de la fructification. La couleur des rameaux fructifiés, des épis, des épillets ou des inflorescences varie entre le marron et le jaune.

Après la fructification, les annuelles sèchent sur pied en se lignifiant et la couverture steppique devient jaune pâle ; ensuite, elle passe progressivement au gris. Ce changement de couleur doit être attribué soit à la rosée, soit aux pluies de saison sèche, ou encore au dépôt de poussières (2).

La physionomie et la composition floristique du tapis herbacé dans un endroit donné, changent d'une année à l'autre. J. MIEGE, M. BODARD et P. CARRERE (1966) ont constaté que la couverture herbeuse d'une parcelle protégée tendait à s'appauvrir au bout de deux ans, du fait de la prolifération d'espèces à fort pouvoir colonisateur : *Pennisetum pedicellatum, Schizachirium exile, Schoenefeldia gracilis ou Cenchrus biflorus*...

Ces auteurs précisent : ... "il est nécessaire d'insister sur l'étouffement de la végétation sur elle-même. L'enchevêtrement des pailles sèches gène le départ de la nouvelle génération. C'est ainsi qu'aux

---

(1) Cette réalité est confirmée par la richesse et la précision du vocabulaire botanique de la langue peul. La langue peul est la seule langue qui soit parlée dans tous les Etats sahéliens.
(2) Les Peul considèrent les pailles grises altérées par les pluies de saison sèche comme de mauvais pâturages (BA, Abdou Sidi, 1982).

années de forte luxuriance de la végétation font suite des années à végétation plus clairsemée".

En d'autres termes, les feux, le broutement et le fauchage seraient, à condition de ne pas être systématiques, des "maux" nécessaires au maintien de la densité et de la richesse floristique de la steppe. (Fig. n° 62).

. Les espèces ligneuses

Les ligneux qui, par leur taille, leur densité, leur morphologie, interviennent de manière décisive dans la définition des formations végétales sahéliennes, ont des comportements phénologiques sensiblement différents. L'appareil foliaire étant un des éléments déterminants du paysage végétal, nous insisterons plus particulièrement sur la feuillaison et ses modalités.

Le comportement des ligneux est conditionné par la pluviométrie et l'humidité répartie dans toute l'épaisseur du sol où se développe leur système radiculaire. Ainsi, de la même façon qu'un très fort déficit pluviométrique peut entraîner dans certains milieux une forte mortalité des arbres et arbustes, la remontée de la nappe phréatique et une inondation prolongée peuvent provoquer la mort de groupements entiers.

Les dates du début et de la fin de feuillaison et la durée de la feuillaison sont extrêmement variables et intimement liées à la pluviométrie et à l'humidité de l'air.

En année normale ou excédentaire, l'apparition des bourgeons et des premières feuilles précède de plus d'un mois la saison des pluies et les ligneux perdent leurs feuilles deux à quatre mois après les dernières pluies (fig. n° 61). Les feuilles ont une taille normale et la production foliaire est importante. Il s'ensuit que les frondaisons sont épaisses.

En année déficitaire ou très déficitaire, le début de la feuillaison est tardif et la chute des feuilles précoce. Les feuilles sont moins nombreuses et leur taille inférieure à la normale. La frondaison est maigre et perméable au soleil. Il se peut même que certains arbres ne donnent ni feuilles, ni fleurs, ni fruits (H. POUPON, 1979).

Certains ligneux, quelles que soient les conditions pluviométriques, gardent leur feuillage tout au long de l'année, comme *Boscia senegalensis, Balanites aegyptiaca et Mitragyna inermis.*

Il ressort de ce qui précède qu'on ne saurait comprendre les états des surfaces sahéliennes et leurs changements sans tenir compte du comportement des plantes et des dégradations du couvert végétal imputables aux activités humaines (fig. n° 62).

La flore, le climat et ses effets sur la végétation et sur les modalités de l'écoulement superficiel confèrent au domaine sahélien sa spécificité et son unité. Cette unité n'exclut pas la variété. Le Sahel apparaît en effet comme la juxtaposition de milieux originaux, plus ou moins fragiles, qui réalisent chacun la combinaison d'éléments aussi divers que le relief, les roches, les sols, l'eau ou les formations végétales.

Ces milieux se sont progressivement adaptés aux conditions climatiques qui prévalent depuis la fin du dernier pluvial (3500 BP environ), mais ils sont très sensibles tant aux variations de la pluviométrie qu'aux activités humaines.

CHAPITRE 4

EXEMPLES DE MILIEUX SAHELIENS

1. APPROCHE D'UNE DEFINITION

Pour le naturaliste, le milieu naturel est, à un moment donné, une partie de l'espace où sont réalisées des conditions physico-chimiques précises (sol, eau, température de l'air, du sol...) favorables à la coexistence des êtres vivants (animaux, végétaux,micro-organismes) entretenant entre eux et avec le contexte physico-chimique des rapports réciproques.

Le géographe, soucieux de synthèse est, faute de pouvoir considérer l'ensemble des interactions entre les éléments du milieu, contraint de ne prendre en compte que les éléments susceptibles de conférer au milieu sa physionomie. Pour ce qui nous concerne, un milieu doit son identité à un élément prépondérant autour duquel s'organisent solidairement des éléments secondaires.

Cet élément prépondérant à caractère permanent (roche) ou à caractère variable (eau) sert de support à des éléments isolés ou grégaires, dont la vie individuelle ou associative et la répartition sont, en général, conditionnées par la topographie, les sols, l'humidité des sols et le climat.

Il s'ensuit qu'un milieu n'est qu'exceptionnellement homogène ; il est composé d'espaces unitaires dans lesquels l'organisation des éléments est déterminée par la conjonction de certains facteurs biogéophysiques, tels que la topographie, la nature et la texture des sols, leur capacité de rétention, l'humidité du sol...).

Nous appellerons bio-unité l'un quelconque de ces espaces unitaires.

Il reste que dans les milieux du domaine sahélien, les rapports entre le support (l'élément prépondérant) et le supporté (les éléments secondaires) peuvent être perturbés ou même interrompus provisoirement par le climat et/ou par l'homme.

Il suffit que l'un quelconque des éléments soit brutalement modifié pour que l'équilibre de l'ensemble soit partiellement ou globalement rompu. Un tel événement, lorsqu'il survient, entraîne un changement notable des états de surface du milieu et de certaines des bio-unités qui le composent.

Dans ce qui suit, nous décrirons les trois milieux les plus caractéristiques du Sahel, à savoir :

- le milieu sableux,
- le milieu hydromorphe,
- le milieu rocheux,

en nous référant à des exemples précis qui ont donné lieu à une étude de terrain et à l'étude de télédétection.

2. LE MILIEU SABLEUX

Les ergs, les dunes et les recouvrements sableux atypiques couvrent au Sahel des superficies condidérables. Nous entendons par milieu sableux le milieu dans lequel l'élément prépondérant est le sable.

La nature, la texture, l'humidité des sols, la nature de la couverture végétale en sont les éléments secondaires. Les variations spatiales de ces derniers, déterminées par les conditions particulières induites par la morphologie et la topographie, mettent en évidence des bio-unités différentes.

Les milieux sableux débordent, en général, les limites des ensembles dunaires dont ils sont indissociables ; il n'est pas rare de constater, en effet, que le sable forme l'essentiel de la couche colluviale superficielle qui tapisse les espaces inter ou péridunaires (1).

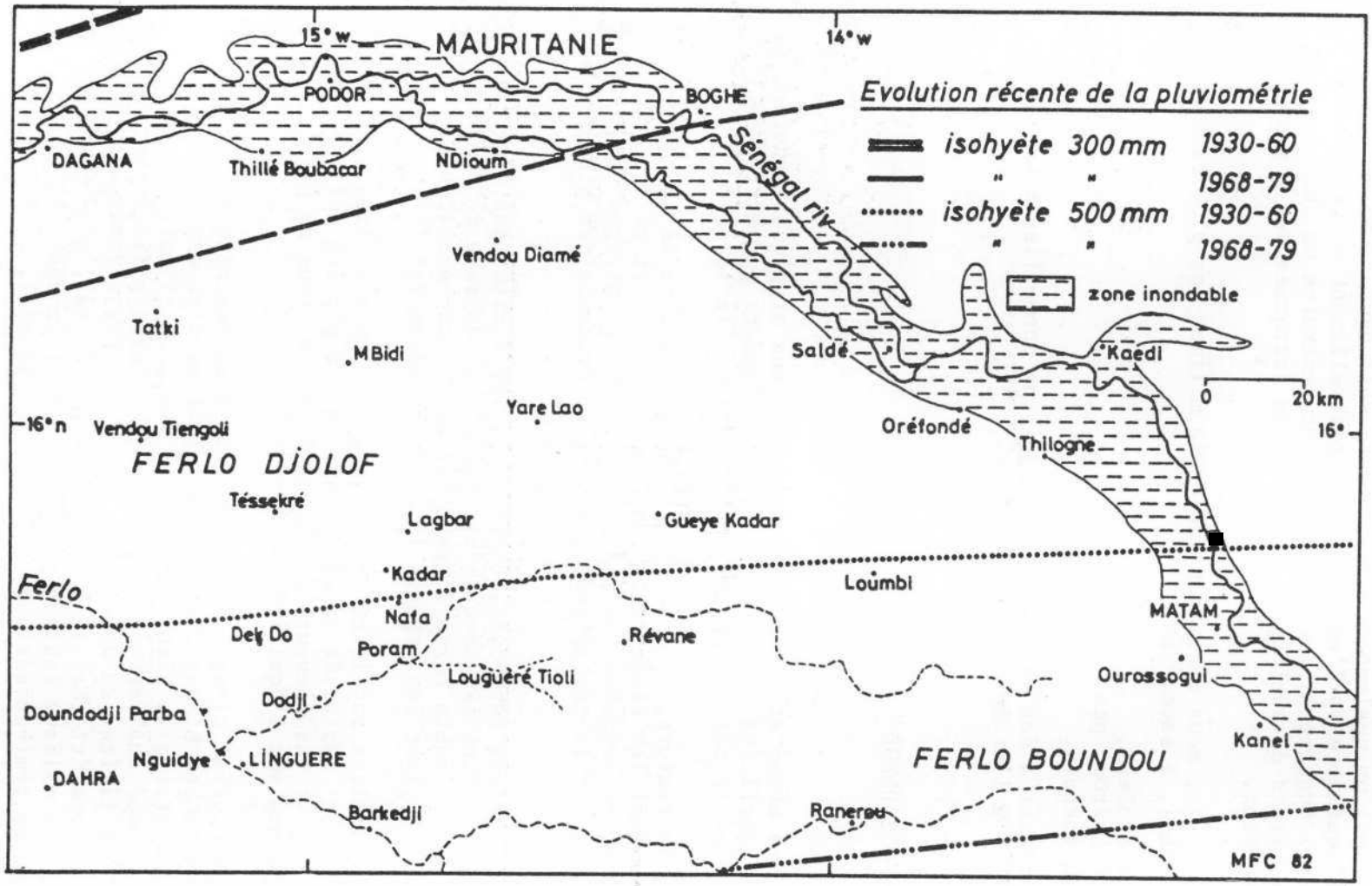
Les milieux sableux sahéliens sont favorables aux activités agro-pastorales ; ils sont exploités simultanément ou non par les cultivateurs sédentaires ou par les éleveurs pasteurs. Nous tenterons de préciser l'impact de l'homme sur l'équilibre de ces milieux.

Les milieux étudiés ci-après ont été choisis en fonction de leurs caractères intrinsèques et des facteurs susceptibles d'en expliquer ou d'en modifier l'aspect : la situation géographique, le climat, les types d'exploitation. Nous analyserons successivement quatre milieux sableux situés dans les limites du domaine sahélien : le Ferlo (Sénégal), le Gondo (Mali), l'Assouarirt (Mali), l'Oudalan (Haute-Volta), auxquels nous adjoindrons deux milieux sableux périsahéliens, l'un désertique, l'aklé Awana, l'autre semi-désertique, l'Azaouad méridional, au Mali.

---

(1) En télédétection, seuls la nature et l'état de surface du sol sont pris en compte.

FIG.63 La région du FERLO (*Sénégal*)



L'étude de ces deux milieux de référence est en effet indispensable à la compréhension des milieux sableux du Sahel à partir des données de la télédétection.

21. Le Ferlo sableux

Le Ferlo sableux est limité au nord par la vallée du Sénégal, à l'ouest par la vallée morte du Ferlo et au sud par la ligne Linguère-Yaré Lao-Saldé (fig. n° 63). On a affaire à un ensemble dunaire discontinu constitué de bandes dunaires ESE-WSW de largeur variable (2 à 8 km), séparées les unes des autres par des plaines généralement plus larges.

. Les bandes dunaires

Caractères géomorphologiques

Le manteau sableux a une épaisseur de 5 à 20 m ; il recouvre soit la cuirasse ferrugineuse qui coiffe le Continental terminal ou l'Eocène, soit des grès calcareux tendres quaternaires.

Le relief dunaire est peu accusé ; les cordons hauts de quelques mètres, convexes et mollement ondulés, alternent avec des couloirs évasés où se succèdent des dépressions fermées, allongées, plus ou moins vastes. Les versants des cordons sont symétriques.

Les dunes sont formées de sable fin à moyen, coloré par les oxydes de fer mais des observations plus précises révèlent des variations spatiales de la granulométrie et de la colorimétrie des sédiments. Ainsi, le sable des cordons est-il plus homométrique et plus rubéfié que le sable des dépressions qui contient davantage de particules fines. A 1,50 m de profondeur, l'humidité du sable était, en Février 1981, plus forte dans les couloirs qu'au sommet des ondulations (12 % contre 5-6 %).

Au sud de la région étudiée, une dune massive et dissymétrique se distingue des autres édifices dunaires du Ferlo central ; il s'agit de la dune qui s'étire sur près de 30 km entre NGuidye et Poram. Son versant nord, abrupt et localement profondément raviné, domine de plus de 25 m vers le nord la plaine.

Caractères pédologiques

Les bandes dunaires portent des sols bruns à brun-rouge sub-arides. Leur morphologie est de type AC ou A(B)C. L'horizon supérieur gris cendreux est faiblement chargé en matière organique humifiée ; il est plus épais dans les couloirs intra-dunaires (0,30 à 0,50 m) qu'au sommet des ondulations. La dune de NGuidye-Poram porte, elle, des sols plus épais dont les profils comprennent un horizon B brun à rouge, très net. Il s'agirait d'un sol intermédiaire entre les sols sub-arides et les sols ferru-

gineux tropicaux. A NGuidye, comme à l'est de Doundodji Parba, l'érosion éolienne et/ou hydrique a abouti à l'ablation des horizons supérieurs et à la mise en affleurement de l'horizon B sur des surfaces de l'ordre de l'hectare (photo E, pl. III).

Caractères de la couverture végétale

Les accumulations éoliennes sont couvertes par une steppe arbustive et arborée. Il est fréquent de voir sur ces dunes des plages circulaires totalement nues, beiges à jaune-pâle, tapissées d'une pellicule sablo-argileuse. Ces plages, par endroit très nombreuses, résultent de l'arasement de la partie épigée de termitières abandonnées. Elles apparaissent très distinctement sur les photographies aériennes ou sur les images des simulations SPOT. Dans le Ferlo septentrional, en bordure de la vallée du Sénégal, entre Dagana et Saldé, la couverture végétale est profondément dégradée jusqu'à plus de 20 km du fleuve ; en saison sèche, les sables ocre-rose sont à nu et remaniés par le vent (photo F, pl. III).

Les bio-unités des bandes dunaires

Deux bio-unités ont été distinguées en fonction de différences d'ordre sédimentologique et pédologique, mais aussi et surtout en fonction de la superposition et de l'aspect de la strate ligneuse : les cordons et les dépressions intra-dunaires (fig. n° 64).

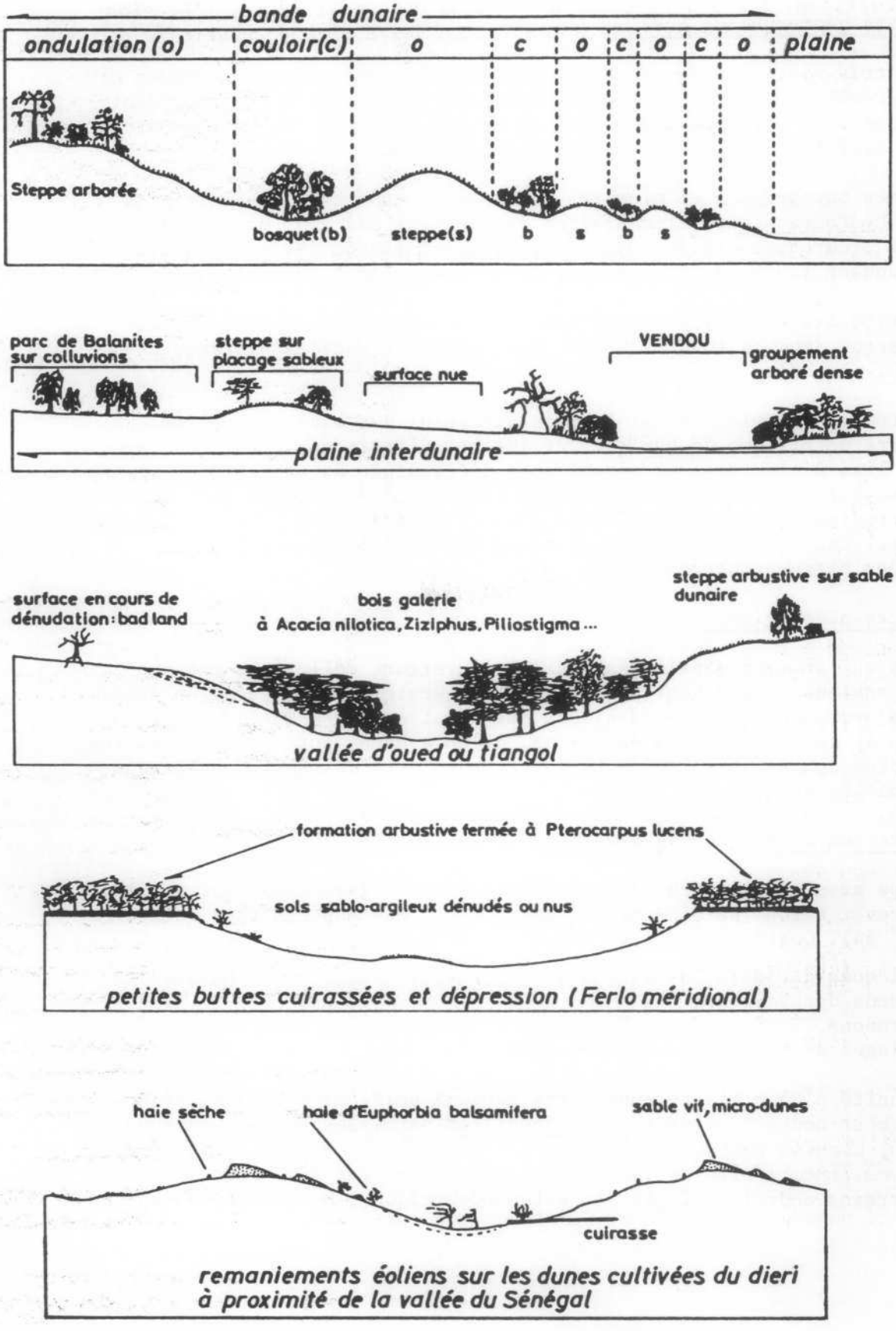
Les cordons de la bande dunaire située immédiatement au sud de Labgar, sont colonisés par *Sclerocarya birrea, Commiphora africana, Guiera senegalensis et Combretum glutinosum* sur tapis herbacé, haut de 40 à 60 cm, associant *Cenchrus biflorus, Eragrostis tremula, Ctenium elegans, Schoenefeldia gracilis*... Sous les herbes, le sol est revêtu d'une pellicule spongieuse, gris verdâtre, à *Cyanophycées*.

La densité des ligneux est de 50 à 150 individus à l'hectare ; celle des herbes de 250 à 300 par mètre carré. Début Février 1981, l'état foliaire des arbres était médiocre ; les *Sclerocarya* et les *Commiphora* ne portaient que quelques feuilles. La frondaison des *Guiera* était assez épaisse et les *Combretum* en fleurs étaient verts. Dans les dépressions, les frondaisons des arbustes et des arbres groupés en bosquets, sont vertes et épaisses.

Il semble que la bio-unité "cordon" ait moins bien supporté les conditions climatiques antérieures à 1980 que la bio-unité "dépression", où de nombreux jeunes arbustes ont été recensés.

La sécheresse 1968-1980 a accentué la concentration relative des ligneux dans les couloirs intra-dunaires, comme le prouve la comparaison des couvertures photographiques 1954 et 1978. G. DE WISPAELERE (1981). La question qui se pose alors est de savoir si un déficit pluviométrique peut, quel que soit le milieu considéré, entraîner dans la répartition des ligneux, le passage d'un mode diffus à un mode contracté.

FIG.64 Coupes figuratives des formations végétales associées aux différentes bio unités des milieux sableux ou rocheux du FERLO



. Les plaines interdunaires

Caractères géomorphologiques

Souvent très vastes, elles sont d'une planéité remarquable. Un examen minutieux révèle une juxtaposition de bosses et de dépressions ; les dénivellations de l'ordre du mètre dans le centre des plaines, peuvent atteindre quelques 3 à 4 mètres en bordure des dunes.

Ces formes topographiques mineures suffisent à expliquer les multiples réseaux hydrographiques élémentaires radiaux qui ont pour centre les "vendous", cuvettes à fond argileux où l'accumulation des eaux ruisselées, pendant la saison des pluies, forme des mares temporaires.

A proximité des vallées sèches affluentes du Ferlo, le ravinement est mieux marqué dans la topographie et les bad-lands sont assez fréquents. (Photo G, pl. IV).

Le substratum des plaines est le même que celui des bandes dunaires. Sa couverture détritique de quelques décimètres d'épaisseur change de nature d'un lieu à l'autre ; il s'agit soit d'épandages de sables brun-rouge remaniés, soit de colluvions sablo-argileuses, mêlées ou non de gravillons ferrugineux, ou de concrétions gréso-calcaires, soit encore d'argiles sableuses. Ces différents types de recouvrement déterminent les bio-unités des plaines interdunaires.

Caractères pédologiques

Les sols qui se sont développés dans la couverture colluviale ont une texture sableuse ; ils sont peu épais et généralement tronqués. En dehors des sols hydromorphes sablo-argileux des cuvettes, on a une association complexe de sols brun-rouge subarides, de sols bruns intergrades vers les sols hydromorphes, de sols rouges intergrades vers les sols ferrugineux et de sols ferrugineux peu lessivés.

Caractères de la couverture végétale

La steppe arbustive et arborée des plaines, plus discontinue que sur les dunes, revêt selon les bio-unités considérées, des aspects très variés (fig. n° 64). Quatre bio-unités ont été distinguées :

- les plaques de sable colluvionné,
- les fonds des vallées,
- les vendous,
- les plages de colluvions sablo-argileuses.

La bio-unité n° 1 - Les recouvrements sableux pelliculaires sont toujours uniformément couverts d'un tapis d'annuelles parmi lesquelles *Cenchrus biflorus, Ctenium elegans, Schizachyrium exile, Schoenefeldia gracilis, Polycarpea linearifolia et Cassia mimosoides* sont les plus fréquentes. Dans certains endroits, la strate est monophytique ; en Février 1981, nous

avons observé des plages entières de *Cassia mimosoides* de couleur lie de vin. Le *Balanites aegyptiaca* est l'arbre le plus commun ; la densité est de 30 à 50 sujets à l'hectare.

La bio-unité n° 2 - Les fonds des vallées du réseau du Ferlo sont tapissés de sables moyens à gros, faiblement argileux. Ils sont colonisés par des peuplements plus ou moins denses d'arbres à frondaisons épaisses et parfois jointives. La vallée du tiangol Louguéré (1), entre Poram et Dodji, est couverte en continuité par des bois dans lesquels sont associés : *Piliogstima reticulatum, Acacia nilotica* var *Adansonii, Ziziphus mucronata, Acacia seyal* et *Grewia bicolor*. (photo H, pl. IV).

Dans la vallée du Ferlo, en aval de Linguère, les paysages végétaux sont différents. A proximité de Doundodji Parba, on a des groupements laches de grands arbres très espacés : *Balanites, Ziziphus* et *Acacia senegal*. A Yang Yang, la vallée étroite et encaissée est couverte d'une véritable forêt dans laquelle coexistent *Acacia adansonii, Acacia seyal, Grewia bicolor, Piliostigma reticulatum*.

La bio-unité n° 3 - Les vendous aux formes et aux dimensions très variables sont dans leur partie centrale, dépourvus de toute végétation (2). Le sol argileux, étincelant de blancheur, est parcouru par un réseau polygonal de fentes de rétraction. Ces mares temporaires remplies pendant la saison des pluies sont ceinturées de bosquets touffus (photos I et J, pl. V). Le vendou Nafa est entouré de bois verdoyants associant *Mitragyna inermis, Anogeissus leiocarpus, Acacia seyal, Acacia senegal, Ziziphus mucronata, Diospyros mespiliformis* (très rare), *Dichrostachys glomerata* et même *Adansonia digitata* (le baobab). En sous-bois, la strate herbacée comprend *Andropogon amplectens, Andropogon pinguipes, Schizachyrium exile, Loudetia togoensis*...

La bio-unité n° 4 - Les plages de colluvions sablo-argileuses. Lorsque le niveau colluvial est à la fois épais et argileux en surface, la strate herbacée est très discontinue, voire absente (3). Le *Balanites aegyptiaca*, l'arbre le plus fréquent, forme un parc moyennement dense (15-35/ha).

Lorsque la cuirasse ferrugineuse est sub-affleurante, on a une formation arbustive très dense (supérieure à 300/ha), associant *Combretum micranthum, Pterocarpus lucens, Acacia senegal* et *Dichrostachys glomerata*. Ces fourrés couvrent de grandes superficies au sud du vendou Nafa.

Dans le Ferlo où les aquifères sont profonds, la végétation, même dégradée, paraît, comparée à celle d'autres régions sahéliennes, assez fournie. Il est vrai que dans cette région sylvo-pastorale où 43 forages et un réseau de pare-feux ont été réalisés, les densités de population et du bétail sont faibles (3 et 4hts/km^2 respectivement).

---

(1) Tiangol : talweg en langue vernaculaire
(2) Leur superficie peut atteindre 3 hectares
(3) En surface, le sol gris beige et poudreux est généralement jonché de gravillons ferrugineux ou de concrétions gréso-calcaires

22. Le Gondo sableux - 14°30N - 03°00'W

. Caractères généraux

Limité à l'ouest par la falaise gréseuse du plateau de Bandiagara et à l'est par les bas pays cristallins et cuirassés de Haute-Volta, le Gondo s'étire sur plus de 300 km entre le confluent du Sourou et de la Volta noire, au sud, et l'alignement des "monts" Gandamia et Hombori au nord (fig. n° 65).

Le recouvrement sableux très épais n'occupe que les parties centrale et septentrionale du Gondo entre les parallèles 14° et 14°50'N. Il est formé de sables fins, très légèrement argileux et fortement colorés par les oxydes de fer.

La variété et l'organisation spatiale des formes dunaires ont été déterminées par la topographie régionale dont l'élément majeur est l'escarpement bordier SSW-NNE du plateau de Bandiagara.

Deux ensembles dunaires, morphologiquement différents, s'opposent de part et d'autre d'une ligne Bankass-Madougou-Dioukom.

Le premier, au nord et à l'ouest de cette ligne, se caractérise par des ondulations dont l'orientation et l'espacement changent au fur et à mesure que l'on se rapproche de la falaise. Dans le secteur de Gondo Ogourou, ces cordons ENE-WSW, hauts de 20 à 30 m, alternent avec des couloirs larges et évasés (1).

A proximité de la falaise, dans le secteur de Bongo, les cordons, dont l'orientation générale est NE-SW, ne sont plus séparés que par des couloirs étroits et peu profonds.

Entre le pied de la falaise et cet ensemble dunaire s'interposent des vallées de piémont, plus ou moins larges (de quelques dizaines de mètres à 3 ou 4 km), plus ou moins longues, séparées les unes des autres par des accumulations dunaires qui prennent appui sur la falaise.

Ces vallées enserrées entre la falaise et le versant bordier, très abrupt (30 à 35°) du massif dunaire, communiquent avec la plaine du Gondo central par les "cluses"(2) taillées dans la masse des sables par les oueds issus du plateau (oueds de Diankabou et de Bongo par exemple).

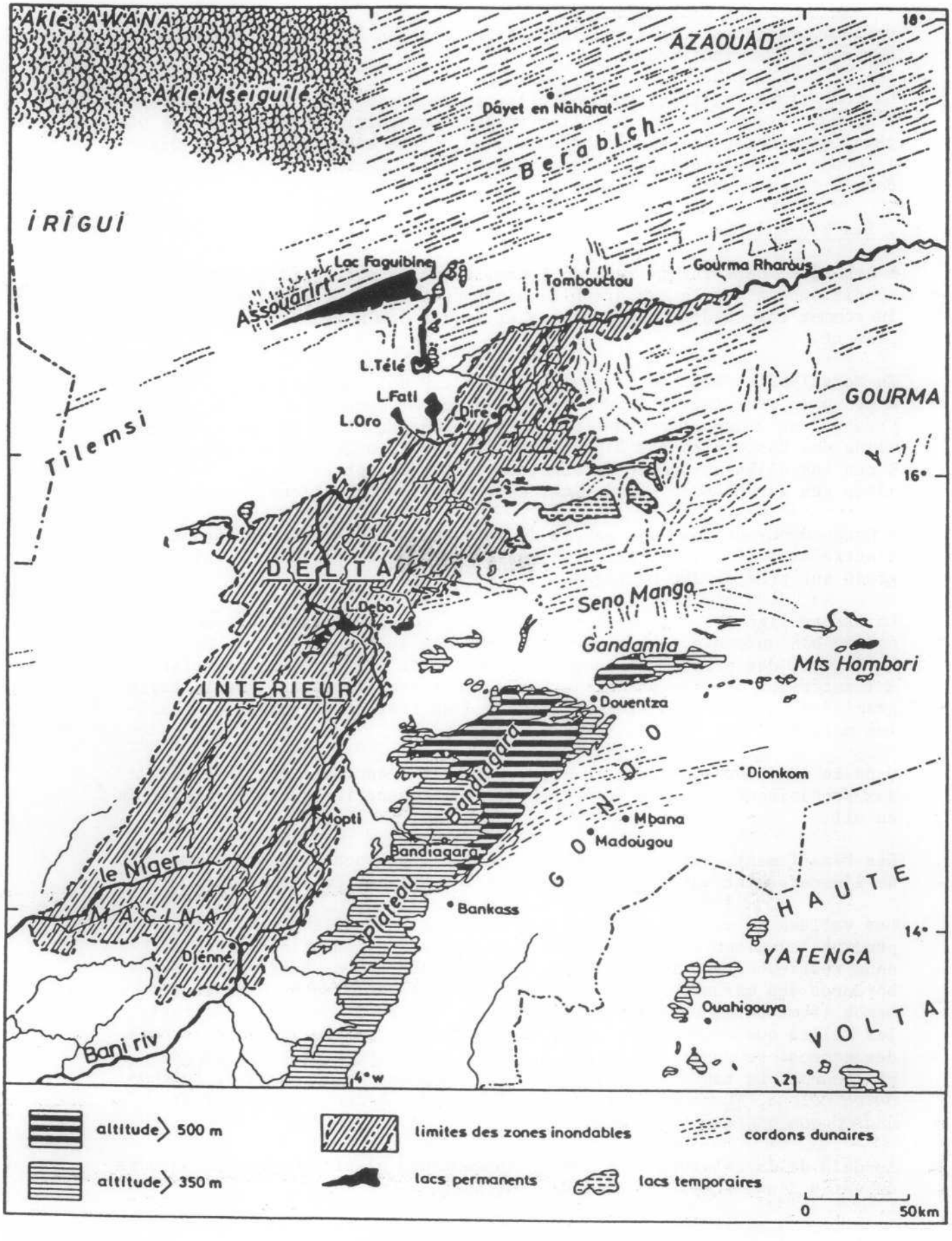
Le deuxième ensemble, qui occupe le centre et le centre-est du Gondo, est une plaine mollement ondulée où les seules formes éoliennes identifiables sont des cordons très aplatis E-W ou ENE-WSW. Les sables portent

---

(1) Au nord d'Ogourou, ce système de type elb-alab est surchargé d'ondulations arythmiques NNW-SSE

(2) Il semble, en fait, que les vallées les plus importantes n'aient jamais totalement cessé de fonctionner, même pendant les périodes arides. M.F. COUREL (1977)

FIG 65 Le SAHEL du MALI CENTRAL



exclusivement des sols ferrugineux tropicaux peu lessivés, rouges, à horizon B bien individualisé.

La couverture végétale, quant à elle, a été profondément transformée par l'homme, notamment dans la plaine intensément cultivée où un paysage végétal construit, le parc à *Acacia albida*, s'est substitué à elle. Dans le Gondo septentrional, la steppe dominée par *Guiera senegalensis* et *Boscia senegalensis*, subsiste.

. Les bio-unités

Elles sont, dans les milieux du Gondo, comme dans le Ferlo, très largement conditionnées par la topographie. Ainsi peut-on opposer, dans le nord, le sommet des cordons aux couloirs et isoler les mares des vallées de piémont.

En Mars 1982, l'état de la steppe dans l'ensemble dunaire nous a paru à peu près satisfaisant. La strate herbacée à *Cenchrus biflorus*, *Chloris prieurii* et *Eragrostis tremula* était assez dense. Elle présentait néanmoins des discontinuités à proximité des quelques gros mais rares villages installés en sommet de dune, où nous avons observé, dans les limites des auréoles de dénudation, des remaniements éoliens.

A Gondo Ogourou, dont une partie du village est en sommet de cordon et l'autre dans le couloir situé en contrebas, le tapis herbacé était dégradé sur près de 200 hectares.

La strate ligneuse est, dans cette région, composée essentiellement de *Boscia senegalensis*, arbre vert tout au long de l'année, et de *Guiera*. La densité des arbres est comprise entre 75 et 125 sujets par hectare. A l'intérieur des groupements arborés, nous avons constaté que le tapis graminéen ou le sol nu étaient jonchés d'un très grand nombre de feuilles mortes.

Dans le fond des couloirs, la strate arborée s'enrichit d'*Acacia albida* aux frondaisons épaisses et vertes, qui ombragent les terroirs implantés en mil.

Les remaniements éoliens les plus importants se localisent au sommet de l'escarpement sableux qui surplombe les vallées de piémont.

Les vallées de piémont, à sol sablo-argileux ou argileux, collectent, pendant la saison des pluies, les eaux de ruissellement ainsi que les eaux restituées par le réseau karstique du plateau de Bandiagara. Les bordures des mares de Kassa (mare permanente), de Bamarou Gira et de Bamba (semi-permanentes) sont boisées. En dehors des espèces habituelles telles que *Mitragyna inermis*, *Piliostigma reticulatum*..., on trouve des espèces soudaniennes telles que *Celtis integrifolia* et *Ficus gnaphalocarpa*. Le tapis herbacé peu fourni comprend *Oryza barthii*, *Echinochloa colona*, *Nymphea lotus* et, sur les bords, *Eragrostis pilosa* et *Andropogon gayanus* notamment.

Au-delà de la ceinture d'arbres s'étendent des glacis totalement dénudés ou vêtus d'une steppe arborée discontinue.

On ne saurait conclure cette analyse sans décrire, même brièvement, le paysage de la plaine centrale. C'est une région fortement peuplée si on juge par le nombre et la densité des villages disséminés dans un immense parc à *Acacia albida*, voué exclusivement à la culture du sorgho. En Mars 1982, les plages de sols nus ou dénudés étaient très fréquentes, tant dans les parcelles cultivées que dans les jachères parsemées de buissons.

En conclusion, le Gondo septentrional et le Gondo central sont deux ensembles morphologiques et biogéographiques différents, dont les milieux ont été plus ou moins altérés ou transformés par l'homme. Le Gondo septentrional à vocation plutôt pastorale semble, à cet égard, moins traumatisé que la plaine centrale, où l'intensification des cultures, rendue possible par l'association de la pratique de l'élevage à l'agriculture et la constitution du parc à *Acacia*, semble avoir atteint, avec la densité de la population, un seuil critique.

23. L'Azaouad méridional - 17°40'N - 03°10'W (Région de Dâyet en Nahârât)

. Caractères géomorphologiques

L'Azaouad est un ensemble sableux homogène caractérisé par un système de cordons et de couloirs ENE-WSW (système elb-tayaret).

Chaque elb est en réalité formé par un alignement de cordons plus ou moins longs (3 à 40 km). Hauts de 10 à 20 m, larges de 500 à 1200 m, ces cordons sont toujours dissymétriques ; le versant nord est plus raide que son opposé. Les deux versants portent un réseau dense de ravines fonctionnelles ou inactuelles. Chaque ravine aboutit à un cône sableux étalé à la base du versant en bordure de la dépression.

Le fond des couloirs interdunaires (tayaret, pluriel tiar en hassaniya) est généralement sableux mais il n'est pas rare que ces sables soient recouverts par des dépôts lacustres, blancs à gris-blanc, pulvérulents à diatomées (1). Dans certains secteurs, les tiar sont partiellement comblés par de petits aklés aujourd'hui semi-fixés.

Les sables dunaires, jaunes à jaune-orangé, sont fins à moyens et faiblement hétérométriques. Les grains sont mats. Le sable est plus fin et plus homogène en sommet de cordon que dans les tiar.

. Caractères des sols et de la végétation

Dans l'Azaouad, les sols minéraux bruts sont ubiquistes, mais il semble que les pluviaux holocènes ou plus anciens ont favorisé la formation de sols bruns, aujourd'hui très dégradés.

---

(1) Dépôts vraisemblablement contemporains du dernier pluvial.

Ces dunes portent une steppe basse, lache et floristiquement pauvre. Les arbustes sont très espacés et leur répartition spatiale inégale.

Le tapis herbacé est composé de *Cenchrus biflorus, Panicum turgidum, Aristida mutabilis, Leptadenia pyrotechnica* et *Blepharis linarifolia*. Les touffes de *Panicum* et de *Leptadenia* donnent à la steppe une physionomie différente de celle des régions sahéliennes *sensu stricto* (1). Les arbustes, *Acacia raddiana, Maerua crassifolia, Boscia senegalensis* et *Balanites aegyptiaca*, se concentrent dans les couloirs interdunaires.

. Les bio-unités

Trois bio-unités ont été reconnues : le sommet des cordons, les versants et les couloirs interdunaires.

Au sommet des cordons, le tapis herbacé est très discontinu et les remaniements éoliens mettent à nu le sable sur des superficies assez grandes.

Sur les versants, la steppe est plus dense, plus couvrante ; seules les ravines récentes sont dépourvues de toute végétation. Les arbustes ne sont pas totalement absents ; ils colonisent les cônes sableux ou les ravines anciennes à la base des versants.

Les couloirs interdunaires : lorsque leur plancher est sableux, la steppe est parsemée d'arbustes. Lorsque les diatomites affleurent, le tapis herbacé est squelettique, voire absent et la dispersion des ligneux très grande.

Dans l'Azaouad, la topographie et les états de surface contribuent à opposer les cordons aux couloirs. Ce contraste apparaît très nettement, tant sur les photographies aériennes que sur les images Landsat.

24. L'aklé Awana - 18°00'N - 04°50'W

Cet immense ensemble sableux et désertique ne peut être comparé aux ensembles précédents.

Le lieutenant Sevenet (1948), seul géographe à en avoir abordé l'étude, le décrit ainsi : "L'aklé est un très grand massif de dunes chaotiques qui, poussées par le vent d'Est, s'écroulent peu à peu de toute leur hauteur sur leur face occidentale. On ne saurait donner une meilleure image de ce paysage qu'en évoquant une mer en furie où la houle énorme se serait figée à l'instant même de son déferlement...".

---

(1) Les premiers *Stipagrostis pungens* ont été observés à 30 km au nord de Dâyet.

L'aklé Awana, dont la morphologie de détail est très complexe, est formé de sables fins, blancs à jaunes très pâle. Le fond des petites cuvettes est tapissé des mêmes sables ou d'encroûtements calcaires blancs à gris pâle.

Telle est la raison pour laquelle nous faisons de cet aklé vif et très réflectant, le secteur auquel nous nous réfèrerons dans la suite de ce travail.

25. L'Assouarirt : bordure nord-occidentale du lac Faguibine (région de Tin Tijot - Tin Fata) - 16°40'N - 4°30'W

. Caractères géomorphologiques

L'originalité de l'ensemble sableux fixé de l'Assouarirt tient à son modelé, sans égal, dans le Sahel ouest-africain.

Pour celui qui le traverse d'ENE à WSW, il se présente comme une gigantesque tôle ondulée partiellement nivelée. On a une succession régulière de dépressions et de croupes massives d'axe NNW-SSE, de largeur identique (800 m environ). Aux environs de Tin Fata, le plan sommital des croupes se relève vers l'ouest tandis qu'il est horizontal près du puits de Tin Tijot. Ces croupes sont bordées de versants courts et rectilignes de 10 à 15 m de dénivellation. Les dépressions très allongées à fond plat ou mollement ondulé, sont généralement isolées les unes des autres, sauf au sud de l'Assouarirt où elles communiquent entre elles par des sortes de "cluses" évasées.

Compte tenu de son organisation rythmique et des dissymétries topographiques observées, cet ensemble dunaire se rattacherait au système de pseudo alab, défini par Th. MONOD (1958).

L'altération des formes éoliennes originelles est imputable soit aux phénomènes hydriques accompagnant les transgressions du paléo lac Faguibine(?) soit aux effets du ruissellement lors du pluvial Holocène.

. Caractères du milieu

Aux éléments topographiques de l'Assouarirt correspondent deux bio-unités que seuls la nature et l'état de la couverture végétale permettent de distinguer.

Lors de la mission que nous avons faite dans cette région en Mars et Avril 1982, nous avons constaté que la sécheresse persistante des années antérieures avait profondément affecté la steppe à *Salvadora persica* et *Acacia raddiana*, notamment sur les points hauts de la topographie.

La surface des croupes, inégalement couverte d'un tapis de *Cenchrus*, *Panicum* et *Leptadenia*, est hérissée d'arbres morts et jonchée de branches et de fragments d'écorce. Dans certains secteurs même, les sables non protégés ont été remaniés par le vent.

Dans les dépressions et les cuvettes où la steppe est plus épaisse, les groupements arbustifs monophytiques à *Salvadora persica* ou les groupements mixtes à *Salvadora*, *Acacia raddiana* et *Maerua crassifolia*, sont denses.

Il apparaît donc que la sécheresse, et la sécheresse seule, a eu pour effet d'entraîner la contraction des ligneux dans une région où le mode diffus prévalait, quelle que fut la bio-unité considérée.

26. Dunes et mares de l'Oudalan (Haute-Volta) : deux milieux indissociables - 14°35'N - 0°20'W

. Les bandes dunaires et les cuvettes lacustres

Caractères géomorphologiques

Les bandes dunaires fixées couvrent à elles seules près de 30 % de l'Oudalan. Leur modelé est complexe (cf § 34). Il résulte de la superposition de deux générations d'ondulations ESE-WNW et NNE-SSW ; M.F. COUREL (1977). Ces ondulations orthogonales isolent des dépressions de quelques hectares, peu marquées dans la topographie. Les bandes dunaires sont toutes dissymétriques ; leur versant nord, dont la pente peut atteindre 30°, s'oppose au corps de dune, doucement incliné vers le sud.

Ces dunes, lorsqu'elles se sont mises en place, ont accentué l'endoréisme, en oblitérant le réseau hydrographique. Elles sont à l'origine des nombreuses mares permanentes ou semi-permanentes du nord de la Haute-Volta.

La dune qui de Takabougou à Gountouré Kiri, traverse l'Oudalan, retient à elle seule cinq mares : celles de Markoye, de Kouyera, de Kissi, de Yomboli et d'Oursi (fig. n° 66 et 67).

Les cuvettes, en position toujours excentrique par rapport à des bassins versants plus ou moins vastes, ont à la fin de la saison sèche, l'aspect monotone des plaines (1).

La topographie de détail du fond des cuvettes est en réalité confuse, comme le prouve la variété des micro-formes actuelles et subactuelles : bancs de sable argileux, accumulations d'apparence deltaïque au débouché des affluents, chenaux de vidange de nappe...

---

(1) Le bassin versant de la mare d'Oursi a une superficie de 65 000 km^2 environ. Dans les conditions optimales de remplissage, la mare et les marécages peuvent couvrir 2 500 hectares.

FIG.66 LA REGION D'OURSI (HAUTE VOLTA) : BANDES DUNAIRES et MARES

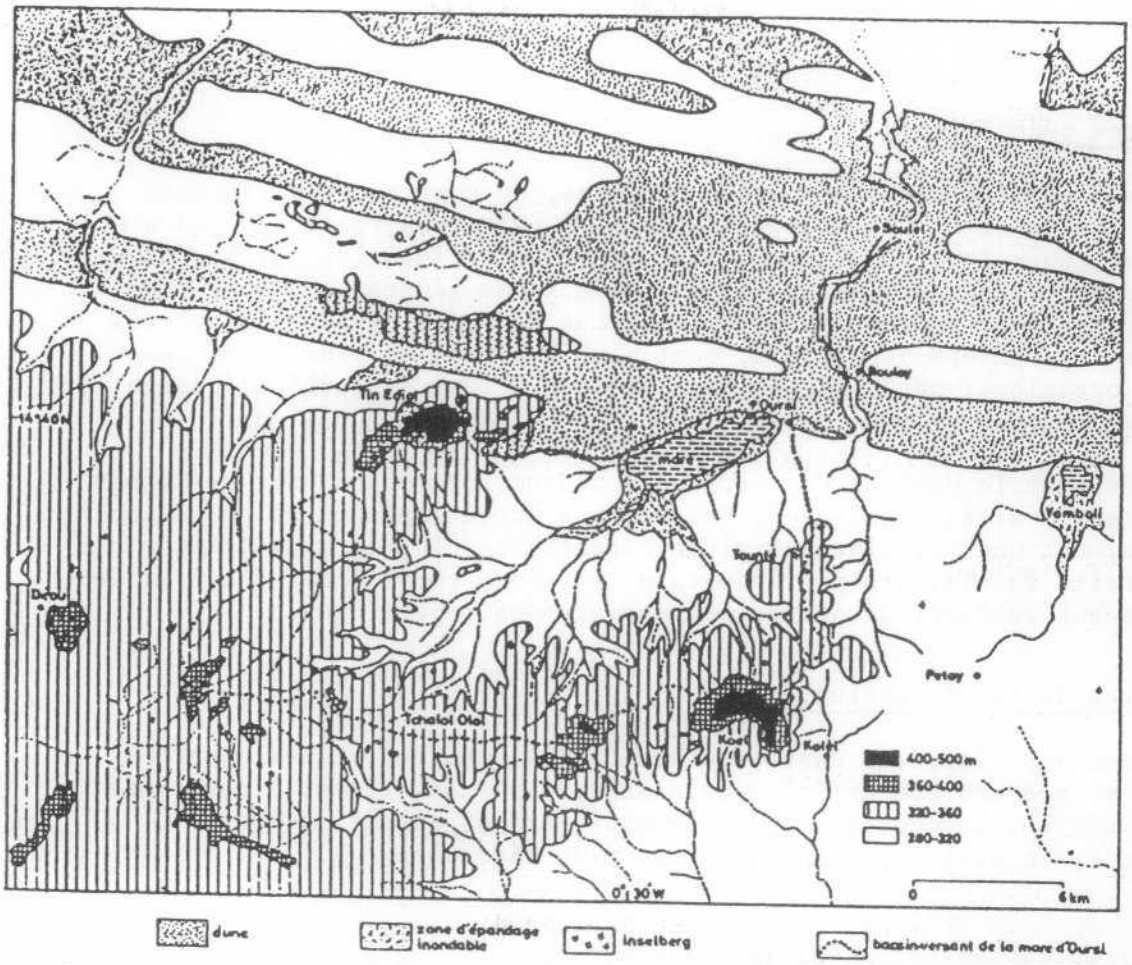
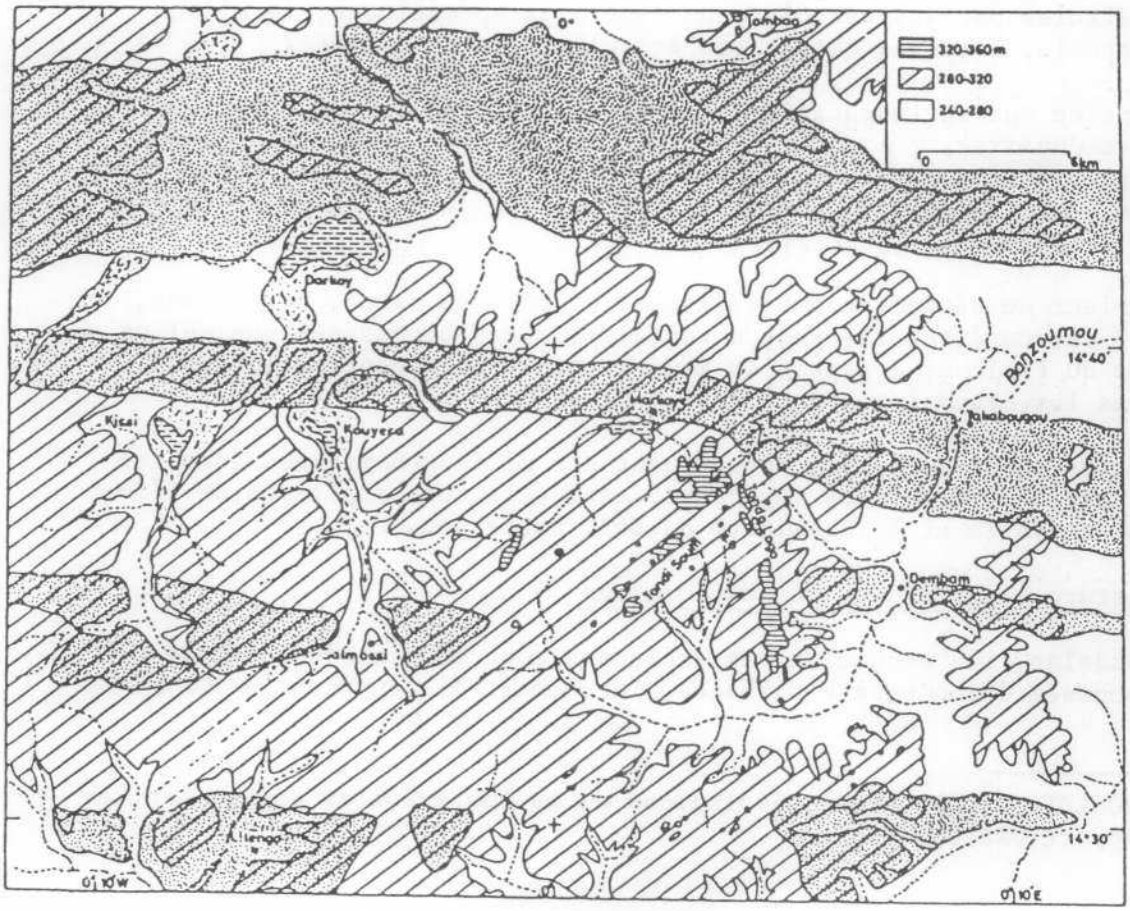


FIG.67 LA REGION DE MARKOYE (HAUTE VOLTA) : BANDES DUNAIRES et MARES



Caractères pédologiques

Les sols, reconnus dans les bandes dunaires, ne sont guère différents de ceux des dunes du Ferlo et du Gondo (1). Sols brun-rouge subarides et sols brun-rouge à action de nappe sont en étroite association. Les premiers, caractéristiques des dunes de la deuxième génération, sont pauvres en argile et en matière organique. Les seconds, développés sur les dunes de la première génération, sont plus argileux et plus riches en matière organique, par ailleurs bien évoluée ; leur capacité d'échange est assez bonne.

Les mares sont le domaine des vertisols modaux topomorphes sur alluvions argileuses ou argilo-sableuses. Ces sols, à forte capacité de rétention de l'eau, ont une fertilité chimique potentielle élevée, mais limitée par une porosité faible. Ils pourraient, à certaines conditions, s'avérer favorables aux cultures de décrue sur des grandes superficies.

Caractères de la végétation

Les formations végétales associées aux bandes dunaires et aux cuvettes sont la steppe arborée et la prairie arborée ou non. Il est à noter que dans l'Oudalan, la couverture des bandes dunaires paraît, comparée à celle du Ferlo sableux, plus pauvre et plus dégradée.

. Le milieu sableux et le milieu hydromorphe

Si le milieu hydromorphe des mares comprend en général plusieurs bio-unités définies par des associations végétales spécifiques, le milieu sableux semble, dans les conditions actuelles, très homogène.

A l'exception des secteurs très sensibles, l'homogénéité du tapis végétal des bandes dunaires, y compris le versant nord raviné, dépend davantage des contraintes imposées par l'homme que des contraintes naturelles (topographie, sol et climat). Ceci est confirmé par les faits observés dans le ranch de Markoye.

A l'intérieur du périmètre partiellement protégé du ranch, nous avons, en effet, retrouvé sur la bande dunaire les mêmes bio-unités que celles des dunes du Ferlo et constaté la même tendance à la contraction des ligneux dans les creux intra-dunaires.

Les cuvettes, quant à elles, constituent des milieux homogènes dans lesquels l'état des formations végétales, assujetti aux caractères de l'inondation annuelle et à l'humidité du sol, varie peu.

La couverture végétale des bandes dunaires

Dans l'Oudalan, les accumulations sableuses sont vêtues d'une steppe arborée composée d'une strate herbacée, localement discontinue, à *Cenchrus*

(1) R. BOULET (1968), Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Centre-Nord. Rapport ORSTOM, Paris

biflorus, Aristida mutabilis, Schoenefeldia gracilis, Ctenium elegans... et d'une strate ligneuse à *Balanites aegyptiaca, Guiera senegalensis, Acacia raddiana, Combretum aculeatum* et *Combretum glutinosum*. La densité des herbes et des arbres et arbustes est très variable ; d'une façon générale, elle est plus forte dans les secteurs éloignés des mares et des villages. Sur la dune de Saouga, entre Ménégou et Débérélink, nous avons évalué ces densités à 220/m^2 et à 95/hectare respectivement.

J. PIOT et al. (1980) estiment que la densité des arbres est, sur la dune d'Oursi, inférieure ou égale à 50 sujets à l'hectare.

Dans les secteurs d'Oursi et de Ménégou-Bidi, la strate arborée est largement dominée par *Balanites aegyptiaca*.

La strate herbacée est discontinue ; sa dégradation, voire sa destruction totale par le bétail à proximité des mares ou au sommet de l'abrupt nord, a favorisé la dénudation des sols sableux éminemment sensibles à la déflation éolienne et même l'apparition et l'extension de formes éoliennes vives, comme à Ménégou-Bidi et Oursi (fig. n° 68, 69, 70, 71, et photos K et L, pl. VI).

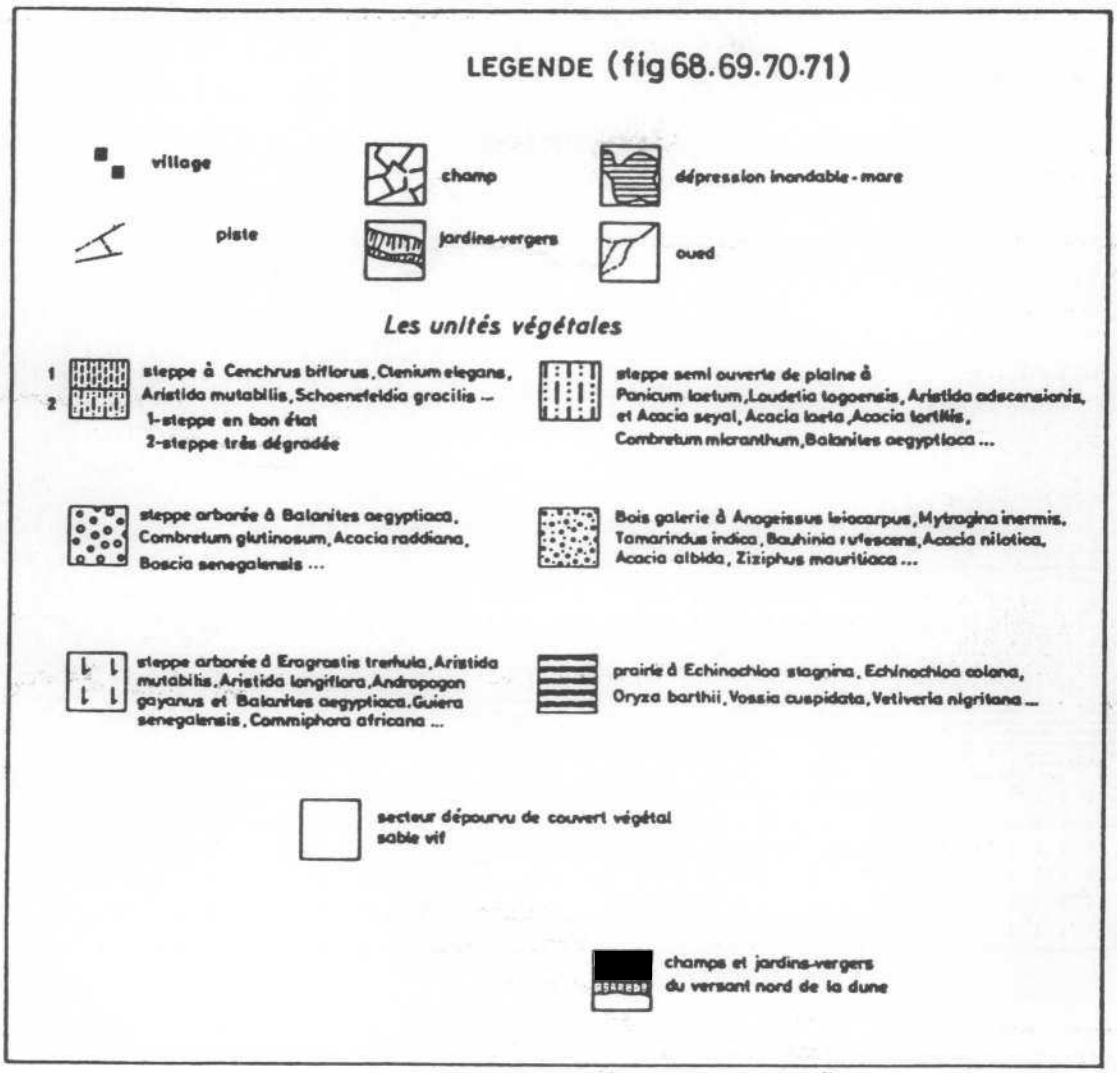


FIG.68 Région de Ménégou-Bidi

Haute Volta - Département du Sahel - Les unités végétales 1955

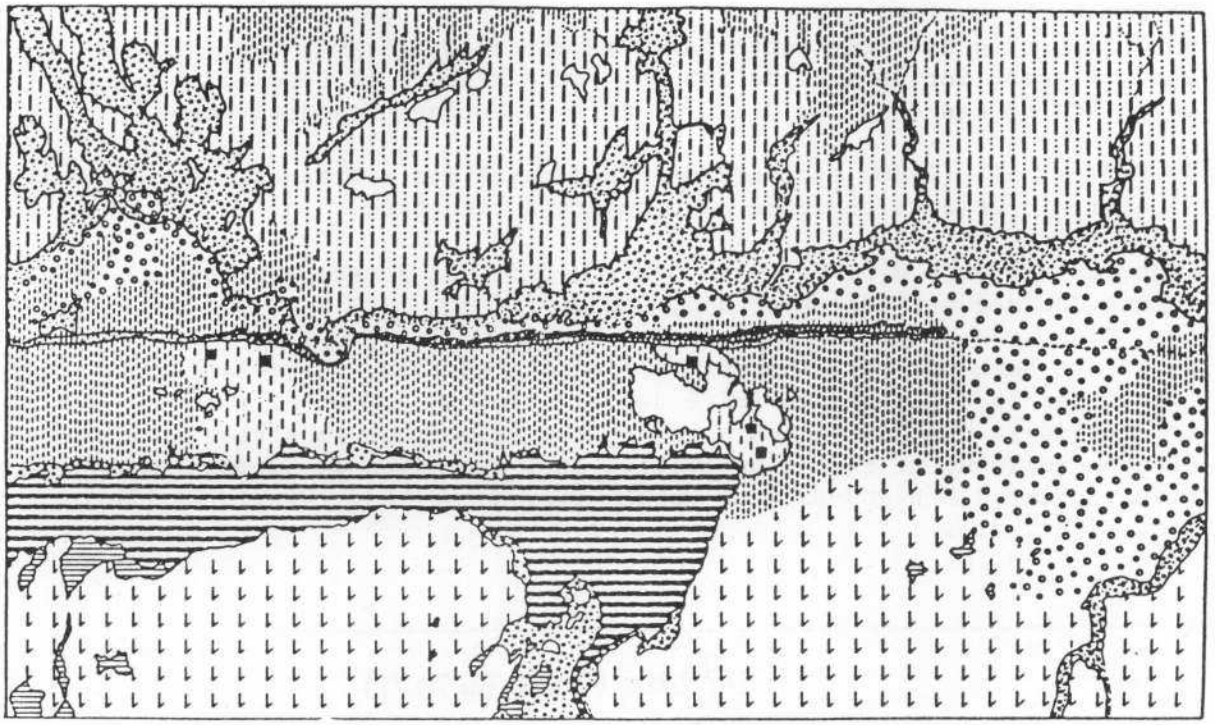


FIG.69 *Les unités végétales 1974*

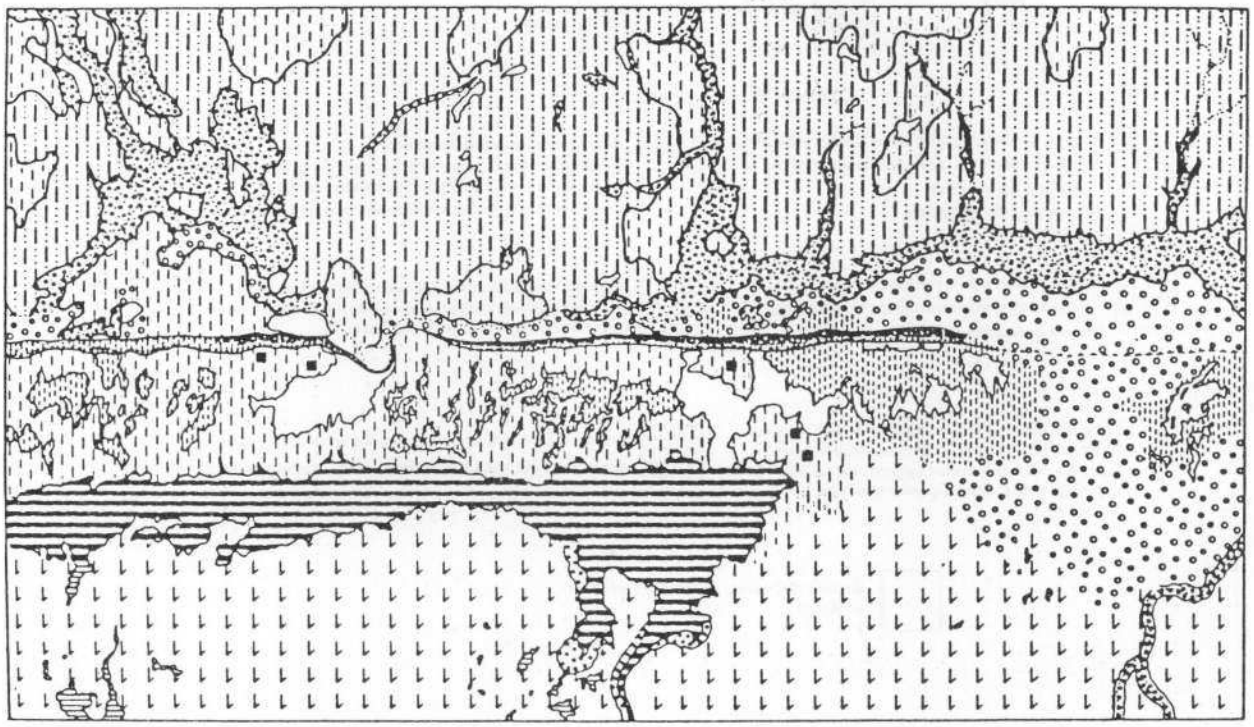
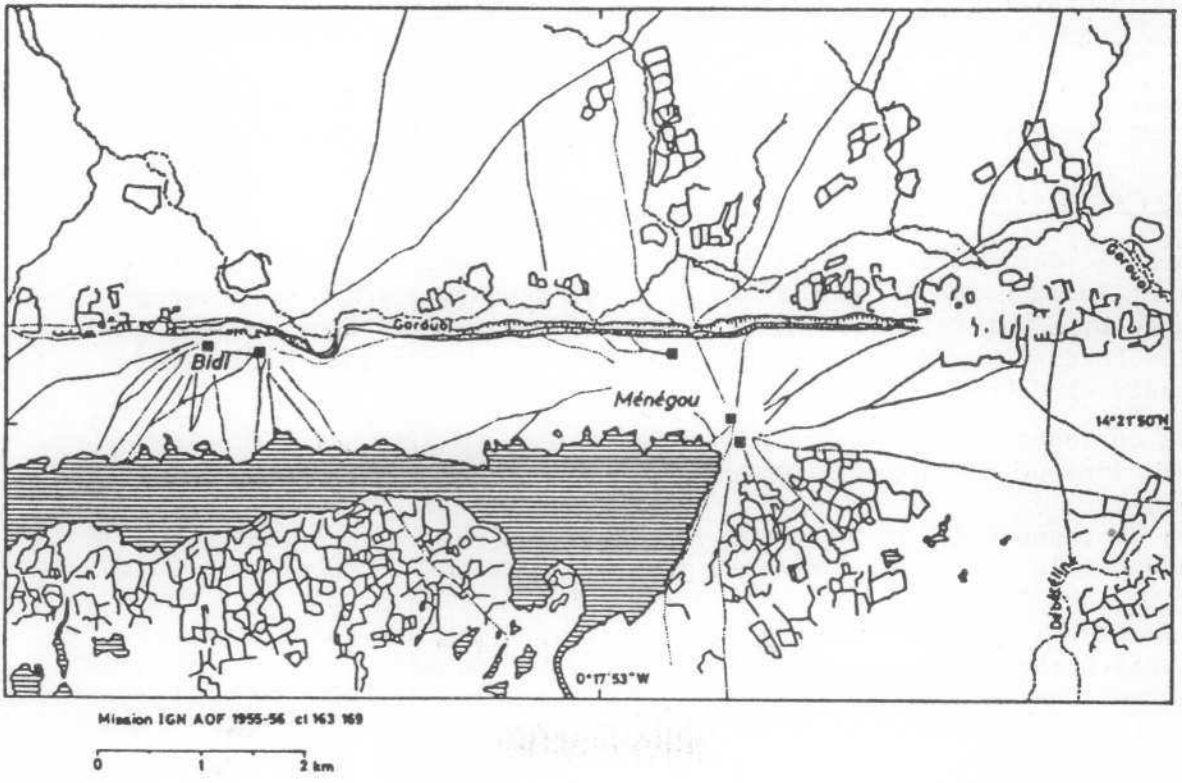


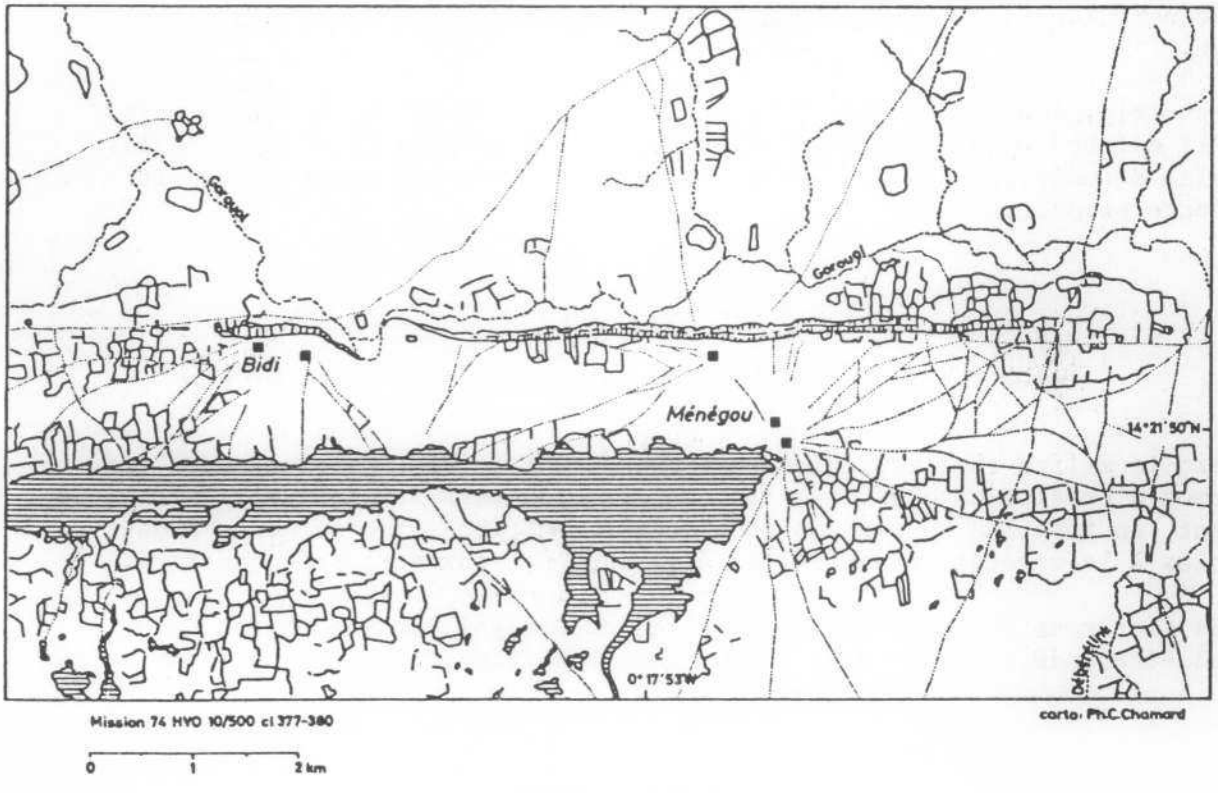
FIG.70 Région de Ménégou Bidi

Le paysage rural 1955



Le paysage rural 1974

FIG.71



En 1975, la superficie des sables vifs atteignait 250 hectares à Oursi, et 150 hectares à Ménégou-Bidi. (B. TOUTAIN, G. DE WISPELAERE (1976) ; Ph. C. CHAMARD, M.F. COUREL (1979)).

On peut dire que les milieux sableux de la Haute-Volta septentrionale portent une steppe arborée appauvrie, transformée et incomplète.

La couverture végétale des cuvettes inondables

La prairie des cuvettes revêt des aspects différents selon la nature des sols et la durée de l'inondation. Elle est dépourvue d'arbres lorsque l'inondation est de longue durée et les sols argileux. Dans ce cas, on a, des bordures vers le centre de la mare, trois couronnes de largeur variable et de composition floristique différente :

- une couronne à *Cynodon dactylon* ;
- une couronne à *Oryza longistaminata, Cyperus alopecuroides, Brachiaria mutica* ;
- une couronne à *Echinochloa stagnina* (bourgou) et *Oryza barthii*, ceinturant le centre où domine la prairie aquatique à *Vossia cuspidata*.

Les mares à inondation limitée sont colonisées par une prairie arborée. Le tapis herbacé est composé de *Eragrostis namaquensis, Pennisetum pedicellatum, Panicum anabaptistum, Andropogon gayanus* et *Echinochloa stagnina*. Les arbres les plus fréquents sont *Acacia nilotica nilotica, Acacia nilotica* var *adansonii, Bauhinia rufescens, Anogeissus leiocarpus, Piliostigma reticulatum* et *Mitragyna inermis*.

La densité des ligneux est extrêmement variable ; localement, elle peut atteindre 100 sujets/ha, notamment au débouché des affluents dans la mare.

La prairie, arborée ou non, d'un vert soutenu pendant les premiers mois de la saison sèche, contraste vigoureusement avec la steppe sèche ou les sables dénudés des dunes. Elle offre au bétail des pâturages de qualité à forte productivité.

3. LE MILIEU HYDROMORPHE

C'est le milieu où l'eau, élément prépondérant, a engendré, engendre des formes d'érosion et d'accumulation et des sols dans lesquels elle entretient, en fonction de son abondance, des conditions plus ou moins favorables à la végétation naturelle, à la faune et aux activités humaines.

Nous décrirons successivement la vallée du Sénégal dans la région de Kaedi-Oréfondé et la cuvette lacustre de Faguibine. Il s'agit de deux

milieux différents, situés dans le domaine sahélien, dont l'existence et la dynamique sont tributaires du régime hydrologique des deux principaux fleuves de l'Afrique de l'Ouest (1).

31. La vallée du Sénégal (16°08'N - 13°45'W)

. Caractères généraux

La vallée alluviale du Sénégal qui, sur plus de 550 km, s'étire entre Bakel et l'océan Atlantique, est très large. A hauteur de Diorbivol, à 24 km à l'aval de Kaédi, elle s'étend sur plus de 16 km entre les plateaux cuirassés et très découpés de la rive mauritanienne et les bas plateaux ensablés du Ferlo. Dans ce secteur, le Sénégal, après avoir reçu le Gorgol, décrit boucles et méandres dans une plaine mollement ondulée qui doit ses caractères topographiques à un double système de levées. P. MICHEL (1967, 1973).

Les levées anciennes, hautes de 4 à 10 m, et les basses levées isolent des cuvettes et des dépressions plus ou moins vastes aux formes variées. Le lit majeur est sillonné par un réseau de bras morts et de défluents anastomosés(cf fig. n° 159). Les formations fluviatiles de la vallée sont essentiellement des sables fins, des argiles ou des argiles plus ou moins sableuses. L'évolution des formes récentes dans le lit mineur, les caractères des sols et l'état de la couverture végétale naturelle ou des cultures dépendent de l'importance et de la durée de la crue annuelle.

. Hydrologie

Le régime du fleuve est simple ; après avoir atteint son niveau d'étiage fin Mai, début Juin, le plan d'eau du fleuve s'élève progressivement pour atteindre sa cote maximum vers la mi-Septembre. La pente du fleuve étant très faible (0,02 %), l'onde de crue se propage très lentement vers l'aval ; aussi la crue n'atteint-elle Saint-Louis que fin Octobre-début Novembre.

Les variations interannuelles des débits extrêmes et de la hauteur des crues tributaires de la pluviométrie dans le haut bassin du fleuve, sont très importantes. Il s'ensuit que les superficies susceptibles d'être submergées par l'inondation annuelle varient beaucoup, comme l'attestent les estimations suivantes, faites par les hydrauliciens de la Mission d'Aménagement du fleuve Sénégal en 1960 (2).

---

(1) Le delta intérieur du Niger, où nous n'avons pu faire de reconnaissance de terrain, ne sera pas décrit. On se réfèrera aux travaux de J. GALLAIS (1967) et de J. TRICART (1965)

(2) Rapport de synthèse, Saint-Louis, 1960

Superficies inondées ou inondables	Type de crue	Débit maximum (à Bakel)	Module
100 000 ha	faible type 1944/1945	1 740 m^3/sec 21.09.1944	331 m^3/sec
370 000 ha	moyenne type 1953/1954	4 180 m^3/sec 15.09.1953	632 m^3/sec
500 000 ha	forte type 1954/1955	6 610 m^3/sec 06.09.1954	1070 m^3/sec

Le début de l'inondation du lit majeur correspondrait à un débit pondéré de 2000 m^3/sec. Le tableau ci-après montre que le déficit pluviométrique qui persiste sur toute l'étendue du bassin-versant du fleuve Sénégal depuis 1968, a eu pour conséquence d'entraîner une nette diminution des modules, des crues et de leur durée, et des superficies inondées.

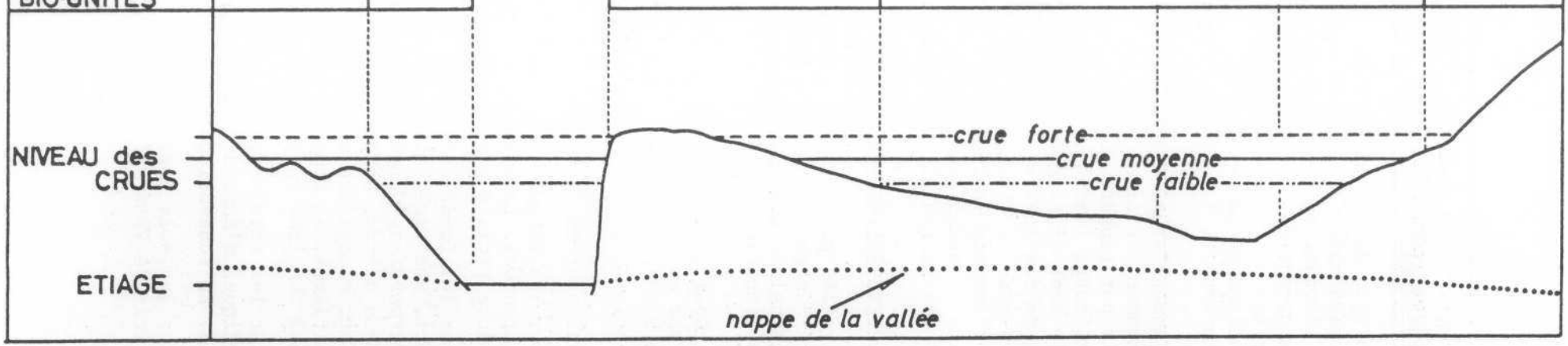
Données hydrologiques Station de Bakel			Données pluviométriques		
Année	Module	Débit max. date	LABE Haut bassin	LINGUERE	PODOR
1968/69	397	2 880	1 579 mm	290	210
1969/70	764	3 770	1 777	679	431
1970/71	542	3 440	1 346	297	255
1971/72	598	4 320	1 476	328	127
1972/73 .	263	1 430	1 770	245	110
1973/74	361	2 550	1 488	255	153
1974/75	760	5 780	1 537	330	151
1975/76	602	5 000	1 512	479	225
1976/77	470	2 500	1 487	378	264
1977/78	324	2 700	1 332	340	132
1978/79 .	523	3 250	1 404	320	304
1979/80	301	1 760	1 365	393	227
1981/82	423	2 840	1 592	377	139
Moyennes	723			471	285

N.B. : l'année hydrologique va de Mai à Avril.

FIG.72 COUPE SCHEMATIQUE de la VALLEE du SENEGAL

(d'après le bulletin n°121 1960 de la Mission d'Aménagement du Sénégal)

MORPHOLOGIE	levées	berge de rive convexe	lit mineur	hautes levées	cuvettes	vendou	terrasse	dune
TEXTURE des SOLS	*sablo argileuse*	*sableuse*		*sablo limoneuse*	*argileuse*	*très argileuse*	*sablo argileuse*	*très sableuse*
VEGETATION NATURELLE	forêt	saulaie		steppe arborée ou forêt	forêt d'Acacia nilotica vétiveraie		forêt mixte	steppe arbustive
CULTURES	*jardins maïs niébé patate*	*maïs niébé*		*mil maïs coton*	*maïs sorgho*		*mil*	mil sous pluie
NOMS VERNACULAIRES des BIO-UNITES	DIACRÉ	FALO		FONDÉ	HOLLALDÉ	VENDOU	HOLLALDÉ	DIÉRI
					W A L O			



. Pédologie

Les sols de la vallée alluviale se rattachent tous à la classe des sols à pseudo-gley de surface sur alluvions diverses. Ces sols, compte tenu de l'évolution de la vallée depuis le Pléistocène (P. MICHEL, 1973) et des caractères hydrodynamiques du fleuve, sont relativement jeunes. La variété de ces sols, marqués par les inondations annuelles et les fluctuations de la nappe phréatique, tient à la topographie, à la nature des alluvions et à la végétation (fig. n° 72).

La nomenclature des sols établie par les agriculteurs toucouleur est extrêmement précise dans la mesure où elle tient compte de la position des sols par rapport au fleuve et au niveau des crues, de la texture sablo-argileuse, limoneuse ou argileuse et de la fertilité. Deux groupes de sols sont distingués dans les limites de la vallée ou "Walo" : les sols légers des levées ou "fondé" et les sols lourds des cuvettes et des dépressions ou "holaldé", qui se divisent en plusieurs sous-groupes, comme l'indique la figure n° 72. Les sols de la vallée s'opposent aux sols bruns ou brun-rouge subarides du "Dieri" ; on entend par Dieri l'ensemble des terres situées à l'extérieur de la zone inondable.

. La végétation naturelle

La vallée présente des paysages végétaux très différents de ceux du Ferlo, côté Sénégal, du Gorgol, du Guidimaka ou du Trarza côté Mauritanie. Cette originalité doit plus à la variété des groupements végétaux qu'à la composition floristique.

La répartition spatiale des formations végétales dans ce milieu hydromorphe est déterminée par les conditions édaphiques propres à chacune des bio-unités, qui correspondent exactement aux microformes de relief du Walo.

Ainsi peut-on distinguer :

- sur les berges du lit mineur, un rideau plus ou moins large de *Salix coluteoides*. La feuillaison de ce saule africain débute en fin de crue et dure trois à quatre mois ;

- sur les fondé ou sur les terrains assurant la transition Walo-Diéri, une forêt mixte à clairière, composée de beaux arbres comme : *Salvadora persica, Celtis integrifolia, Balanites aegyptiaca, Acacia raddiana, Acacia albida, Acacia adansonii...*, et d'arbustes buissonnants tels que : *Guiera senegalensis, Maytenus senegalensis* ou *Bauhinia rufescens*. Les clairières, au moment des pluies, se couvrent d'une steppe continue ou non à *Cenchrus biflorus, Schoenefeldia gracilis* et *Chloris prieurii ;*

- sur les sols argileux des dépressions inondables, des groupements monophytiques d'*Acacia nilotica* qui peuvent revêtir l'aspect de véritables bois. En sous-bois, le sol est nu ;

- sur les sols argileux des dépressions temporairement submergées, des prairies à *Vetiveria nigritana*.

Cette couverture végétale présente des discontinuités naturelles. Le centre des cuvettes argileuses (vendou) est totalement nu ; dans les secteurs de transition Walo-Diéri, les surfaces nues et ravinées sont localement importantes.

Dans la vallée, l'état de la végétation dépend non seulement de la hauteur de la crue annuelle, mais aussi des variations de la nappe d'inféroflux pendant la saison sèche. Les formations arborées de levées non submersibles et des levées submersibles à l'occasion des seules très fortes crues sont naturellement sensibles au déficit hydrique imputable à une crue très faible ou à une succession de crues faibles.

De tels événements peuvent entraîner la mort de nombreux arbres.

Il est possible aussi que le manque d'eau ait des effets sur la phénologie des arbres et sur la feuillaison en particulier, mais nous ne disposons d'aucune information précise à ce sujet.

. Les cultures

On ne peut comprendre les paysages du Walo et, de façon plus générale, les variations de ses états de surface, sans considérer les cultures qui y sont pratiquées dans des conditions rigoureuses et chaque année, différentes.

Les sols de la vallée, dont certains ont une fertilité potentielle élevée, sont, parce qu'argileux, difficiles à travailler. Ils sont néanmoins mis en culture au fur et à mesure que les eaux se retirent du lit majeur, dès Novembre.

Les superficies susceptibles d'être cultivées et par conséquent, la production, dépendent de l'amplitude de la crue, de la durée de submersion, de la date et de la vitesse de retrait des eaux.

Dans les meilleures conditions, les champs de mil et de maïs feront de la vallée un espace vert pendant la première moitié de la saison sèche, de Novembre à Mars-Avril. Dans le cas contraire, seules les dépressions et les cuvettes inondées seront partiellement "emblavées".

Le tapis des plantes cultivées à la décrue intervient donc dans la définition des paysages végétaux et dans celle de l'état de surface global de la vallée du fleuve Sénégal.

32. Le lac Faguibine et sa cuvette (16°46'N - 03°55'W)

. Caractères généraux

Le lac Faguibine, à 80 km à l'ouest de Tombouctou, se situe à l'extrême nord du domaine sahélien, où les précipitations et l'évaporation annuel-

les sont de l'ordre de 200 et 2 600 mm respectivement.

Ce lac qui, au maximum de son extension, couvre une superficie de 510 km^2 est le second lac d'Afrique sahélienne, après le lac Tchad. Il se présente comme un immense triangle isocèle (base : 15 km, hauteur : 68 km), dont l'axe de symétrie est orienté ENE-WSW ; le village de Râs-el-Mâ,à l'ouest, en occupe le sommet.

A l'est s'élèvent les buttes et les crêtes gréseuses d'Abankor, Djinbongo, Bechekou et de Tin Sabodyal, qui s'interposent entre le lac Faguibine et les lacs Kamango et Gouber.

Au nord, les dunes bordières de l'Assouarirt, jaunes, ravivées à leur sommet, s'alignent parallèlement au rivage et à 6-8 km de celui-ci. Elles surplombent d'une dizaine de mètres une plaine sableuse et boisée, cloisonnée par des alignements de dunes vives, étincelantes de blancheur. Ces dernières cernent le village de Râs-el-Mâ (photos M et N, pl. VII).

Sur la bordure sud, les paysages sont quelque peu différents. Le rivage est bordé de dunes blanches isolées ou groupées en aklés étroits. Le petit golfe de Mbouna est partiellement fermé au nord par la pointe sableuse de Kaïnaka, longue de 4 km et large de 600 m ; il s'agit d'une dune jaune semi fixée, haute de quelques mètres.

Plus au sud, à une distance variant entre 1 et 6 km, se trouve un massif sableux fixé précédé par des dunes arquées, qui ont l'allure de flèches littorales (fig. n° 73).

Les ensembles dunaires fixés des bordures septentrionale et méridionale de la cuvette se rejoignent à plus de 30 km à l'ouest de Râs-el-Mâ.

La cuvette lacustre n'est pas pour autant fermée ; elle communique d'une part avec les lacs Takara et Télé, et au-delà, avec le système du Niger par l'intermédiaire du seuil de Kamaïna et d'autre part, avec les lacs Gouber et Kamango par le chenal de Bakada.

En cas de crue exceptionnelle, le lac peut se déverser dans la dépression des Daounas, à 16 km au sud d'Ader Mallène, grâce à un chenal naturel très ensablé, le "canal" des Daounas. Ce fut le cas en 1955.

Des trois îlots rocheux de la partie orientale du lac, Fondogoro, Ariey et El Khnem, ce dernier est le plus vaste avec près de 3 km^2 de superficie.

. Le régime hydrologique du lac

L'alimentation en eau du Faguibine dépend exclusivement de l'importance de la crue du Niger ; les eaux fluviales ne parviennent à la cuvette qu'après que les lacs Télé et Takara ont été remplis et le seuil de Kamaïna submergé. Pour qu'il en soit ainsi, la crue du Niger doit attein-

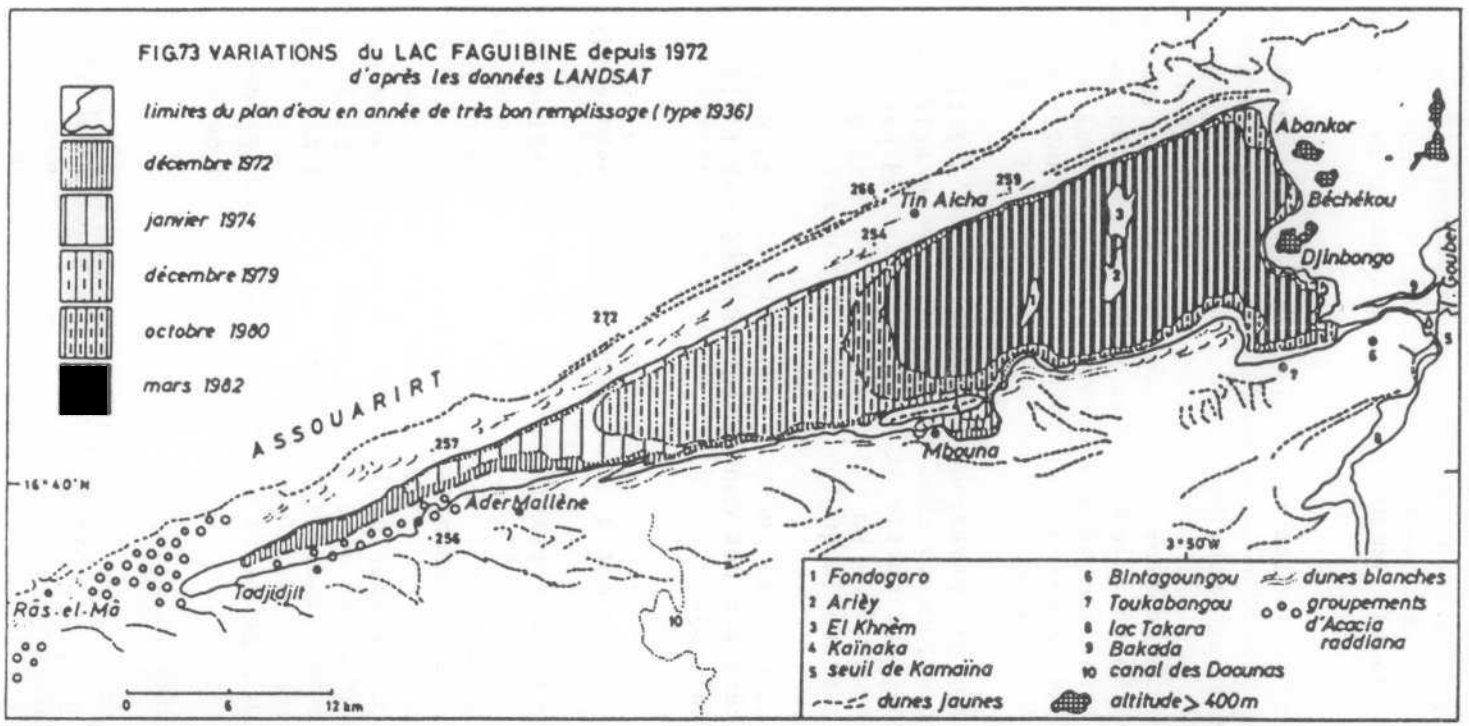


FIG.73 VARIATIONS du LAC FAGUIBINE depuis 1972
d'après les données LANDSAT
limites du plan d'eau en année de très bon remplissage (type 1936)
décembre 1972
janvier 1974
décembre 1979
octobre 1980
mars 1982
ASSOUARIRT
Tin Aïcha
Abankor
Béchékou
Djinbongo
Goubert
Mbouna
Ader Maïlène
Tadjidjilt
Ras-el-Mâ
16°40'N
3°50'W
0
6
12 km
1 Fondogoro
2 Arièy
3 El Khnèm
4 Kaïnaka
5 seuil de Kamaïna
6 Bintagoungou
7 Toukabangou
8 lac Takara
9 Bakada
10 canal des Daounas
dunes jaunes
dunes blanches
groupements d'Acacia raddiana
altitude > 400 m

dre à l'échelle de Diré, la cote minimum de 4,50 m et s'y maintenir trois à quatre mois.

Les variations annuelles du niveau du lac, dépourvu d'émissaire, sont fonction de l'importance relative des apports et des pertes par évaporation. Les hautes eaux se situent en Février-Mars, et les basses eaux en Novembre.

Mais, à ces variations annuelles du plan d'eau, se superposent des variations pluri-annuelles tributaires des tendances de la pluviométrie dans le haut bassin du fleuve Niger. Pour que le niveau du lac atteigne sa cote maximum (256 m), il faut que les crues du Niger atteignent plusieurs années de suite une cote supérieure à 5,70 m sur l'échelle de Diré (cote I.G.N. 263,29). P. DUBREUIL (1961). Le remplissage intégral ou l'assèchement total du lac sont consécutifs au cumul d'événements hydro-pluviométriques opposés, survenant sur le bassin-versant du Niger pendant des périodes plus ou moins longues.

De la même façon que le remplissage intégral est l'aboutissement d'une série de fortes crues, de la même façon l'assèchement total est l'aboutissement d'une longue série de crues faibles à très faibles.

Le lac Faguibine fut rempli en 1894, 1917, 1930 et 1955, et totalement asséché en 1910, 1924 et 1941. Ceci prouve que les faits hydrologiques observés à Faguibine et les "crises" climatiques qui en sont la cause ne sont pas simultanés. Depuis 1955, la tendance est à l'abaissement très lent et irrégulier du plan d'eau et à l'accroissement corrélatif des surfaces découvertes.

Nous avons pu évaluer, à partir des images Landsat, les superficies du lac en 1974 et 1982, à 280 et 170 km^2 environ, et préciser les limites du lac en Décembre 1972, Janvier 1974, Octobre 1980 et Mars 1982 (fig. n° 73).

Quoiqu'il en soit, le remplissage intégral est une véritable catastrophe économique pour les populations riveraines, dans la mesure où toute activité agricole est rendue impossible par la submersion des terres cultivables, G. DUPEYRON (1959) ; une catastrophe écologique aussi, puisque les groupements arbustifs qui ont colonisé la cuvette, pendant la période d'assèchement précédente, meurent à la suite de la submersion prolongée. Th. MONOD (1939) ; L. SEYDOUX et P. DAMIEN (1970).

◦ Les sols et les superficies cultivables

Les sols de la cuvette n'ont donné lieu à aucune étude systématique ; nous nous réfèrerons donc aux observations faites par P. VIGUIER en 1941, année du dernier assèchement total connu.

Il s'agit de sols hydromorphes à texture sableuse, limoneuse ou argileuse, dont certains ont la particularité d'être enrichis en diatomées. Ces

sols très fertiles et caractérisés par un pouvoir absorbant et capillaire très élevé, ne peuvent être exploités qu'en période de régression lacustre.

Les terres cultivables (50 000 hectares) s'ordonnent entre les cotes 250,63 et 248,37 m, matérialisant respectivement le niveau moyen des plus hautes eaux et le niveau d'étiage absolu.

P. VIGUIER distingue ainsi :

- entre les cotes 250,63 et 248,37 : des terres siliceuses à fertilité très médiocre et à cohésion très faible de couleur blanc à jaune-pâle. Superficie : 14 000 hectares ;

- entre les cotes 248,37 et 245,63 : des terres limoneuses à diatomées bleues, à fertilité très élevée et de couleur gris foncé à brun-noirâtre. Superficie : 33 000 hectares ;

- entre les cotes 245,63 et 245,43 : des terres très argileuses. Superficie : 2 000 hectares.

. Les cultures

Elles s'ordonnent autour de la nappe d'eau en fonction de ses variations et des caractères pédologiques et hydriques des sols. Schématiquement, du bord du lac vers les sols alluvionnaires plus secs, on a : le riz, le sorgho, les haricots, le blé, le maïs, les mils et pénicillaires, les pastèques et les melons. En Mars 1982, les superficies cultivées étaient encore importantes, notamment dans les terroirs de Mbouna et de Bintagoungou ; les blés encore verts étaient en fin de cycle et les semis de maïs étaient en cours. Une fois les récoltes faites, les troupeaux de caprins et de bovins sont admis sur les chaumes.

. La végétation naturelle

Les secteurs sableux jamais atteints par la crue sont couverts d'une steppe arbustive très discontinue associant *Cenchrus biflorus*, *Panicum turgidum* (en touffes), *Leptadenia pyrotechnica*, *Acacia raddiana* et *Salvadora persica*. Les *Acacia* et les *Leptadenia* peuvent constituer localement des peuplements très denses.

Sur les terrains très humides des bords du lac s'étendent de vastes prairies de *Cyperus maculatus* et de *Cyperus articulatus* (tara), pâturages de bonne qualité.

Les anciens terroirs abandonnés à la suite du retrait prolongé des eaux ont été investis par le *Calotropis procera*.

Cette asclépiadacée arborescente recouvrait, en 1982, une grande partie des cuvettes des lacs Gouber et Kamango asséchées depuis 1955. Entre Ader Mallène et Râs-el-Mâ, la bordure de la cuvette est couverte de forêts difficilement pénétrables d'*Acacia raddiana* qui, aux dires des riverains, se seraient consituées au cours des quinze dernières années.

. Les activités humaines

La cuvette de Faguibine aux paysages variés et parfois même étonnants à cette latitude, est une région dont les multiples potentialités ne peuvent être exploitées qu'au moment de la décrue annuelle ou mieux, lorsque le lac est, à l'échelle pluriannuelle, en régression.

La population sédentarisée, estimée à 25 000 habitants en 1980, est dans sa majorité occupée à l'agriculture, à l'élevage et à la pêche.

Aux gros villages bella, sonrhai et peul comme Bintagoungou (3 300 habitants), Mbouna (2 000 hts) ou Ader Mallène (1 300 hts), s'opposent les petits villages ou les campements des pêcheurs bozo et des éleveurs peul, tamachek ou maures. La population nomade est évaluée à 5 000 personnes environ.

Le lac, les pâturages des dunes et les prairies ripicoles expliquent non seulement l'importance du cheptel mais aussi la dégradation de la couverture steppique (1).

En conclusion, les activités humaines, l'économie et les paysages de la cuvette du lac Faguibine qui couvre tout ou partie des quatre arrondissements du Cercle de Goundam : Gargando, Râs-el-Mâ, Farach et Bintagoungou, sont tributaires du lac et de ses variations.

4. LE MILIEU ROCHEUX

C'est, a priori, le milieu le plus contraignant pour la végétation ; en réalité, ce milieu où la roche, quelle que soit sa nature, est l'élément prépondérant, présente des aspects variés inhérents aux caractères de la roche : fissuration, porosité, degré d'altération, à la topographie, ou encore à la nature et à l'épaisseur du recouvrement colluvial ou éolien pelliculaire.

41. Les affleurements rocheux francs et nus

Dépourvus de toute végétation, ils sont rares et de faible extension (0,5 à 4 km^2); les plus remarquables d'entre eux se situent en Haute-Volta. Il s'agit, entre autres, des granites leucocrates des inselbergs de Déou et d'Aribinda, des gabbros à magnétite des collines de Tin Edia, des quartzites à manganèse très noirs de la colline de Tambao ou encore des schistes graphiteux de la butte de Belliata. De tels affleurements existent aussi dans les massifs gréseux : au sommet du plateau de Bandia-

(1) Selon H. DEVAUTOUR (1980), le cheptel comprenait en 1979 près de 9 000 bovins, 4 500 ovins et caprins et 3 000 camelins

gara et à proximité de Sanga (14°28'N, 3°18'W), ils peuvent dépasser 5 hectares. Ici, les grès quartzites portent en surface une patine ferro-manganésique uniforme de couleur brun-noir (1).

Nous assimilons à ces surfaces les immenses glacis subhorizontaux qui s'étendent au nord des inselbergs gréseux de Barkoussou (1122 m), de Tandarmi Tondo (970 m) ou au SE du mont Hombori (1155m), photoB, pl. I.

Ces glacis de couleur sombre et d'une platitude remarquable sont uniformément couverts de gravillons ferrugineux, de petits galets de quartz ferruginisés et de cailloutis de grès très homométriques (12 mm de diamètre), à peine enchassés dans un sol limono-argileux pulvérulent de couleur beige.

42. Les affleurements rocheux à couverture arbustive

Les dalles de cuirasse et les niveaux gréseux sont, le plus souvent, parcourus par un réseau géométrique très dense de diaclases, au maillage de taille métrique. Ces fissures à lèvres disjointes (l'écartement varie entre 1 et 15 cm) et colmatées par du matériel hétérogène, favorisent l'infiltration des eaux de ruissellement ; elles sont le seul refuge possible pour la végétation arbustive.

Ces affleurements, sur lesquels la strate herbacée est absente, sont couverts de halliers difficilement pénétrables, composés notamment de *Combretum micranthum*, *Combretum nigricans*, *Acacia macrostachya*, *Grewia bicolor*... Tel est le cas dans le nord du plateau de Bandiagara et sur les plateaux cuirassés du Zarmaganda occidental. Sur les plateaux gréseux, du Sahel septentrional, ces fourrés sont moins épais et de composition quelque peu différente : aux *Combretum*, arbustes les plus fréquents, s'ajoutent les buissons d'*Euphorbia balsamifera*.

43. Les affleurements rocheux discontinus

Dans le domaine sahélien, la discontinuité spatiale des affleurements n'est pas seulement imputable à l'érosion ; les affleurements que l'on trouve aussi bien au sommet des plateaux gréseux qu'à la surface des bas plateaux ou des plaines, sont toujours partiellement masqués par des dépôts colluvio-alluviaux, des sables éoliens ou des épandages de cailloutis ou de gravillons généralement pelliculaires. Il s'ensuit qu'un milieu rocheux à substratum homogène peut présenter en surface la juxtaposition d'aires élémentaires dont les caractères sont déterminés par les sols et la végétation. Pour illustrer notre propos, nous prendrons comme exemple le plateau de Bandiagara et les bas plateaux cuirassés du Ferlo méridional.

---

(1) Ces surfaces rocheuses de couleur sombre rayonnent sur plusieurs heures après la tombée du jour. Elles constituent des aires thermiques chaudes.

. Le plateau de Bandiagara

Au nord de Bandiagara, nous avons recensé les unités suivantes :

- les croupes convexes, nues où les grès patinés sont jonchés de blocs et de dalles ;

- les buttes cuirassées : elles sont couvertes de fourrés de *Combretum*, mais leurs versants, taillés dans une altérite argilo-sableuse, sont dénudés. Les arbustes se concentrent uniquement dans les ravines (secteur de Dimbolo, au sud de Bandiagara) ;

- les glacis : les glacis, qui ourlent les croupes gréseuses ou les buttes, sont soit rocheux et de couleur sombre, soit sableux et de couleur claire. Dans le premier cas, ils sont nus, dans le deuxième cas, ils portent une steppe arbustive continue ;

- les plateaux du nord : au sud de Tassembé, les grandes tables de dolérite latéritisée sont le domaine d'une formation arbustive dense mais discontinue très fréquente au Sahel, la brousse tigrée (M. CLOS-ARCEDUC, 1956 ; G. BOUDET, 1972) ;

- les dépressions ou les plaines sableuses : dans ces dépressions drainées par le Yamé et ses affluents, les grès sont recouverts par des formations détritiques sableuses, sablo-argileuses, voire argileuses, assez épaisses. Dans ces secteurs où la culture du mil est pratiquée assez intensivement, l'*Acacia albida* est l'élément caractéristique du paysage.

A proximité des oueds, le ravinement a engendré la dénudation des sols sur des surfaces de plusieurs hectares ; en témoignent les bad-lands, à proximité du confluent du marigot Sibi-Sibi et du Kama-Golo, à 3 km à l'est de Bandiagara.

. Les bas plateaux cuirassés du Ferlo méridional

Limité au nord par une ligne Linguère-Yaré Lao-Saldé, et au sud par la vallée sèche du Ferlo, le Ferlo méridional est la région où le Continental terminal surmonté d'une cuirasse ferrugineuse peu épaisse (1,5 m en moyenne) a été découpé en une multitude de bas plateaux par le réseau du Ferlo lorsque celui-ci était fonctionnel. Ces plateaux plus ou moins étendus, et aux contours festonnés, dominent de quelques mètres des vallons digités excavés dans les formations tendres argilo-sableuses du Continental terminal. Ainsi, dans le Ferlo se juxtaposent deux milieux différents : le milieu cuirassé et le milieu argilo-sableux.

Les plateaux uniformément couverts par une formation arbustive, fermée, très dense (150-300/ha) dans laquelle *Pterocarpus lucens*, associé à des *Combretum*, est omniprésent. Les *Pterocarpus* forment parfois des groupements homogènes comme à 6 km à l'E-SE de Poram ou sur les collines d'Ouro Sogui à 15 km à l'ouest de Matam. Le tapis herbacé, composé de *Schizachirium exile*, *Eragrostis perbella*, *Pennisetum pedicellatum*, ainsi que d'*Andropogon pinguipes* et *Andropogon amplectens* ; les espèces vivaces sont ici beaucoup plus fréquentes que dans le Ferlo sableux.

Dans les vallons, la végétation se réduit à des plages couvertes de graminées ou à des groupements d'épineux épars. Nous y avons observé, en Février 1981, des cimetières de *Pterocarpus* et de *Combretum micranthum*, à quelques 6 km à l'E-SE de Poram. Les glacis qui prolongent les petits versants des plateaux sont nus ; ils sont seulement jonchés d'éléments de cuirasse et de gravillons ferrugineux, mais ils peuvent être lisses et tapissés d'une pellicule argileuse superficielle légèrement indurée. A ce paysage moyen du Ferlo des cuirasses, il faut adjoindre le lit et les bordures des tiangol, collecteurs des eaux ruisselées, qui sont colonisés par des bosquets verdoyants d'*Acacia adansonii*, de *Ziziphus mucronata* ou de *Piliostigma reticulatum*. De part et d'autre de ces oueds, le ravinement intense est à l'origine de bad-lands très étendus.

Les milieux rocheux, rarement exploités par l'homme car répulsifs et contraignants, semblent sensibles à la sécheresse prolongée.

Ceci est confirmé par la forte mortalité des ligneux et par la tendance à la contraction des arbustes et des arbres dans les biotopes les plus favorables ; G. BOUDET (1972) suggère même que la brousse tigrée, formation végétale spécifique des secteurs où le substratum rocheux est subaffleurant, est symptomatique de la péjoration des conditions climatiques.

CHAPITRE 5

LES MILIEUX, LE CLIMAT ET L'HOMME

1. INTRODUCTION

Les milieux sahéliens portent tous les stigmates d'une dégradation certaine. Nous tenterons de préciser les rôles respectifs du climat et de l'homme dans ce que d'aucuns appellent "désertification".

Les événements hydro-pluviométriques récents ne sont en réalité qu'un épisode dans l'évolution morphobioclimatique que le domaine sahélien connaît depuis le dernier pluvial holocène. Depuis 7000 ans environ, la tendance est à l'assèchement, et il est difficile d'imaginer que les populations des périodes néolithique, proto-historique ou historique, singulièrement moins importantes que celles qui vivent au et du Sahel, aient pu avoir une influence sur le climat ouest-africain.

Peut-on alors admettre, à la suite de J.G. CHARNEY (1975), que la désertification et l'apparition des déserts sont le fait de l'homme qui, en détruisant la végétation, aurait provoqué directement l'augmentation de l'albédo et indirectement, la subsidence des masses d'air et l'aridité ?

Avant de prendre position à propos de cette hypothèse qui fait fi des périodes arides antérieures à l'apparition de l'homme, nous préciserons les effets du climat et des activités humaines sur les milieux. L'état des milieux sahéliens en 1983 est imputable au déficit pluviométrique persistant des années 1968-1983, mais il est aussi l'aboutissement de leur exploitation séculaire.

2. LE CLIMAT ET SES EFFETS SUR LA BIOSPHERE

La période 1968-1983 a été caractérisée, ainsi que nous l'avons montré précédemment, par la diminution des précipitations annuelles et du nombre de jours de pluie ; l'augmentation corrélative du nombre de jours météorologiquement secs, l'augmentation de la fréquence des pluies inférieures ou égales à 10 mm et une distribution temporelle des pluies extrêmement variable.

Il s'en est suivi une péjoration générale des bilans hydrique et hydrologique, concrétisée par une moindre humectation des sols, une moindre alimentation des nappes superficielles et l'abaissement de ces dernières, une nette altération des conditions de l'écoulement et le dysfonctionnement des cours d'eau sahéliens, une intensification de l'érosion par ruissellement.

Le déficit pluviométrique dans les hauts bassins des fleuves Sénégal et Niger s'est traduit quant à lui par la baisse des débits mensuels et annuels, la diminution des volumes d'eau écoulés, la diminution des surfaces inondées, l'augmentation de la fréquence des crues faibles.

21. Les effets de la sécheresse sur la strate ligneuse

Le déficit hydro-pluviométrique a entraîné une augmentation du taux de mortalité des arbres et des arbustes dans les bio-unités les plus sensibles : sommet de dune, glacis d'érosion, glacis d'épandage et affleurements rocheux. Cette mortalité sélective semble avoir affecté les arbres les plus sclérophylles comme *Sclerocarya birrea, Commiphora africana, Salvadora persica, Guiera senegalensis, Acacia senegal* et *Acacia laeta* (1).

En témoignent les cimetières d'*Acacia laeta* sur les glacis cuirassés du Niger occidental (région de Bankilaré), de *Salvadora persica* et d'*Acacia raddiana* de l'Assouarirt au Mali, de *Pterocarpus lucens* dans le Ferlo méridional.

Certains ligneux comme *Balanites, Boscia, Grewia* et *Ziziphus* semblent pouvoir s'adapter à une sécheresse subite ou prolongée.

En règle générale, le spectre floristique de la strate ligneuse s'appauvrit et la tendance à la généralisation du mode contracté dans les bio-unités les plus favorables : talweg, couloir ou dépression intradunaire,

---

(1) Le degré de sclérophyllie est le rapport du poids de matière sèche (en cg) à la surface foliaire totale exprimée en cm^2. C.L. VANPRAET, G. VAN ITTERSUM (1983).

cuvettes des plaines interdunaires..., s'affirme.

La sécheresse perturbe également la phénologie des arbres et des arbustes. Il a été démontré (H. POUPON, 1979 ; H. POUPON et J.C. BILLE, 1974 ; J. PIOT et al., 1980) que le déficit en eau entraînait une diminution de la floraison, de la fructification et de la production foliaire.

Une sécheresse accentuée et prolongée modifie l'état des frondaisons et par suite, celui des formations arborées ; elle peut aussi, et ce n'est pas le moindre de ses effets, s'opposer à la régénération de certaines espèces, *Sclerocarya birrea*, par exemple. Nous avons néanmoins observé de nombreux cas de régénération naturelle tant au Ferlo qu'au Niger occidental dans des biotopes particuliers, il est vrai : dépression intradunaire ou vallée d'oued.

Les milieux rocheux, parce que plus "secs", semblent plus fragiles que les milieux sableux. Les milieux hydromorphes tels que la vallée du Sénégal ou la cuvette du lac Faguibine, dont la dynamique ne dépend que pour une faible part des rigueurs du climat sahélien, sont très sensibles aux excès. L'exemple de la région de Faguibine est, à cet égard, éloquent ; le remplissage intégral du lac en 1936 et 1955 a eu pour conséquence de provoquer la mort de forêts entières d'*Acacia raddiana*. L'assèchement qui a débuté en 1956 a permis la recolonisation de certains secteurs de la cuvette par d'autres forêts tout aussi épaisses.

La biomasse foliaire, difficile à évaluer, dépend non seulement de l'état des frondaisons, mais aussi du nombre et de la taille des ligneux et des espèces présentes. Elle varie chaque année en fonction des caractères de la phase feuillée et de la nature des milieux.

Les estimations de la biomasse foliaire (en kg de matière sèche par ha) faites par J. PIOT et al. dans le bassin-versant de la mare d'Oursi, peuvent se résumer comme suit :

Milieu		Juillet - Octobre	Avril
Dune		30	15
Glacis		40	25
Bas fond	a	150	60
	b	300	110

a = densité inférieure à 100 tiges par hectare
b = densité comprise entre 100 et 200

Ces mêmes auteurs ont montré que la productivité foliaire variait en fonction de l'espèce considérée ; elle est de l'ordre de 2 900 g pour *Balanites aegyptiaca*, 2 340 pour *Acacia laeta*, 1 700 pour *Acacia seyal*, 870 pour *Guiera senegalensis* et 740 pour *Acacia raddiana*, pour des sujets

dont le tronc a un diamètre moyen de 15 cm à sa base.

La plupart des arbres et des arbustes interviennent dans l'alimentation du bétail (pâturage dit aérien) ; les feuilles sont un appoint nécessaire de matières azotées. Les principales espèces appétées par les bovins sont les *Combretum, Piliostigma reticulatum, Pterocarpus lucens, Guiera senegalensis, Grewia bicolor, Maerua crassifolia, Anogeissus leiocarpus*. Les ovins et les caprins consomment, quant à eux, les feuilles de la quasi-totalité des ligneux sahéliens.

22. Les effets de la sécheresse sur la strate herbacée

Le tapis herbacé qui forme les pâturages se reconstitue chaque année à l'occasion de la saison des pluies. Sur l'ensemble du stock de graines disponibles, seule une partie germe (1). Le taux de germination, la densité des individus, la durée du cycle végétatif et la production de paille et de graines dépendent autant de la quantité que de la répartition temporelle des pluies efficaces (2). Des pluies estivales inférieures à la moyenne mais bien réparties peuvent permettre le développement d'un tapis herbacé très couvrant. Le déficit pluviométrique et la mauvaise distribution des pluies entraînent un raccourcissement du cycle végétatif, une diminution de la taille des plantes et de la productivité totale. La biomasse sur pied varie en outre en fonction des conditions topo-édaphiques réalisées dans les différentes bio-unités et ce, quelle que soit l'importance des pluies. Elle est ainsi plus élevée dans les dépressions intradunaires qu'en sommet d'ondulation ou sur les recouvrements sableux pelliculaires, et plus importante en milieu hydromorphe qu'en milieu sableux ou rocheux. Ceci est attesté par les estimations suivantes, faites par les agrostologues : G. BOUDET et al. (1971) ; J. VALENZA et A.K. DIALLO (1972) ; J.C. BILLE (1971).

Milieu	Production - kgMS/ha/an
Dune	600 - 1 000
Dépressions intradunaires	2 800 - 3 400
Sols cuirassés ou gravillonnaires	600 - 800
Sols colluviaux	1 000 - 2 500
Sols hydromorphes	4 800 - 5 400

(1) Les graines des espèces herbacées du Sahel sont douées d'une dormance remarquable. Certaines d'entre elles ne germent que deux ou trois ans après leur production

(2) Pour les agrostologues, la pluie efficace est la hauteur d'eau infiltrée pendant une période déterminée

Dans les zones de culture intensive (Cayor, Baol, Sine au Sénégal, Gondo central au Mali, Gober au Niger), à la végétation naturelle très altérée et appauvrie s'est substitué un paysage végétal construit, le parc à *Acacia albida*, qui, quel que soit son intérêt agronomique, ne peut protéger efficacement les sols du ruissellement ou de la déflation.

Précisons, toutefois, que les strates herbacée et arbustive se reconstituent assez rapidement sur les parcelles laissées en jachère.

32. Les feux courants

La steppe est dans le Sahel central et méridional, parcourue chaque année par des feux. Le bilan de ces feux volontaires, dont la finalité est de provoquer le regain des herbes vivaces, de plus en plus rares, est largement négatif. Le feu détruit intégralement le tapis herbacé sur des dizaines, voire des centaines d'hectares, et il endommage d'autant plus les frondaisons des arbres et des arbustes que la densité de ceux-ci est plus forte.

Dès après un feu, la surface du sol est uniformément couverte de cendres fines de couleur gris noir à noir ; les feuilles des arbres sont grises et recroquevillées. Un mois après, les cendres balayées par le vent laissent entrevoir le sol gris beige ; les rares touffes de vivaces se hérissent de pointes vertes et les arbres défeuillés bourgeonnent et fleurissent.

Nous avons observé de tels feux dans le Ferlo et dans le Gondo pendant la saison sèche (de Novembre à Février). Ce sont ainsi des grandes superficies qui sont alors livrées aux effets de la déflation pendant plusieurs mois. Ces feux, à moins qu'ils ne soient provoqués de façon répétitive dans les mêmes secteurs, ne semblent pas remettre en question la régénération du tapis herbacé pendant la saison des pluies qui suit. Encore faut-il que les pluies soient suffisamment abondantes et bien réparties.

L'analyse des images Landsat du Ferlo du 29 Décembre 1977 et du 2 Janvier 1979 permet de constater que la trace noire laissée par un feu juste avant le 29 Décembre 1977 est encore perceptible début Janvier 1979, sous forme d'une trace claire sur fond gris foncé.

Ceci prouve que la steppe s'est mal reconstituée. Deux raisons peuvent être invoquées : l'insuffisance des pluies pendant l'été 1978, ou l'insuffisance du stock de graines disponibles (les graines ayant pu être détruites par le feu ou exportées hors du secteur concerné par les vents de saison sèche).

33. L'action du bétail sur la végétation et les sols

La steppe des ensembles dunaires et des recouvrements sableux, les prairies ripicoles ou aquatiques constituent des pâturages dont la qualité varie en fonction de leur état (vert ou sec) et de leur composition floristique. Au fourrage herbacé s'ajoute le fourrage aérien moins abondant mais plus riche en matières azotées. La contribution, de ce dernier à l'alimentation du bétail est loin d'être négligeable, notamment à la fin de la saison sèche lorsque la biomasse herbacée est à son niveau le plus bas.

L'éleveur sahélien, peul, tamachek ou maure, qui sait apprécier la qualité des pâturages, en connaît aussi la dynamique qui dépend non seulement de la pluviométrie mais aussi des modalités de leur exploitation antérieure. Ainsi, l'utilisation des mêmes aires pastorales pendant plusieurs années peut-elle conduire à une diminution de la productivité consécutive à l'appauvrissement floristique. Aux espèces à haute qualité fourragère, telles que *Cenchrus biflorus, Dactyloctenium aegyptium, Eleusine indica, Zornia glochidiata, Blepharis linariifolia...*, se substituent des plantes inappétables comme *Cassia occidentalis* ou *Calotropis procera*. Si l'éleveur connaît bien les milieux naturels qu'il exploite, il peut êtrecontraint, dans certaines conditions imposées par le climat, à participer à leur dégradation ; pour assurer la survie de ses bêtes, en effet, il doit ébrancher, ou même abattre des arbres et des arbustes, notamment pendant les années calamiteuses.

Selon l'annuaire de la FAO sur la production de l'année 1976, le cheptel sahélien comprenait 17 millions de bovins, 15 millions d'ovins et 16 millions de caprins. Si l'on admet que la superficie du domaine étudié est de 1,5 millions de km^2, les densités respectives des bovins, des ovins et des caprins seraient de 11, 10 et 11 au km^2. Ces chiffres n'ont guère de signification dans la mesure où la répartition spatiale des troupeaux dépend de celle des pâturages plus ou moins productifs et des points d'abreuvement (fleuves, mares, puits, forages). Il s'ensuit que les densités sont extrêmement inégales ; elles sont évidemment plus élevées dans le Sahel central que dans le Sahel septentrional (au nord de l'isohyète 300 mm), où la régénération annuelle du tapis herbacé est assujettie aux aléas pluviométriques. Dans les régions sahéliennes, les besoins journaliers d'un ruminant sont estimés à 2,5 kg de matière sèche ingérée pour 100 kg de poids vif ; autrement dit, pour une unité de bétail tropical (UBT) de 250 kg de poids vif, les besoins annuels sont de 2 280 kg de matière sèche (1).

---

(1) Sur pâturage sahélien de saison sèche, le déficit alimentaire quotidien de l'UBT est de l'ordre de 130 g de matières azotées digestibles.

Selon les agrostologues, le taux moyen d'utilisation du fourrage sur pied, variable selon le type de pâturage, est de l'ordre de 40 %. G. BOUDET (1974).

Le tableau suivant donne une idée de la charge théorique de la zone pastorale par unité de surface en fonction de la productivité moyenne des différents pâturages. J. COULOMB, H. SERRES, G. TACHER (1980).

Type de pâturage		Productivité (en kg de MS par ha)	Charge théorique
Sur dune	Sahel nord	500	6 à 20 ha/an/UBT
	Sahel sud	1 500 - 2 000	
Sur glacis colluviaux		1 000 - 3 000	5 ha/an/UBT
Prairie inondable ou bourgouttières		6 000	0,6 ha/an/UBT

N.B. : MS = matière sèche

On peut déduire de ces estimations que la charge des pâturages de recouvrements dunaires, les plus importants par leur superficie, est généralement faible. L'exploitation de tels pâturages ne peut être qu'extensive ; les déplacements des troupeaux sur ces aires pastorales s'organisent en fonction de la répartition des points d'eau.

Les besoins en eau, estimés à 30-40 litres tous les deux jours pour un boeuf et à 7 litres tous les deux jours pour une chèvre ou un mouton, limitent les parcours entre les points d'abreuvement et les pâturages à environ 15 km. C'est donc la présence et l'abondance d'eau disponible, le nombre et la répartition des points d'eau dans les aires pastorales qui déterminent la distribution des densités de bétail. Il est fréquent de constater que les troupeaux qui se rattachent à une aire pastorale dépendante d'un point d'abreuvement sont trop importants par rapport à la capacité de production de la dite aire. Dans ce cas, le surpâturage et le piétinement dus à des troupeaux en surnombre peuvent, en détruisant la couverture végétale et en modifiant l'état physique des sols, favoriser soit la déflation, soit le ruissellement.

Le piétinement des troupeaux a des effets différents selon la nature du sol. A proximité des points d'eau, les sols sableux dont la cohésion est très faible, donnent deux à trois mois après la fin de la saison des pluies, l'impression d'avoir été labourés.

Les sols à texture sablo-argileuse ou argileuse soumis au piétinement deviennent plus denses du fait de la compaction, C. VALENTIN (1983). Cette compaction plus importante alentour des puits, des forages ou des

mares contribuerait à diminuer la porosité des sols, mais cela ne semble pas avoir d'effet sur la régénération éventuelle de la végétation. C'est principalement au piétinement que l'on doit la formation des auréoles de dénudation autour des villages et des points de rassemblement des troupeaux ; elles peuvent atteindre jusqu'à 6 km de rayon (1).

34. L'homme, le climat et l'équilibre des milieux

Les effets conjugués de la sécheresse, des activités agricoles et pastorales se traduisent, dans le domaine sahélien, par la dégradation de la couverture végétale. Celle-ci, de plus en plus discontinue au fur et à mesure que s'avance la saison sèche, n'est plus à même d'assurer la protection des sols.

. L'érosion éolienne

Si les vents actuels sont peu efficaces, ils suffisent à mobiliser les sables fins, les limons et les argiles, dès lors que la strate herbacée est détruite. L'apparition et l'extension des remaniements éoliens et des dunes vives ont été constatées dans toute la zone sahélienne. En Haute-Volta septentrionale, dans les secteurs d'Oursi et de Ménégou..., au Mali dans le Gourma septentrional (secteurs de Gao et région de Gourma Rharous) dans la région du lac Faguibine... ; au Sénégal, dans le Ferlo septentrional et le long du fleuve (diéri), entre Saldé et Dagana, et au sud du delta... ; au Niger, au sommet des dunes de la rive droite du fleuve mais aussi dans les régions de Ouallam et de Gouré... et en Mauritanie, dans le Trarza où les remaniements sont considérables (régions de Mederdra et de Boutilimit)... (photo F, pl. III).

On peut se demander si dans certaines régions comme le Diéri au Sénégal, l'Oudalan en Haute-Volta ou le Gourma septentrional, la désertification même très ponctuelle n'est pas irréversible. Il n'est pas évident, en effet, que les dunes vives d'allure typiquement saharienne comme celles d'Oursi, puissent être de nouveau colonisées par la végétation, même à l'occasion d'un retour prolongé à des conditions pluviométriques normales (2). Localement, la désertification est la preuve même que l'équilibre des milieux sableux est partiellement rompu.

. Le ruissellement

La dénudation des sols favorise, au début de la saison des pluies, le ruissellement aussi bien sur les versants que sur les glacis et les versants des dunes.

---

(1) Le terme "auréole de désertification" fréquemment utilisé ne nous paraît pas adéquat : s'il y a bien dénudation quasi intégrale pendant la saison sèche, la steppe se reconstitue pendant la saison des pluies sur les sols nus mais enrichis par la fumure. La dénudation est saisonnière et non pas définitive.

(2) Il est à noter que des dunes vives existaient déjà à Oursi avant 1950 et qu'elles n'ont pas été reconquises par la steppe pendant la période 1951-1959, période à pluviométrie très excédentaire. Il est vrai qu'il y avait aussi d'importants troupeaux...

Des ravines sur dunes ont été observées dans le Ferlo (secteur de Dodji), en Haute-Volta et au Niger occidental, et au Mali central. Les bad-lands sont, comme nous l'avons déjà dit, fréquents sur les sols colluviaux argilo-sableux des dépressions du Ferlo méridional ou du plateau de Bandiagara (photo G, pl. IV).

Le ruissellement en nappe sur les surfaces sub-horizontales favorise, quant à lui, la concentration de particules fines (argiles et limons) dans les points bas des micro-reliefs et la formation de croûtes pelliculaires. Ces dépôts superficiels imperméables, sur lesquels les graines ne peuvent ni se fixer ni germer, sont nus et lisses. D'après C. VALENTIN (1981), la génération de telles surfaces serait spécifique des périodes à pluviométrie déficitaire ; d'après G. BOUDET (1972), elles seraient à l'origine des discontinuités du tapis végétal, caractéristiques de la brousse tigrée.

4. DISCUSSION A PROPOS DU MECANISME DE J. CHARNEY

A l'issue de cette analyse, on peut se demander si les changements intervenus dans les différents milieux sahéliens et inhérents aux effets conjugués d'un déficit pluviométrique prolongé et des activités humaines ne peuvent pas à leur tour participer à l'accentuation de la sécheresse.

En 1974, le météorologue Jules CHARNEY, pour expliquer l'intensification et la prolongation de la sécheresse, a proposé un "mécanisme de rétroaction biogéophysique". Selon cet auteur, la réduction de la couverture végétale, imputable aux effets conjugués du déficit pluviométrique et des activités agro-pastorales, entraîne avec l'extension des superficies dénudées, l'augmentation de l'albédo de surface. Ceci aboutit à une augmentation du déficit d'énergie disponible, dû à ce qu'une surface rayonne plus d'énergie dans l'infrarouge qu'elle n'en absorbe. Ce déficit est compensé par la subsidence des masses d'air externes qui bloque les processus générateurs de pluie. Il s'ensuit une accentuation de la sécheresse qui accélère la disparition de la végétation restante.

L'introduction dans un modèle de circulation générale de l'atmosphère, de valeurs d'albédo élevées a montré que les précipations diminuaient effectivement, J. CHARNEY et al. (1977) ; J. WALKER, P.R. ROWNTREE (1977) ; J. SHUKLA et Y. MINTZ (1982) ; ELSAESSER et al. (1976) ; L. PICON (1983).

Concernant le Sahel, les applications numériques ont porté, précisons-le, sur des valeurs d'albédo théoriques que l'on a fait varier arbitrairement entre 14 et 30 %, sans tenir compte de l'albédo des régions situées de part et d'autre du domaine étudié.

Les modifications introduites dans ces modèles ont-elles une quelconque

relation avec la réalité ? Elles induisent les questions suivantes :

- l'albédo du Sahel est-il réellement de 14 % ?

- la dénudation des sols a-t-elle provoqué une augmentation de 15 % de la réflectivité de surface ?

- la sécheresse est-elle uniquement sahélienne et peut-on, en modifiant un seul des paramètres sur une région déterminée, en tirer des conséquences réalistes sur son impact dans la circulation générale ?

- le changement du seul paramètre albédo peut-il entraîner de tels enchaînements ?

Faute de pouvoir apporter dans l'immédiat des réponses précises à ces questions, nous énoncerons trois évidences.

- Le climat sahélien est indissociable des autres climats ouest-africains ; il relève de la circulation générale, connue seulement dans ses grandes lignes.

- Le Sahel semi-aride ne contribue que d'une façon infime à l'humidité de l'atmosphère qui le surmonte ; la vapeur d'eau précipitable pendant les mois d'été a une origine allochtone.

- L'homme, en dégradant la végétation déjà affectée par les conditions climatiques, exacerbe l'action désertifiante du vent et du ruissellement.

CONCLUSION

Les milieux sahéliens qui, dans les conditions normales, sont astreints à une forte sécheresse à peine atténuée par des pluies estivales peu abondantes et très irrégulières, subissent depuis 15 ans un important déficit pluviométrique. La végétation traumatisée par cette crise climatique, appauvrie et dégradée par des populations toujours plus importantes et par le bétail, ne protège plus que partiellement les sols.

L'équilibre naturellement précaire des milieux est, comme nous l'avons montré, localement rompu. Dans le domaine sahélien, les états de surface et les paysages sont différents selon la saison ; à cette évolution annuelle se superposent ou s'ajoutent les changement induits par l'évolution pluriannuelle de la pluviométrie et du bilan global de l'eau.

A partir des valeurs de l'albédo des régions sahariennes et sahéliennes, obtenues par le traitement des données fournies par les satellites LANDSAT et METEOSAT, nous montrerons, dans ce qui suit, comment la télédétection spatiale permet de suivre l'évolution temporelle des milieux sahéliens.

TROISIEME PARTIE

L'APPORT DES DONNEES DES SATELLITES

INTRODUCTION - LA TELEDETECTION

La détection à distance qu'est la télédétection, utilise les propriétés des ondes électromagnétiques émises, réfléchies ou diffractées par les objets terrestres ou l'atmosphère. Les capteurs embarqués sur des avions ballons ou satellites artificiels permettent d'acquérir des données liées à la signature électromagnétique de l'objet observé. La réponse captée dépend essentiellement de la nature et de l'état de l'objet au moment de l'observation, en même temps que des conditions de propagation des ondes électromagnétiques émises par celui-ci et son environnement.

On distingue deux types de télédétection : la télédétection passive et la télédétection active.

Dans le cas de la télédétection active, un émetteur irradie la surface observée, le récepteur enregistre la luminance rétrodiffusée. Cette luminance est le résultat de multiples interactions avec les éléments du milieu (atmosphère), qui induisent différentes perturbations.

Dans le premier cas, celui qui nous intéresse, les sources de radiations sont naturelles. Il s'agit du soleil, de la terre, de l'atmosphère. La source première est le rayonnement solaire, le récepteur enregistre la réponse émise, réfléchie ou transmise par la portion de surface terrestre aux radiations naturelles, interceptées par le champ de l'appareil. (Fig. n° 74 et 75).

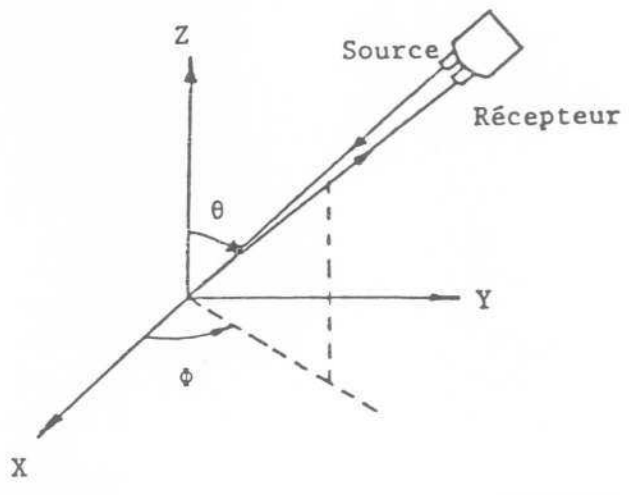


Fig. 74 Télédétection active.

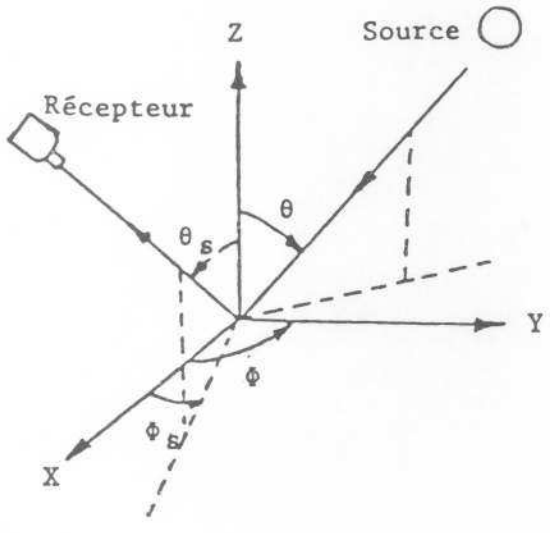


Fig. 75 - Télédétection passive.

Le rayonnement solaire est la principale source d'énergie atmosphérique. Dans ce qui suit, nous ferons un bref rappel des transferts radiatifs d'énergie entre le soleil, l'atmosphère et la surface terrestre, avant d'aborder l'étude de l'un des paramètres : l'albédo de surface, que l'on peut mesurer au sol et dont on peut avoir une approximation à partir de l'espace, par les satellites d'observation de la terre.

La surface du sol joue un rôle important dans ces transferts. Elle reçoit en effet une grande partie du rayonnement solaire, l'atmosphère n'en absorbant de façon directe qu'une faible quantité. Le sol restitue une grande partie de l'énergie reçue. Interviennent alors en plus des transferts radiatifs, des transferts conductifs et convectifs vers l'atmosphère.

CHAPITRE 6

LES PRINCIPES PHYSIQUES ET L'ALBEDO

1. LE RAYONNEMENT SOLAIRE

11. Le flux solaire incident

Si la puissance rayonnée par le soleil est considérée comme constante, la puissance reçue par l'atmosphère à sa limite supérieure varie en fonction de la distance terre-soleil, maximale en Juillet, minimale en Janvier.

Ces variations minimes sont négligées et la constante solaire C (puissance reçue par une surface de 1 m^2 située à la limite supérieure de l'atmosphère et exposée normalement aux rayons du soleil) est évaluée à :

$$C = 1367\ Wm^{-2} \pm 0,1\ \%$$

(Mesure pour une période 1976-1980, à partir des données ACR (Active Cavity Radiometers). R.C. WILLSON (1981)

Le flux solaire atteignant en réalité le sommet de l'atmosphère est donné par :

$$Rs = 1367\ (1 + 0,034 \cos \gamma\varepsilon)\ Wm^{-2}$$

où $\gamma\varepsilon = 2\ \pi$ (jour de l'année - 3)/365 jours. R.E. DICKINSON (1983)

La puissance reçue sur une surface unitaire, dès lors qu'elle n'est plus exposée normalement aux rayons solaires incidents, varie selon la distance zénithale du soleil. Fig. n° 76.

La distance zénithale est dépendante de l'heure, de la latitude et de la saison.

Environ la moitié du flux atteignant la surface terrestre est absorbée par celle-ci, le reste est absorbé ou réfléchi par les constituants de l'atmosphère, ou réfléchi par la surface.

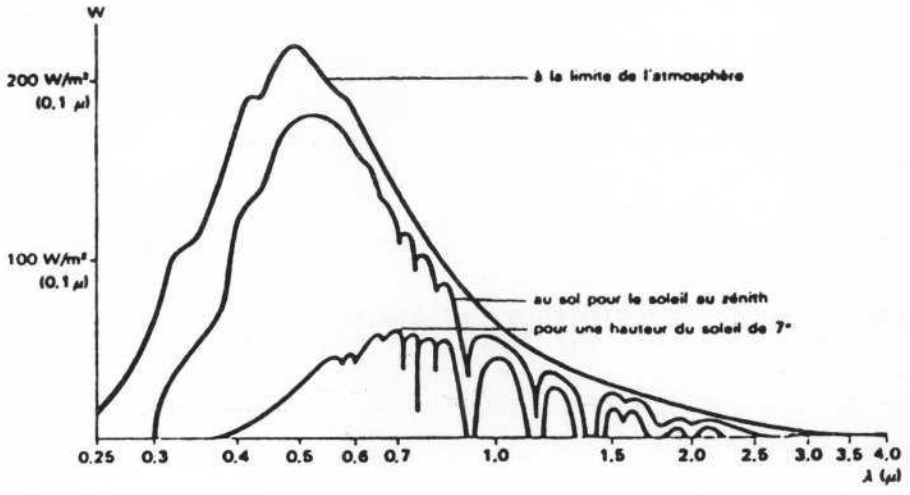


Fig. n° 76 - Influence de la hauteur du soleil sur la répartition spectrale du rayonnement solaire direct au sol. D'après C. PERRIN de BRINCHAMBAUT, 1963.

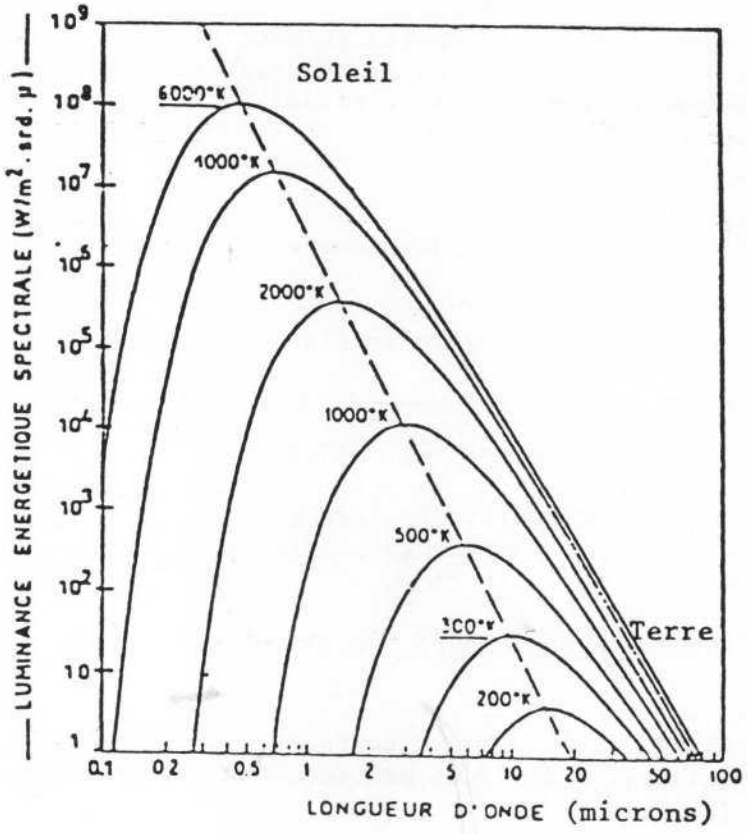


Fig. 77 - Répartition spectrale de la luminance du corps noir et droite de l'approximation de WIEN

12. Le spectre solaire

Le soleil rayonne comme un corps noir dont la température de surface serait de 6 000° K. Fig. n° 77.

Le corps noir est un corps idéal, absorbant toute l'énergie émise par son environnement, quels que soient la longueur d'onde et l'angle d'incidence. Il rayonne toute l'énergie interne sous forme d'ondes électromagnétiques.

Les coefficients d'absorptivité et d'émissivité du corps noir sont de 1.

La répartition spectrale de l'énergie émise par un corps noir est donnée par l'équation de PLANCK :

$$W_\lambda = \frac{2\,hc}{\lambda^5 \exp\left(\frac{hc}{\lambda kt} - 1\right)}$$

λ : longueur d'onde
W_λ : énergie émise par unité de surface et par unité de longueur d'onde à la longueur d'onde λ
h : constante de PLANCK (6,63 . 10^{-34} J.seconde)
c : vitesse de la lumière dans le vide
k : constante de BOLTZMANN (1,38 . 10^{-23} J.K)
T : température absolue

Selon la loi de WIEN (1), qui se formule comme suit :

$$T.\lambda max = 2897 \lambda m.°K$$

on peut obtenir pour une température donnée la longueur d'onde maximum correspondant au maximum d'émission de la source.

La droite joignant les maximums correspond à l'approximation de WIEN. Fig. n° 77. Pour une température absolue de 300°K (approximativement de la température de la terre), la longueur d'onde d'émissivité maximum est :

$$\lambda max = 10\ \mu m$$

Pour le soleil, la longueur d'onde de la radiation correspondant à la puissance maximale d'émission est de 0,5 µm.

L'émission solaire se situe dans une bande de longueurs d'onde allant de 0,3 à 5 µm.

Environ 8 % de cette émission correspondent à des longueurs d'onde inférieures à 0,4 µm.

---

(1) Formule obtenue par dérivation de l'équation de PLANCK, lorsque le produit λT est inférieur à 2400 µm.

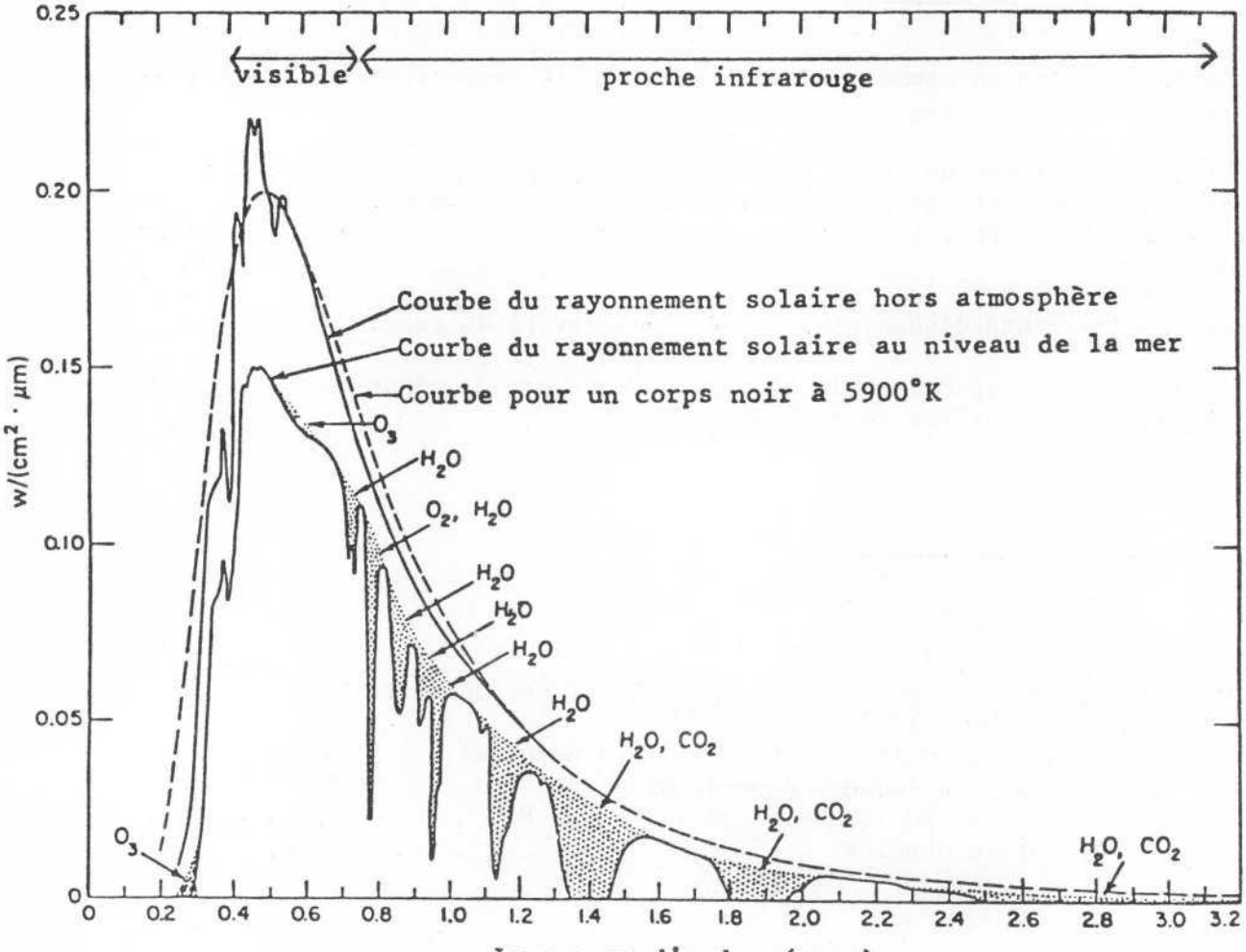


Fig. n° 78 - Spectre du rayonnement solaire

41 % à des longueurs d'onde comprises entre 0,4 et 0,75 µm, domaine du visible.

51 % correspondent à des longueurs d'onde supérieures à 0,7 µm, domaine du proche infrarouge. Fig. n° 78.

13. Le rayonnement terrestre

Le rayonnement terrestre est un rayonnement infra-rouge composé de radiations dont les longueurs d'onde sont comprises entre 5 et 100 µm.

Ce rayonnement est largement absorbé par les gaz de l'atmosphère, sauf entre 8 et 13 µm. L'ozone intervient surtout dans la stratosphère, la vapeur d'eau dans la troposphère et le gaz carbonique dans l'une et l'autre.

Mais l'atmosphère rayonne elle-même par ces mêmes gaz et par les poussières en suspension qu'elle contient, poussières d'origine diverse et de dimensions variées.

Le rayonnement de l'atmosphère dirigé vers l'espace s'ajoute à celui du sol. La présence de nuages modifie et complique les phénomènes de rayonnement atmosphérique. Ainsi, un nuage bas, suffisamment dense et épais, se comporte comme un corps noir et augmente sensiblement le rayonnement atmosphérique. Par contre, les nuages élevés constitués de cristaux de glace de faible densité ne peuvent pas être considérés comme des corps noirs.

14. Le flux radiatif net

Le flux radiatif net est la différence entre la puissance énergétique reçue par la terre par unité de surface et la puissance énergétique réémise par la terre par unité de surface.

. La puissance reçue par la terre se décompose comme suit :

- dans les courtes longueurs d'onde : l'irradiance solaire et le flux diffus de l'atmosphère, c'est-à-dire l'éclairement solaire et atmosphérique ;

- dans les grandes longueurs d'onde : l'irradiation de l'atmosphère et son émission propre.

. La puissance réémise par la terre :

- puissance réfléchie dans les courtes longueurs d'onde ;

- puissance réfléchie dans les grandes longueurs d'onde ;

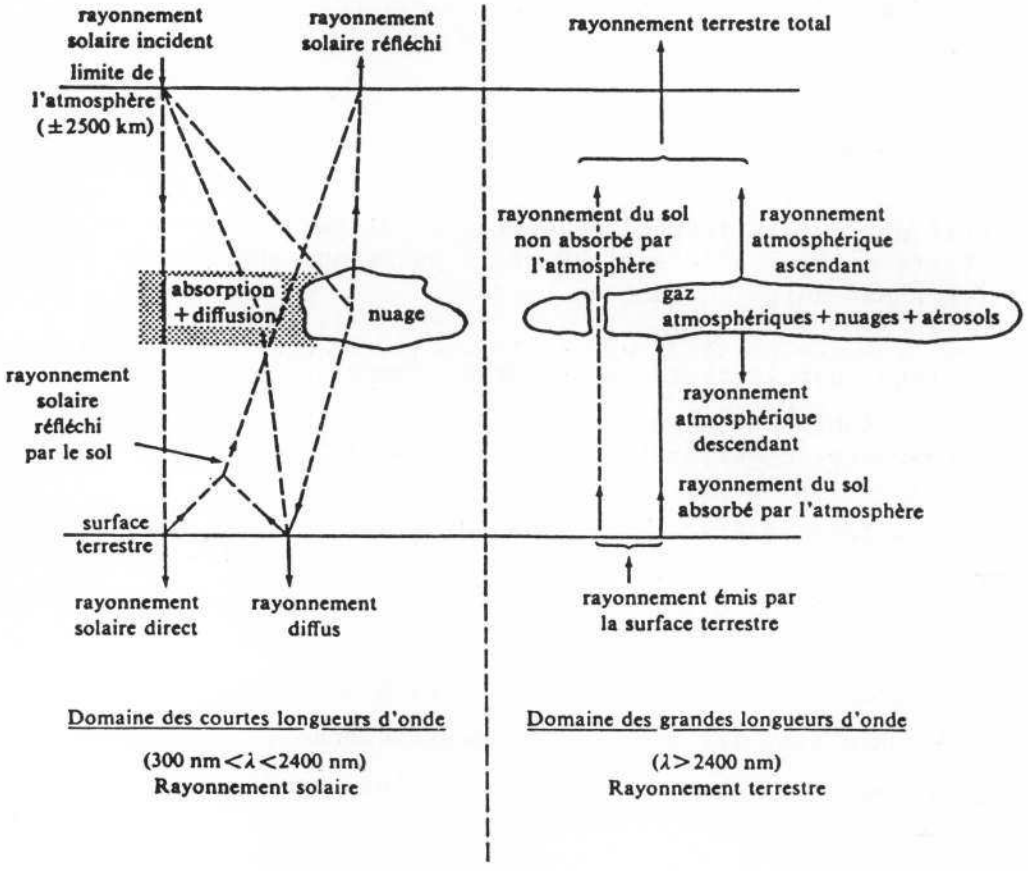
- puissance directement émise par la terre dans les grandes longueurs d'onde.

Pour un système en équilibre, comme l'est l'ensemble du globe terrestre, et son atmosphère, à l'échelle annuelle, le bilan terrestre est nul. La puissance de l'énergie réémise + la puissance de l'énergie transmise + la puissance absorbée = la puissance incidente.

La figure n° 79 donne une représentation schématique des divers flux composant les rayonnements solaire et terrestre : les phénomènes dépendant du rayonnement solaire dans les courtes longueurs d'onde d'une part, et le rayonnement renvoyé vers l'espace dans les grandes longueurs d'onde, d'autre part.

FIG 79 — Représentation schématique des diverses composantes des rayonnements solaire et terrestre.

(H.BOYEN et al. 1976)



2. LES PRINCIPES PHYSIQUES DE LA TELEDETECTION

Dans ce qui suit, nous ne ferons que rappeler brièvement quelques principes liés au rayonnement électromagnétique mesuré en télédétection. Le sujet est largement traité par Philip N. SLATER, dans son ouvrage fondamental : Remote sensing optics and optical systems, 1980. F. BECKER (1978), dans son cours sur les principes physiques de la télédétection, développe les divers aspects physiques de la télédétection : les données et leur acquisition, le traitement des données et l'exploitation des informations traitées.

21. Emission du rayonnement électromagnétique

Dans ce paragraphe, nous reprendrons en partie la formulation donnée par J. AMADO, dans sa thèse : "Cartographie de l'albédo et du gisement solaire à partir des données du satellite Météosat", 1982.

Tout corps dont la température absolue est supérieure à 0° K rayonne dans toutes les directions une énergie qui est transmise sous forme d'ondes électromagnétiques.

L'énergie totale W, émise dans toutes les longueurs d'onde, est fonction de la température du corps émetteur, mais aussi de sa nature. Elle est exprimée par la formule :

$$W = \varepsilon\sigma T^4, \text{ où}$$

ε = l'émissivité du corps
σ = la constante de STEFAN-BOLTZMANN ($5{,}67 \cdot 10^{-8}$ $W.m^{-2}.(°K)^{-4}$)
T = la température absolue du corps en °K

22. La propagation du rayonnement électromagnétique

La propagation du rayonnement électromagnétique dans un milieu différent du vide est atténuée par des phénomènes d'absorption et de diffusion.

L'absorption est caractérisée par la disparition d'un certain nombre de photons. L'énergie correspondante est transformée en échauffement. Il y a atténuation du signal dans la direction de la propagation.

La diffusion est caractérisée par un changement de direction de la radiation incidente. Il y a redistribution angulaire de l'énergie incidente, atténuation du signal dans la direction de l'éclairement et augmentation dans les autres directions.

23. Les quantités utilisées en télédétection

Les détecteurs sont sensibles à l'énergie propagée par un rayonnement électromagnétique dans sa direction de propagation et dans différentes bandes spectrales.

Nous rappellerons les différentes quantités liées à la source de rayonnement et au milieu sur lequel intervient ce rayonnement. Fig. n° 80.

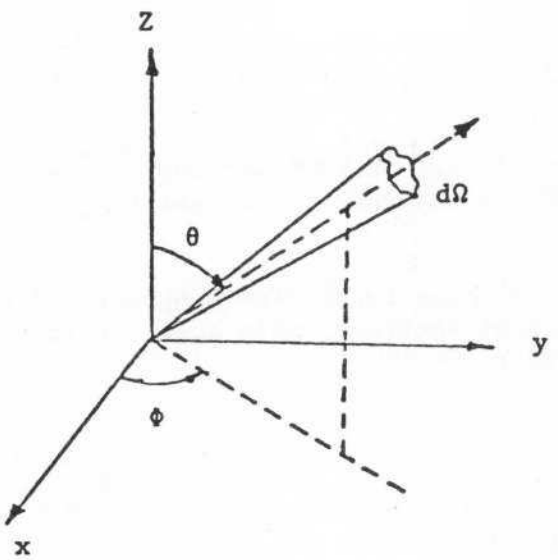


Fig.n°80 - Directions liées à l'émission d'une source

La puissance est la quantité d'énergie émise par une source dans toutes les directions ; l'unité de mesure est le watt.

L'intensité est la quantité d'énergie transportée dans une direction par unité d'angle solide ; l'unité de mesure est le watt/stéradian.

$$I = \frac{dW}{d\Omega}$$

La luminance est la puissance émise dans une direction d'angle solide par unité de surface normale au faisceau ; l'unité est le watt/m2/ stéradian.

$$L(\theta,\phi) = \frac{d^2 W}{d\Omega\, dS \cos\theta} = \frac{dI}{dS \cos\theta}$$

θ : zénith dela direction de propagation
ϕ : azimut de la direction de propagation

L'émittance est la puissance émise par unité de surface, dans tout le demi-espace déterminé par cette unité de surface, l'unité est le watt/m^2.

$$M = \frac{dW}{dS}$$

$$M = \iint_{\text{hémisphère}} L(\theta,\phi) \cos\theta \, d\Omega$$

si la surface est lambertienne $L(\theta,\phi) = L$

$$M = L \int_{\text{hémisphère}} \cos\theta \, d\Omega \qquad \text{où } d\Omega = \sin\theta \, d\theta \, d\phi$$

$$M = L \int_0^{\pi/2} d\phi \int_0^{\pi/2} d\theta \cos\theta \sin\theta$$

pour une surface lambertienne
$M = \pi L$

L'éclairement est la puissance reçue par unité de surface du récepteur ; l'unité est le watt/m2.

$$E = \frac{dW}{dS}$$

La transmittance est le rapport de la puissance transmise à la puissance reçue T.

L'absorptance est le rapport de la puissance absorbée à la puissance reçue α.

La réflectance bidirectionnelle est le rapport de la luminance réfléchie dans une direction à l'éclairement provenant de la source ; l'unité est le stéradian $^{-1}$

$$\rho = \frac{Mr}{Ei}$$

La réflectance directionnelle est le rapport de l'émittance d'un élément de surface à la puissance qu'il a reçue (l'éclairement) :

$$\rho_b = \frac{Lr}{Ei}$$

si la surface est lambertienne (1), on a : $\rho = \pi\rho_b$

Toutes ces quantités peuvent être mesurées pour une longueur d'onde donnée.

La réflectance spectrale est le rapport de l'énergie réfléchie à l'énergie incidente dans une longueur d'onde donnée.

24. Les bandes spectrales utilisées en télédétection

Les radiations électromagnétiques sont ordonnées par longueurs d'onde. Elles constituent le spectre électromagnétique. (Fig. n° 81).

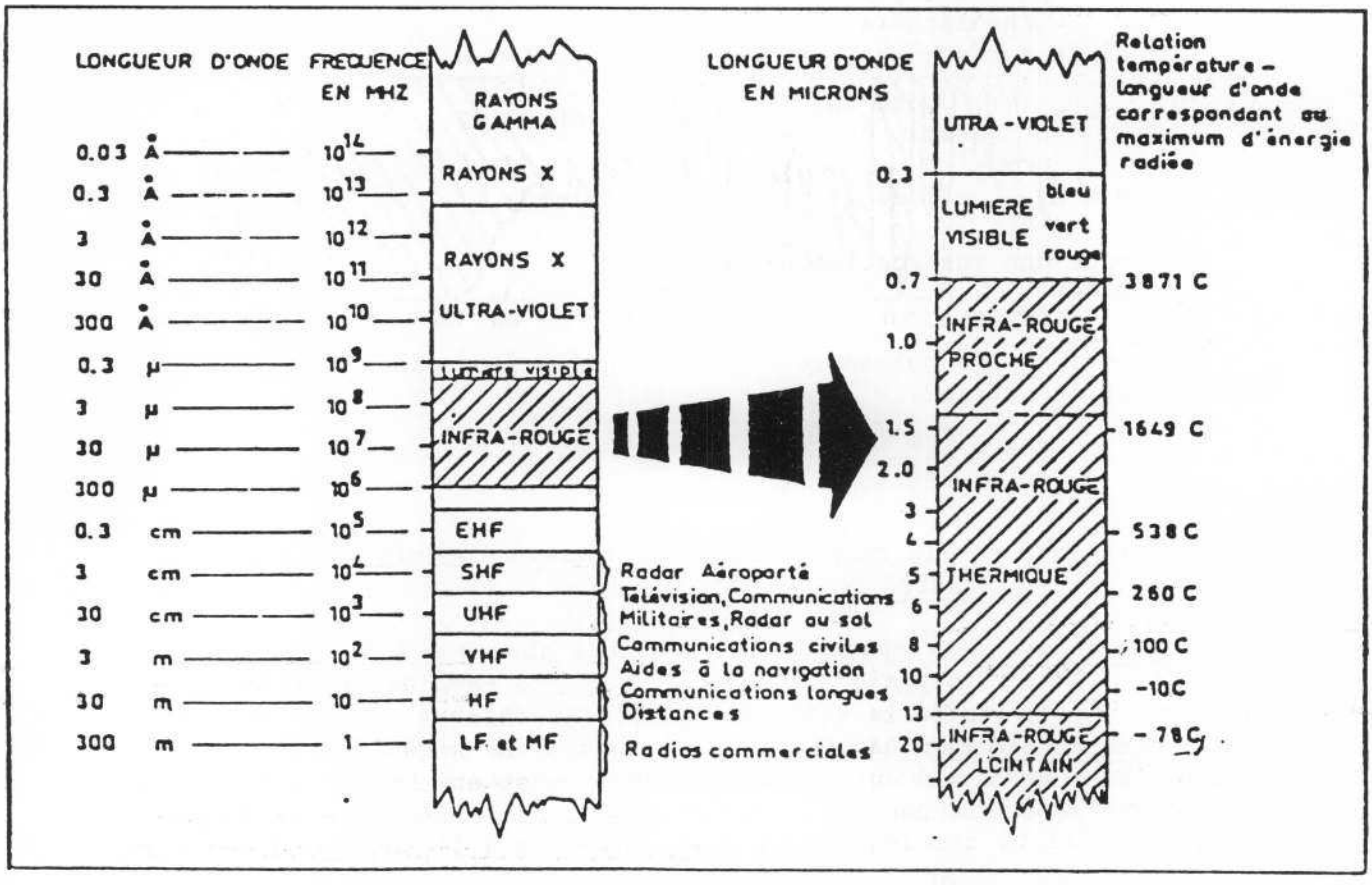


Fig. n° 81 - Différents domaines du spectre électromagnétique.

(1) Une surface lambertienne est telle que sa radiance est constante, quel que soit l'angle de réflexion $\lambda\theta$ avec sa normale. La loi de Lambert établit que le flux par unité d'angle solide dans toutes les directions varie avec le cosinus θ. $I_\theta = I_o \cos\theta$.

Le choix des bandes spectrales utilisées en télédétection est lié aux possibilités d'utiliser les régions spectrales où l'intensité du rayonnement émis par la source est suffisamment grande et peu perturbée par l'atmosphère. L'atmosphère peut en effet être totalement opaque au rayonnement dans plusieurs régions du spectre. (Fig. n° 82).

Les fenêtres ou bandes spectrales, peu affectées par l'absorption atmosphérique sont :

- dans le visible, 0,4 à 0,75 µm et 0,75 à 1,1 µm dans le proche infrarouge, domaine où est mesuré le rayonnement solaire réfléchi par les objets terrestres ;

- dans l'infrarouge moyen, 3 à 5 µm et 8 à 14 µm, région où est reçue l'énergie électromagnétique rayonnée par les objets terrestres, en fonction de la température, de leur émissivité et de leur état de surface.

Les micro-ondes de 1 mm à quelques mètres sont utilisables par des capteurs actifs ayant leur propre source d'illumination (les radars), ou des radiomètres pouvant capter la très faible énergie émise par les corps terrestres dans ces longueurs d'onde.

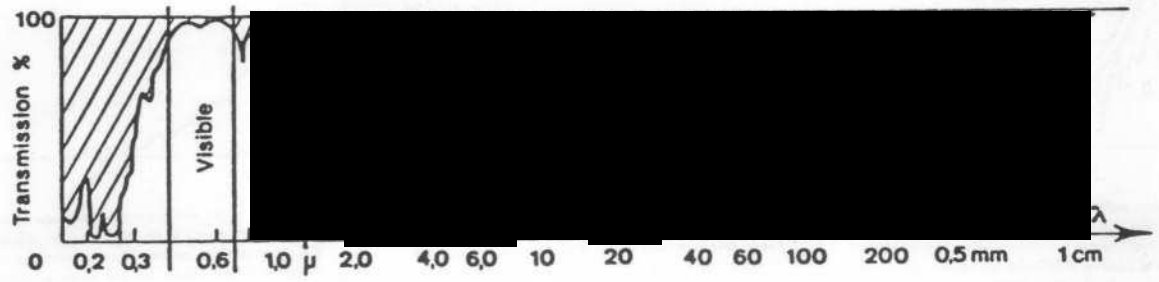


Fig. n° 82 - Les fenêtres du spectre

25. Le signal enregistré par le satellite

En supposant qu'il n'y ait pas d'atmosphère, le rayonnement solaire arrivant à la surface de la terre est en partie absorbé par celle-ci et le reste est renvoyé dans tout le demi-espace. Le signal alors capté serait directement lié aux propriétés de l'objet observé. En réalité, le signal enregistré par le satellite subit différentes perturbations : les perturbations atmosphériques et celles dues à l'instrument.

. Les perturbations atmosphériques

- Atténuation moléculaire

Comme nous l'avons vu, le rayonnement solaire réfléchi vers l'espace est perturbé par deux processus, un processus d'absorption par certains gaz contenus dans l'atmosphère (O2, H20 et CO2), et un processus de diffusion par les aérosols et par les molécules. Fig. n° 83.

L'effet d'atténuation dû à l'absorption moléculaire dépend de la température, de la composition moléculaire et de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère. Les bandes spectrales d'absorption étant choisies dans les fenêtres atmosphériques transparentes, l'absorption par les gaz peut être négligée. Restent les phénomènes atmosphériques (molécules et aérosols).

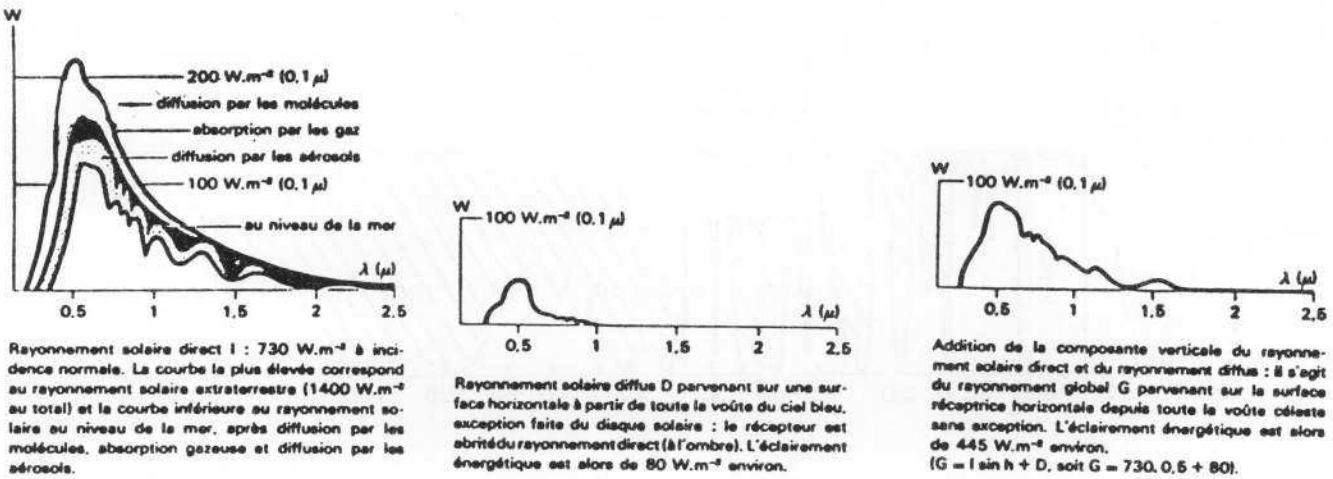


Fig. n° 83 - Atténuation du rayonnement solaire. D'après C. PERRIN de BRINCHAMBAUT, 1963

- La diffusion atmosphérique

La diffusion moléculaire est due à l'interaction des photons et des molécules (diffusion RAYLEIGH). Elle varie en fonction de la puissance 4ème de la longueur d'onde ; son influence est prépondérante dans les courtes longueurs d'onde $\lambda > 0,55\mu m$.

La diffusion par les aérosols, interaction entre les photons et les particules en suspension dans l'air (diffusion MIE) varie en fonction de la longueur d'onde λ , et intervient dans tout le spectre du rayonnement

solaire.

D. TANRE (1982), dans sa thèse : "Interaction rayonnement-aérosols, applications à la télédétection et au calcul du bilan radiatif", présente de la façon suivante l'influence de la diffusion atmosphérique sur le signal mesuré. Fig. n° 84.

Pour un sol idéal qui serait parfaitement noir :

a) un certain nombre de photons sont renvoyés par diffusion vers le capteur. ρa est la réflectance atmosphérique ;

b) un certain nombre de photons sont transmis vers le sol dans la direction d'éclairement. $t(\theta s)$ est le facteur de transmission direct ;

c) éclairement diffus du sol par les photons diffusés par l'atmosphère vers le bas. $td\ (\theta s)$ étant le facteur de transmission diffus, le facteur transmission totale s'écrit :

$$T\ (\theta s) = t\ (\theta s) + td\ (\theta s)$$

Comme le sol n'est pas totalement noir, il est affecté d'une réflectance ρ (dans le cas d'une surface lambertienne et infiniment étendue), au facteur de transmission totale s'ajouteront les termes correspondant aux interactions entre le sol et l'atmosphère ;

d) effet de sol ;

e) une partie des photons réfléchis par la surface est transmise directement vers le capteur ;

f) une autre partie est transmise de façon diffuse comme dans le transfert précédant soleil-surface (f et f').

L'éclairement total du sol est donc le résultat d'un éclairement par le faisceau solaire direct, auquel s'ajoute un éclairement par le rayonnement atmosphérique diffus.

Le signal enregistré appelé RADIANCE, est la mesure de la luminance émise par la surface, à laquelle s'ajoute la luminance atmosphérique.

. Les perturbations dues à l'instrument et aux conditions de mesure

Ces perturbations dépendent :

- du type de récepteur ;
- du type de mesure ;
- des conditions de mesure (exemple : instabilité du satellite).

Ces perturbations sont corrigées par diverses fonctions sur lesquelles nous reviendrons.

Pour analyser le signal de sortie, il faudra tenir compte de divers paramètres logistiques, atmosphériques, instrumentaux, etc. F. BECKER (1981). La figure n° 85 résume les paramètres dont dépend le signal enregistré par le satellite Landsat.

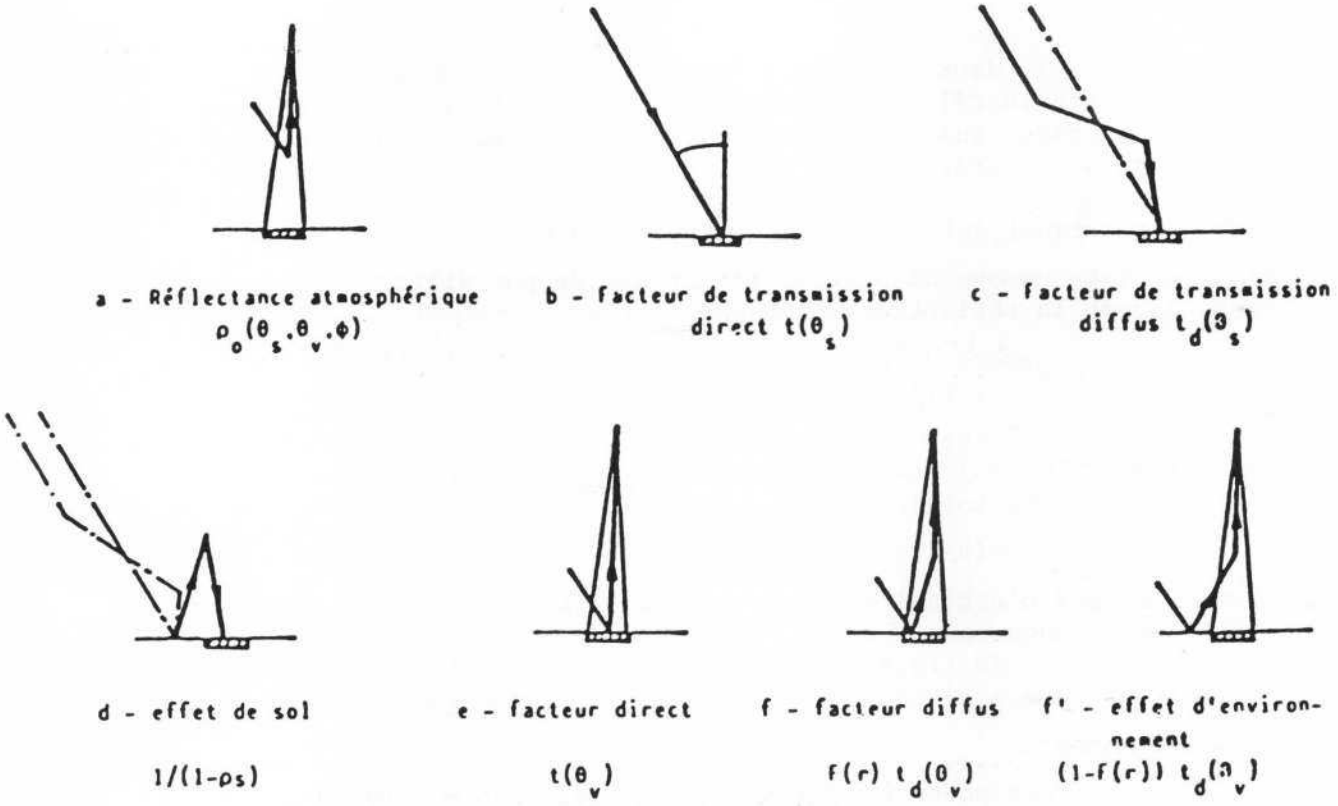


Fig. n° 84 - Influence de la diffusion atmosphérique sur le signal satellitaire (d'après D. TANRE, 1982)

En ce qui nous concerne, travaillant essentiellement à partir des données LANDSAT, dans la partie visible et proche infrarouge du spectre solaire, dans les longueurs d'onde allant de 0,5 µm à 1,1 µm, les paramètres considérés sont les suivants :

- le flux provenant du soleil ;
- le flux réfléchi par les objets terrestres ;
- le flux visible du rayonnement atmosphérique.

L'émission propre de la surface et l'émission de l'atmosphère sont négligeables dans cette région du spectre électromagnétique.

DIFFUSION

. Agit surtout dans les courtes longueurs d'onde
. 4 fois plus dans la bande 4 que dans la bande 7
. Réduit la réflectance du paysage et ajoute aux données la brillance atmosphérique - Résultat final, une perte de contraste dans la scène.

ABSORPTION

. Principalement fonction de la vapeur d'eau
. Agit surtout dans la bande 7
. Réduit la réflectance du paysage

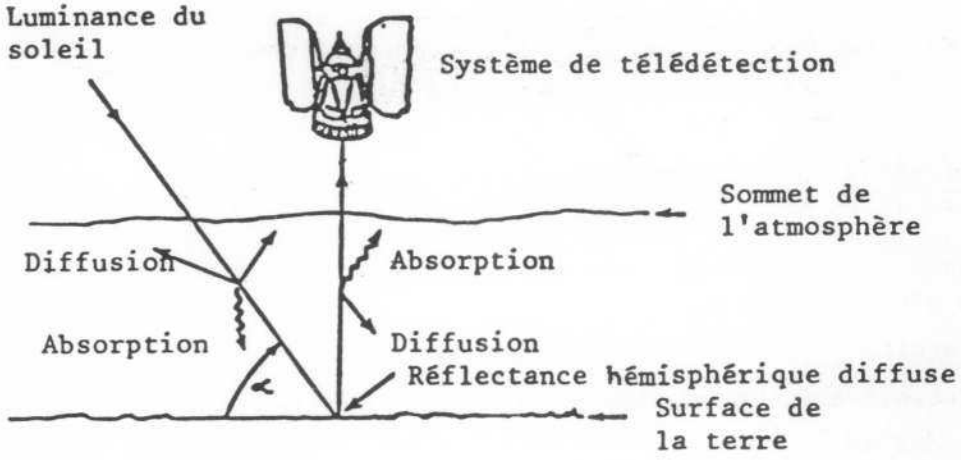


Figure n° 85 - Les effets atmosphériques sur le flux d'énergie entre le soleil et le satellite Landsat, d'après PAO n° E-6183-35

3. LA SIGNATURE SPECTRALE

Chaque objet réfléchit ou émet des rayonnements particuliers dans différents domaines de longueurs d'onde, en relation avec ses propriétés.

Nous nous intéresserons plus spécialement à la signature spectrale des objets dans les bandes spectrales du visible et du proche infrarouge, en raison des domaines spectraux utilisés par les satellites Landsat.

Dans cette étude, nous définirons un objet comme *une unité d'observation qui peut, selon la capacité et la résolution de l'instrument de mesure, aller de l'élément simple et isolé, à un ensemble composé d'éléments identiques (objet homogène) ou différents (objet hétérogène), mais indissociables.*

Ainsi, suivant l'échelle d'observation, un objet peut être une feuille d'arbre, une plante, un groupement végétal, une étendue désertique, ou encore une composition d'éléments de nature et d'extension différentes tels que les éléments indissociables qui composent une tache élémentaire (pixel hétérogène).

31. Les différents niveaux d'approche

Dans le cadre de cette recherche, les signatures spectrales ont été établies à plusieurs niveaux :

- en laboratoire, avec un spectrophotomètre ;
- sur le terrain avec un radiomètre portatif ;
- à partir des satellites.

. Le premier niveau d'approche permet de caractériser l'élément simple, tel qu'une feuille verte, une poudre, un fragment de roche, et d'établir les paramètres de base de son absorption, sa réflectance, sa transmission, en relation avec ses propriétés : physiologie de la plante ou caractéristiques minérales de la roche. A. BOTHOREL (1983).

La figure n° 86 montre les signatures spectrales de quelques objets dans les longueurs d'onde du visible et du proche infrarouge.

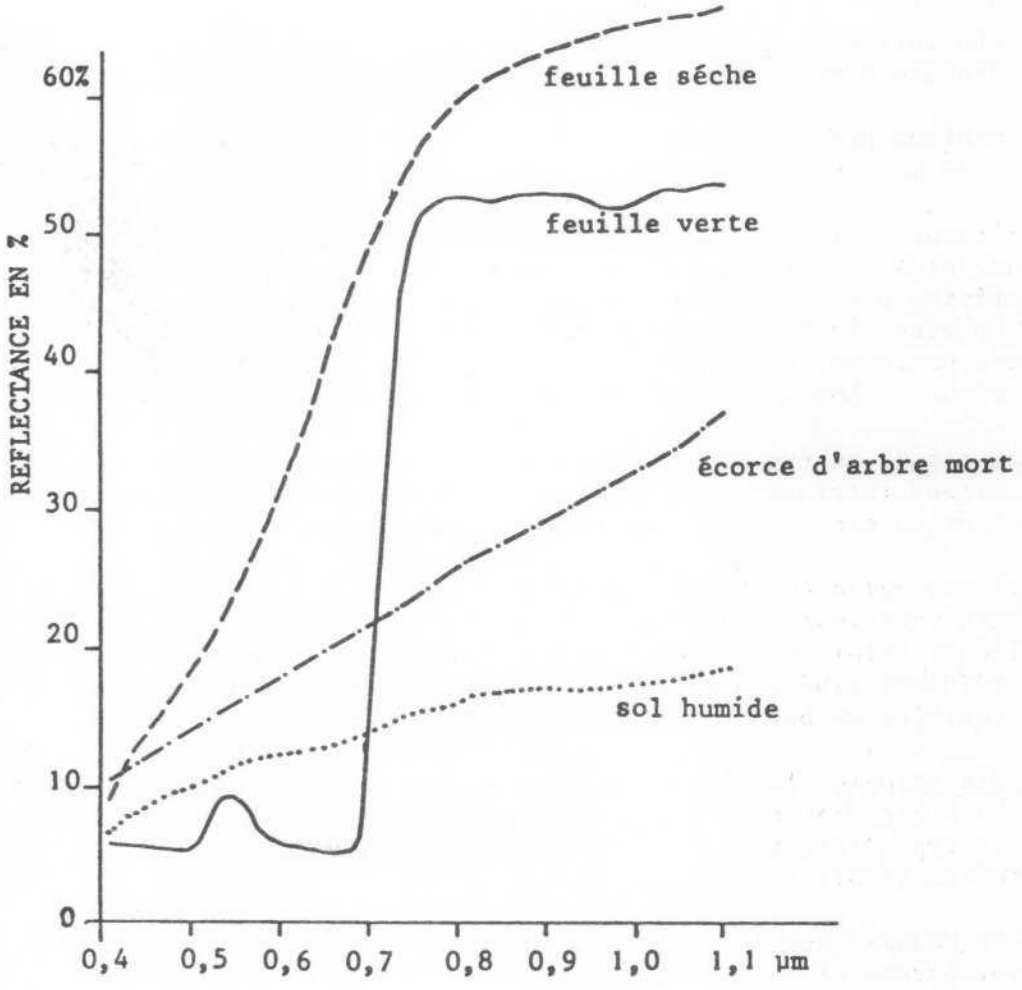


Fig. n° 86 - Réponse spectrale de différents objets

Les propriétés de réflectance spectrale de la feuille verte (ici feuille de *Mitragyna*) dépendent des pigments, de la morphologie des cellules et de l'eau de constitution.

- Les pigments chlorophylliens interviennent dans la région du spectre comprise entre 0,4 et 0,7 µm.

- La morphologie des cellules et leur indice de réfraction interviennent dans le proche infrarouge de 0,7 à 1,3 µm.

- L'eau de constitution agit dans les longueurs d'onde allant de 1,3 à 2,5 µm.

Les minimums observés à 0,45 et 0,65 µm sont dus à l'absorption chlorophyllienne, les radiations absorbées par la plante dans les longueurs d'onde alimentent l'énergie nécessaire à la photosynthèse ; d'après

H.W. GAUSMAN (1977), les fortes valeurs de réflectance = 50 % dans le proche infrarouge seraient imputables aux exigences fonctionnelles de la feuille à maintenir son équilibre énergétique.

Le minimum peu marqué qui apparaît à 0,975 µm est dû à l'absorption par les molécules d'eau.

A l'inverse, la feuille sèche (feuille de Boscia senegalensis) ne présente plus "la signature" de l'absorption chlorophyllienne, mais se caractérise par un pouvoir réflecteur plus fort que la feuille verte dans le spectre visible. Sa forte réflectance dans le proche infrarouge provient vraisemblablement de sa couleur très claire (particulière à la feuille sèche de Boscia) et de son extrême dessication.

A partir de ce type d'analyse, il est possible de définir les caractéristiques intrinsèques de chaque objet. Dans le cas des plantes, elles varient en fonction de leur stade phénologique.

Mais ces caractéristiques intrinsèques peuvent être modifiées par des agents extérieurs. On pourra ainsi établir le spectre d'une feuille saine et celui de la même feuille "malade". J.P. MOREAU, P. BOISSARD, R. BONHOMME (1981) ont établi les différents spectres de réflectance de feuilles de betteraves saines et virosées à divers degrés.

En minéralogie, la comparaison entre les spectres d'absorption d'une roche à différents stades d'altération permettra de déterminer le degré et le type d'altération de la roche. B.D. CERVELLE, M. MAQUET, A. BOTHOREL (1981) ; B. MAQUET et alt. (1981).

• Les mesures sur le terrain permettent une observation à l'échelle locale. Lorsqu'elles portent sur un couvert végétal, elles intègrent les phénomènes biologiques et les phénomènes physiques d'environnement.

Dans le cas d'un arbuste, les radiations seront réfléchies, absorbées, émises et transmises par chacune des feuilles, la lumière pouvant être retransmise et re-réfléchie plusieurs fois. R.E. DICKINSON (1983). Fig. n° 87. D'où la complexité de l'analyse des propriétés de réflectance au niveau des réponses données par le radiomètre. J. DAUZAT, M. METHY, B. LACAZE (1981).

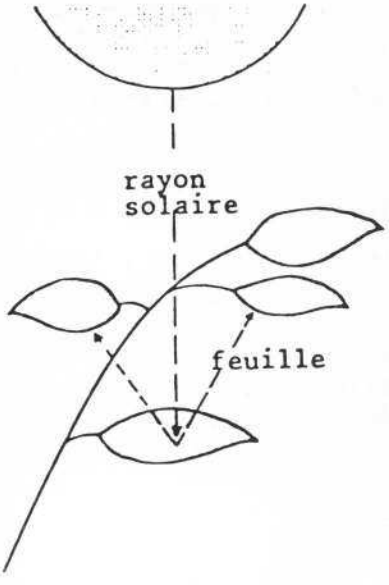


Fig. n° 87 - Réflexion du rayonnement par les feuilles. D'après R.E. Dickinson, 1983

Dans la figure n° 88, R.E. DICKINSON schématise tous les effets qui interviennent dans les phénomènes de diffusion, angles de visées, conditions d'éclairement, ombre portée, etc.

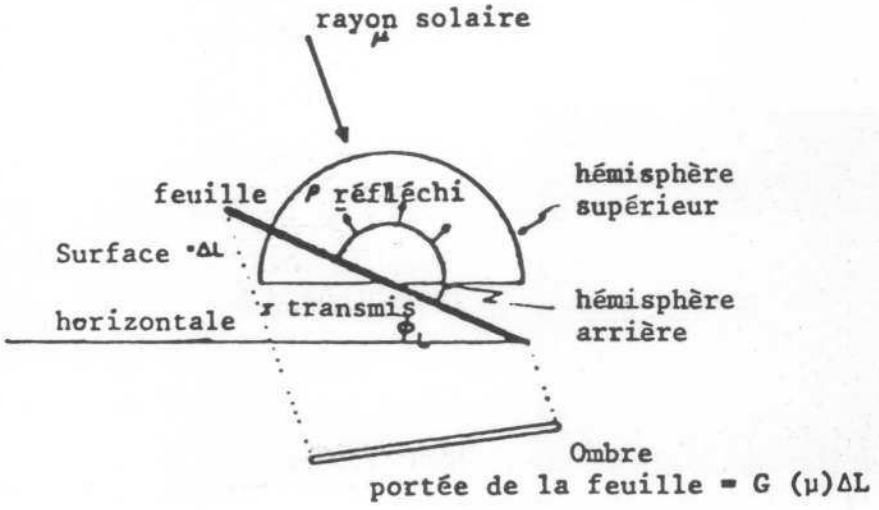


Fig. n°88 - Schéma de la géométrie de la diffusion par une feuille.

Le rayon solaire incident fait un angle dont le cosinus avec la verticale est μ. L'orientation de la feuille est définie par la direction de sa normale, qui est déterminée par un angle d'inclinaison ΦL et un azimut relatif à l'azimut du rayon solaire. Le terme G(μ) est le cosinus de l'angle entre la normale à la feuille et la direction du rayon solaire. Le terme ΔL est la surface d'une seule face de la feuille. Le produit de G(μ) et de ΔL donne la surface ombrée par la feuille. Le rayonnement émis dans l'hémisphère arrière est appelé "réfléchi", et le rayonnement émis dans l'hémisphère avant est appelé "transmis". Le rayonnement net transmis par toutes les feuilles dans l'hémisphère supérieur est nécessaire pour déterminer l'albédo du couvert.

o Avec le satellite, l'observation devient régionale. Au niveau de l'objet observable, la signature spectrale sera celle d'un ensemble d'éléments hétérogènes, donc d'un mélange de signatures spectrales auxquelles s'ajouteront les phénomènes de diffusion atmosphérique. Dans les figures n° 89, 90 et 91, J.V. TARANIK montre l'intégration d'une réponse spectrale par le satellite Landsat au niveau d'une tache élémentaire hétérogène. La signature spectrale de l'objet observé par Landsat traduit la combinaison de la réponse de la végétation discontinue, de celle du grès rouge qui la supporte et de l'effet atmosphérique caractérisé par des phénomènes de diffusion dans les courtes longueurs d'onde et d'absorption dans le proche infrarouge.

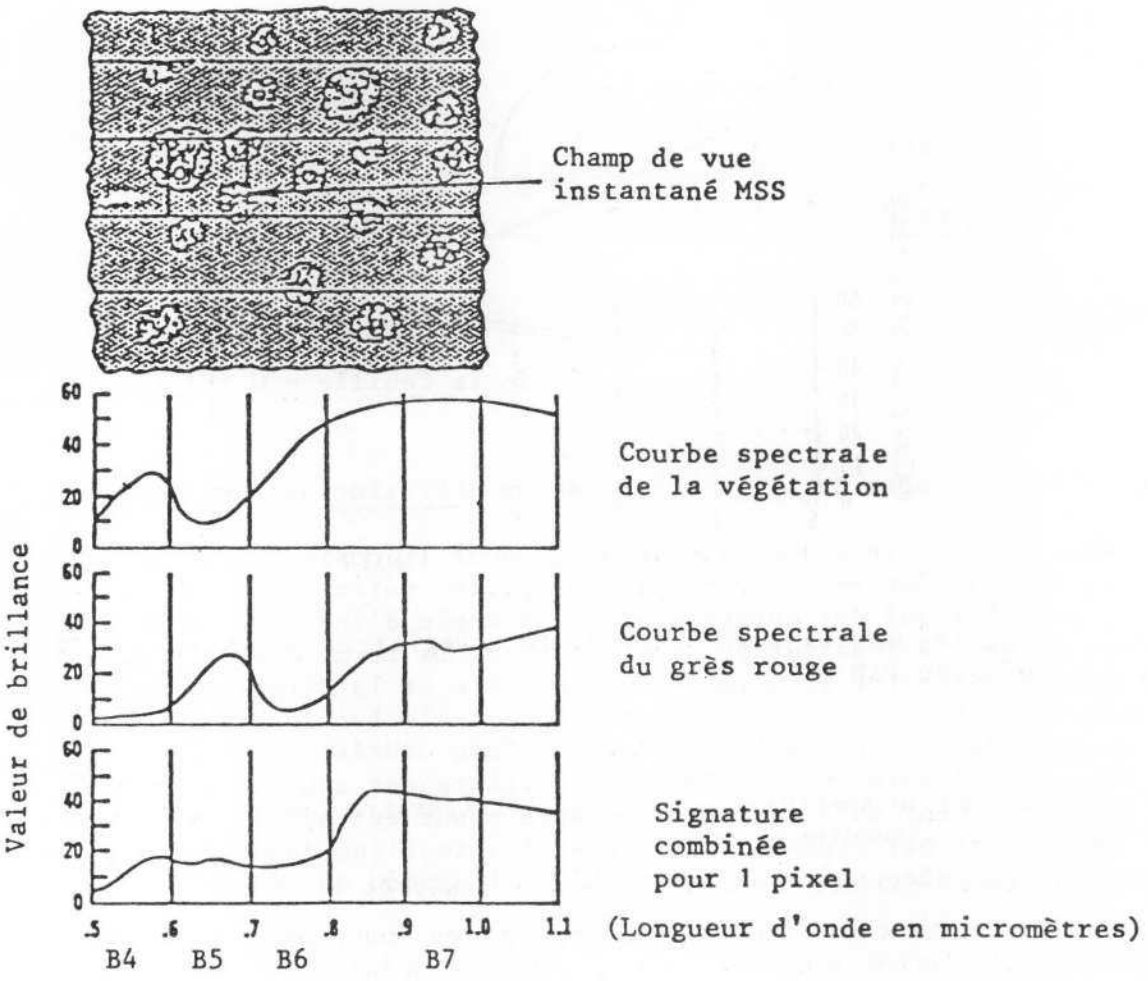


Fig. n° 89 - Intégration d'une réponse spectrale par Landsat MSS. Les effets atmosphériques ne sont pas pris en compte. D'après PAO n° E-6192-35

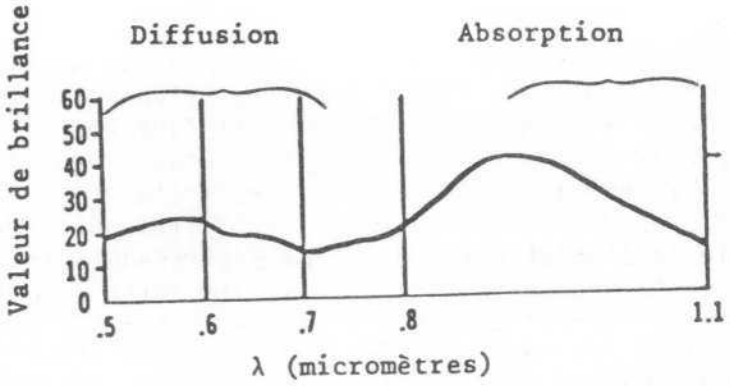


Fig. n° 90 - Effets atmosphériques sur la signature spectrale intégrée d'un grès rouge et d'une végétation. D'après PAO n° E-6193-35

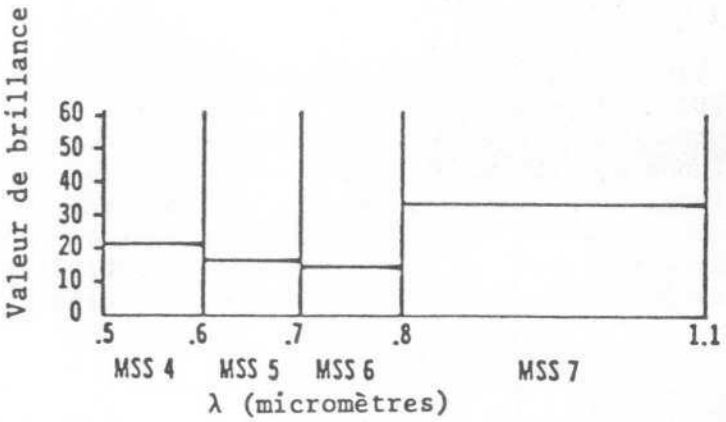


Fig. n° 91 - Signature spectrale enregistrée par Landsat MSS D'après PAO n° E-6193-35

En résumé, l'analyse spectrale des objets à différents niveaux d'observation permet de déterminer :

- les paramètres internes propres aux objets analysés ;

- les paramètres perturbateurs qui provoquent des changements significatifs dans la réponse spectrale spécifique de l'objet ;

- les paramètres "extérieurs" à l'objet tels que : les effets de l'atmosphère, les effets de la géométrie, les effets dus à l'instrument de mesure.

Ces paramètres, une fois isolés, peuvent être corrigés.

Pour ces différentes raisons, il nous a semblé indispensable de compléter l'analyse spectrale des objets à partir des mesures de satellites par des mesures absolues faites en laboratoire, portant sur des objets spécifiques de certaines surfaces sahéliennes. Les mesures au sol faites au moment du passage du satellite nous ont permis d'évaluer les réponses spectrales d'un même objet, sous des conditions atmosphériques identiques, à des échelles différentes et de montrer que, dans le cas d'objets hétérogènes, tels que les cendres noires laissées par un feu courant, une étendue d'eau, une prairie ou des sables vifs, les signatures spectrales, pour un même objet, obtenues à des niveaux différents, présentent de fortes similitudes.

4. L'ALBEDO

Albédo a pour origine le mot latin "albus", qui signifie blancheur et, par extension, brillance.

De nombreuses définitions en ont été données depuis le début du siècle. Ainsi, H.N. RUSSEL (1916) proposait-il de considérer l'albédo sphérique $A\lambda$ comme le rapport de l'énergie totale émergeant de toute la planète à la longueur d'onde λ, à l'énergie totale incidente sur l'ensemble de la planète à la longueur d'onde λ. Il s'agit, en réalité, de l'expression de l'albédo pour une seule longueur d'onde que nous désignons par le terme *réflectance spectrale* ou *réflectance effective*, l'albédo étant intégré sur l'ensemble de longueurs d'onde du spectre solaire.

41. L'albédo planétaire

Se définit par le rapport de l'énergie totale réfléchie par la planète à l'énergie solaire incidente. En ce qui concerne la terre, le rayonnement solaire, comme nous l'avons vu, peut être réfléchi par les nuages (qui couvrent environ la moitié de la surface planétaire, A. HENDERSON-SELLERS et N.A. HUGHES, 1981), diffusé par l'atmosphère, absorbé et réfléchi par divers types de surfaces (océan, désert, végétation, ...).

L'albédo planétaire comporte donc trois éléments :

- l'albédo de surface ;
- l'albédo des nuages ; Cf tableau n° 39
- l'albédo atmosphérique.

Nous n'aborderons pas dans cette étude le rôle de l'albédo planétaire dans la théorie du climat. De nombreuses études portent sur ce problème actuellement. A. HENDERSON-SELLERS et N.A. HUGHES (1981), dans leur publication "L'albédo et son importance dans la théorie du climat", font référence aux diverses études en cours sur la question.

Nous nous intéresserons essentiellement à l'albédo de surface et aux conséquences que peuvent entraîner ses variations.

42. L'albédo de surface

L'albédo de surface est défini dans son expression la plus simple comme le rapport de la puissance du flux solaire réfléchi par une surface à la puissance du flux solaire incident. L'albédo est donc le pourcentage d'énergie réfléchie par la surface du sol dans les courtes longueurs d'onde.

Si la réponse spectrale traduit les propriétés spécifiques de l'objet, dans différentes longueurs d'onde, l'albédo caractérise cet objet par sa réflectance globale dans la totalité des longueurs d'onde du spectre solaire.

L'albédo de surface dépend, rappelons-le brièvement, des facteurs suivants :

- l'angle d'inclinaison solaire, qui varie en fonction de l'heure, de la saison et de la latitude. L'albédo d'une surface dépendra donc de l'heure de la mesure, du jour de l'année et de la latitude du lieu d'observation (fig. n° 92, 93 et 94). Quelle que soit la surface considérée par ciel clair, la valeur minimum de l'albédo est mesurée à midi, lorsque le soleil est au plus proche du zénith ; A. BERROIR et R. KANDEL (1981) ;

- du spectre du rayonnement incident. Pour le soleil, on peut se limiter aux longueurs d'onde inférieures à 3 µm, sa luminance étant très faible pour $\lambda > 3$ µm ;

- des éléments qui perturbent le spectre (effets atmosphériques, ...) ;

- des propriétés spectrales de l'objet.

La mesure de l'albédo, paramètre climatique, est donc accessible par télédétection, puisque les capteurs des satellites Landsat et Météosat notamment, interviennent dans les courtes longueurs d'onde correspondant au maximum d'énergie solaire. (51,81 % de l'énergie solaire sont concentrés dans les bandes entre 0,12 et 1,0 µm. C.J. ROBINOVE et al., 1981).

L'albédo de différents types de surface a été évalué par de nombreux chercheurs : M.I. BUDIKO (1969), K.Y. KONDRATYEV (1969), J. OTTERMAN (1977), G.J. KUKLA et D. ROBINSON (1980), A. HENDERSON et N.A. HUGHES (1981), pour ne citer que ceux-là.

Les valeurs proposées constituent un vaste éventail correspondant soit à des surfaces très réfléchissantes, telles que les surfaces enneigées, soit à des surfaces très absorbantes, telles que les surfaces en eau (océan, mer, lac), qui peuvent être considérées comme des surfaces de référence, soit encore aux surfaces que nous qualifierons d'intermédiaires, douées d'un albédo variable dans le temps et dans l'espace.

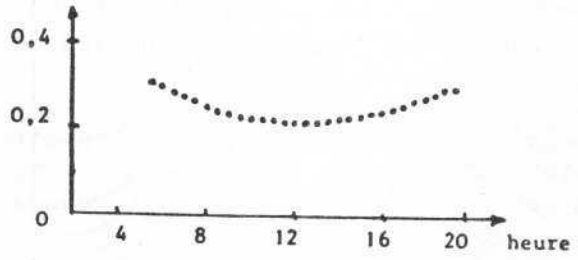


Fig. n° 92 - Variation mesurée de l'albédo avec l'heure locale

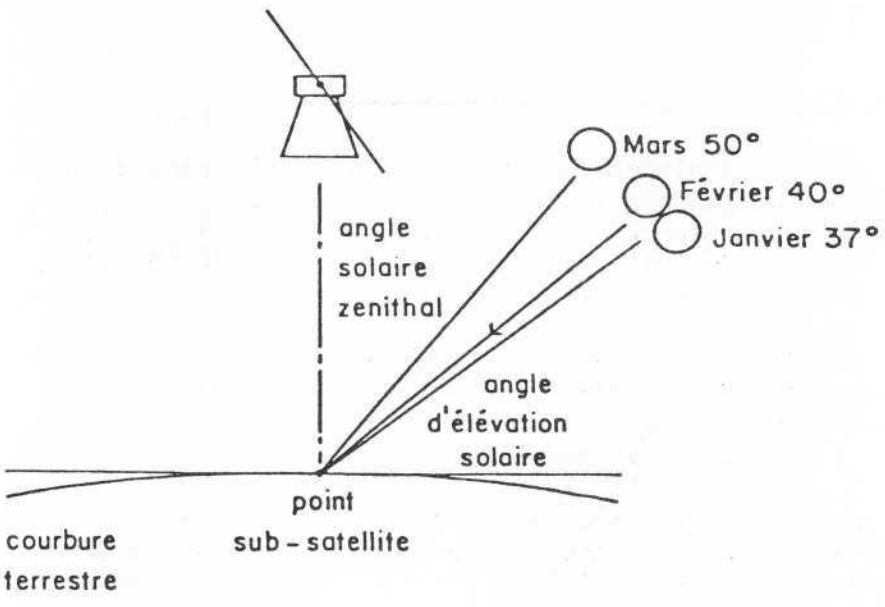


Fig.n° 93 - Elévation solaire à différentes dates vers 20° Nord

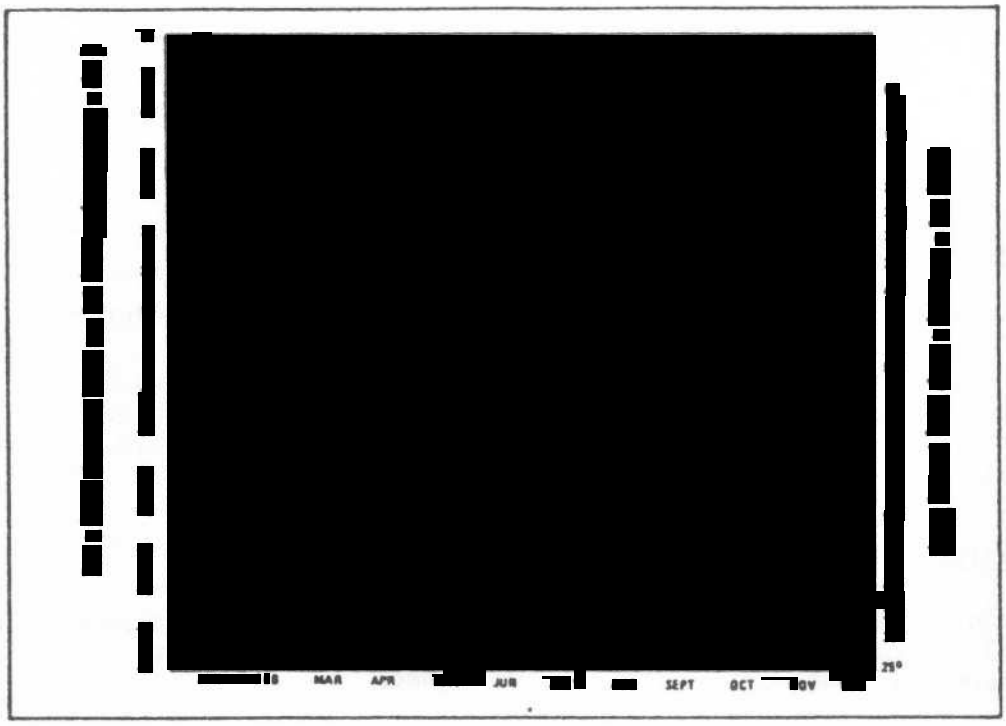


Fig. n° 94 - Angles d'élévation solaire à différentes latitudes et différentes époques de l'année pour le satellite Landsat. D'après NASA Landsat Data Users Handbook

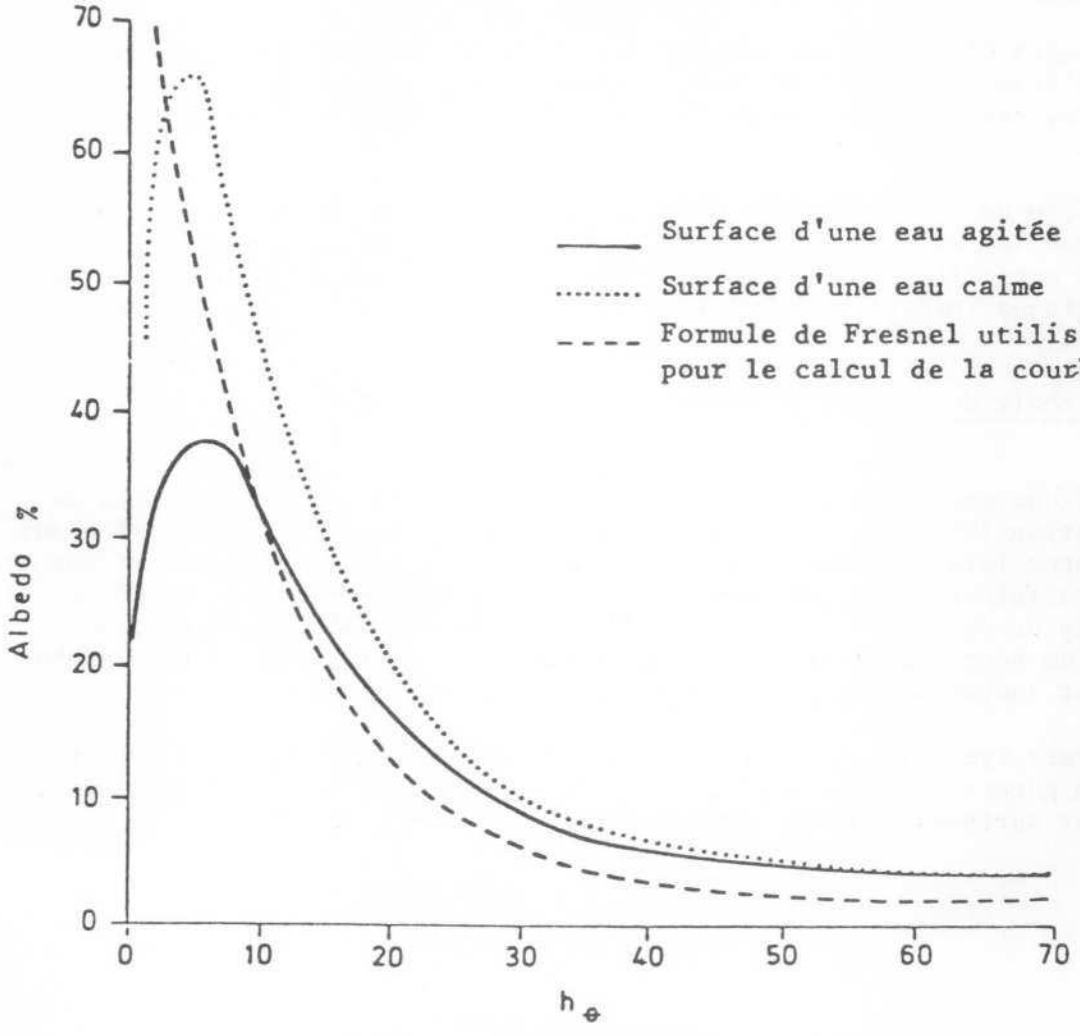


Fig. n° 95 - Albédo de surface de l'eau: variation en fonction de l'élévation solaire. D'après D.L. GRISHCHENKO (1959).

. L'albédo de surface de l'eau

L'albédo de l'eau varie entre 11 et 6 % pour une élévation solaire comprise entre 30 et 70°, comme le montrent les courbes établies par D.L. GRISHCHENKO (1959), fig. n° 95. Le tableau n° 40 montre les variations de l'albédo d'une surface en eau en fonction de la latitude. Nous constatons qu'aux latitudes tropicales, l'albédo de l'eau est estimé à 4 % par J.G. COGLEY (1979), et 7 % par D.L. GRISHCHENKO (1959) en moyenne par an.

. L'albédo de surface de la neige

Les valeurs moyennes sont de 70 %. A. HENDERSON-SELLERS (1981). Elles peuvent atteindre 83 % pour de la neige fraîche. Elles sont proches alors des valeurs de certains nuages.

L'albédo de la neige varie beaucoup en fonction de son état (fraîcheur, épaisseur, compaction, humidité, densité, etc.). Les mesures d'albédo sur neige sale ou humide ont donné des valeurs de 20 et 30 %.

. L'albédo des surfaces intermédiaires

Les valeurs d'albédo pour ces surfaces varient en fonction de la nature et de l'état du sol (lithologie, granulométrie, minéralogie, cohésion, humidité, etc.), ainsi que de la composition et de l'état de son couvert végétal.

Le tableau de R.E. DICKINSON (1981), reproduit dans le ch. 1, § 3, ne donne que les valeurs d'albédo de neuf types de surface homogènes. La réalité est différente lorsqu'il s'agit du Sahel, qui se caractérise par des surfaces intermédiaires très hétérogènes.

43. Le choix du paramètre albédo

Les régions semi-arides fragiles sont affectées par divers problèmes de dégradation (cf partie II : Milieux sahéliens), que l'on repère grâce aux empreintes laissées dans le paysage (ravinement, extension des surfaces nues, salinisation, etc.). Ces indicateurs de dégradation peuvent être analysés et contrôlés sur le terrain ou par photographie aérienne, au niveau de secteurs restreints. Une extrapolation régionale ou zonale abusive est souvent faite à partir de ces secteurs étudiés.

Les divers types de dégradation dans les régions semi-arides se manifestent en général par une augmentation de la quantité de lumière réfléchie par leur surface. C.J. ROBINOVE (1982).

Les changements d'albédo observés seront donc des indicateurs relatifs d'un changement qualitatif de cette surface.

Les mesures de l'albédo sur de petits secteurs comme sur de vastes zones peuvent être effectuées par l'intermédiaire des données fournies par les satellites. Il est possible de produire des "images albédo", qui peuvent être comparées entre elles. Les changements repérés peuvent être alors cartographiés à différents niveaux.

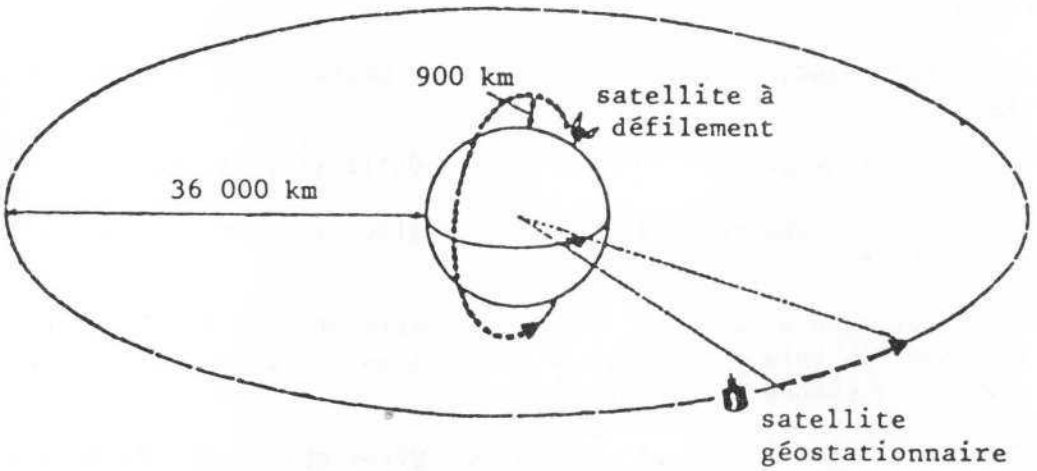
Cette méthode permet d'apprécier quantitativement l'ampleur des phénomènes sur de vastes étendues dont l'étude exhaustive est impossible sur le terrain.

CHAPITRE 7

LES SATELLITES ET LES DONNEES UTILISEES

1. LES SATELLITES

Actuellement, de nombreux satellites polaires ou géostationnaires à orbite quasi circulaire recueillent des informations météorologiques (NOAA, METEOSAT), et des informations sur la surface de la terre (LANDSAT). Fig. n° 96. A partir des informations transmises, nous pouvons déduire les changements intervenant dans son environnement, grâce à la répétitivité des mesures.



..... orbite d'un satellite à défilement
.....▶ trajet pendant une heure
— — orbite des satellites géostationnaires
— ▶ trajet pendant une heure
——▶ déplacement d'un point équatorial sur la Terre pendant 1 heure

Fig. n° 96- Satellite géostationnaire et satellite à défilement. D'après F. VERGER, 1982

Le tableau ci-après donne les caractéristiques générales de trois types de satellites et leurs différents capteurs, Landsat, satellite à défilement à orbite polaire héliosynchrone (1), NOAA, également héliosynchrone, et METEOSAT, satellite géostationnaire. F. VERGER, dans son ouvrage QUE SAIS-JE ? : "L'observation de la terre par les satellites", fait un utile tour d'horizon sur les satellites d'observation de la Terre et leurs caractéristiques, ainsi que sur l'utilisation des données qu'ils fournissent.

Nous décrirons sommairement dans ce qui suit les différents satellites utilisés pour cette étude.

11. Les satellites LANDSAT

Le premier satellite Landsat fut lancé le 23 juillet 1972, avec mission de recueillir des informations sur la surface de la Terre. Deux autres satellites Landsat furent lancés respectivement le 22 janvier 1975 et le 5 mars 1978.

Landsat 4, lancé en juillet 1982,et Landsat 5, lancé le 1er Mars 1984, se différencient des précédents par la résolution spatiale plus fine de certains de leurs capteurs.

. L'orbite

L'altitude des orbites quasi polaireshéliosynchrones des trois premiers satellites est d'environ 900 km. (Elle est de 700 km pour Landsat 4 et Landsat 5).

Le temps de révolution, ou période, est de 103 minutes (14 périodes en 24 heures).

L'inclinaison de l'orbite des Landsat est de 99°11 (fig. n° 98).

L'angle que fait le plan de l'orbite avec la direction Terre-Soleil est de 37°5 (fig. n° 99).

L'orbite précessionne à la même vitesse angulaire et dans le même sens que le mouvement du soleil. Il s'ensuit que le satellite passe à la même heure locale à chacun des noeuds (2).

Cette orbite est "stabilisée" par un système gyroscopique qui maintient l'orientation du satellite par rapport à la surface de la Terre. Les orbites ont une configuration telle qu'elles compensent les forces de gravitation

---

(1) Satellite dont le plan de l'orbite garde un angle constant avec la direction Terre-Soleil.
(2) Point d'intersection de l'orbite et du plan de l'Equateur de la Terre (fig. n° 97).

	LANDSAT 1, 2, 3	NOAA	METEOSAT
Capteurs	. Return Beam Vidicon (RBV) Vidicon à retour de faisceau . Multispectral Scanner (MSS) Système à balayage multispectral	High Resolution Infrared radiation Sounder (HIRS) Stratospheric Sounding Unit (SSU) Microwave Sounding Unit (MSU) Advance Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Data collection system (ARGOS DCS) Space Environment Monitor (SEM)	Radiomètre visible Radiomètre Infrarouge thermique Radiomètre "Vapeur d'eau"
Type orbite	polaire héliosynchrone	polaire héliosynchrone	géostationnaire
Altitude	919 km	833 km	36 000 km
Inclinaison de l'orbite	99°11	98°9	0°7
Temps de révolution (période)	103 minutes	102 minutes	1 411,5 minutes
Nombre de révolutions par jour	14	14	1
Heure de passage aux noeuds descendant et ascendant	9 h 30, heure en temps civil local au noeud ascendant	2 h 30 14 h 30	-
Cycle de couverture	18 jours (251 révolutions)	2 fois par jour	toutes les demi-heures

LE SYSTEME LANDSAT

RBV : Camera Vidicon à retour de faisceau

Bandes spectrales	0,505 à 0,750 µm
Champ de vue instantané IFOV	24 mètres
Nombre de lignes par scène	4 125
Nombre d'échantillons par scène	5 375
Configuration	2 caméras à 5°24
Surface couverte	98 km x 98 km

MSS : Balayage multi-spectral

Méthode de balayage	Oscillation d'un miroir plan ± 2°9 à 13,62 Hz
Angle du champ de vue transversal à la trace	11°6 largeur au sol : 185,2 km
Nombre de lignes balayées par scanner et par bande	6
Nombre total de lignes pour une scène	2 256
Nombre total de points par ligne	3 240
Champ de vue instantané IFOV	79 m x 79 m
Taille de la tache élémentaire au nadir après échantillonnage (pixel)	57,1 x 79 m
Bandes spectrales	0,5 à 0,6 µm bande 4 0,6 à 0,7 µm bande 5 0,7 à 0,8 µm bande 6 0,8 à 1,1 µm bande 7
Nombre de canaux ou détecteurs par bande	6
Transmission optique	0,26
Radiance à l'entrée nécessaire à la pleine échelle de sortie et rapport du signal au bruit	24,8 (bande 4) SNR 112/1 20,0 (bande 5) SNR 86/1 17,6 (bande 6) SNR 72/1 46,0 (bande 7) SNR 122/1
Numérisation	6 bits, 64 niveaux de gris 7 bits dans les bandes 4, 5 et 6 après traitement
Marge d'erreur	± 30 mV à chaque niveau de mesure
Calibration à bord	. par source lumineuse interne pendant chaque retour du miroir . par flux solaire lorsque le satellite passe au-dessus de la région polaire.

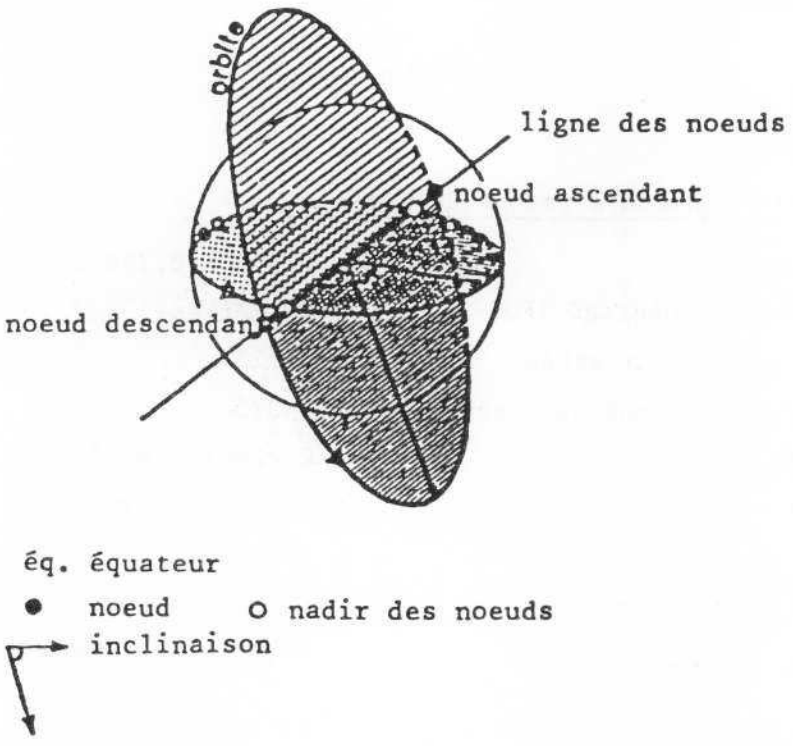


Fig. n°97 - Noeuds et inclinaison de l'orbite d'un satellite de la terre (F. VERGER, 1982)

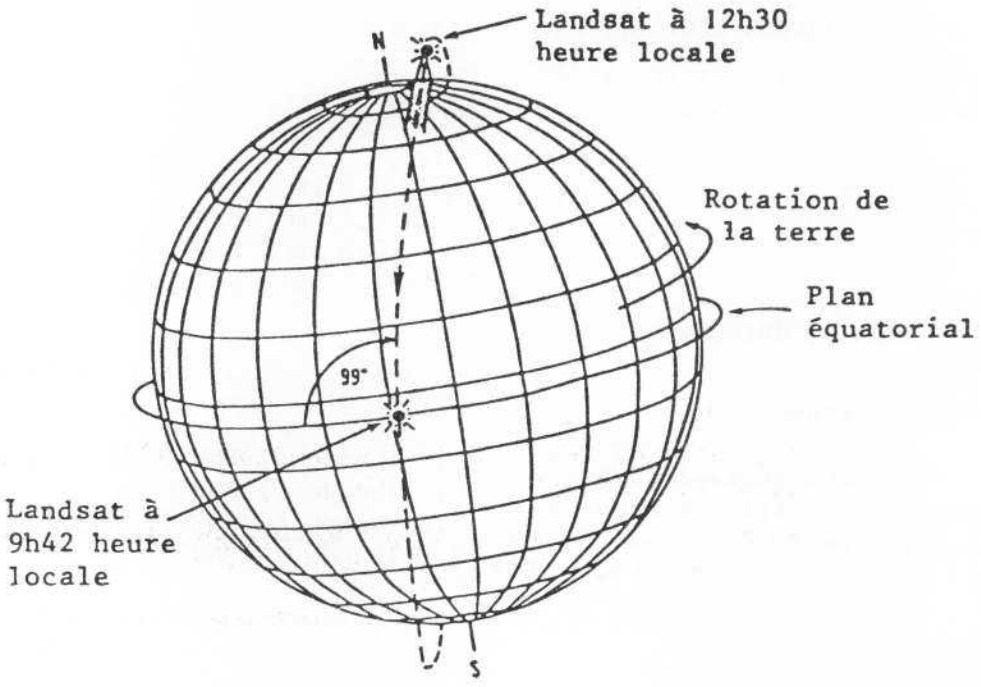


Fig. n°98 - Inclinaison de l'orbite Landsat pour son maintien héliosynchrone. D'après PAO n° E-6174-35

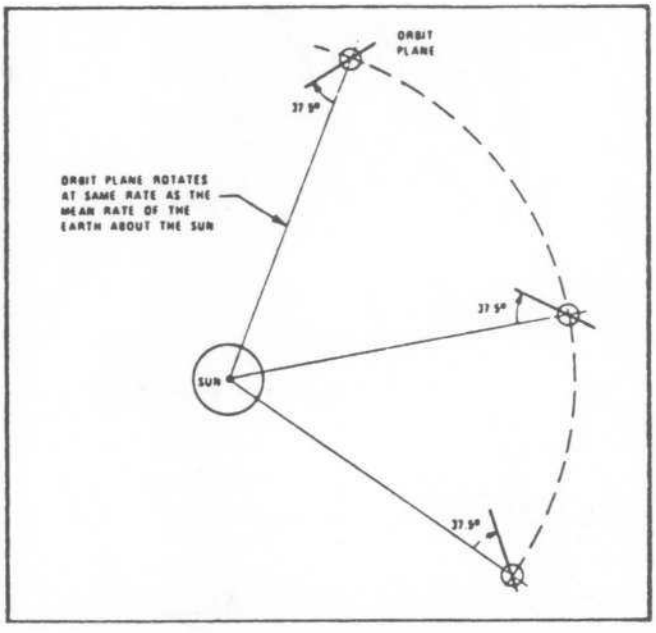


Fig. n° 99 - Orbite héliosynchrone Landsat. D'après NASA Landsat Data Users Handbook, PAO n° E-6175-35

des systèmes Terre-Lune-Soleil, mais en raison d'une légère précession, l'orbite doit être ajustée pour qu'il y ait couverture répétitive nominale en surface. Malgré tout, la précession orbitale et les variations de la position du satellite provoquent des variations dans le secteur couvert par des survols répétitifs. J.V. TARANIK (1978).

Le satellite passe au-dessus du même lieu tous les 18 jours. En utilisant les données de plusieurs satellites Landsat, la fréquence de couverture est plus importante (fig. n° 100).

Cette répétitivité de couverture s'est avérée extrêmement utile dans les études d'évaluation des phénomènes dans tous les domaines d'investigation, couverture végétale, hydrologie et même géologie, en ce qui concerne les paysages quaternaires et l'évolution des formes.

Le passage au noeud descendant s'effectue à 9 h 30 en temps local, l'heure de passage reste constante pour un lieu donné à une latitude donnée (fig. n° 101).

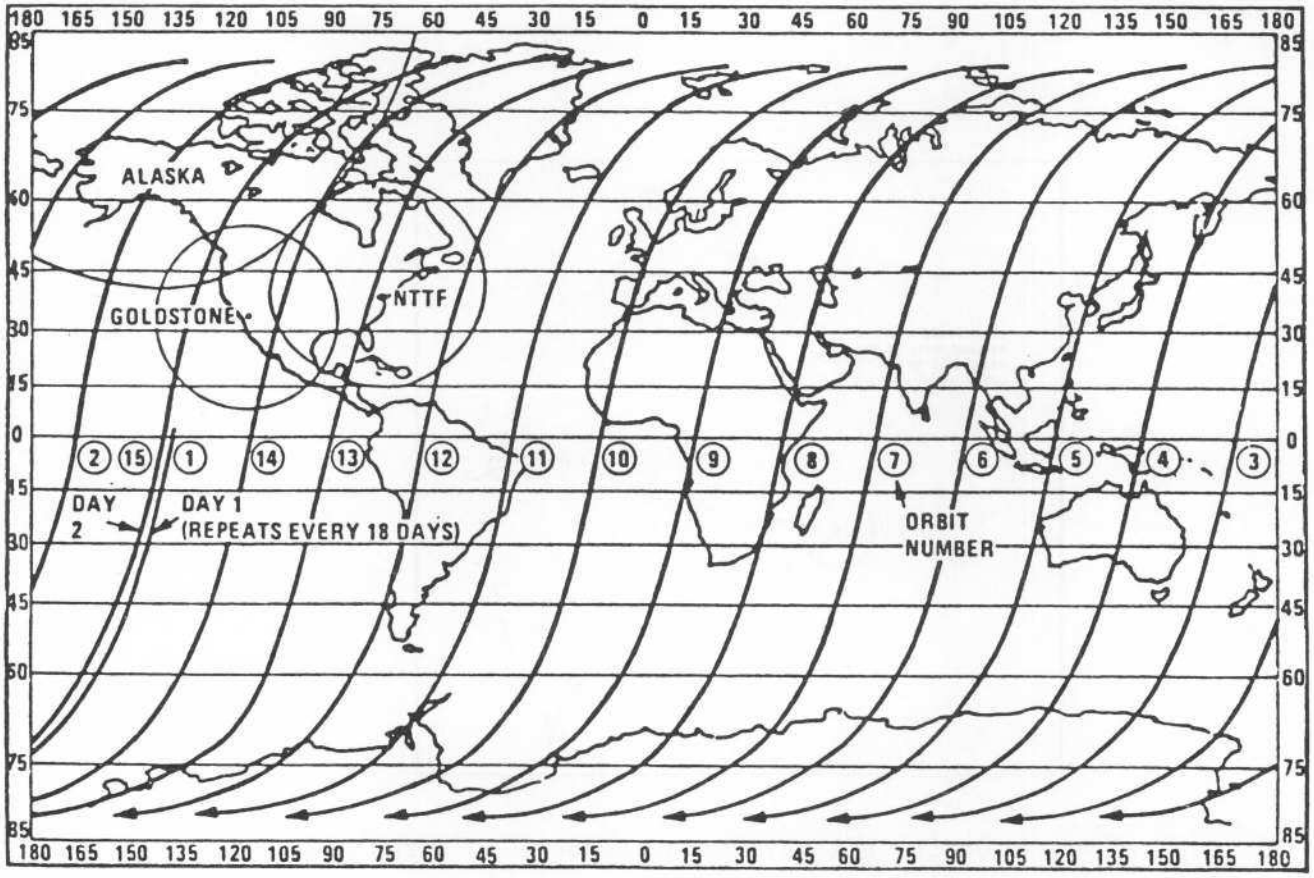


Fig. n°100- Traces des orbites Landsat pour un jour de couverture.
D'après NASA Landsat Data Users Handbook.

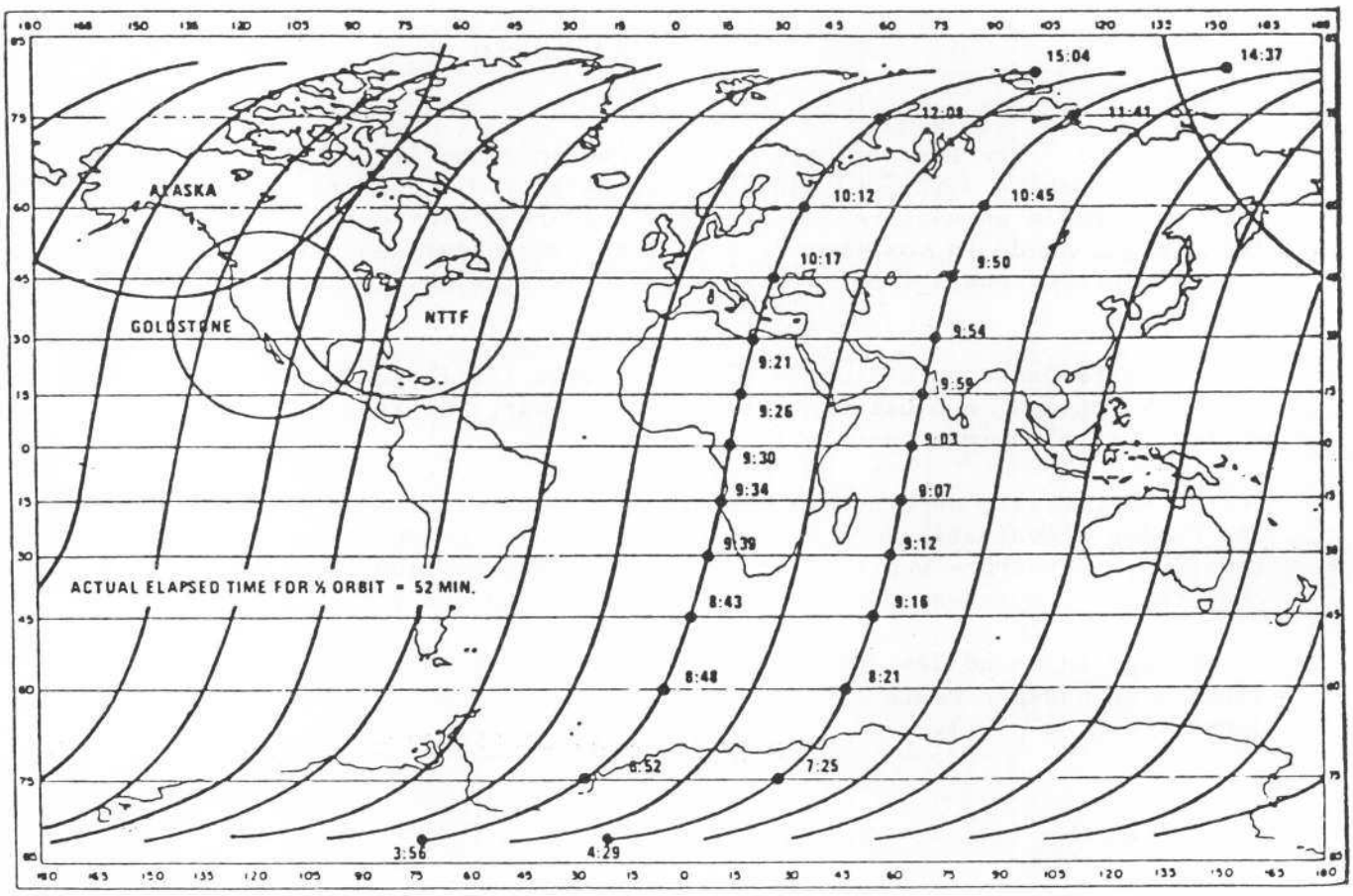


Fig. n°101 - Variation en temps local des acquisitions de données.
D'après NASA Landsat Data Users Handbook, PAO n° E-6391-35

. Les capteurs

Les principaux capteurs utilisés sont de deux types :

- le Return Beam Videcon
- le système à balayage multispectral MSS.

Le tableau précédent indique les différents systèmes de capteurs utilisés par Landsat 3 (cf p. 201).

- Les caméras RBV de Landsat 1 et 2 sont multispectrales, celle de Landsat 3 est panchromatique. Les images RBV n'ont pas été utilisées pour cette étude en raison de leur qualité radiométrique inférieure à celle des images MSS.

- Le système multispectral Landsat MSS

Le système multispectral est équipé d'une miroir oscillant balayant la surface de la terre d'ouest en est, à une périodicité de 33 millisecondes. L'oscillation du miroir est ≈ de 2,9° à une fréquence de 13,62 hertz.

La radiation provenant de la surface de la terre et de son atmosphère est réfléchie par le miroir dans un télescope, puis concentrée sur des faisceaux de fibres optiques situés dans le plan focal du télescope (fig. n° 102).

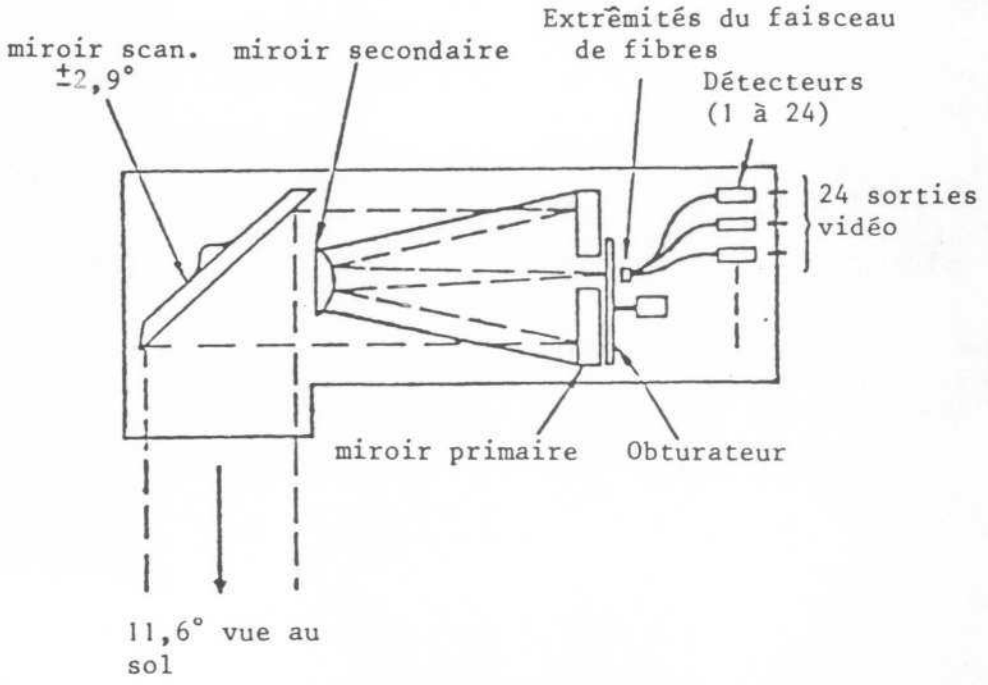


Fig. n° 102 - Schéma de MSS.d'après le rapport final sur le "MSS for Erts, Hughes Aircraft", PAO n° 5845-35

La configuration et la taille des faisceaux optiques déterminent le champ de vision instantané (IFOV) du senseur (fig. n° 103).

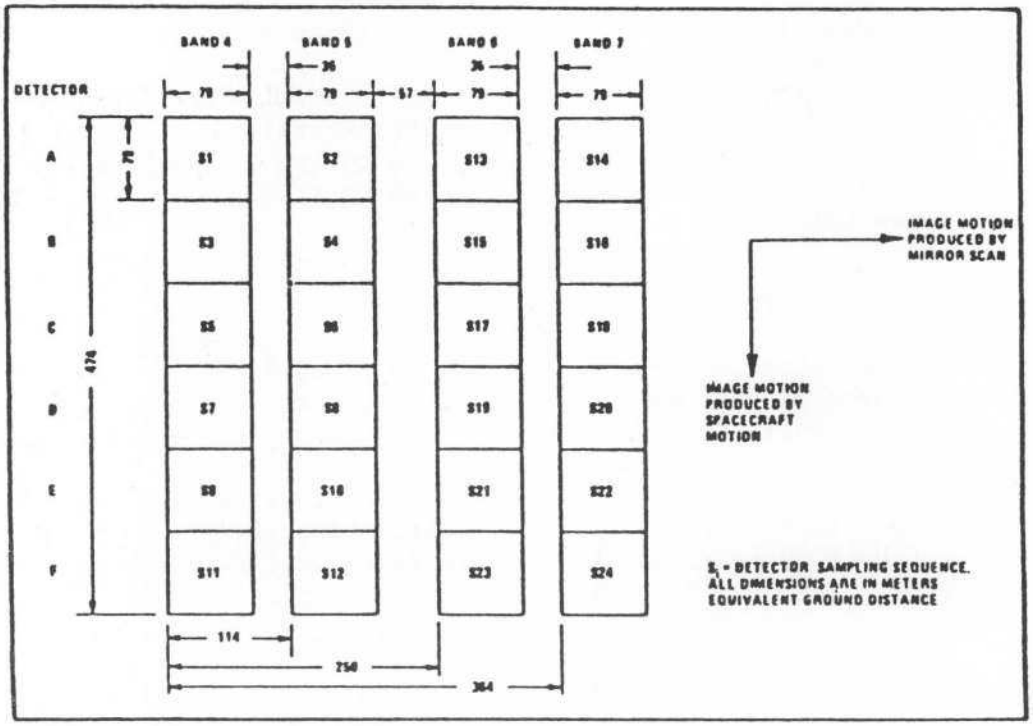


Fig. n°103 - Géométrie et organisation des détecteurs (d'après NASA Landsat Data Users Handbook)

Par un système de filtre, la transmission du rayonnement aux capteurs ne se fait qu'à certaines longueurs d'onde, dans quatre bandes spectrales. La figure n° 104 résume l'acquisition de données par le système de détection.

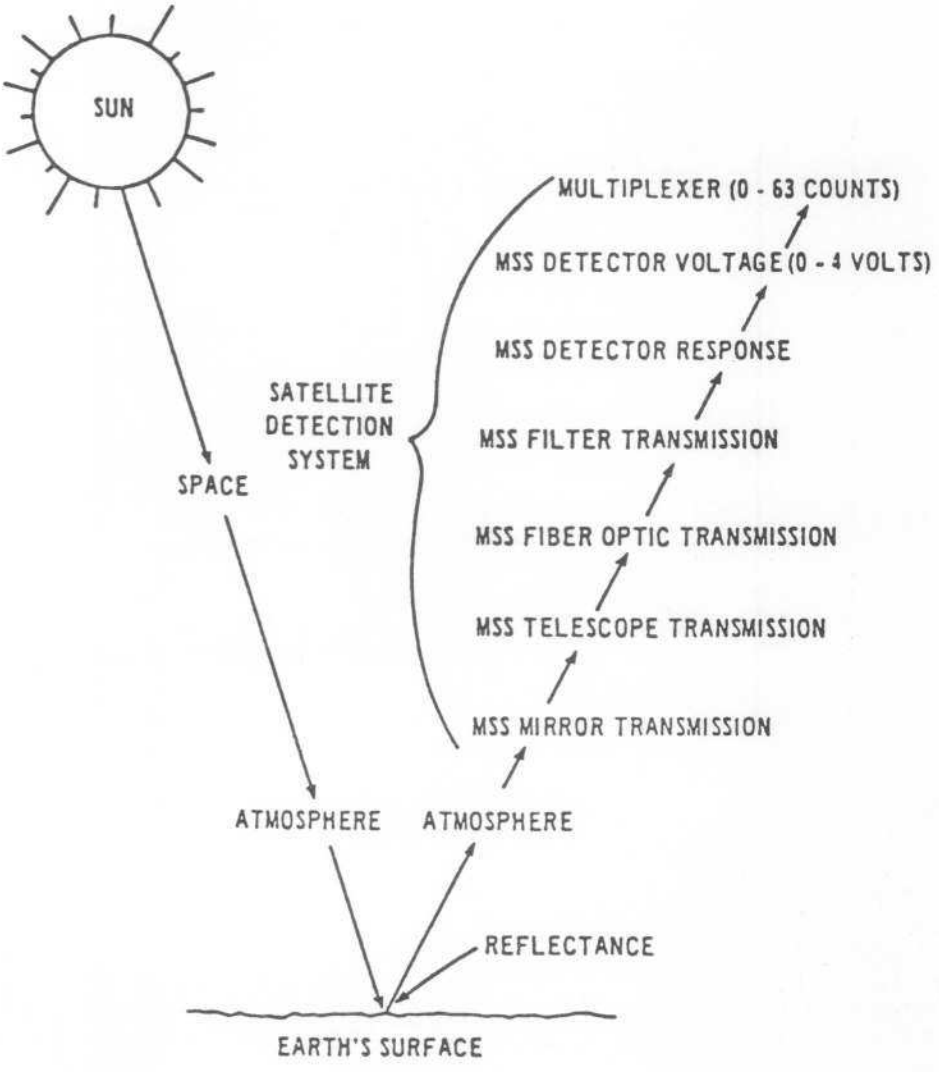
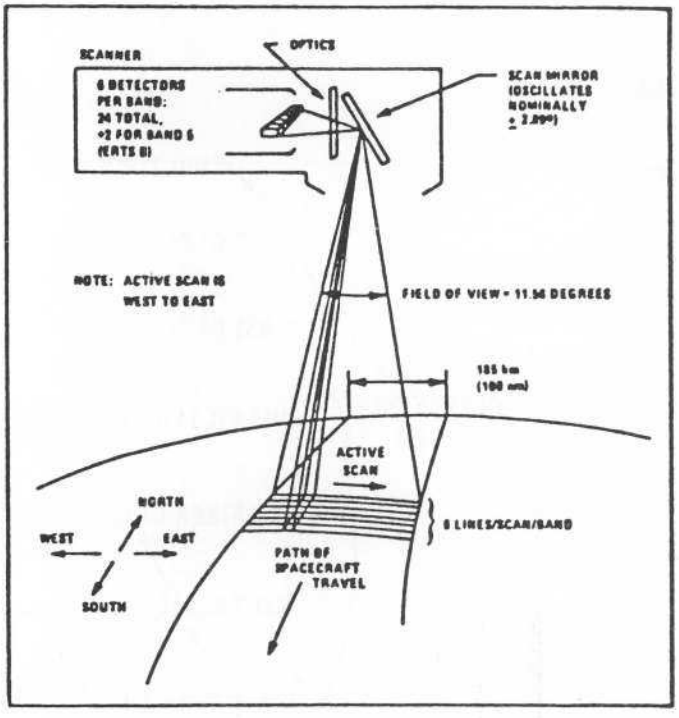


Fig. n° 104 - Résumé de l'acquisition des données par le système Landsat MSS. In Open file report, J.V. TARANIK, 1978.

Chaque bande comprend six détecteurs.

Le miroir balaye six lignes en une fois et chaque ligne correspond à une distance d'environ 185 km de longueur sur le terrain (fig. n° 105).



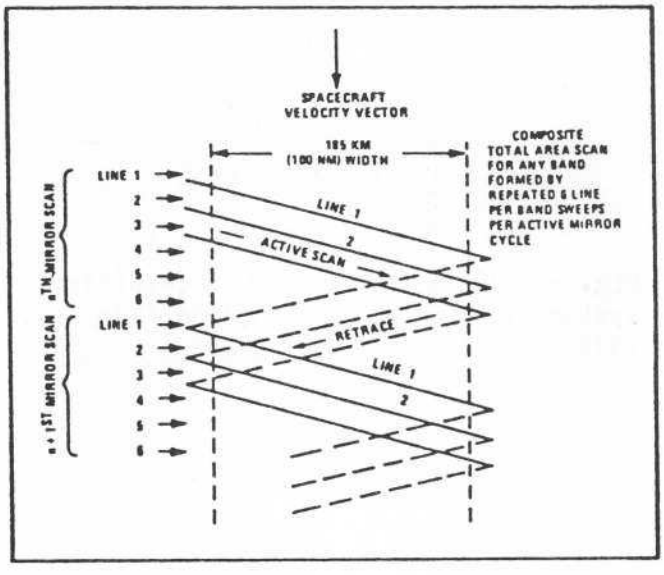


Fig. n° 105 - Schéma et type du balayage par MSS (d'après NASA Landsat Data Users Handbook, PAO n° E-6328-35)

Lors du cycle retour du miroir, un volet bloque l'énergie reçue de la terre et les détecteurs sont alors calibrés par exposition vers une source lumineuse interne, l'énergie émise par cette source lumineuse étant connue pour chaque bande spectrale.

24 détecteurs sont utilisés sur MSS (26 pour Landsat 4) pour enregistrer les six lignes de données dans les quatre bandes spectrales. La fig. n° 106 montre les valeurs moyennes obtenues à partir des résolutions spectrales des six détecteurs (ou canaux) dans chaque bande.

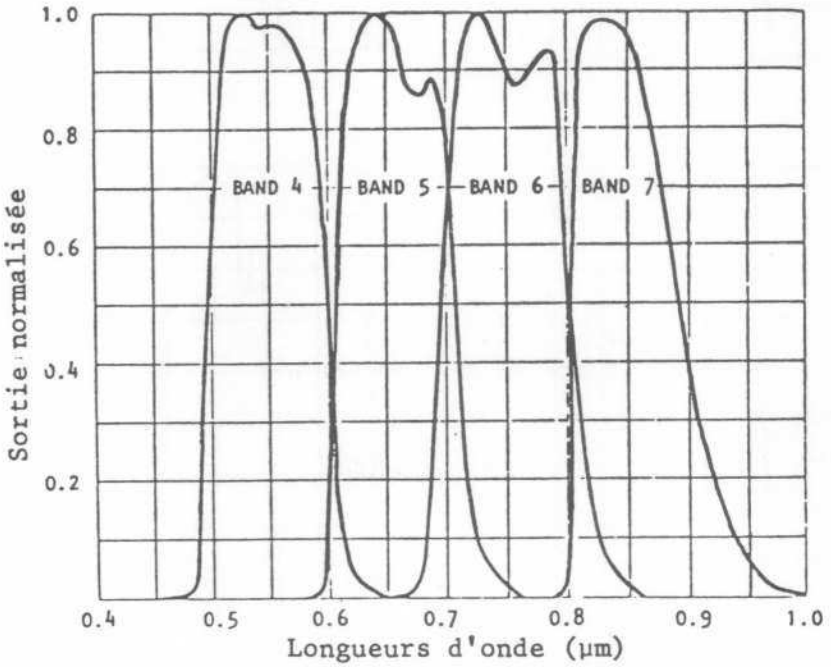


Fig. n° 106 - Réponses spectrales nominales des bandes Landsat MSS visible et proche infrarouge (d'après NORWOOD et alt., 1972)

La fig. n° 107 montre la réponse spectrale de certains canaux du réseau des détecteurs. On remarque que la réponse spectrale de chaque détecteur ou canal n'est pas identique pour tous les détecteurs de la même bande. Ceci explique l'effet de lignage que l'on observe sur les images MSS.

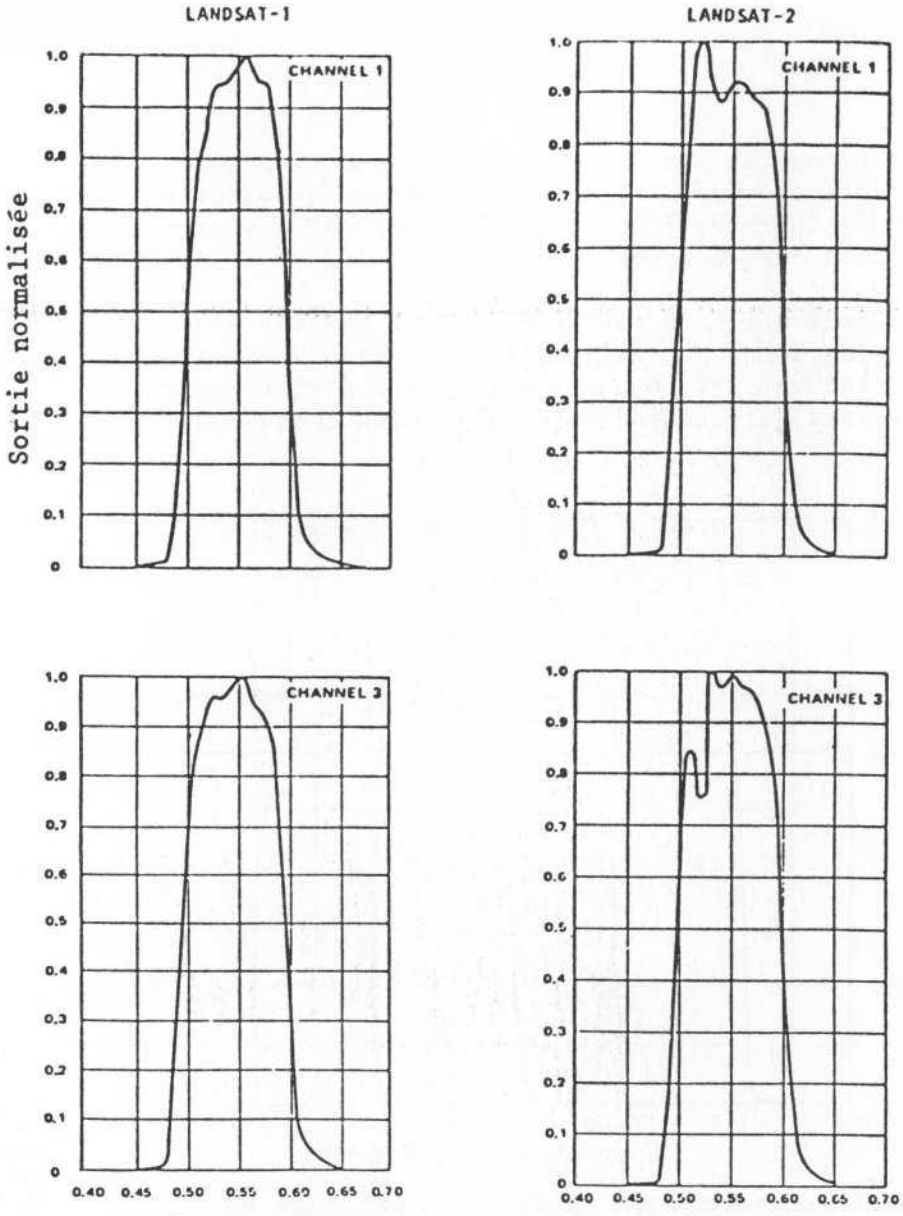


Fig. n° 107 - Réponses spectrales 1 et 3 des MSS Landsat 1 et 2 (d'après NORWOOD et alt., 1972)

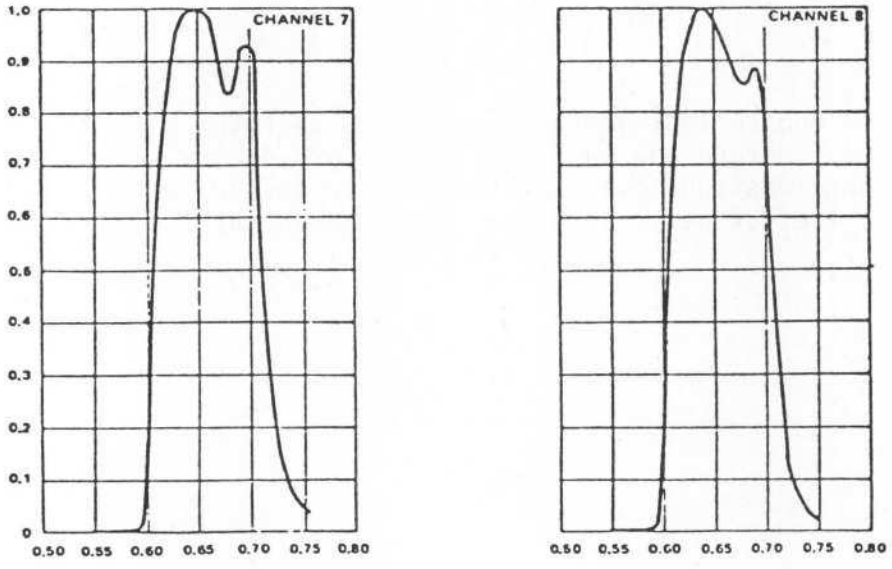


Fig.n°107b - Réponses spectrales des canaux 7 et 8 de MSS Landsat 2 (D'après NORWOOD et alt., 1972)

A chaque mesure, le voltage produit par chaque détecteur est échantillonné toutes les 9,95 microsecondes. Pour une ligne de 185,2 km et pour un détecteur, 3 300 échantillons sont effectués.

Le champ de vue instantané (IFOV) de 79 m x 79 m s'est déplacé d'environ 56 m au sol entre chaque échantillon. Pour éviter des distorsions géométriques, les dimensions dans lesquelles s'inscrivent les mesures sont de 56 m x 79 m. Cette surface est appelée pixel (picture element) ou tache élémentaire.

Bien que les mesures soient faites à partir d'une surface de 6 241 m^2 les données sont rapportées à une aire de 4 424 m^2.

Le satellite se déplace vers le sud du côté jour. Les lignes ne sont pas exactement perpendiculaires à la trace de l'orbite.

La réponse spectrale enregistrée pour un tache élémentaire représente en réalité et en général la réponse d'éléments distincts, de taille différente, ayant chacun leur propre intensité.

Il peut se produire, lorsqu'un élément particulier est doué d'une forte intensité, et indépendamment de sa taille, qu'il influence non seulement l'intensité du pixel où il se trouve, mais aussi celle des pixels environnants. Ceci explique que des pistes étroites apparaissent très nettement sur les images Landsat couvrant les régions sahéliennes du FERLO et du GONDO par exemple. Ces pistes sableuses brillantes qui n'excèdent pas 3 mètres de largeur, contrastent nettement avec la végétation herbeuse et arborée environnante, plus sombre.

Ainsi, en intégrant non seulement l'état et la nature de la surface du sol, mais aussi l'effet de l'atmosphère, la réponse spectrale à partir de MSS traduit l'énergie d'une association d'éléments qui peuvent être caractéristiques d'un milieu.

. Composition d'une image Landsat

Une image Landsat est composée de 2 256 lignes comportant chacune 3 240 points ou pixels. Une image comporte donc 7 309 440 pixels.

Les données numériques, correspondant à l'énergie reçue par chaque détecteur pendant le balayage des images, sont transmises directement au sol si le satellite survole une zone dans l'aire de visibilité d'une station de réception ; dans le cas contraire, elles sont conservées en mémoire pour être ensuite traitées et distribuées sur support magnétique sous forme de bandes compatibles avec les systèmes de traitement sur ordinateur (CCT'S).

Le contenu de la bande magnétique correspondant à une scène Landsat, est représenté par une matrice de 2 340 lignes et 3 240 colonnes.

Les valeurs numériques pour chaque point varient entre 0 et 127 pour les bandes 4, 5 et 6, et entre 0 et 63 pour la bande 7 (les données dans la bande 7 sont codées de 0 à 127 depuis le mois de mars 1982).

Chaque bande correspond au contenu de cinq fichiers. Le premier fichier donne les renseignements sur la scène : coefficient d'étalonnage et de calibration, etc. Les données numériques correspondant aux quatre canaux sont organisées de la façon suivante : chaque fichier comprend 2 340 lignes et 810 colonnes, ce qui correspond à 1/4 de ligne.

. Le système de référence mondial WRS

Il est utilisé pour référencer les scènes Landsat. Dans ce système, à chaque orbite correspond une trace (path) ; la couverture totale de la terre, réalisée en 18 jours, comprend 251 traces.

Elles sont numérotées de 1 à 251, de l'est vers l'ouest. Les 251 traces sont recoupées en 119 rangées (row). Ce système de référence permet d'identifier rapidement une scène par son numéro de trace et son numéro de rangée. (fig. n° 108).

12. Le satellite SPOT

Dans le cadre de cette étude, nous avons eu accès aux données de deux simulations. L'une sur le secteur de Kadar, situé dans le FERLO, au Sénégal ; l'autre, en collaboration avec le CRTO de OUAGADOUGOU, sur l'OUDALAN, région sahélienne de la Haute-Volta.

Les buts du système SPOT, satellite français dont le lancement est fixé pour 1985, sont identiques à ceux du système Landsat. Il s'agit de fournir des images de la terre dans les longueurs d'onde du visible et du proche infrarouge.

Il diffère du précédent par une meilleure résolution 10 et 20 m, grâce à l'utilisation de barrettes de détecteurs. Il dispose en outre d'un système permettant la vision latérale.
L'orbite du satellite est circulaire et quasi polaire à une altitude moyenne de 832 km.
L'inclinaison de l'orbite héliosynchrone est de 98°7, l'heure locale du passage au noeud descendant est 10 h 30.
Le cycle orbital est de 26 jours.

Les images sont obtenues au moyen de deux instruments identiques à Haute Résolution Visible (HRV) indépendants. En visée verticale, le HRV permet d'obtenir des données dans trois bandes spectrales et une bande panchromatique.

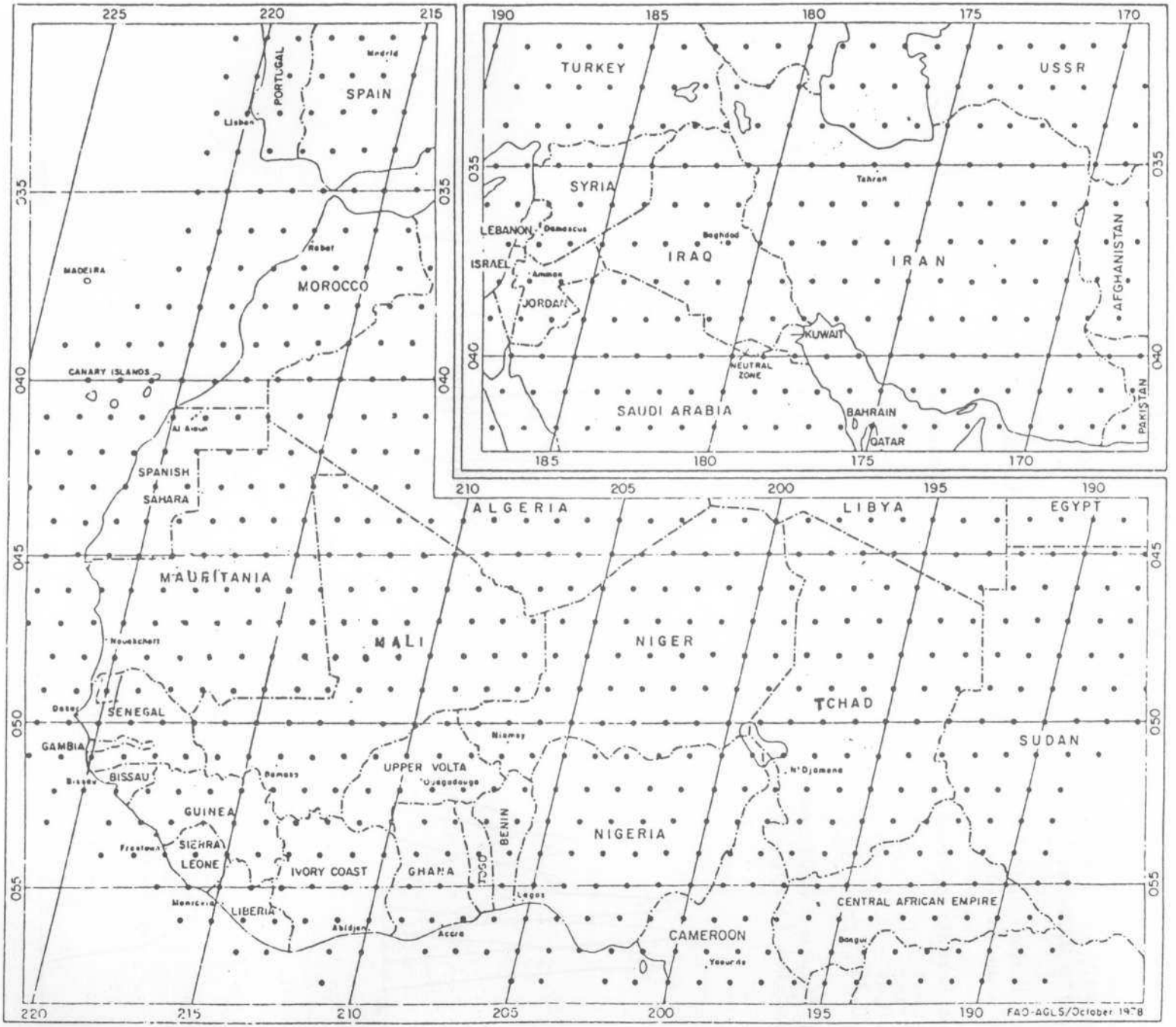


Fig. n° 108 - Traces et rangs des scènes Landsat. Les points noirs indiquent le centre des scènes. D'après FAO-AGLS/Octobre 1978

La bande panchromatique transmet 6 000 points par lignes, espacés de 10 m au sol, les lignes étant elles-mêmes espacées de 10 m. Elle s'étend de 0,51 à 0,73 µm.

Les bandes spectrales transmettent 3 000 points par ligne, distants de 20 m au sol, les lignes étant espacées de 20 mètres.

Les bandes spectrales sont définies dans les domaines suivants :

- 0,50 - 0,59 µm ;
- 0,61 - 0,68 µm ;
- 0,79 - 0,89 µm ;

La figure n° 109 montre les courbes des réponses spectrales des différents systèmes (d'après G. SAINT et A. PODAIRE, 1982).

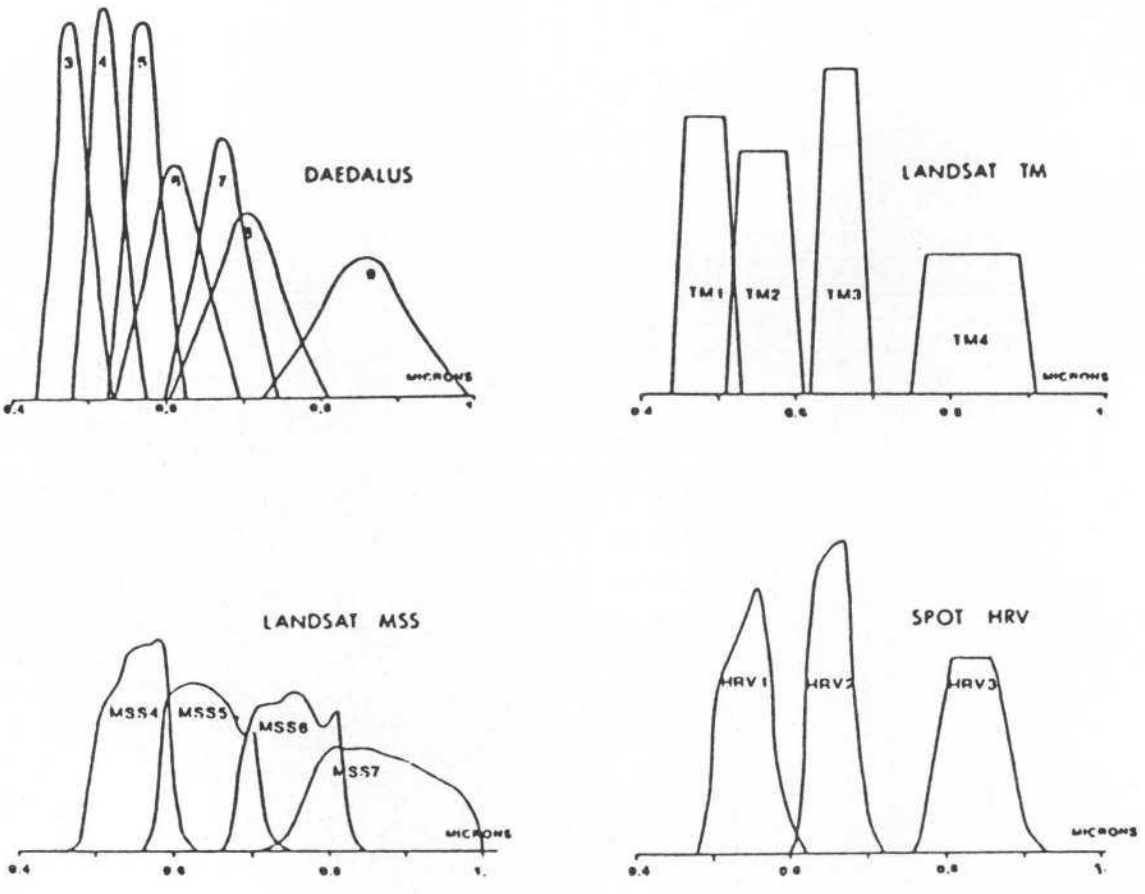


Fig. n° 109 - Courbes des réponses spectrales des différents systèmes (d'après G. SAINT et A. PODAIRE)

Les deux HRV indépendants grâce au miroir de changement de visée (dispositif MCV) permettent de modifier la direction de visée perpendiculairement à l'orbite d'un pas de 0,6° dans un espace de ± 27°. Ce dispositif permet la stéréoscopie.

L'image SPOT (en visée verticale) correspond à une surface au sol de 60 km x 60 km.

Les produits SPOT sont fournis sur des supports de format compatible avec ceux utilisés par le satellite Landsat 4. G. BEGNI (1982).

Les images des simulations ont été obtenues par un radiomètre Daedalus, dont les données une fois traitées restituent les conditions radiométriques et géométriques des canaux SPOT. G. SAINT et A. PODAIRE (1982). Fig. n° 109.

13. Les satellites géostationnaires

Les satellites géostationnaires ou géosynchrones sont généralement utilisés pour les communications et la météorologie.

Le synchronisme avec la rotation de la terre est obtenu en plaçant le satellite à une altitude telle que sa vitesse angulaire est égale à celle de la rotation de la terre.

. Application Technology Satellite (ATS)

Le satellite ATS fut initialement conçu pour les télécommunications spatiales. Cependant, plusieurs satellites de cette série furent équipés de caméras à haute résolution. ATS fut lancé en Décembre 1966. Il devait fournir des images de l'hémisphère occidental de la terre toutes les 20 minutes.

ATS 3, lancé en Novembre 1967, était équipé d'une caméra multispectrale. C.C. NORTON et al. (1979) ont utilisé les données de la"bande verte" centrée sur la partie visible du spectre solaire, entre 0,48 µm et 0,58 µm, pour évaluer les changements de réflectance sur la zone sahélienne entre 1967 et 1974. Pour l'année 1972, nous avons pu comparer les valeurs obtenues par Landsat et ATS 3, sur les mêmes régions et pour les mêmes périodes de l'année.

. Météosat

Le satellite Météosat fait partie d'un ensemble de cinq satellites géostationnaires répartis autour de la terre, à la latitude de l'Equateur. Fig. n° 110.

Les missions et les travaux d'observation effectués sont coordonnés techniquement par un "Comité pour la Coordination des Satellites Météorologiques Géostationnaires" (CGMS), constitué par les représentants des différents pays ayant fourni les satellites et des représentants de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (WMO).

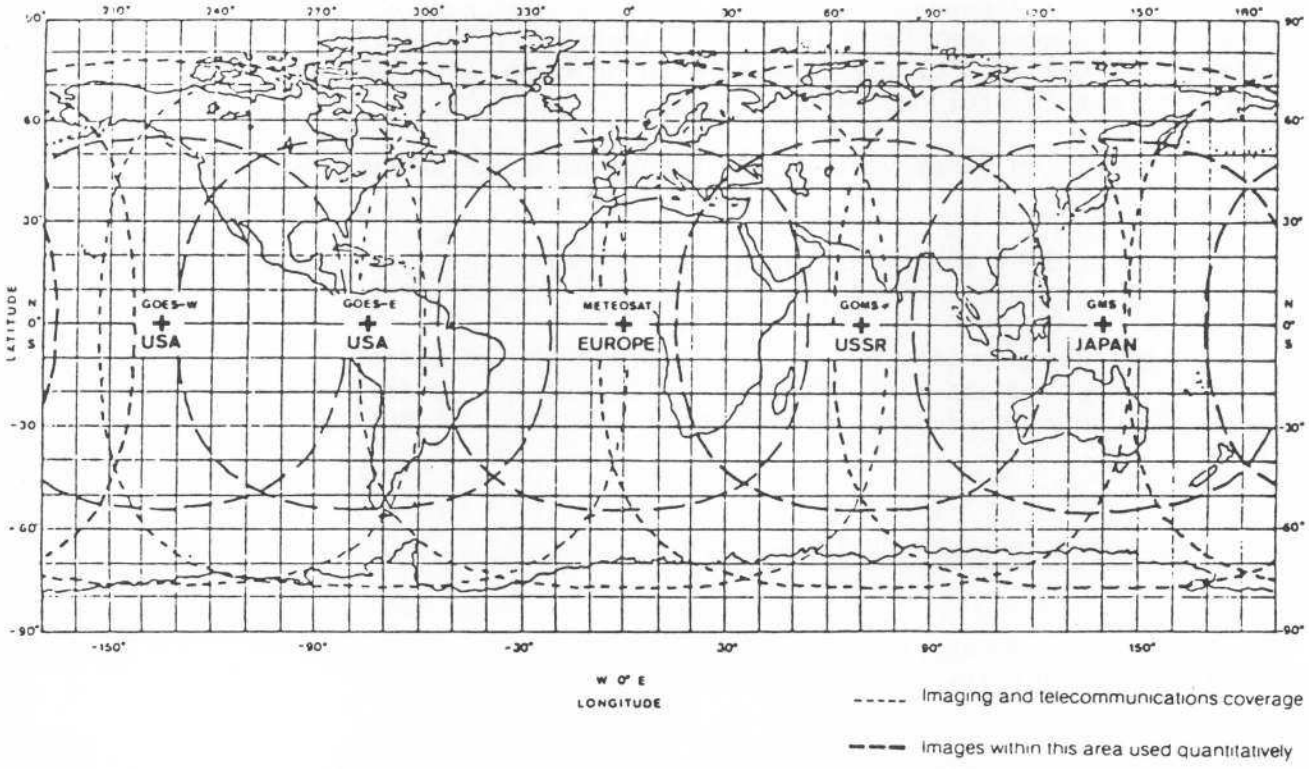


Fig. n° 110 - Couverture des satellites géostationnaires

- Météosat 1

Il fut lancé en Novembre 1977, sur une orbite géostationnaire éloignée d'environ 36 000 km, à la latitude de l'Equateur, et à la longitude du méridien de Greenwich. L'imageur du satellite a cessé de fonctionner en Novembre 1979.

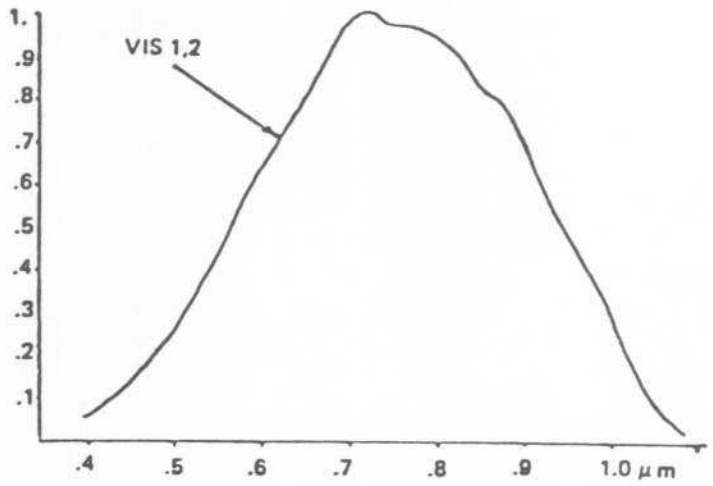
- Météosat 2

Les trois bandes comprennent (fig. n° 111, 112 et 113) :

- deux canaux visibles adjacents, identiques dans le domaine spectral de 0,4 à 1,1 µm (visible) ;

- un canal infrarouge thermique dans la fenêtre infrarouge thermique de 10 à 12,5 µm ;

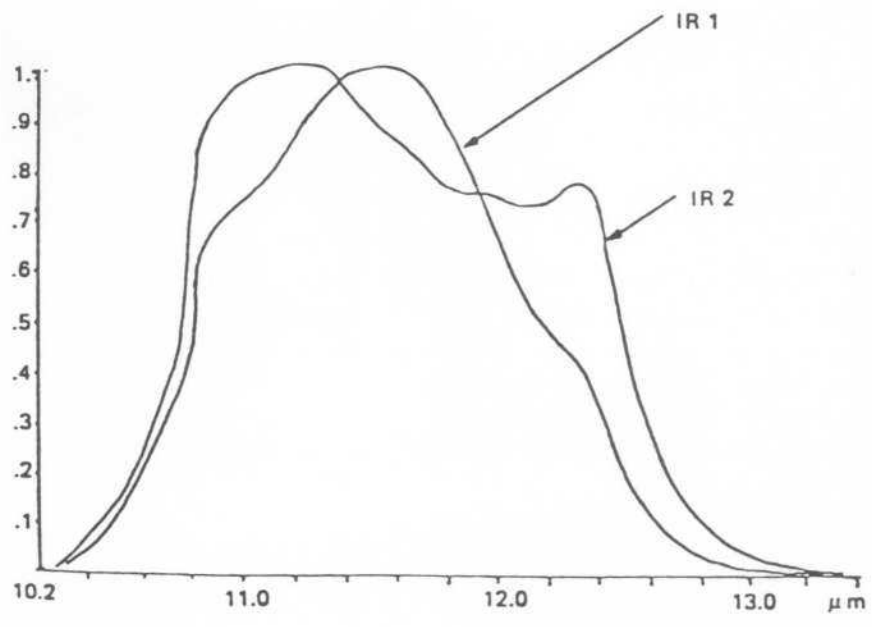
- un canal infrarouge "Vapeur d'eau", dans la fenêtre d'absorption de la vapeur d'eau 5,7 à 7,3 µm. Ce canal peut être utilisé à la place de l'un des deux canaux visibles.



réponse spectrale normalisée

µm	response
.400	.052
.450	.135
.500	.252
.550	.424
.600	.637
.625	.716
.650	.799
.675	.887
.700	.980
.725	1.000
.750	.976
.775	.965
.800	.946
.825	.896
.850	.838
.875	.781
.900	.696
.950	.520
1.000	.330
1.050	.110
1.100	.005

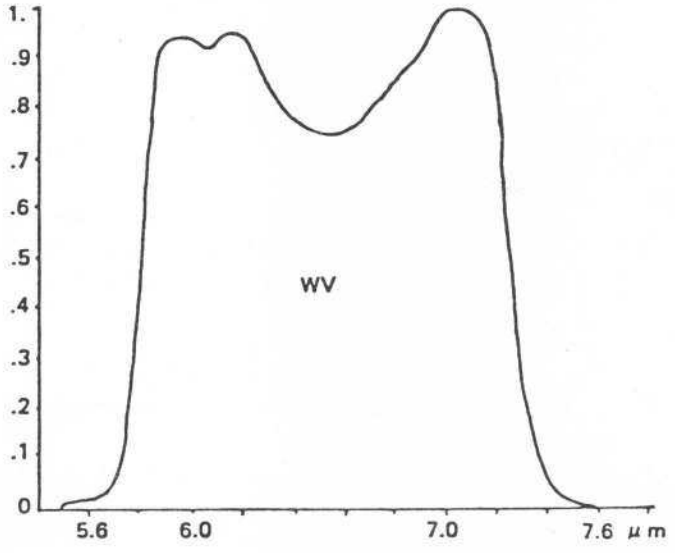
Fig. n° 111 - Réponse spectrale des canaux visibles de Météosat



Réponse spectrale normalisée à 90° K

µm	IR1	IR2
10.0	0	0
10.13	0	0
10.26	0	0
10.39	.056	.073
10.53	.144	.188
10.76	.415	.554
10.81	.620	.830
10.96	.718	.963
11.11	.791	.994
11.27	.920	1.000
11.43	.999	.921
11.59	1.000	.856
11.76	.903	.768
11.94	.717	.742
12.12	.524	.727
12.31	.404	.765
12.5	.189	.431
12.7	.056	.147
12.9	.017	.045
13.11	.005	.013
13.33	.000	0

Fig. n° 112 - Réponse spectrale des canaux infrarouges de Météosat



Réponse spectrale normalisée à 90°K

µm	response
5.48	0
5.56	.016
5.63	.016
5.71	.067
5.80	.625
5.88	.930
5.97	.936
6.06	.918
6.15	.948
6.25	.877
6.35	.787
6.45	.754
6.56	.740
6.67	.787
6.78	.859
6.90	.925
7.02	1.000
7.14	.939
7.27	.362
7.41	.032
7.55	.000

Fig. n°113 - Réponse spectrale du canal vapeur d'eau de Météosat

- Composition des images

Chaque image infrarouge est composée de 2 500 lignes et 2 500 pixels, avec une résolution spatiale de 5 km au point sous-satellite.

Dans le visible, on compte 5 000 lignes et 5 000 pixels lorsque les deux canaux adjacents sont utilisés avec une résolution spatiale de 2,5 km.

- Obtention des images

Pour obtenir une image, il faut compter une période de 25 minutes, suivie de cinq minutes nécessaires au retour et à la stabilisation du radiomètre. On obtient ainsi une image toutes les demi-heures.

L'image est obtenue par le balayage d'est en ouest de lignes successives de la surface de la terre.

Le satellite est animé d'un mouvement de rotation autour d'un axe parallèle à celui des pôles. Il effectue 100 rotations par minute. A chaque rotation, l'orientation du radiomètre est modifiée d'un pas de 0,125 mrd

du sud vers le nord, ce qui permet le balayage de lignes successives. 2 500 rotations sont nécessaires pour obtenir une image complète de la face apparente de la terre. Le tableau suivant résume les caractéristiques du système.

Les données obtenues sont enregistrées sur 63 niveaux pour les canaux visible et "vapeur d'eau", et sur 255 niveaux pour le canal infrarouge. Elles sont toutes numérisées sur 255 niveaux dans la phase de prétraitement de l'image au sol.

Pour les canaux visible et "vapeur d'eau", aucune calibration n'est faite à bord. Pour le canal IR, elle devait être effectuée à bord à l'aide d'un corps noir.

Le corps noir est à une température de 290°K. La température du corps noir et le compte numérique infrarouge correspondant sont transmis à la station au sol.

Théoriquement, ces données doivent constituer la base de la calibration du canal IR, mais pratiquement, et pour des raisons diverses que nous ne développerons pas, les données du corps noir ne peuvent fournir une calibration absolue et ne sont utilisées que pour calculer les modifications de sensibilité dans le canal IR.

TABLEAU RECAPITULATIF DES CARACTERISTIQUES DU SYSTEME METEOSAT

Bandes spectrales	Visible 0,4 - 1,1 µm	IR (Vapeur d'eau) 5,7 - 7,1 µm	IR (Fenêtre) 10,5 - 12,5 µm
Nombre de canaux	2 (simultanés)	1 en alternance avec un canal visible	1 (+ 1 redondant)
Nombre de lignes par image	5 000 (2 500)°	2 500	2 500
Nombre d'échantillons par ligne	5 000	2 500	2 500
Résolution (point sous satellite)	2,5 km	5 km	5 km
Temps de balayage d'une ligne		30 ms	
Fréquence du balayage		600 ms	
Temps d'obtention d'une image		25 minutes	
Fréquence des images		30 minutes	
Transmission des données DATTS	Digital 166 kbit/s (normal) 2,7 Mbit/s (retour)		

° Cas dans lequel le canal "Vapeur d'eau" est aussi transmis.

14. Calibration radiométrique des données satellites

De façon à déterminer la réflectance de surface à partir des données fournies par les satellites, il est nécessaire de convertir les comptes numériques en valeurs physiques et d'obtenir ainsi des valeurs de radiance.

Les systèmes Landsat et Météosat ne fournissant pas directement les coefficients d'étalonnage, il est nécessaire d'appliquer une méthode de calibration de substitution, par référence à des données comparatives de terrain. Celle-ci s'effectue sur des sites test considérés comme sites de calibration.

Cette méthode peut être utilisée pour tous les types de capteurs et dans n'importe quel domaine spectral, lorsque la réponse du radiomètre est considérée comme linéaire par rapport au signal d'entrée.

. Calibration de substitution, P. KOPKE (1980)

Cet étalonnage s'effectue par comparaison des valeurs obtenues par le radiomètre du satellite et de celles obtenues à partir d'un radiomètre calibré embarqué sur un avion, K.T. KRIEBEL (1980, 1981, 1982), ou par référence à des radiances calculées en tenant compte des paramètres atmosphériques et des paramètres de surface.

Dans ce cas, la méthode consiste à déterminer tous les paramètres atmosphériques et les paramètres concernant la surface sous-jacente : turbidité, fonction de diffusion, coefficient d'absorption par les gaz atmosphériques, réflectance de surface, etc.

Lorsque les paramètres sont connus, la valeur de radiance à mesurer par le satellite doit correspondre à celle obtenue par la résolution de l'équation du transfert radiatif. S. CHANDRASEKHAR (1950).

Ces différents paramètres sont déterminés pour des surfaces homogènes, horizontales et par ciel clair. Les radiances sont ensuite calculées en tenant compte des effets dus aux différents angles qui dépendent de la position du satellite, de la position du soleil et du lieu d'observation. (cf fig. n° 92, 93 et 94).

Différents types de surfaces sont utilisés comme surfaces de référence, chacune avec des turbidités atmosphériques différentes et pour des azimuts et des zéniths différents.

Les radiances ainsi calculées fournissent différentes valeurs d'étalonnage. Si la réponse du radiomètre est linéaire, par ces valeurs passe une droite dont la pente correspond à la constante de calibration à partir de laquelle le compte numérique peut être transformé en radiance.

$$R = \alpha.N + \beta$$

où α est la pente en watt/m^2.r

β est l'intersection (zéro si la valeur numérique zéro correspond à la radiance zéro).

P. KOPKE (1980) a calculé une constante d'étalonnage α dans le visible pour Météosat. Elle est de :

$$665\ W/m^2.sr$$

La valeur β est considérée comme étant égale à la radiance zéro pour l'espace.

Pour Landsat, les coefficients d'étalonnage sont présentés dans le tableau suivant. Ces coefficients ont été établis par plusieurs chercheurs. G.S. GREBOWSKY (1975) ; J.R. ANDERSON et alt. (1976) ; R.S. FRASER et alt. (1977) ; C.J. ROBINOVE (1981) ; M.E. MIDDLETON et YUN-CHI LU (1982).

Ces coefficients permettent de convertir les valeurs numériques Landsat en radiance.

TABLE DE CONVERSION DES VALEURS NUMERIQUES LANDSAT EN RADIANCES NOMINALES

	LANDSAT 1		LANDSAT 2 avant 7/16/75		LANDSAT 2 après 7/16/75		LANDSAT 3		
	Rmin.	Rmax.	Rmin.	Rmax.	Rmin.	Rmax.	Rmin.	Rmax.	Rmax.°
MSS 4	0,00	2,48	0,10	2,10	0,08	2,63	0,04	2,20	2,59
MSS 5	0,00	2,00	0,07	1,56	0,06	1,76	0,03	1,75	1,79
MSS 6	0,00	1,76	0,07	1,40	0,06	1,52	0,03	1,45	1,49
MSS 7	0,00	4,60	0,14	4,15	0,11	3,91	0,03	4,41	3,83

° Collecté après 31/05/78.

Rmin. : correspond à la radiance minimum en mW/cm^2-sr reçue par le capteur dans la bande considérée pour toute la scène Landsat.

Rmax. : correspond à la radiance maximum en mW/cm^2-sr reçue par le capteur dans la bande considérée pour toute la scène Landsat.

15. Calcul de l'albédo Météosat

Pour déterminer l'albédo à partir des données Météosat, il est nécessaire de convertir en radiances le compte numérique obtenu dans la bande du canal visible (0,4 à 1,1 µm).

Les radiances Rsat pondérées sur la réponse spectrale f (λ) normalisée de Météosat sont données par la formule suivante :

$$Rsat = \int_0^{\infty} RT(\lambda)\ f(\lambda)\ d\lambda \qquad (1)$$

où

$RT(\lambda)$ est la radiance spectrale au sommet de l'atmosphère. P. KOPKE, K.T. RIEBEL (1982) ont montré que R_{sat} pouvait être exprimé comme une fonction linéaire du compte numérique N, mesuré par le satellite :

$$R_{sat} = C.N \tag{2}$$

où C est la constante de calibration égale à 0,667 $W/m^2.sr$

• L'albédo total

Il est défini comme le rapport de la radiation solaire réfléchie (R) (radiance) à la radiation solaire incidente S (irradiance).

$$A = \frac{R}{S} = \frac{\int_0^{\infty} R_\lambda \, d\lambda}{\int_0^{\infty} S_\lambda \, d\lambda} \tag{3}$$

Le filtre spectral du canal visible Météosat couvre la région du spectre solaire comprise entre 0,4 et 1,1 µm. La réflectance relative à cette région A_2 est donc :

$$A_2 = \frac{\int_{0.4}^{1.1} R_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda}{\int_{0.4}^{1.1} S_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda} \tag{4}$$

L'équation (3) peut être développée :

$$A = \frac{\int_0^{\infty} R_\lambda \, d\lambda}{\int_{0.4}^{1.1} R_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda} \cdot \frac{\int_{0.4}^{1.1} R_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda}{\int_{0.4}^{1.1} S_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda} \cdot \frac{\int_{0.4}^{1.1} S_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda}{\int_{0.4}^{1.1} S_\lambda \, d\lambda} \tag{5}$$

Le dernier terme de cette équation est le rapport de l'irradiance solaire pondérée par la réponse spectrale normalisée de Météosat à l'irradiance solaire totale. En utilisant comme valeur de la constante solaire 1372 W/m^2.

$$\int_0^{\infty} S_\lambda \, d\lambda = 1372/\pi \ W/m^2 \ sr \tag{6}$$

$$\int_{0.4}^{1.1} S_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda = 549,77/\pi \ W/m^2 \ sr \tag{7}$$

le rapport est donc :

$$\frac{174,9}{436,72} = 0,4$$

Le second terme est la réflectance relative A_2 (équation (4)). En combinant les équations (1), (2) et (7), A_2 peut être déterminée par la formule :

$$A_2 = \frac{C.N}{549,77/\pi} = \frac{C.N}{175}$$

Le produit du premier terme et du dernier terme de l'équation est le facteur filtre, qui dépend de la distribution spectrale relative de la radiance au satellite.

$$F = \frac{\int R_\lambda \, d\lambda}{\int R_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda} \cdot \frac{\int S_\lambda \, f_\lambda \, d\lambda}{\int S_\lambda \, d\lambda} = \frac{0.4}{\langle f \rangle}$$

$\langle f \rangle$ est la réponse spectrale moyenne de Météosat pondérée par la radiance qui l'atteint.

Ce facteur filtre n'est pas constant dans le canal visible Météosat, et doit être calculé pour chacune des surfaces considérées.

$$A = FA_2 = F.C \frac{N}{175} \qquad (8)$$

R. KANDEL (1981) a déterminé les valeurs des facteurs filtre correspondant aux régions étudiées :

- aklé Awana F = 0,87
- Région de Faguibine F = 0,89
- Gondo F = 0,95
- Lac Faguibine F = 1,06
- Etendue d'eau, ciel dépourvu de nuages F = 1,14.

16. L'albédo Landsat

L'albédo Landsat se définit comme le rapport de l'énergie réfléchie (radiance) par la surface de la terre à l'énergie solaire incidente (irradiance) dans les longueurs d'onde allant de 0,5 à 1,1 µm.

Dans un premier temps, il est nécessaire de déterminer *la réflectance effective* pour chacune des quatre bandes spectrales.

. L'irradiance

La valeur du flux solaire incident est obtenue par un filtrage fréquentiel pour chacune des bandes MSS. On introduit dans le calcul de l'irradiance une correction en fonction de l'angle solaire en multipliant l'irradiance filtrée par le facteur Cosθ. La formule utilisée est celle de M.P. THEKAECKARA (1975), basée sur l'utilisation de l'irradiance solaire spectrale standard d'air masse zéro.

L'irradiance filtrée est le produit de convolution normalisée de l'irradiance solaire standard hors atmosphère en mW/cm /0,01 µm par la réponse spectrale de chacune des bandes MSS.

$$\frac{E}{\pi} = \frac{\frac{B}{\pi} \int_0^\infty S\ f\ d\lambda}{\int_0^\infty f\ d\lambda}$$

B = la largeur de chaque bande en µm
f = la réponse spectrale relative (moyenne des six détecteurs)
S = l'irradiance solaire hors atmosphère en $mW/cm^2/0,01$ µm

Les différentes valeurs de E sont données dans le tableau ci-après (p.225).

. La radiance nominale

Elle est obtenue pour chacune des bandes MSS en multipliant le compte numérique par un facteur de correction (table de conversion des valeurs numériques Landsat en radiances nominales, p. 221), établi en fonction du maximum et du minimum des valeurs radiométriques reçues dans chaque bande.

$$R = KN + Rmin$$

N = valeurs numériques Landsat
K = (Rmax - Rmin)/127 pour les bandes MSS 4, 5 et 6
(Rmax - Rmin)/63 pour la bande MSS 7 (1)

. La réflectance effective

Elle est obtenue pour chaque pixel dans chaque bande, à partir de la radiance nominale et de l'irradiance dans chaque bande, selon la formule :

$$Ref = \frac{R}{\frac{E}{\pi} \cos \theta}$$

(1) A partir de mars 1979, les comptes numériques de la bande 7 ont été étalés sur 128 niveaux.

EQUIVALENCE REVISEE DE L'IRRADIANCE SOLAIRE

	Bande	B(µm)	$\int_0^\infty f d\lambda$	$\int_0^\infty Sf d\lambda$ (mW/cm^2)	$\frac{B}{\pi} \int_0^\infty Sf d\lambda / \int_0^\infty f d\lambda$
Landsat 1	MSS 4	0,1	0,0960	17,01	5,64
	MSS 5	0,1	0,0903	13,60	4,79
	MSS 6	0,1	0,1035	12,89	3,96
	MSS 7	0,3	0,1858	16,53	8,49
Landsat 2	MSS 4	0,1	0,0981	17,41	5,65
	MSS 5	0,1	0,0991	14,75	4,74
	MSS 6	0,1	0,1029	12,76	3,95
	MSS 7	0,3	0,1829	16,32	8,52
Landsat 3	MSS 4	0,1	0,0928	16,51	5,66
	MSS 5	0,1	0,0946	14,18	4,77
	MSS 6	0,1	0,0969	12,14	3,99
	MSS 7	0,3	0,1692	15,20	8,58
Réponse spectrale carré	MSS 4	0,1	0,1	17,70	5,64
	MSS 5	0,1	0,1	15,16	4,83
	MSS 6	0,1	0,1	12,38	3,94
	MSS 7	0,3	0,3	24,91	7,93

. L'albédo

Le passage des réflectances à l'albédo soulève le problème de l'anisotropie éventuelle du champ de rayonnement. En première approximation, nous supposons que le système agit comme un réflecteur lambertien. L'albédo est alors calculé en faisant la moyenne arithmétique des réflectances effectives obtenues pour chaque pixel dans les quatre canaux. Dans le cas présent, chaque bande se voit attribuer le même poids. Dans un premier temps, nous avons affecté un coefficient de pondération à chaque bande. En effet, l'irradiance solaire moyenne au sommet de l'atmosphère pour chacune des bandes n'est pas identique. (Voir schéma du spectre solaire, fig. n° 78). C.J. ROBINOVE et al. (1981) donnent les estimations suivantes :

17,70 % pour la bande 4 0,5 à 0,6 µm
15,14 % pour la bande 5 0,6 à 0,7 µm
12,35 % pour la bande 6 0,7 à 0,8 µm
24,91 % pour la bande 7 0,8 à 1,1 µm

Compte tenu de l'incertitude des valeurs précédentes dans les bandes 4 et 7, et des différences non significatives des valeurs d'albédo total obtenues avec ou sans pondération, nous avons conservé la méthode de la moyenne arithmétique. I. RASOOL (1981), communication orale.

Pour éviter cet inconvénient, J. OTTERMAN (1981) propose de faire la somme des radiances nominales dans les quatre bandes rapportée à l'irradiance totale.

Nous avons employé cette méthode pour calculer l'albédo à partir des mesures Matra.

17. Intercalibration Landsat-Météosat

L'étalonnage des bandes relativement étroites de Landsat permet de calculer, comme nous l'avons vu, les réflectances spectrales et les valeurs isotropes de l'albédo, intégrées sur le spectre solaire.

Les résultats obtenus sur la surface du lac Faguibine correspondent aux valeurs théoriques de la réflectance spectrale d'une surface en eau.

Dans la même scène Landsat, la réflectance spectrale des sables brillants de l'aklé Awana est très élevée : 0,41 dans la bande 4, à 0,57 dans la bande 7. Ces valeurs concordent avec celles obtenues à partir de Météosat, sur les mêmes types de surface : 0,45 à 0,52 pour des valeurs d'albédo solaire pondéré.

Les valeurs sont conformes aux valeurs obtenues à partir des mesures Matra sur le terrain : 0,40 dans la bande 4 et 0,60 dans la bande 7.

Elles sont proches des valeurs de réflectance diffuse obtenues sur un échantillon prélevé sur le terrain, et analysé au spectrophotomètre : 0,42 dans la bande 4 et 0,58 dans la bande 7.

Cette aire brillante a été utilisée comme point de normalisation avec une valeur de réflectance de 0,41 dans le canal vert, dans les études précédentes faites à partir d'ATS 3. C.C. NORTON et alt. (1979).

Pour ces différentes raisons, le facteur filtre utilisé pour corriger les données Météosat étalonnées par la méthode de P. KOPKE a été déterminé en utilisant les courbes de réflectance spectrale des données MSS Landsat. R. KANDEL (1981).

Les corrections d'anisotropie sont faibles, $< 0,02$ du fait que Météosat et Landsat sont tous deux proches du zénith pour les régions étudiées.

Pour les données Météosat, l'échantillonnage temporel est complet. Les valeurs d'albédo journalières sont relativement constantes pour un angle solaire zénithal $\simeq 60°$. (Cas des régions saharo-sahéliennes, R. KANDEL (1982) ; M.F. COUREL, R. KANDEL, I. RASOOL (1984)).

Pour ces différentes raisons, nous pouvons considérer que la valeur de l'albédo Landsat, mesuré entre 9 h 30 et 10 h locales est peu différente de la valeur moyenne journalière.

Les corrections atmosphériques

Pour le calcul de l'albédo Landsat, la surface est supposée lambertienne, plane, et son atmosphère claire pour laquelle la diffusion atmosphérique est seulement additive. C.J. ROBINOVE (1981).

La correction atmosphérique est faite en estimant que la valeur minimale de radiance (radmin) pour un ciel clair et pour une scène entière représente la part de la diffusion atmosphérique dans la radiance nominale mesurée de chaque pixel. On admet que Radmin = H, H étant l'effet atmosphérique dans chaque bande en mW/cm^2 sr. C.J. ROBINOVE (1981).

J. OTTERMAN et R.S. FRASER (1976) ont établi pour différentes longueurs d'onde et pour deux types de turbidités atmosphériques (faible 3,3 et moyenne 5,5) des coefficients de correction, pour des angles solaires et des valeurs d'albédo de surface différentes. Ils ont montré que pour des valeurs d'albédo de surface comprises entre 0,20 et 0,50, avec une faible humidité atmosphérique, les corrections sont inférieures à 5 % pour les longueurs d'onde du visible. La correction est plus incertaine dans la bande 7 en raison de l'influence de la vapeur d'eau.

En comparant les valeurs que nous avons obtenues sur les régions désertiques de notre secteur à celles obtenues sur d'autres régions désertiques du globe par J. OTTERMAN (1977) et C.J. ROBINOVE (1981),nous estimons en accord avec ces auteurs, que le pourcentage d'erreur dans la bande 7 est de l'ordre de 3 %.

Pour cette étude, nous avons, dans la mesure des possibilités, utilisé des images obtenues par temps clair ou avec une faible turbidité, si l'on en juge par la réflectance des surfaces en eau. Une seule scène, celle du 10 Mars 1982, dans la région du lac Faguibine, a été enregistrée par Landsat 3 par atmosphère turbide, dépassant 5,5. Un fort vent de sable et de poussière régnait sur toute la région au moment du passage de Landsat.

Une méthode particulière, sur laquelle nous reviendrons, a été appliquée pour rétablir les valeurs de réflectance sérieusement modifiées par ces phénomènes atmosphériques.

Les images Météosat ont été sélectionnées en fonction d'une atmosphère claire au-dessus du Sahel occidental, sur la base d'une observation visuelle des deux images visible et infrarouge. Les jours de forte turbidité n'ont pas été retenus et pour chaque période étudiée (2 à 3 jours), la valeur du minimum d'albédo a été utilisée.

En conséquence, nous pensons que les erreurs d'étalonnage des données peuvent être considérées comme relativement faibles. M.F. COUREL, R. KANDEL et I. RASOOL (1984). Les valeurs d'albédo obtenues à partir de l'espace et par temps clair donnent une bonne approximation de l'albédo de surface.

18. Obtention d'une image albedo

Chaque image Landsat a été transformée en image albédo en utilisant la méthode exposée précédemment.
La procédure de traitement est figurée dans le schéma de l'algorithme utilisé pour transformer les valeurs numériques de chaque pixel en valeurs de réflectance effective pour chaque canal MSS, puis en valeurs d'albédo.

A l'issue de ce traitement, il est possible d'obtenir :

- pour chaque pixel, la réflectance effective dans chaque bande, ainsi que sa valeur d'albédo ;
- pour chaque scène, la réflectance effective de chacun des canaux ;
- l'albédo total de l'image Landsat.

19. Le système de traitement

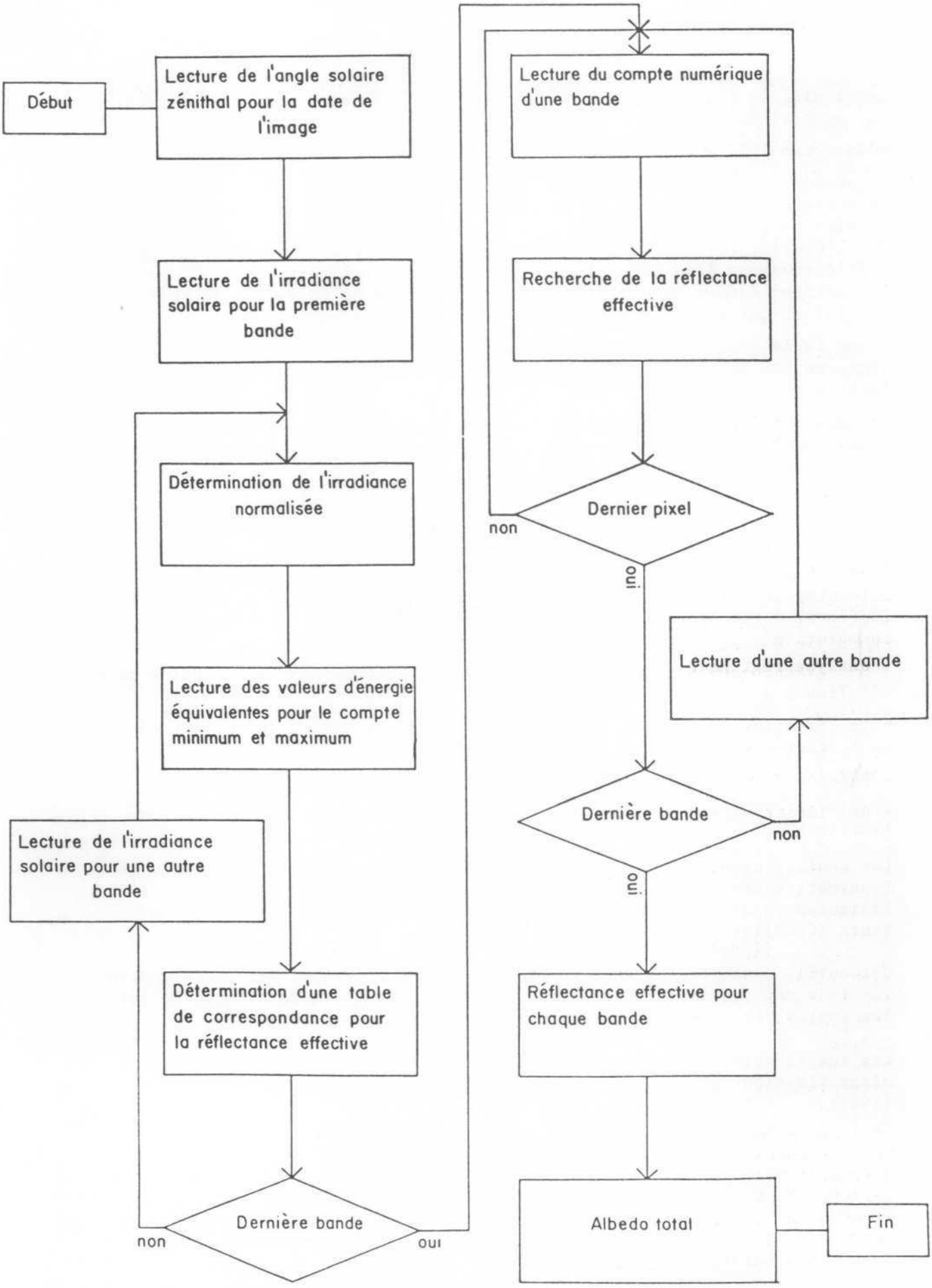
Le programme "albédo" établi au Centre scientifique IBM France pour cette étude, fait partie d'un des logiciels spécialisés en traitement d'images. Il s'agit du logiciel PCIPS (Paris Conversational Image Processing System), qui comprend un ensemble de programmes avec des fonctions de base de traitement d'images et les programmes spéciaux suivants :

- analyse de contour
- segmentation spatiale
- analyse de texture
- analyse régionale
- extraction de paramètres de forme
- albédo.

Le logiciel HLIPS (High Level Image Processing System) est géré par un ensemble de menus. Il permet :

- l'affichage d'images en niveaux de gris ou en couleurs. Le codage des teintes se fait soit en trichromie, soit en intensité couleur ;
- la classification :
  - méthode de Bayes (maximum de vraisemblance) ;
  - classification selon un parallélépipède ;
  - sélection interactive dans l'histogramme bi-dimensionnel ;
  - classification non supervisée ;
- la manipulation d'images. En utilisant l'unité locale de traitement (IBM 7350), il est possible d'effectuer sur les images : soustractions, combinaisons linéaires, analyses en composantes principales, divisions, changements d'échelles, rotations, convolutions et divers types de filtrages ;
- le recalage des images ;
- la visualisation d'images en relief et en perspective.

Le logiciel APLIAS (APL Image Processiong Attachment System). APLIAS est un langage de traitement d'images basé sur APL (G. SAVARY, 1981, 1983). Développé pour l'IBM 7350, il est indépendant de toute application particulière. Il fournit à l'utilisateur des fonctions de traitement et d'affichage des images et des fonctions graphiques générales qui doivent lui permettre de construire facilement des fonctions spécifiques correspondant à ses besoins propres.


Début
Lecture de l'angle solaire zénithal pour la date de l'image
Lecture de l'irradiance solaire pour la première bande
Détermination de l'irradiance normalisée
Lecture des valeurs d'énergie équivalentes pour le compte minimum et maximum
Détermination d'une table de correspondance pour la réflectance effective
Dernière bande
non
oui
Lecture de l'irradiance solaire pour une autre bande
Lecture du compte numérique d'une bande
Recherche de la réflectance effective
Dernier pixel
non
oui
Lecture d'une autre bande
Dernière bande
non
oui
Réflectance effective pour chaque bande
Albedo total
Fin

Ces logiciels fonctionnent sur un ordinateur IBM 4341, équipé d'un terminal spécial de traitement d'images IBM 7350, qui comprend lui-même :

- un écran 1024 x 1024 points pour l'affichage des images ;

- une mémoire de rafraîchissement (Refresh Buffer RB), où est stockée l'image affichée sur l'écran. Le RB comprend 1024 x 1024 positions de chacune 13 bits ou 13 plans mémoire de 1024 x 1024 positions.
  - L'Overlay (OV) qui comprend le bit 1 (bit de poids fort) et qui peut sélectivement être affiché en surimpression sur l'écran.
  - L'image Buffer (IB) qui comprend les 12 bits de poids faible (bits 2 à 13) et qui sert à enregistrer l'image affichée sur l'écran.

- une table de couleur qui permet de définir par quelles couleurs seront représentées les 4096 valeurs possibles de chaque point de l'IB (colour look-up table, CLUT) ;

- une mémoire conçue spécialement pour effectuer le remplissage de polygones (Mask Selection Logic, MSL). Elle est vue comme un plan de 1024 x 1024 positions ;

- des mémoires de stockage d'images (Storage Buffer SB) au nombre maximum de 8, chacune de 1024 x 1024 octets qui servent à enregistrer les images en attente d'affichage ou de traitement ;

- une unité arithmétique et logique qui permet d'effectuer les opérations suivantes sur les images enregistrées dans les mémoires de l'IBM 7350 (Buffers) : transformations, combinaisons, statistiques, interpolation, convolution ;

- un curseur que l'on peut déplacer sur l'écran pour pointer un point particulier ;

- un "joystick" qui permet de commander les déplacements du curseur ou de l'image sur l'écran ;

- éventuellement une tablette qui joue le même rôle que le joystick ;

- un clavier alphanumérique avec un certain nombre de clés de fonction.

Les seuls éléments de l'IBM 7350 qui sont susceptibles de recevoir ou de transmettre des données et qui sont donc directement adressables par l'utilisateur sont les différentes mémoires (RB, SB) et la table des couleurs (CLUT).

Cet outil, d'une très grande souplesse, permet de visualiser et de contrôler très rapidement les différentes opérations numériques effectuées sur les images, en particulier lors des classifications supervisées.

Les images suivantes (114 et 114b) schématisent le système et l'outil de classification conçu pour le 7350 et développé sous APL par G. SAVARY (1981).

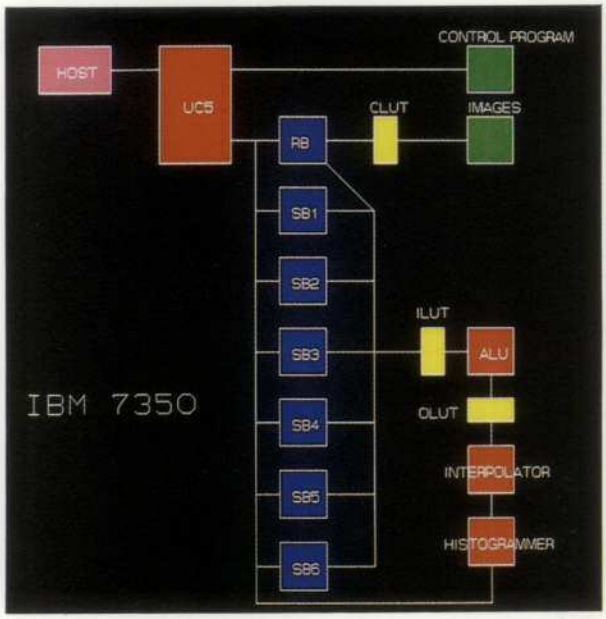


Fig. n° 114

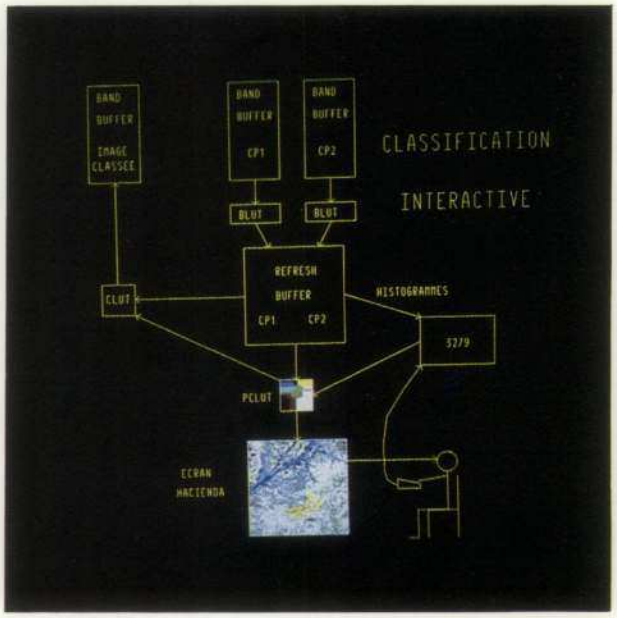


Fig. n° 114b

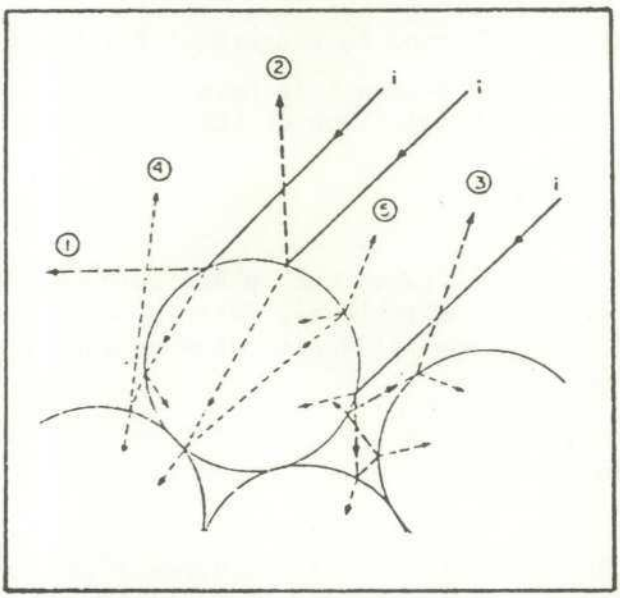


Fig. n° 115 - Réflectance diffuse et réflectance spéculaire sur une surface mate (d'après G.R. HUNT, 1968). In A. BOTHOREL, 1983

i : rayon incident
1-3 : réflectance spéculaire
4-5 : réflectance diffuse

CHAPITRE 8

LES MESURES DE REFLECTANCE

1. LES MESURES EN LABORATOIRE

11. Le spectrophotomètre

Pour définir la réponse spectrale de certains objets caractéristiques de notre région, nous avons utilisé un spectrophotomètre à double faisceau CARY 17 D, équipé en réflectance diffuse et interfacé à un calculateur PDP 11/04. A. BOTHOREL (1982) en donne une description détaillée que nous résumerons ici.

Le spectrophotomètre dispose :

- d'une source d'éclairement (lampe au tungstène) à intensité réglable ;
- d'un monochromateur à double réseau : le faisceau monochromateur est envoyé alternativement sur l'échantillon et sur l'étalon ;
- d'un système de détecteur ;
- d'une partie électronique.

En configuration réflectance diffuse, une sphère intégratrice se trouve entre le monochromateur et les détecteurs. Cette sphère permet la détection de toutes les radiations réfléchies dans un espace hémisphérique.

L'intérieur de la sphère est recouvert d'une couche de sulfate de baryum $BaSO_4$, excellent diffuseur pour lequel l'atténuation due aux réflexions multiples est minime.

Le passage des faisceaux référence et échantillons s'effectue par deux fenêtres, l'exposition de l'étalon et de l'échantillon par deux autres fenêtres.

La géométrie de détection fait que l'intégration de la mesure est proche de 2π stéradians.

Les domaines des deux détecteurs sont les suivants :

- le photomultiplicateur 250-700 nanomètres (visible) ;
- la cellule PbS 600-2 200 nanomètres (proche infrarouge).

Le changement s'effectue à 700 nanomètres. L'ouverture électronique des fentes détermine la surface éclairée en fonction de la quantité d'énergie reçue par les détecteurs.

. Calibration de l'instrument

L'étalon est le BaSO4, la ligne de base utilisée est la courbe de réflectance absolue du BaSO4. L'appareil affiche directement les valeurs de réflectance ou d'absorbance.

Le BaSO4 compressé (Eastman White Reflectance Standard) :

- diffuse parfaitement la lumière ;
- réfléchit les radiations de manière non sélective dans le domaine spectral étudié ;
- vérifie la loi de Lambert.

Le BaSO4 a une réflectance supérieure à 99 % dans la bande 0,4 à 1,1 µm, domaine spectral correspondant aux bandes des satellites utilisés.

L'acquisition des données se fait par couplage du spectrophotomètre à un mini-ordinateur PDP 11/04.

12. La réflectance des objets

Les objets réfléchissent deux sortes de radiations en fonction de deux processus physiques différents (fig. n° 115) :

- un processus de réflexion sans pénétration des radiations incidentes sur la surface supérieure ; il s'agit de la réflexion spéculaire Rs ;
- un processus de réémission des radiations après pénétration au sein du corps ou réflexion diffuse Rd. Dans ce cas, il y a perte d'intensité

$$\text{Log } \frac{Io}{I} = k.d$$

où
k est le coefficient d'absorption
d est la distance parcourue dans le milieu.

La réflectance totale est exprimée par la formule :

$$RT = Rs + Rd$$

. La réflectance diffuse

Les bases de la réflectance diffuse ont été établies par P. KUBELKA et F. MUNK (1931).

Dans le cas d'une couche infiniment mince, la réflectance hémisphérique pour une longueur d'onde est donnée par la fonction de rémission ou fonction de KUBELKA et MUNK :

$$F\ (R\infty) \equiv \frac{(1-R)^2}{2R} = \frac{k}{s}$$

où :
$R\infty$ est la réflectance diffuse d'une couche d'épaisseur infinie,
k est le coefficient d'absorption,
s est le coefficient moyen de diffusion dans le milieu.

Dans cette expression, l'influence de la longueur d'onde sur le coefficient de diffusion est négligé.

Selon M. WENDLANDT et H. HECHT (in MORIS et al., 1982) :

$$s = c.\lambda^{-n}$$

c est une constante
n est tel que $0 < n < 4$
$n = 4$ correspond à la diffusion Raleigh, cas où les particules diffusantes sont plus petites que la longueur d'onde.

La fonction de rémission devient :

$$F\ (R) = \frac{k}{c}.\lambda^{n}$$

Les échantillons sableux ou argileux que nous avons analysés dans le domaine spectral 0,4 à 1,1 µm, sont tous composés de particules dont la taille est toujours supérieure à deux fois la longueur d'onde. Leur diffusion est donc indépendante de λ . L'équation se réduit à :

$$F\ (R) = \frac{k}{c}$$

Pour des granulométries différentes et pour un même élément, la réflectance R croît lorsque la taille des particules décroît, ceci en fonction de la distance parcourue par la lumière à travers les particules. J.D. LINDBERG et D.G. SNYDER (1973).

Pour des matériaux transparents à réflexion diffuse forte, l'albédo augmente lorsque la granulométrie décroît. Pour des matériaux opaques à diffusion faible, l'albédo décroît dans le même sens que la granulométrie. B.D. CERVELLE et C. BAHU (1974).

. Les échantillons analysés

Les échantillons proviennent de surfaces qui nous ont paru caractéristiques des éléments de composition des milieux sahéliens, mais aussi de surfaces présentant une extension suffisante pour être repérables et localisables sur l'image satellite.

Les échantillons sur lesquels ont été effectuées les mesures sont de nature et de composition différentes. Il s'agit de sables, d'argiles, de pailles sèches d'herbes connues, de feuilles sèches et vertes, ou encore de cendres de pailles.

Ils ont été prélevés dans les différents secteurs de l'étude, dans le FERLO (Sénégal), dans l'AZAOUAD (Mali) et dans le GONDO (Mali).

Les sables et argiles récoltés à la surface du sol et analysés au spectrophotomètre n'ont donné lieu à aucun traitement mécanique (granulométrie) ou chimique susceptible d'en modifier l'état ou la composition.

La plupart des sédiments sont plus ou moins chargés en débris végétaux ou matière organique.

Les pailles, quant à elles, ont été récoltées sur pied.

. Les courbes spectrales

Les spectres obtenus sur les échantillons sédimentaires sont toujours des spectres de mélanges : sable, argile, débris végétaux et matières organiques. La proportion des constituants varie et peut entraîner d'importantes modifications d'un spectre à l'autre, comme nous le verrons.

A titre indicatif, nous donnons le pourcentage d'argile calculé sur la totalité de l'échantillon pour certains sables.

Ces sables quartzeux, à granulométrie variable (la médiane se situe entre 100 et 260 µm), toujours plus ou moins rubéfiés par les oxydes de fer, contiennent même en pourcentage très faible, de l'argile, des minéraux lourds opaques et transparents et des particules non minérales.

Les courbes présentant des analogies ont été regroupées sur les mêmes graphiques. Les similitudes ressortissent, semble-t-il, à la composition des échantillons.

. Les spectres en continu

Les figures n° 116 et n° 117 montrent les spectres en continu de quelques-uns des échantillons dans les longueurs d'onde de 0,4 à 1,1 µm.
Ces spectres caractéristiques de chaque élément analysé ne peuvent être comparés que très grossièrement aux courbes établies à partir des valeurs de réflectance effective déduites des données Landsat ou des mesures faites avec le radiomètre Matra.

FIG 116

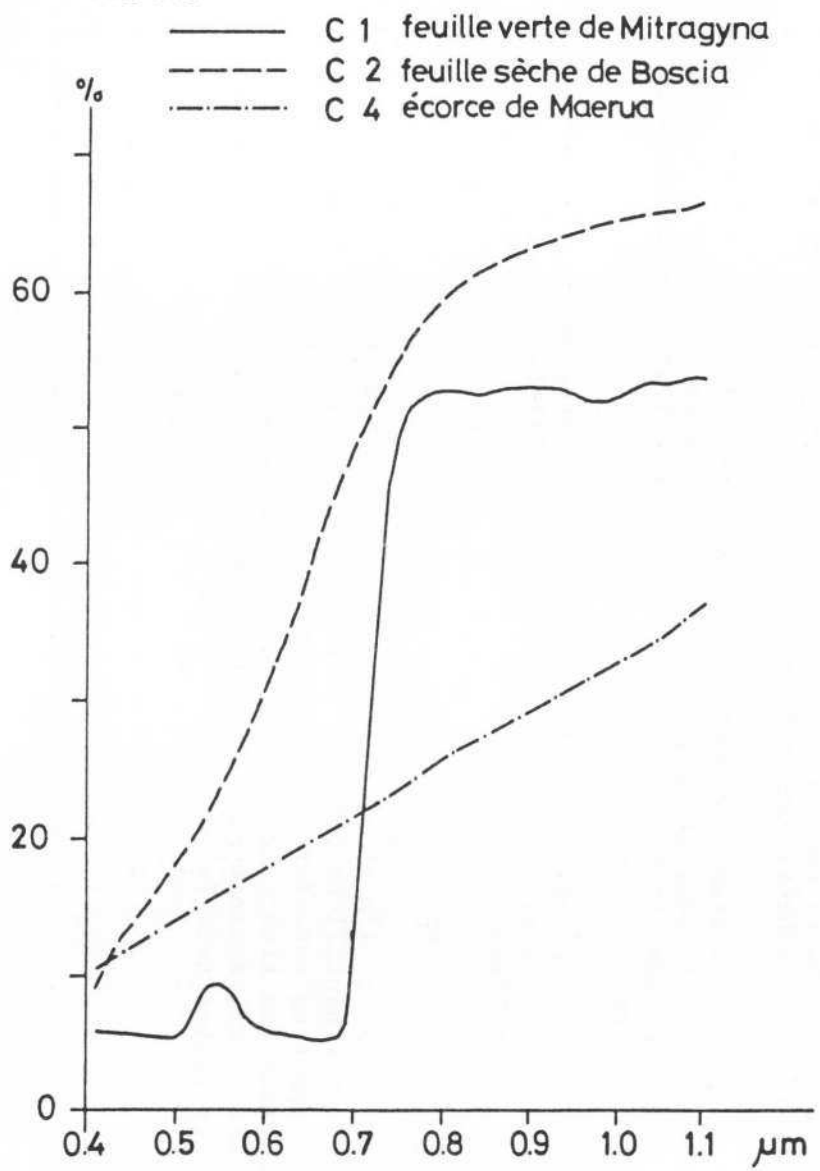
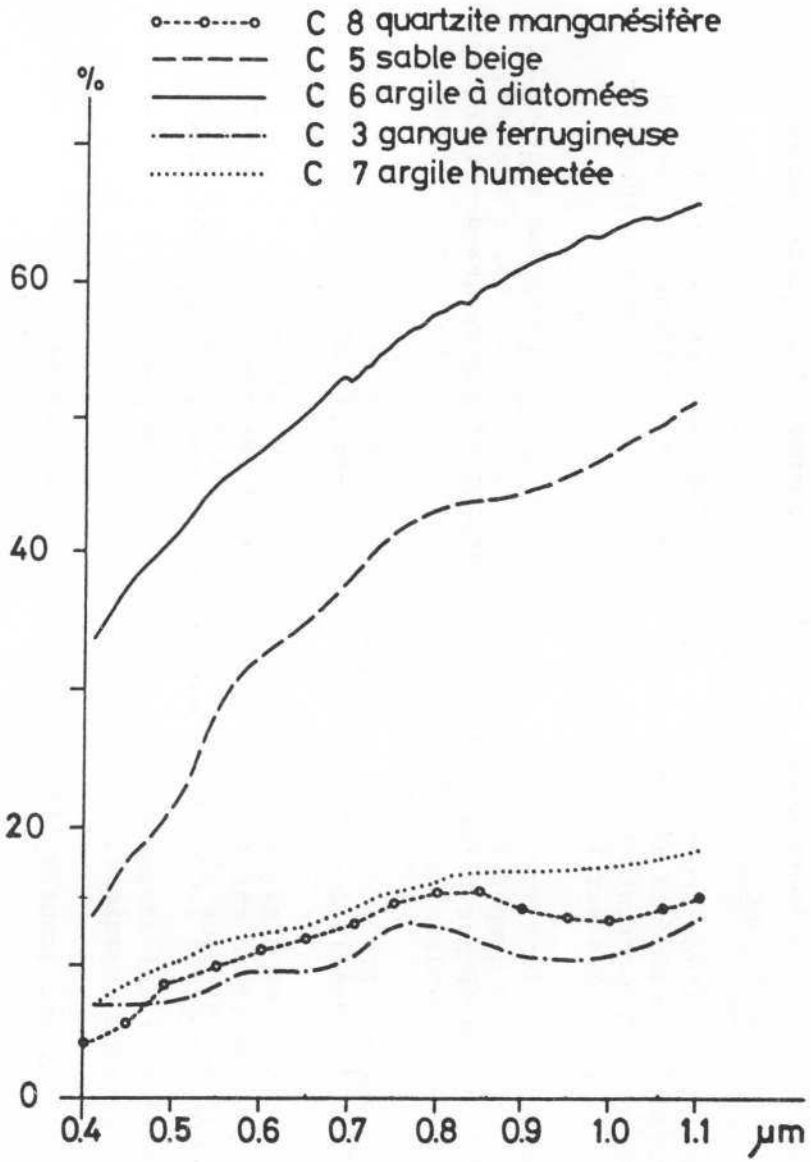


FIG 117



Ces instruments fournissent des valeurs moyennes dans quatre bandes spectrales.
C'est la raison pour laquelle nous avons, à partir des valeurs de réflectance données tous les 20 nanomètres par le spectrophotomètre, calculé les valeurs moyennes de réflectance pour les cinq bandes spectrales suivantes :

0,4 - 0,5 µm ; 0,5 - 0,6 µm ; 0,6 - 0,7 µm ; 0,7 - 0,8 µm ; 0,8 - 1,1 µm

MSS 4 MSS 5 MSS 6 MSS 7

dont quatre correspondent aux bandes Landsat et aux bandes du radiomètre Matra, équipé de quatre barrettes porte-filtre en configuration Landsat (Cf tableaux 41 et 42 en annexe).

La réflectance totale exprime la part d'énergie réfléchie par les surfaces dans les longueurs d'onde allant de 0,5 à 1,1 µm (bandes 4 à 7 incluse).
Le rapport 7/5, rapport des réflectances effectives dans les bandes 7 et 5, affine dans certains cas la définition des surfaces. Il permet, en particulier, de caractériser l'état d'une couverture végétale (végétation sèche ou végétation active).

13. Résultats des analyses

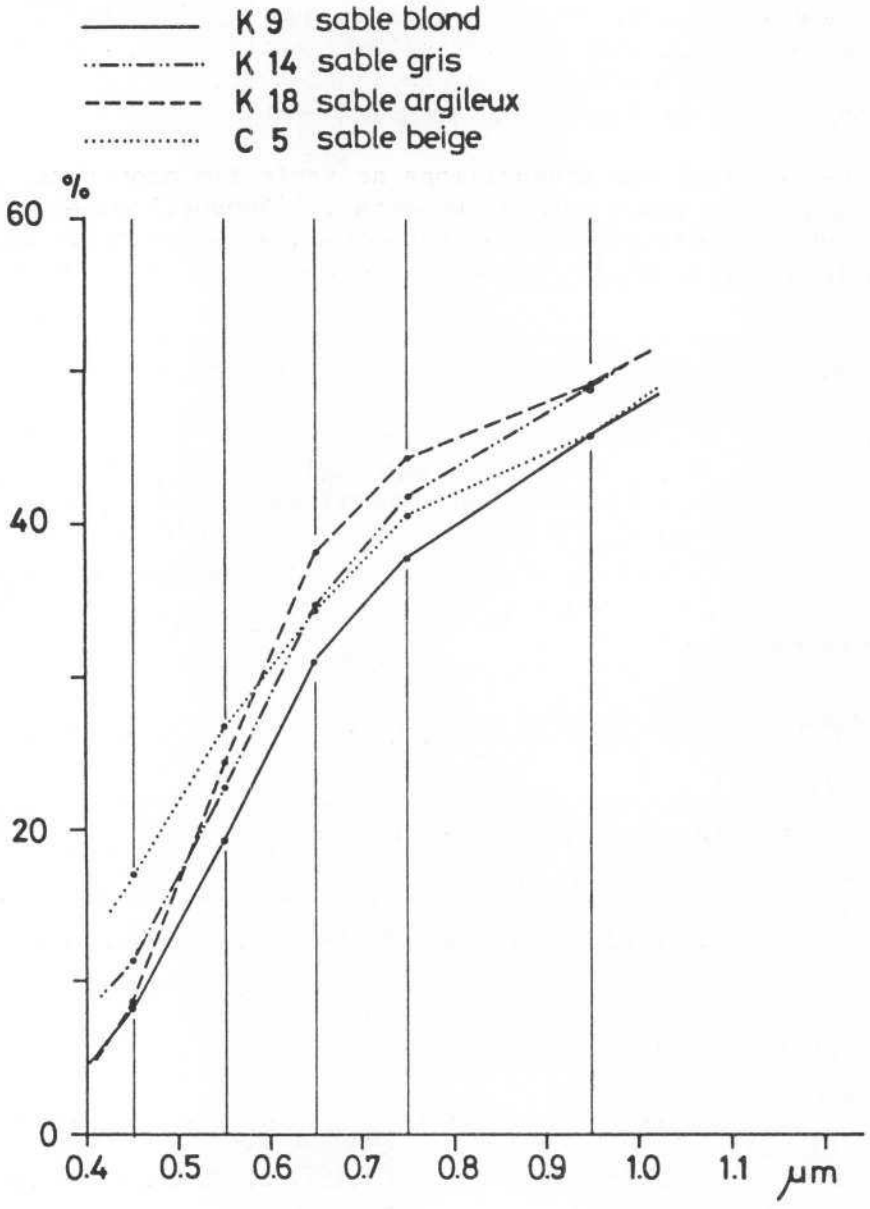
. Série n° 1 - Echantillons K9, K14, K18, C5

Nom de l'échantillon	Définition de l'échantillon	Lieu de prélèvement
K9	Sable blond à gris cendreux	Bordure de la vallée du FERLO
K14	Sable gris beige clair	Dune de Labgar (FERLO)
K18	Sable de termitière arasée très fin beige clair	Plage nue dans l'interdune
C5	Sable éolien beige	AZAOUAD (Mali) Tayaret Seheb, nord de Tombouctou

Caractéristiques spectrales . Fig. n° 118

	% d'argile	Visible 0,5-0,7µm	Proche infrarouge 0,7-1,1 µm	Réflectance totale 0,5-1,1µm	Rapport 7/5
K9	6 %	25,20 %	41,75 %	33,47 %	1,46
K14	16,9 %	28,80	45,21	37,01	1,39
K18	27 %	31,16	46,53	38,84	1,28
C5	-	30,58	43,08	36,83	1,33

FIG 118



Ces quatre échantillons correspondent à des sables quartzeux prélevés sur des surfaces nues et vives.

Ces sables sont très réflectants, 33 à 39 %. Les valeurs sont toujours plus fortes dans le proche infrarouge ; elles sont supérieures à 40 %.

Dans le visible, elles dépassent 25 %.

N.B. : Les résultats dans chaque bande spectrale sont donnés dans les tableaux en annexe.

L'échantillon K18 contient un fort pourcentage d'argile, ce qui peut expliquer ses fortes valeurs de réflectance.

Précisons que ces sables ne sont sans doute pas les plus réflectants du domaine étudié, si l'on en juge par les valeurs obtenues au radiomètre Matra et à partir de Landsat sur les sables des bordures du lac Faguibine ou de l'aklé Awana.

L'absence totale de cohésion des échantillons de sable fin provenant de ces secteurs a interdit toute mesure. En effet, l'échantillon présenté en position verticale face à l'ouverture du spectrophotomètre se répand dans la sphère. Après plusieurs essais infructueux, nous avons éliminé ces échantillons.

. Série 2 - Echantillons K2, K6, K8 et K13

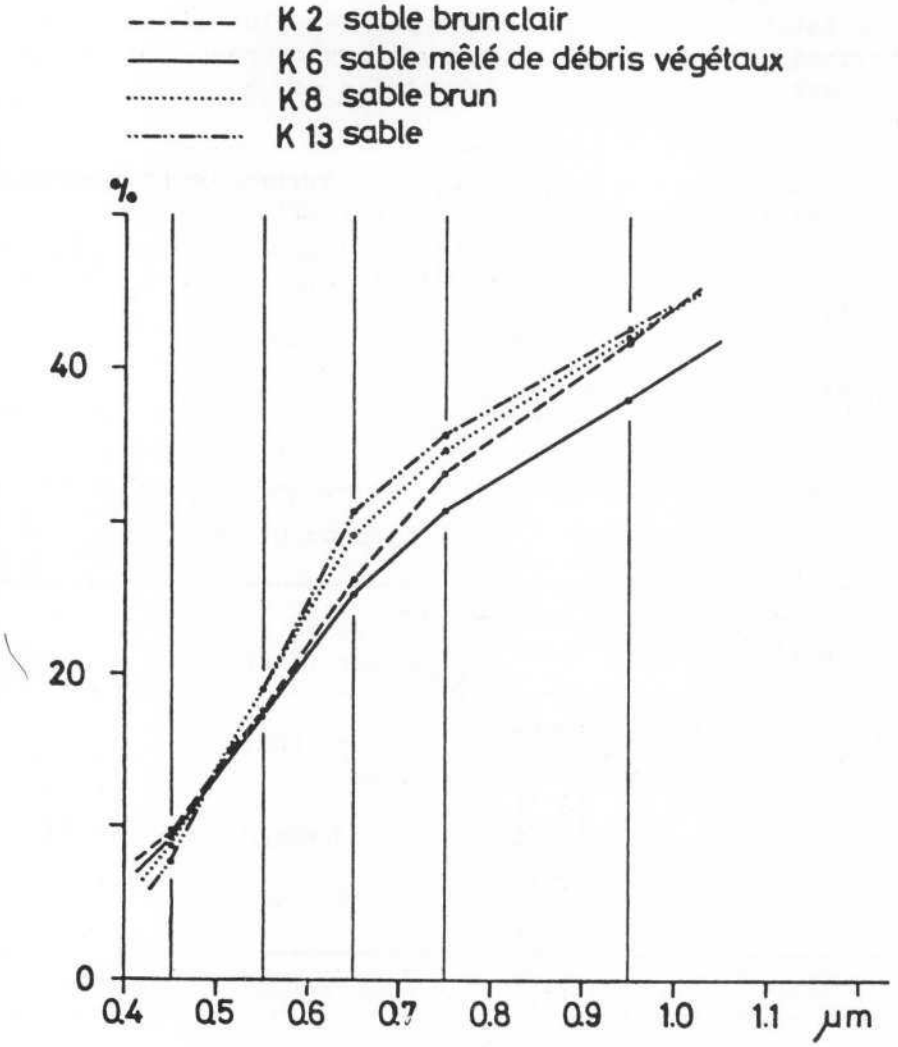
Nom de l'échantillon	Définition	Lieu du prélèvement
K2	Sable de dune brun-clair, sous tapis herbacé discontinu	Milieu de la dune de Labgar (FERLO)
K6	Sable de plaine intermédiaire, beaucoup de débris végétaux	Labgar (FERLO), au nord du forage
K8	Sable de dune brun clair	Poram (FERLO)
K13	Sable de plaine interdunaire	Linguère NE

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 119.

	% d'argile	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
K2	7 %	22,07	37,44	29,75	1,58
K6	24 %	21,29	34,40	27,8	1,5
K8	18 %	24,11	38,62	31,36	1,45
K13	11 %	24,88	39,30	32,09	1,39

Les échantillons K2 et K8 de cette série ont été prélevés sur dune et sous tapis herbacé discontinu. Leur couleur varie entre le brun clair et le gris cendreux.

FIG 119



Les échantillons K6 et K13 proviennent de la plaine de Labgar, dont le tapis graminéen, discontinu, a été dégradé par le piétinement des troupeaux. Ceci explique que ces sables gris cendreux soient chargés de débris végétaux divers.

Les valeurs de réflectance totale sont fortes : 27 à 32 %. Pratiquement identiques dans les longueurs d'onde 0,45 à 0,55 µm, elles se différencient dans le proche infrarouge. Les valeurs moins fortes dans le proche infrarouge, qui caractérisent l'échantillon K16, sont vraisemblablement dues aux débris végétaux et matières organiques.

Le rapport 7/5 est plus élevé que pour la série précédente.

. Série n° 3 - Echantillons K5, C7, K16, C6 et K19

Nom de l'échantillon	Définition	Lieu du prélèvement
K5	Ecaille d'argile sèche	Vendou (mare temporaire) FERLO
C7	Argile humide (cf p.259)	Tin Aïcha, bordure nord du lac Faguibine
K16	Sédiment sablo-argileux gris clair	Bordure du Vendou, Nafa FERLO
C6	Argile poudreuse à diatomées	Tayaret Seheb AZAOUAD, nord de Tombouctou
K19	Concrétions calcaires	Plaine interdunaire, FERLO

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 120

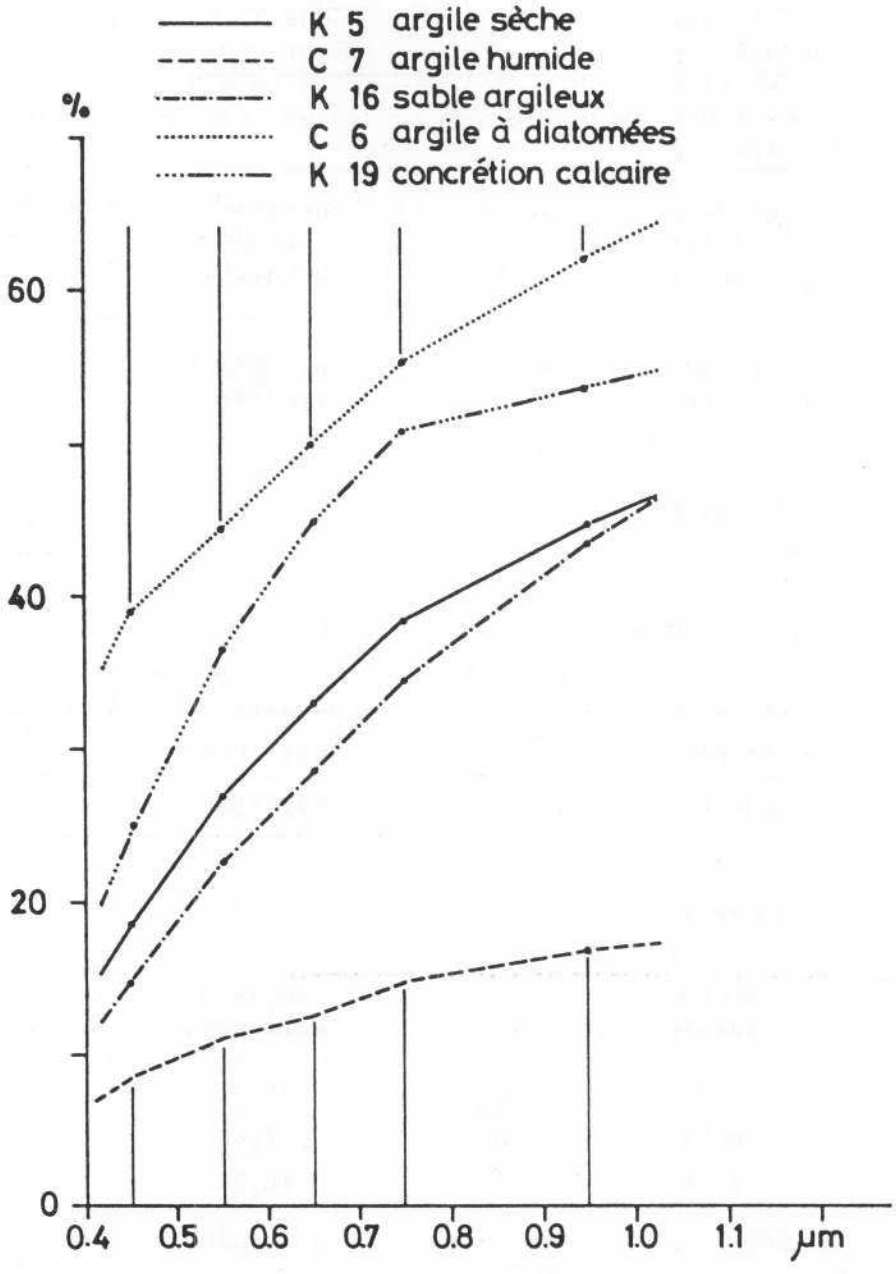
Echantillon	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
K5	30,01	41,69	35,85	1,35
C7	11,84	15,95	13,89	1,34
K16	25,47	38,91	32,19	1,53
C6	47,30	58,58	52,94	1,23
K19	40,69	52,42	46,55	1,19

La série n° 3 correspond à différents sédiments argileux. L'échantillon C6 provient d'un paléosol. C'est une diatomée remaniée chargée en particules quartzeuses, très pulvérulente, homogène et de couleur blanche.

Ce sédiment est défini par l'association d'une dizaine de diatomées, parmi lesquelles : *Melosira granulata*, *Eunotia*, *Pinnularia* et *Navicula* sont les plus fréquentes.
Les dimensions extrêmes de ces diatomées se situent entre 15 et 100 µm (largeur) et 5 et 10 µm (longueur) respectivement.
Ce type d'association attesterait de milieux marécageux acides et oligotrophes. F. GASSE (1978) ; M. et S. SERVANT (1970).

L'échantillon K19 est une concrétion calcaire récoltée en surface dans une plaine interdunaire du Ferlo. Ces concrétions ou poupées sont très souvent en mélange avec des gravillons (nodules ou concrétions) ferrugineux et contribuent à augmenter l'albédo de ces étendues.

FIG 120



Nous constatons que toutes ces courbes montrent des réflectances très différentes.

La courbe C6 correspond aux valeurs les plus fortes de tous les échantillons sédimentaires, dépassant 45 % dans le visible, et atteignant des valeurs proches de 60 % dans le proche infrarouge.

Sur le terrain, ces étendues peuvent couvrir plus d'un hectare. Elles contrastent toujours sur le milieu environnant par leur forte brillance.

Les courbes K5 et K16 auraient pu s'intégrer dans la série 2. Elles s'en différencient cependant par des valeurs nettement plus fortes dans le visible et, en particulier, dans les longueurs d'onde de 0,4 à 0,5 µm. Il semble que ce soit une des caractéristiques qui différencie les réponses spectrales des argiles et des sables.

L'échantillon C7 est de même nature que l'échantillon C6. Ce matériau constitue l'essentiel des bordures humides des grands lacs de la région du Faguibine. La diminution des valeurs dans toutes les longueurs d'onde est due à l'humidité.

Plus le sédiment est homogène et fin (C6 et K19), plus le rapport 7/5 diminue. (Ce rapport est de 1,5 pour l'échantillon de sable argileux K16).

. Série n° 4 - Echantillons K17, K15 et C3

Nom de l'échantillon	Définition	Lieu du prélèvement
K17	Sable de dune rouge	Doudodji Parba (FERLO)
K15	Sable rouge de dune	Poram (FERLO)
C3	Gangue ferrugineuse	Mreyye (SAHARA)

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 121

	% d'argile	Visible	Proche IR	Réfl.totale	7/5
K17	14 %	17,85	34,82	26,34	1,73
K15	18 %	18,51	35,65	27,08	1,54
C3	-	8,75	11,5	10,2	1,17

Les échantillons K17 et K15 sont des sables rouges à brun foncé. Ces sédiments éoliens rubéfiés sont fréquents dans tout le Sahel. M.F. COUREL (1974, 1977) ; P. MICHEL (1973) ; J. TRICART (1961).

L'échantillon C3 provient d'un affleurement de concrétions gréso-ferrugineuses récoltées à la surface de diatomées qui tapissent le fond des interdunes dans le secteur Dayet-Araouane, dans l'AZAOUAD, au Mali.

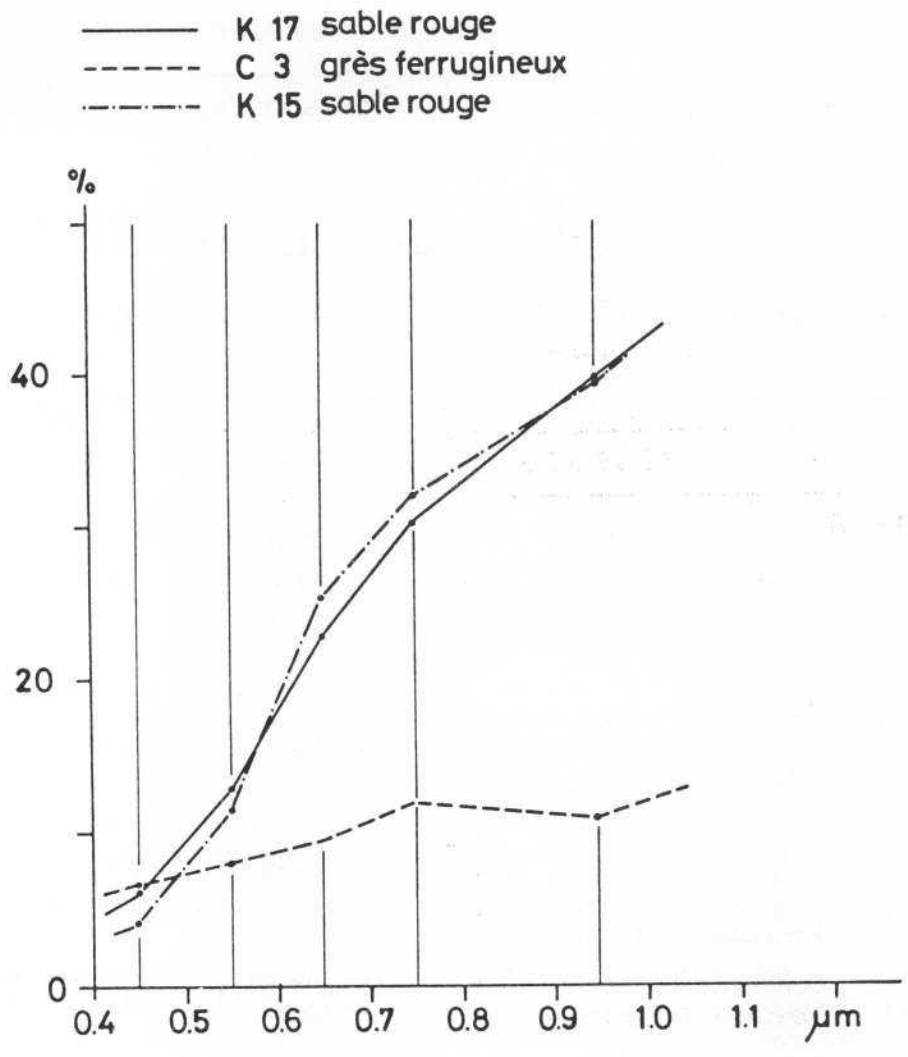
La goethite est le minéral le mieux représenté. Sa signature apparaît nettement dans le spectre en continu dans les bandes d'absorption 460, 660 et 925 nanomètres, les pics de réflectance proches de 600 et 750 nanomètres, et la remontée nette à 1 100 nanomètres. M. MAQUET, B.D. CERVELLE, G. GOUET (1981) ; A. BOTHOREL (1983).

Les sables composant les échantillons K15 et K17 contiennent 5 à 7 % de fer dans la fraction sableuse et plus de 17 % dans la fraction inférieure à 4 µm. Les courbes d'ATD et les spectres de Guinier, effectués sur ces échantillons confirment la présence de goethite.

La signature de la goethite apparaît atténuée sur les courbes en continu (non reproduites ici). Par contre, elle est impossible à établir à partir des valeurs moyennes des différentes bandes spectrales.

Sur la courbe C3, les inflexions attestant de la présence de goethite sont néanmoins encore perceptibles. Il semblerait possible de détecter par télédétection des affleurements de roche riches en sesquioxydes de fer et goethite, tels que les cuirasses ou certains grès ferrugineux. A. BOTHOREL (1983).

FIG 121



. Synthèse des observations sur les séries 1, 2, 3 et 4

Celle-ci concerne les sédiments sableux, les sédiments sablo-argileux et les sédiments argileux.

Les sables vifs, totalement quartzeux, ont une réflectance diffuse totale de l'ordre de 35 %, supérieure à 25 % dans le visible, et à 40 % dans le proche infrarouge. (K9, K14, K18 et C5).
Les argiles ont des valeurs supérieures à 30 % dans le visible et supérieures à 40 % pour les éléments fins et les poudres homogènes. (K19 et C6).
Les valeurs dans le proche infrarouge sont supérieures à 50 % pour ces deux échantillons. Les valeurs totales atteignent 46 et 53 %.
Ce phénomène vérifie la théorie selon laquelle la réflectance diffuse est d'autant plus grande que la granulométrie diminue pour des objets transparents. (C6, K18, K19 et K5).

L'échantillon C8 provient d'un quartzite manganésifère de la colline de Tambao (Haute-Volta). La réponse spectrale sera analysée ultérieurement.

Les mélanges

Les réflectances sont d'autant plus fortes que les sables sont moins chargés en débris végétaux et organiques. Les sables les moins réflectants atteignent une valeur totale peu différente de 20 %.

Le rapport 7/5 de tous les sédiments sableux ou sablo-argileux, à l'exception de l'échantillon K17, est compris entre 1,3 et 1,6.

Les concrétions calcaires et ferrugineuses ont un rapport de 1,1.
Quant aux argiles, le rapport est inférieur à 1,3.

Les séries 5 et 6 regroupent les résultats obtenus sur les échantillons végétaux.

. Série n° 5 - Echantillons K21, K3, K4, K12 et K17

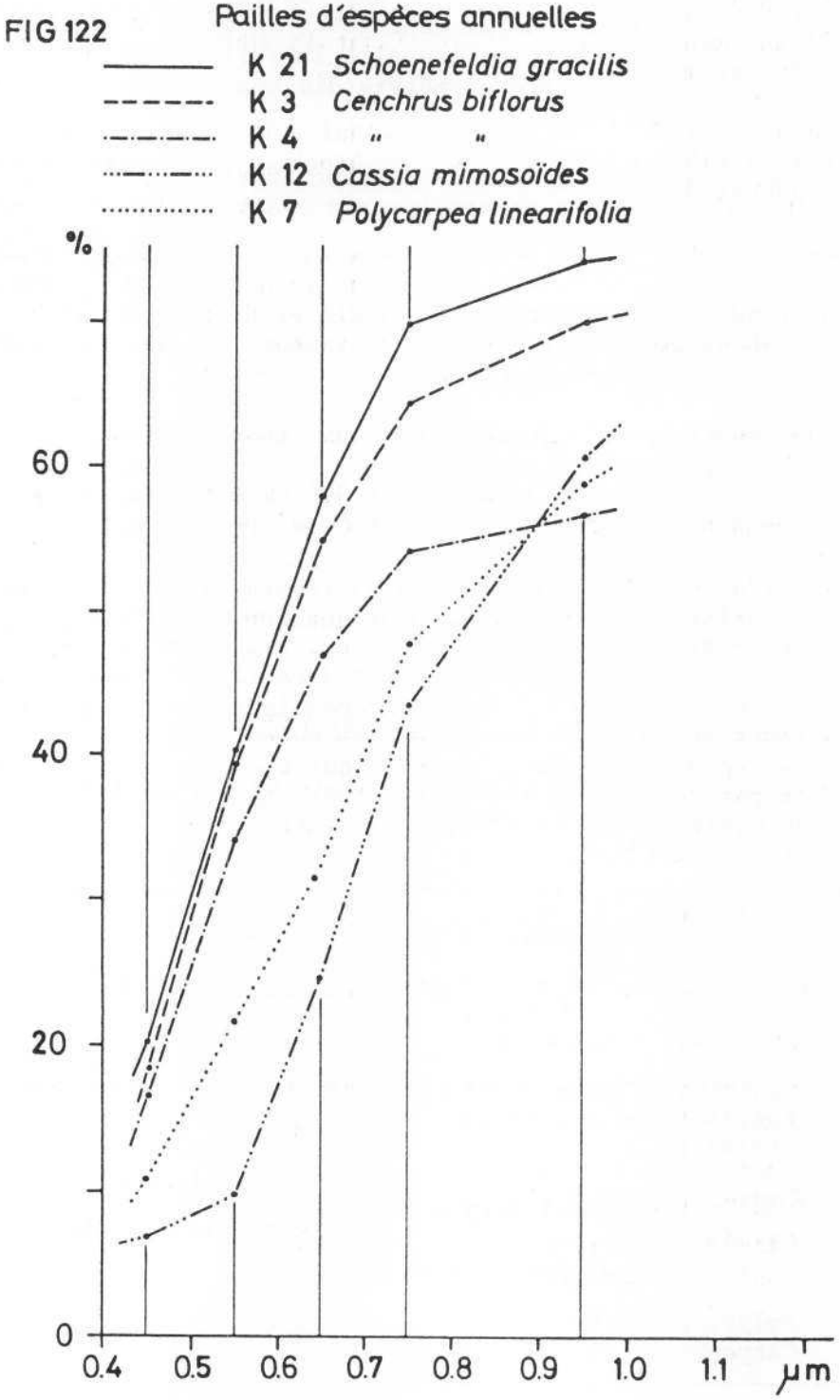
Cette série est composée d'échantillons de paille de différentes espèces herbacées récoltées sur pied. (Images n° 4 et n° 5).

Nom de l'échantillon	Définition	Lieu de récolte
K21	Schoenefeldia gracilis Chloridée (graminée)	GONDO, plaine sableuse
K3	Cenchrus biflorus Panicée (graminée)	FERLO, sur dune (pailles couchées)
K4	Cenchrus biflorus Panicée (graminée)	" " (pailles dressées)
K12	Cassia mimosoides (de couleur rouge) Cesalpiniacée	FERLO
K7	Polycarpea linearifolia Caryophyllacée	FERLO

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 122.

Echantillon	Visible	Proche IR	Réfl.totale	7/5
K21	49,01	71,85	60,43	1,28
K3	47,05	67,08	57,06	1,27
K4	40,40	55,34	47,87	1,21
K12	17,36	51,97	34,67	2,44
K7	26,93	53,03	39,98	1,81

FIG 122



L'échantillon K21 est une graminée très répandue dans le Sahel, espèce *Schoenfeldia gracilis* de la tribu des *Chloridées*. Lorsqu'elle est sèche, c'est une paille jaune et brillante.

Les échantillons K3 et K4 sont des *Cenchrus biflorus* de la tribu des *Panicées*. Il s'agit du "cram-cram". Les pailles sont jaune pâle et brillantes. K3 a été présenté horizontalement à la fente du spectrophotomètre ; l'échantillon K4, verticalement.

K12 est composé d'herbes rouges lorsqu'elles sont sèches en février et mars (image n° 5). Ces *Cesalpiniacées* forment de grandes plaques rouges sur les dunes.

L'échantillon K6, *Polycarpea linearifolia* (famille des *Caryophyllacées*) se différencie légèrement des deux premiers par la couleur, les tiges sèches sont claires et mates.

Les herbes à tiges brillantes K3 et K21 montrent des valeurs supérieures à 45 % dans le visible et à 65 % dans le proche infrarouge. La valeur totale est proche de 60 %.

L'échantillon K4 présenté verticalement accuse une baisse de réflectance dans toutes les longueurs d'onde mais garde encore une valeur totale très forte, proche de 48 %. Les échantillons K12 et K7 sont moins brillants, les réflectances sont moins fortes, nettement plus faibles dans le visible.

Le rapport 7/5 est supérieur à 1,8 pour les deux échantillons.

La faible valeur (< 10 %) dans la bande 0,5 à 0,6 µm est sans doute imputable à la présence de pigments rouges de *Cassia*.

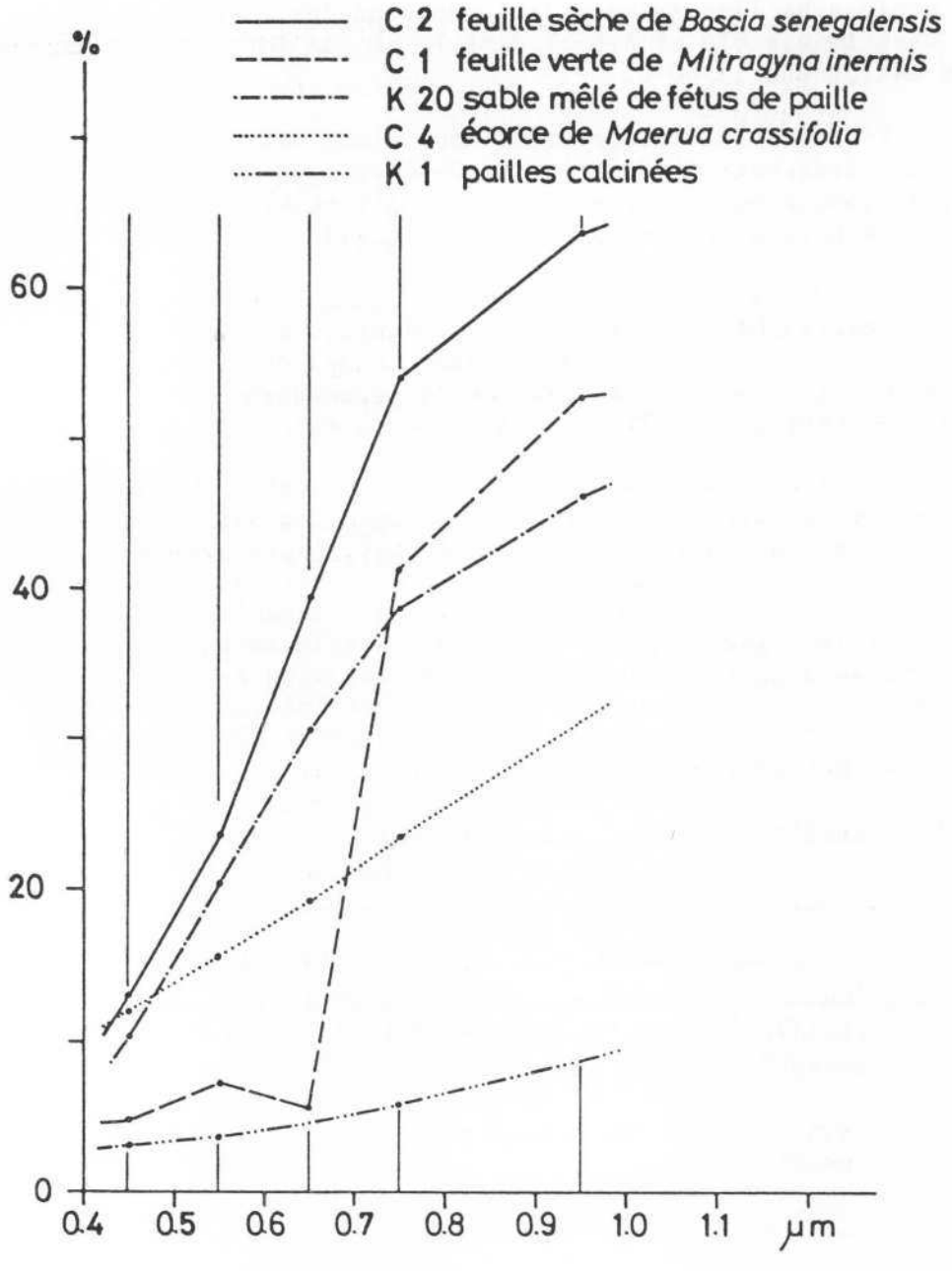
Il faut noter que les conditions de mesures en laboratoire n'ont rien de commun avec la réalité sur le terrain, puisque les pailles de ces herbes sont encore verticales en janvier-février. Leur taux de recouvrement n'est pas très élevé, malgré une forte densité apparente. Leur ombre portée sur le sol non couvert n'est pas négligeable. Alors que tous ces échantillons présentent de très fortes valeurs de réflectance en laboratoire, la réponse spectrale à partir des données Landsat, des surfaces couvertes par ces herbes sèches est très inférieure à celles que nous venons de montrer. Ces secteurs apparaissent même comme "absorbants" par rapport aux plages de sol nu.

. Série n° 6 - Echantillons C2, C1, K20, C4, K1

Nom de l'échantillon	Définition	Lieu de récolte
C2	Feuille sèche de Boscia senegalensis	GONDO
C1	Feuille verte de Mitragyna inermis	Dakar, Jardin Botanique

K20	Herbes hachées et sable en mélange	FERLO, mélange artificiel de K2 et K4
C4	Ecorce de Maerua crassifolia Capparidacée	Nord de la pointe du lac Faguibine Tin Fata
K1	Pailles brûlées récoltées après le passage d'un feu	Linguère (FERLO)

FIG 123



Caractéristiques spectrales. Fig. n° 123

Echantillon	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
C2	31,53	58,77	45,15	1,16
C1	6,63	47,00	26,81	9,03
K20	25,38	42,50	33,94	1,51
C4	17,56	27,23	22,59	1,6
K1	4,02	7,28	5,65	1,97

La série 6 est constituée d'échantillons divers.

L'échantillon C2 est une feuille lignifiée de *Boscia senegalensis*, très fréquent dans le domaine sahélien. Là où les groupements de *Boscia* sont importants, les feuilles peuvent recouvrir des surfaces importantes (dans le Gondo central, au Mali, par exemple).

L'échantillon C1 est une feuille verte de *Mitragyna inermis*, arbre caractéristique des terrains humides, vallées ou bordures de mares. La mesure a porté sur la face lisse et brillante de la feuille.

L'échantillon C4 est un fragment d'écorce d'arbre mort (*Maerua crassifolia*). Dans la région de Râs-el-Mâ, à l'extrêmité occidentale de la cuvette du lac Faguibine, nous avons observé des vastes champs de *Maerua* morts (mortalité imputable à l'abaissement de la nappe phréatique). Ces arbres sont tous morts en 1972 et 1973, d'après les éleveurs Touaregs du secteur.

La surface du sol est jonchée de branches, brindilles, fragments d'écorce, troncs couchés. L'aspect de surface du fragment analysé est gris mat et rugueux.

L'échantillon K1 est composé de cendres noires récoltées à la surface du sol juste après le passage d'un feu de brousse, dans la région de Linguère (FERLO).

L'échantillon K20 a été obtenu par le mélange au laboratoire de deux échantillons K2 (brins de pailles de *Cenchrus*) et K4 (sable de dune). Il s'agissait de reconstituer artificiellement un sol le plus proche possible de ceux qui caractérisent les grandes surfaces dénudées par le passage des troupeaux (image n° 6).

La réflectance maximale de cette série est donnée par la feuille sèche de *Boscia*, proche de 45 %, dont 31,53 % dans le visible et 58 % dans le proche infrarouge. Il faut rappeler que ce type de végétation est totalement sèche et de couleur très claire.

La réponse de la feuille verte de *Mitragyna* (C1) est conforme à la réponse spectrale typique d'une végétation verte présentant deux bandes d'absorption à 0,45 et 0,65 µm, caractéristiques des pigments chlorophylliens, puis une remontée très forte dans l'infrarouge. Le rapport 7/5 est donc très élevé (9,03).

La réponse de l'échantillon C4 a l'allure d'une droite. Cet élément de réflectance moyenne au total (22 %) contribue vraisemblablement à faire diminuer l'albédo dans les secteurs où le pourcentage des arbres morts est élevé. La dispersion des fragments de bois mort à la surface de sols réflectants peut expliquer la diminution de l'albédo dans ces types de secteurs.

Le spectre de l'échantillon K1 est conforme à la réponse des éléments noirs. Les valeurs augmentent doucement du visible au proche infrarouge, tout en gardant une valeur totale basse (5,65 %).

Ce matériau qui, après les feux courants, recouvre le sol sur des surfaces parfois étendues, apparaît très nettement sur les images Landsat. Il ne peut être confondu avec une surface en eau, même si les valeurs totales sont identiques car la pente de la courbe est inversée. Pour l'eau, les valeurs diminuent du visible au proche infrarouge, et atteignent les valeurs les plus basses dans la bande 7 (0,8 à 1,1 µm).

La réponse de l'échantillon K20 (mélange artificiel sable, fragments d'herbe) est peu différente de celle des échantillons K16, K9 et K13. Il est à noter que la réflectance totale de K20 (34 %) est supérieure à celle de l'échantillon K4 (30 %). La présence de débris de pailles de *Cenchrus* brillant contribue, dans ce cas, à augmenter les valeurs de l'albédo.

A l'issue de ces analyses, les échantillons type caractérisant les surfaces sahéliennes nous semblent être les suivants :

- K18 : sables vifs
- K9 : sables mêlés à des débris végétaux et organiques
- C6 : argile pulvérulente
- C7 : argile humide
- C2 : végétation morte et sèche
- C1 : végétation verte
- C3 : concrétions gréso-ferrugineuses.

2. LES MESURES SUR LE TERRAIN

Les mesures au sol ont été effectuées sur des objets caractéristiques des surfaces sahéliennes étudiées, à l'aide d'un radiomètre de terrain Matra, au cours d'une mission effectuée en Mars 1982 dans le secteur du lac Faguibine et dans la région du Gondo. (1)

21. Le radiomètre

L'appareil comporte quatre canaux dans la bande spectrale de 0,4 à 1,1 µm : trois canaux pour le visible, de 0,4 à 0,8 µm ; le quatrième pour le proche infrarouge, de 0,7 à 1,1 µm.

Les détecteurs utilisés (photodiodes au silicium) permettent la sélection des quatre bandes spectrales. Chaque canal est équipé de deux filtres identiques, l'un pour la mesure, l'autre pour la référence. La sélection des bandes de mesure se fait par quatre barrettes porte-filtre amovibles. L'appareil est équipé en standard pour les quatre bandes Landsat : 0,5 à 0,6 ; 0,6 à 0,7 ; 0,7 à 0,8 et 0,8 à 1,1 µm.

Nous avons utilisé le champ de mesure circulaire de 15° prévu pour les mesures de terrain, et un jeu de deux bonnettes de densité 0,65 se fixant à l'avant des optiques.

L'appareil est équipé d'un diffuseur sphérique orientable, qui transmet l'éclairement reçu aux quatre voies de détection, par l'intermédiaire d'une fibre optique utilisant les mêmes bandes spectrales que les voies de mesure. Utilisée seule, la sphère diffusante permet d'obtenir l'éclairement dans les quatre bandes. Utilisée conjointement avec les voies de mesure, elle permet d'obtenir les valeurs de réflectance.

La visée s'effectue au moyen d'une lunette achromatique, avec collimateur situé au centre et dans l'axe des quatre canaux de mesure. Son champ est de 5°, avec une ouverture de 32 mm.

Le circuit électronique de détection comporte huit détecteurs et huit préamplificateurs. Ils convertissent en tension les énergies incidentes des quatre voies de mesure et des quatre voies de référence.

---

(1) Nous remercions vivement la Société Matra qui a bien voulu nous prêter un radiomètre portatif à l'occasion de cette mission.

Huit potentiomètres permettent le réglage des gains des huit voies du circuit de détection.

Chaque canal est muni d'un sélecteur de gain agissant simultanément sur les voies de mesure et sur les voies de référence. Il permet d'obtenir la réflectance sur deux échelles, dans un rapport de 5 :

- 4 % et 20 % pour les canaux du visible,
- 20 % et 100 % pour le canal du proche infrarouge.

L'étalonnage du radiomètre a été effectué par les laboratoires Matra, par comparaison avec un étalon de précision $BaSO_4$ pour les quatre voies de référence et les quatre voies de mesure. La sphère de référence d'éclairement est étalonnée dans les quatre bandes spectrales en lumière parallèle simulant un éclairement solaire.

22. Conditions et lieux de mesure

L'appareil est fixé sur la platine d'un pied photographique utilisé comme potence. Les mesures ont été effectuées essentiellement en visée verticale, à une distance au sol de 2 m environ.

L'appareil, grâce à sa maniabilité (25 kg), à la simplicité de mise en oeuvre, a permis d'effectuer toute une série de mesures entre 9 h 30 et 10 h locales, au moment du passage du satellite.

Les données obtenues par les capteurs du radiomètre portatif sont, en principe, proches de celles des satellites et dans les mêmes conditions d'éclairement, constituent une référence terrain qui, mieux que les mesures en laboratoire, prennent en compte l'hétérogénéité de la surface étalonnée.

La première série de mesures s'est déroulée le 10 Mars 1982 dans la région de Dâyet-en-Nahârât, situé à une centaine de kilomètres au nord de Tombouctou. Nous sommes dans le secteur des grandes dunes allongées ENE - WSW (alab), séparées par de larges couloirs interdunaires (tayaret).

Les alab ont une largeur de 500 à 600 m, alors que les tayarets sont larges de 2 kilomètres.

Le sommet des cordons est vif et uniforme, le matériau sableux est homogène et de couleur claire. Les couloirs présentent une succession de surfaces contrastées. Les affleurements de diatomites forment de larges taches brillantes qui s'opposent nettement aux surfaces sombres formées par les concrétions ferrugineuses, entre ces taches très opposées peuvent s'intercaler des secteurs sableux constitués du même matériau que les alab.

Une maigre végétation arbustive et contractée dans les tayarets constitue des taches vertes épaisses (buissons de Salvadora persica).

Les autres séries de mesures ont été effectuées dans la région du lac Faguibine et du Gondo, sur des unités préalablement repérées sur l'image Landsat.

Chaque mesure a été doublée. Une première mesure effectuée sans filtre était suivie immédiatement d'une deuxième mesure avec filtre. Il était en effet nécessaire de connaître avec précision le coefficient d'atténuation du filtre dans chaque bande spectrale.

A partir des mesures de radiance et d'irradiance, la réflectance effective a été calculée dans chaque bande spectrale et la réflectance totale dans la bande 0,4 à 1,1 µm. (Cf tableau 43 en annexe).

23. Résultats des analyses

. Série n° 1 - Visées M1, M4, M2 et M5

Les quatre visées ont porté sur des surfaces de sables nus.

N° de visée	Définition	Localisation	Caractéristiques granulométriques Md°	HQ°
M1	Sable quartzeux blanc	Dâyet elb	370	80
M2	Sable quartzeux blond	Dâyet elb	270	75
M5	Sable quartzeux blond	Kainaka, "langue sableuse de la cuvette du lac Faguibine	142	47,5
M4	Sable quartzeux blanc	MBouna, bordure sud du lac Faguibine	125	18

° Md : Médiane en µm
° HQ : Indice d'hétérométrie

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 124 et 125.

N° de visée	Visible	Proche IR	Réfl.totale	7/5
M1	31,35	54,54	45,26	1,5
M2	25	56	43,82	1,8
M5	31,19	63,72	50,01	1,9
M4	41,76	70,18	58,43	1,8

FIG 124

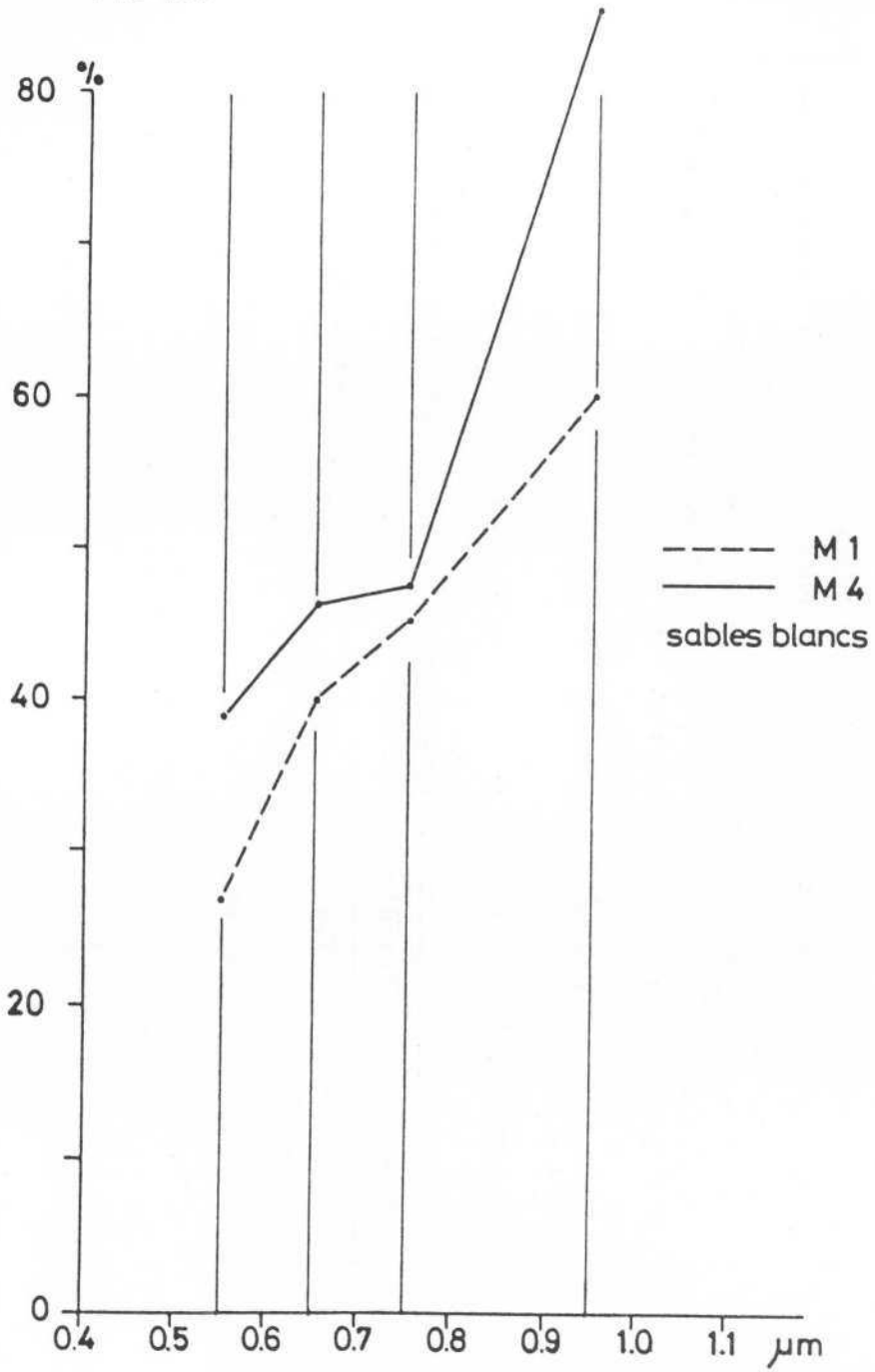
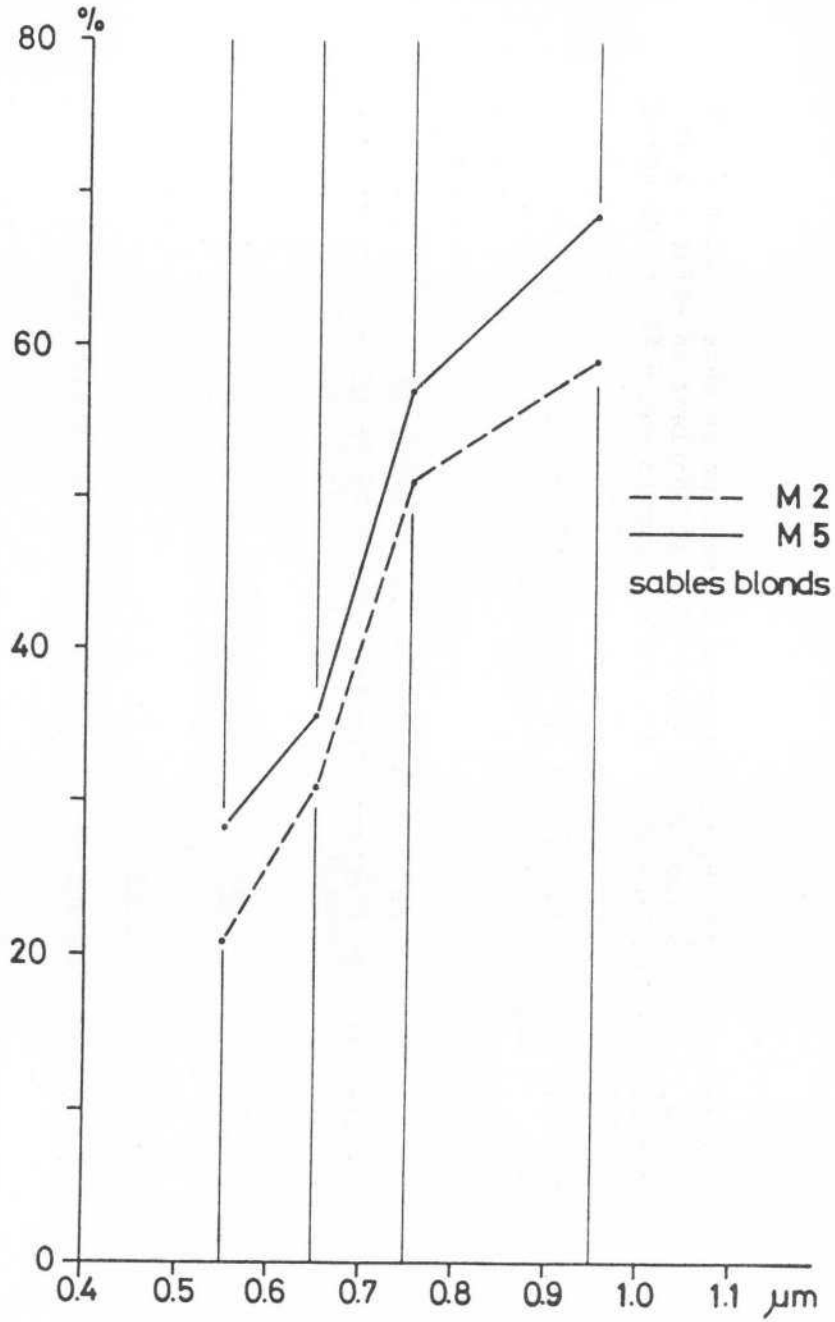


FIG 125



Surface M1 : sable blanc quartzeux du secteur de Dâyet. Sable fin à moyen, assez hétérométrique (HQ = 80), il contient en effet 4 % de grains très fins (diamètre des grains compris entre 40 et 100 µm) et 15 % de grosses particules (diamètre supérieur à 1,25 mm).

Surface M2 : sable blond d'un alab de Dâyet, fin à moyen (médiane 270 µm). Les grains sont assez évolués.

Surface M4 : située en bordure du lac Faguibine, elle est formée de sables blancs quartzeux purs, beaucoup plus fins que les sables de la surface M1. La médiane est à 125 µm, l'indice d'hétérométrie est faible, 99 % de l'échantillon étant composés de sables fins et très fins.

Les particules de ce sable brillant sont toutes luisantes, même si les grosses particules (rares) gardent les marques d'une empreinte éolienne, elles ont été lustrées par la suite. L'ensemble est beaucoup plus anguleux que les sables de même dimension du système alab (M1).

Surface M5 : sable blond fin du Kaïnaka, "langue" sableuse isolée par les eaux lors des crues du Faguibine. Ce sont des sables fins légèrement plus grossiers que les sables de la surface M4, plus hétérométriques. On y trouve en effet 10 % de grains moyens.

Les particules de cet ensemble sont plus émoussées que celles de la surface M4, mais il subsiste encore un très fort pourcentage de grains brillants.

L'analyse des courbes de réflectance montre que :

- les sables fins des surfaces M5 et M4 sont plus réflectants que les sables grossiers, indépendamment de leur couleur ;

- les sables blancs présentent une particularité que l'on retrouve dans les réponses Landsat (L4 et L7) : l'écart entre les valeurs des bandes 5 et 6 est beaucoup plus faible que pour les sables blonds ;

- les sables blonds sont moins réflectants que les sables blancs, pour des caractères granulométriques identiques.

Remarque :

Les mesures concernant les surfaces M1 et M2 ont été faites par vent de sable. Il est possible qu'il y ait eu atténuation de la réflectance par phénomène d'absorption des particules en suspension entre le radiomètre et le sol.

Nous observons pour cette série de très fortes valeurs de réflectance supérieure à 40 %, proche de 60 % pour la surface M4.

Aucun de ces sables très brillants n'a pu être analysé au spectrophotomètre en raison de leur absence totale de cohésion. L'échantillon s'en rapprochant le plus est l'échantillon C5, avec une réflectance diffuse totale de 37 %.

◦ Série n° 2 - Visées M12, M11, M14 et M3

Cette série comporte les résultats de quatre visées sur des surfaces de sables légèrement rubéfiés.

N° de visée	Définition	Localisation	Md µm	HQ
M12	Sable quartzeux vif, sans cohésion, blond clair	Tin Fata, nord de la pointe du Faguibine	155	40
M11	Sable de la surface M12 + arbre mort	Tin Fata	155	40
M14	Sable quartzeux M12, surface rugueuse constituée à la suite d'une pluie	Tin Fata	155	40
M3	Sable d'interdune ocre	Dâyet	210	104

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 126

N° visée	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
M12	33,18	73,57	56,48	2
M11	27,24	56,03	44,29	1,7
M14	24,68	51,83	41,17	1,7
M3	25,59	52,90	42,43	1,7

Surface M12 : secteur avivé, localisé au nord de Râs-el-Mâ, à la limite des derniers campements touaregs. Il s'agit d'un sable quartzeux, sans cohésion, de couleur claire, très réflectant, atteignant des valeurs proches de la série précédente, l'allure de la courbe étant toutefois différente.

Surface M11 : même secteur mais la visée a été effectuée sur l'ensemble, sable vif M12 - arbre mort M13. L'écorce de ce Maerua a fait l'objet d'une analyse au spectrophotomètre (C4).

Surface M14 : constituée du même sable qu'en surface, présente une cohésion nette, ainsi qu'une micro-rugosité consécutive à une pluie récente attestée par les impacts très nets des gouttes de pluie .

FIG 126

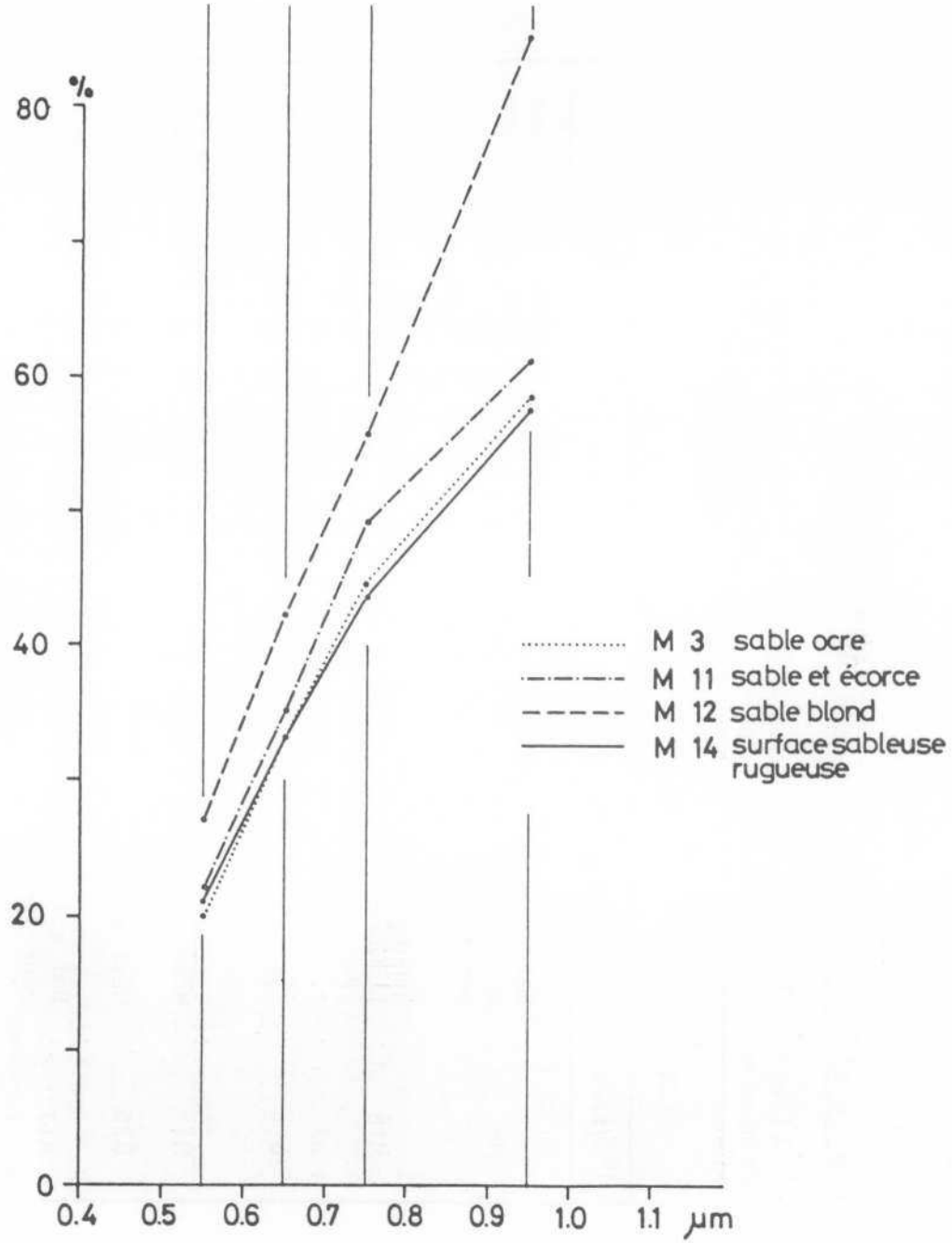
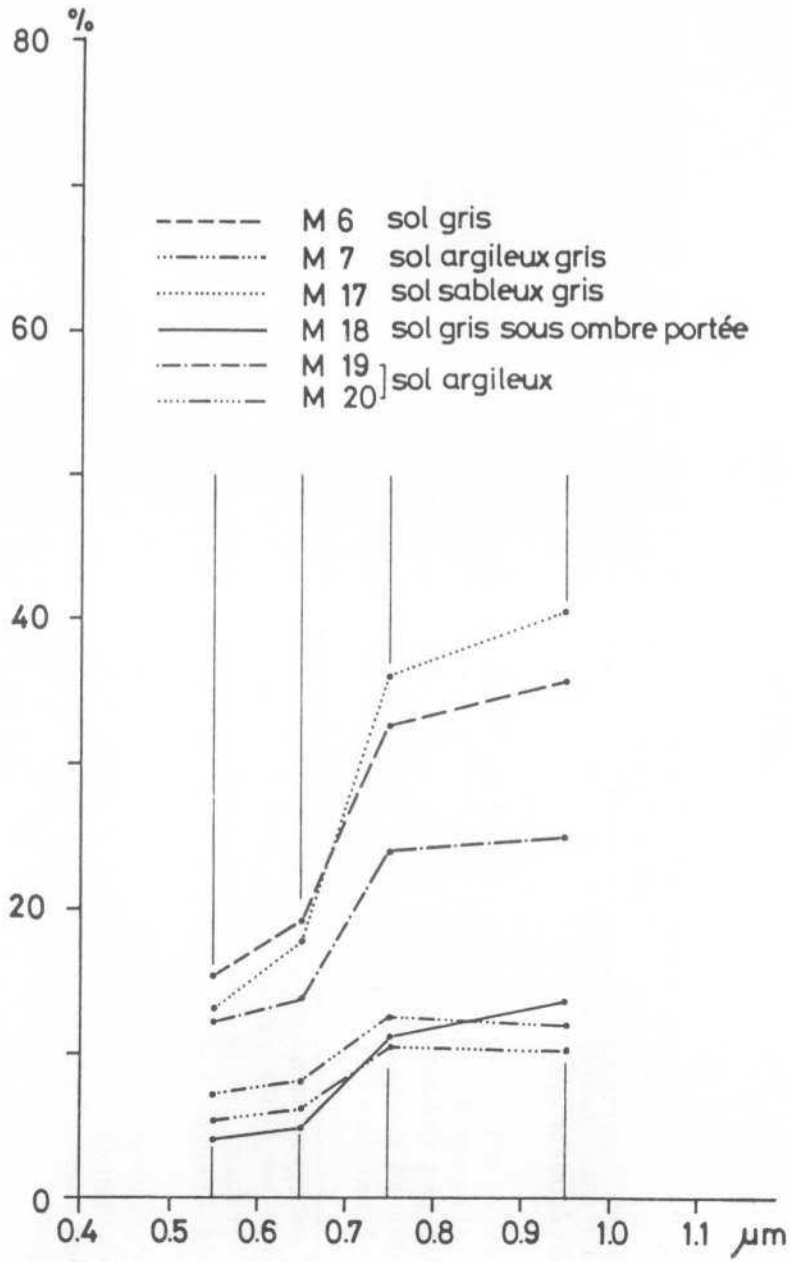


FIG 127



Surface M3 : sable ocre qui tapisse le fond des Tayaret dans la région de Dâyet. Il est plus foncé que le sable des alab. Le sédiment est plus grossier que le précédent, sa médiane est de 210 µm. Il est, de plus, très hétérométrique.

Les courbes de cette série sont encore très redressées et bien caractéristiques des sables. Elles présentent des similitudes avec les courbes des échantillons de la première série, analysés au spectrophotomètre, tout au moins dans les trois premières bandes, les valeurs dans la bande 7 étant beaucoup plus fortes avec le radiomètre Matra.

L'accroissement de la rugosité de la surface M14, ainsi que la modification sensible de couleur, consécutive à l'action de la pluie, sont à l'origine de la diminution nette des valeurs de réflectance dans les différentes bandes (10 à 20 points inférieurs aux valeurs de M12).

La courbe M11 pourrait être considérée comme la réponse caractéristique de vastes secteurs sahéliens très dégradés, où ne subsistent plus que des amas d'arbres morts reposant sur du sable vif. La présence de ces souches contribue à faire diminuer l'albédo de surface de ces secteurs.

Les valeurs de la surface M3 sont inférieures à celles de M2. Situées cependant dans le même secteur, ces deux surfaces se différencient par la couleur des sables, plus foncés pour M3.

. Série n° 3 - Visées M6, M18, M19, M7, M20 et M17

Les visées de la série n° 3 ont été réalisées sur des surfaces de sols limoneux gris, beaucoup plus argileux que les sables de la série précédente.

N° visée	Définition	Localisation	Caractéristiques
M6	Sol gris limoneux sec hydromorphe et topomorphe	Cuvette du lac Faguibine, bordure sud MBouna	Sédiment hétérogène mélange sables, argiles débris organiques et végétaux
M18	Sol M6 couvert par l'ombre d'un Calotropis	"	"
M19	Sol gris argileux	Bordure nord du lac Faguibine, secteur inondable. Tin Aïcha	Très argileux, sec
M7	Même sol M19	"	Très argileux humide
M20	Même sol M19	"	Très argileux mouillé
M17	Sol gris de dune couverte	Ensemble dunaire du GONDO; Gondo Ogourou	Sable fin avec argile Médiane 140 mélangé de débris

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 127

N° visée	Visible	Proche IF	Réfl. totale	7/5
M6	16,75	34,42	27,43	1,8
M18	4,47	12,77	9,47	2,8
M19	12,82	24,34	19,87	1,7
M7	7,40	12,23	10,33	1,4
M20	5,45	10,07	8,25	1,6
M17	14,94	33,84	28,98	2,27

Surface M6 : sable argileux gris des bordures du lac Faguibine. Cette surface apparaît très sombre en comparaison des bordures blanches correspondant aux surfaces M4 et M5. Sa rugosité est le fait d'agrégats argileux.

Surface M18 : la visée correspondante a été effectuée sur une plage du sol M6, à l'ombre d'un *Calotropis*. Ces arbustes, hauts de 1 à 2,50 m, forment localement dans les cuvettes du lac Faguibine, Gouber et Kamango des groupements monophytiques denses. La distance moyenne séparant deux individus est d'environ 1,5 m. Nous avons constaté qu'entre 9 h 30 et 10 h, l'ombre portée de ces arbustes occupait une surface importante.

Surface M19 : la mesure a été effectuée sur un sol gris argileux de la bordure nord du lac Faguibine. L'eau est à 20 cm de profondeur, mais le sol est sec en surface. Les empreintes profondes, laissées par le passage des troupeaux au moment où l'argile humide était plastique, confèrent à cette surface une forte rugosité.

Surfaces M7 et M20 : les visées ont été faites respectivement sur la boue argileuse brun foncé et sur la même boue partiellement couverte par l'eau, à proximité des eaux libres du lac.

L'échantillon C7 prélevé sur la surface M7 a été analysé à la sphère de Cary après avoir été réhumecté. Il est difficile de savoir si la nouvelle teneur en eau était proche de celle du prélèvement.

Surface M17 : sol gris sableux d'une dune du Gondo, couverte par une steppe arbustive. Les sables sont fins (médiane 140 µm), en mélange avec de nombreux débris végétaux.

Ces surfaces sont beaucoup moins réflectantes que celles étudiées précédemment.

Les différences de réflectance entre M19, M6 et M17 sont dues essentiellement à des différences de rugosité. La surface M19, la plus rugueuse, est la mieux représentée.

L'ombre portée par les plantes entraîne une forte diminution des réflectances, comme en témoignent les valeurs des surfaces M6 et M18. Pour cette dernière, la réflectance totale diminue de 18 points et la valeur dans le proche infrarouge de 22 points.

Les courbes des visées M7 et M20 montrent les réponses du mélange sol-eau : les valeurs sont très basses dans les bandes 4 et 5 et dans la bande 6, supérieures aux valeurs de la bande 7.

Les valeurs totales sont proches de l'albédo des surfaces en eaux libres. On peut toutefois facilement les discriminer par l'analyse spectrale. Dans le cas d'une surface en eau, les réflectances diminuent régulièrement de la bande 4 à la bande 7. Dans le cas des surfaces composites eaux-sol telles que les eaux boueuses ou les bordures de lac, la signature spectrale est caractérisée par une remontée des valeurs dans la bande 6 (courbes M7 et M20).

. Série n° 4 - Visées M8, M10, M9, M21, M13, M15 et M16

Les visées de la série 4 concernent la végétation verte et sèche.

Visée	Définition	Localisation	Caractéristiques
M8	Calotropis procera arbuste à feuilles vert clair mates	MBouna bordure sud du lac Faguibine, à l'intérieur de la cuvette	Arbuste d'une hauteur de 1,50 à 2 m, à larges feuilles vertes
M10	Cyperus articulatus "Tara" vert	Bordure nord du lac Tin Aïcha	Prairie de bordure du lac couvrant totalement la surface, herbe stolonifère
M9	Touffe d'herbe sèche sur sable blond	Kaïnaka (langue sableuse à l'intérieur de la cuvette du lac	Touffe rase très sèche
M21	Pailles de mil couchées sur sol humide	Bordure du lac, secteur cultivé Tin Aïcha	Culture de mil dans la partie humide de la cuvette
M13	Souche d'arbre mort	Tin Fata nord de Râs-el-Mâ	Souche sur sable (M12) vif
M15	Sol gris mélangé à des herbes sèches	Gondo Ogourou	Nombreux débris végétaux
M16	Sol gris partiellement recouvert de feuilles mortes de Boscia	Gondo Ogourou	(M17 + C2). Sol nu gris + feuilles sèches de Boscia

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 128 et 129

N°visée	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
M8	9,99	55,35	37,59	6,01
M10	8,75	49,15	33,24	5,9
M9	23,29	49,42	39,12	1,8
M21	9,40	23,08	17,45	2,09
M13	16,13	37,19	28,77	1,67
M15	14,56	41,33	30,32	2,47
M16	16,9	51,42	37,42	2,65

La visée M8 portait sur un *Calotropis procera*, arbuste aux larges feuilles vertes, rondes et mates. Cette *asclépiadacée* est très répandue dans tout le Sahel. Dans le secteur du Faguibine, elle colonise les cuvettes asséchées. La courbe est caractéristique de la végétation verte, avec une diminution des valeurs dans la bande 5, et une forte réflectance dans les bandes 6 et 7.

La visée M10 a été effectuée sur une pelouse de *Cyperus articulatus*, herbe stolonifère rase, caractéristique des bordures des lacs. C'est le "tara", dont la racine odoriférante fait l'objet d'une récolte par les femmes Bella. A cette époque (Mars), le tara est d'un vert jaunâtre. Il forme un tapis dense et continu.

Ces deux courbes sont à rapprocher de la courbe C1 (feuille de *Mitragyna inermis)*. Elles sont caractéristiques de la réponse spectrale d'une végétation verte, avec une forte absorption dans le visible et une forte réflexion dans le proche infrarouge, région spectrale dans laquelle intervient la diffusion multiple de la lumière par les feuilles. W.A. ALLEN et A.J. RICHARDSON (1968) ; R.E. DICKINSON (1983).

R.E. DICKINSON (1983) reproduit un tableau concernant les paramètres de diffusion caractéristiques des feuilles dans le visible et le proche infrarouge. Ces valeurs sont basées sur les travaux de J. ROSS (1975)(1981) et de J. GOUDRIAAN (1977).

	Visible	Proche infrarouge
Paramètre de diffusion ω	0,15 - 0,20	0,80 - 0,85
Réflexion ρ	0,6 ω	0,7 ω
Transmission τ	0,4 ω	0,3 ω

FIG 128

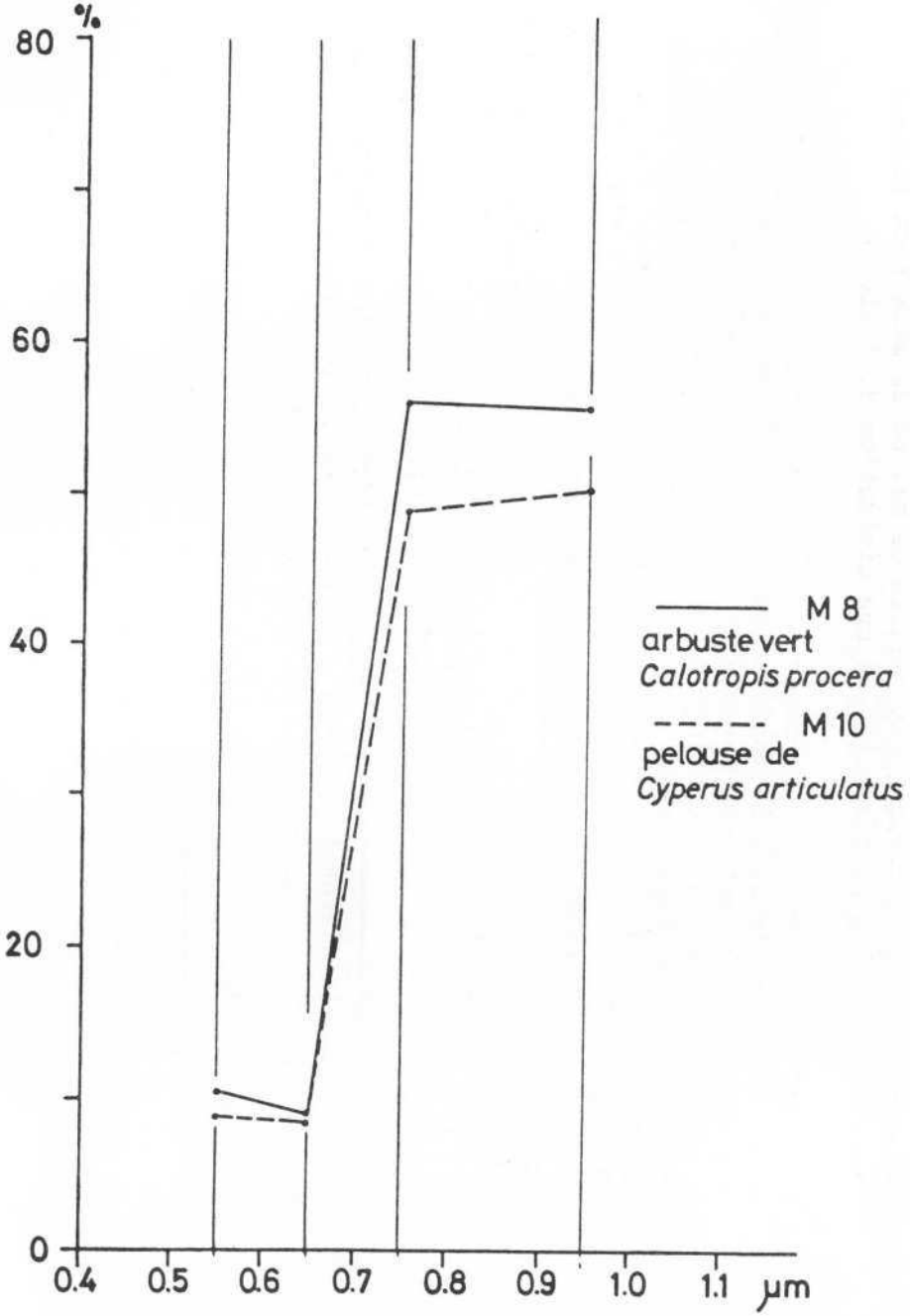
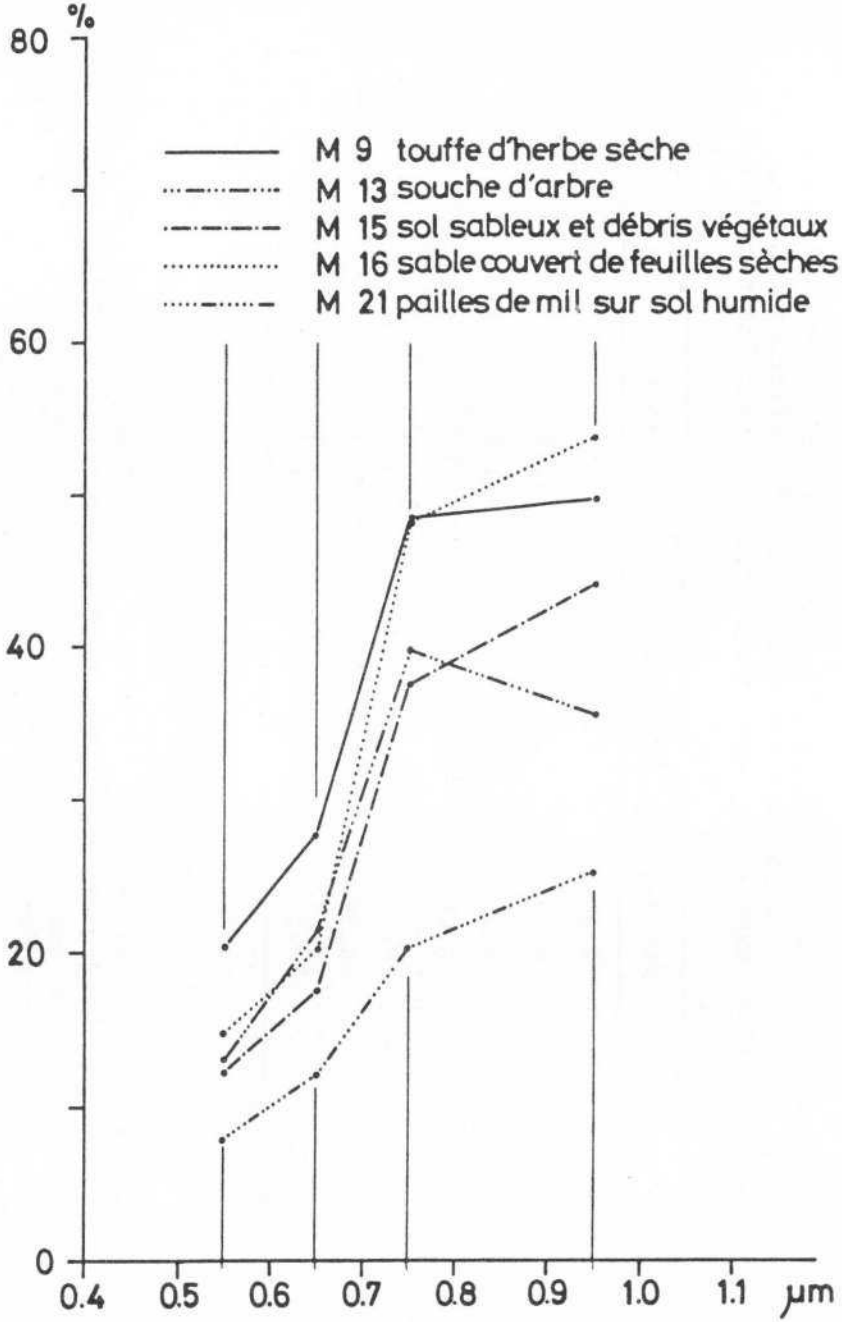


FIG 129



Dans les cas des visées Matra, le phénomène de diffusion multiple augmente les valeurs de réflectance dans le proche infrarouge par rapport aux mesures en laboratoire, abstraction faite de tous les paramètres atmosphériques pouvant intervenir. Les rapports 7/5 sont forts, aux environs de 6. Ce rapport est d'autant plus fort que la fonction chlorophyllienne est intense (≃ de 9 pour C1).

La visée M9 concerne une touffe d'herbe sèche (*Cyperus articulatus)* nracinée dans le sable blond (M5). La réponse est celle d'un "mélange". La végétation sur pied contribue à faire diminuer les valeurs dans toutes les bandes spectrales. Cette diminution dépend davantage de l'ombre portée par le faisceau de tiges que de leurs propriétés de réflectance, qui, comme l'ont montré les analyses faites à la sphère de Cary, sont très élevées. Si l'on considère le diamètre des tiges par rapport à leur hauteur, la réflexion de leur extrêmité n'intervient que pour une faible part dans la réflectance totale. J. OTTERMAN et R.S. FRASER (1977). J. OTTERMAN (1981), J. OTTERMAN et C.J. RABINOVE (1983) ont largement étudié ce phénomène dans les régions arides où la végétation se présente souvent sous forme de touffes espacées les unes des autres et laissant apparaître le sol nu entre elles.

La visée M21 a été effectuée sur des paillons de mil couvrant partiellement le sol humide des bordures inondables du lac Faguibine.

Ici encore, la réponse spectrale résulte de la combinaison des réponses d'un sol humide (M17) et des pailles de mil. Ces dernières contribuent à augmenter les valeurs de réflectance, notamment dans le proche infrarouge.

Il est à noter que lorsque les pailles de mil ou de maïs sont laissées sur pied, l'ombre portée entraîne une diminution de l'albédo.

La visée M13 concerne la souche de *Maerua crassifolia*, dont un fragment d'écorce a été analysé au spectrophotomètre (C4). La visée prend en compte une petite partie de la surface sableuse sous-jacente (M12).

La réflectance de M13 (37,19 %) dans le proche infrarouge est supérieure à celle de C4 (27,13 %), les valeurs dans le visible sont, elles, à peu près identiques : 16 % pour la visée Matra contre 17,5 % au spectrophotomètre.

En comparant les visées M12, M11 et M13, on observe une diminution de réflectance en fonction du degré de couverture de la souche. De 56 % pour M12, sable vif, on passe à 44 % pour M11 et 28 % pour M13, où la souche couvre la quasi totalité de la surface.

Les souches d'arbres morts, éléments caractéristiques de la surface des sols dans les "cimetières d'arbres", contribuent largement à faire diminuer l'albédo des sols brillants qu'ils recouvrent.

La visée M15 a été effectuée dans le Gondo sur un sol de dune gris cendreux (M17), mélangé à de nombreux débris de paille (pailles de *Cenchrus)*. Nous constatons que les valeurs à peu près identiques dans le visible, augmentent dans le proche infrarouge lorsque le sol contient des débris de paille.

Ceci est en accord avec les résultats de l'analyse de l'échantillon K20, donnant des valeurs de réflectance supérieures à celles de l'échantillon du sol K4 dépourvu de ces débris végétaux.

Lorsque le même sol (M17) est recouvert de feuilles mortes de *Boscia* (C2), les valeurs de réflectance augmentent en relation avec les propriétés brillantes de ces feuilles sèches.

Ainsi, les débris végétaux : écorce, pailles, ..., peuvent, selon leur réflectance propre, entraîner la diminution de l'albédo (M12, M11 et M13) ou son augmentation (M17, M15 et M16).

La surface M17 est légèrement accrue par la présence de débris de pailles et plus nettement par la couverture de feuilles sèches de *Boscia* (C2). Dans la plaine sableuse du Gondo et, en particulier, dans la région d'Ougourou Gondo, les dunes portent une végétation dense de *Boscia* et la surface couverte par les feuilles blondes sèches est importante en saison sèche.

24. Synthèse des résultats des analyses

Ces différentes analyses, portant sur les propriétés de réflectance d'objets caractéristiques des surfaces sahéliennes nous ont permis de mettre en évidence certains phénomènes complexes qui régissent la dynamique de la réponse spectrale de certaines surfaces, qu'il aurait été difficile d'expliquer à partir des seules réponses spectrales fournies par le satellite.

- La réflectivité des sables augmente en fonction inverse de la taille des particules : les sables fins ont des valeurs de réflectance supérieures, à colorimétrie égale, à celles des sables grossiers ; B. CERVELLE et C. BAHU (1974). Les valeurs maximales sont atteintes par l'argile pulvérulente siliceuse (diatomite C6).

- La rugosité de surface entraîne une diminution d'albédo d'autant plus importante que celle-ci est plus marquée (M19, M16 ; M12, M14).
Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus en laboratoire par V.I. MYERS et W.A. ALLEN (1968) ; J.L. HEILMAN et alt. (1978), ou sur le terrain par J. OTTERMAN (1981), G. WENDLER et F. EATON (1983).

- La couleur intervient dans la définition des réponses spectrales. B. CERVELLE, J.M. MALEZIEUX, R. CAYE (1977). Le blanc donne les plus fortes valeurs. Rappelons toutefois qu'un sable blond fin est plus réfléchissant qu'un sable blanc grossier (M5, M1). La présence de sesquioxydes de fer contribue à diminuer l'albédo des sables quartzeux fins et

argileux (K17, K15). A. BOTHOREL (1983) montre la transformation de la réponse du quartz blanc par une pellicule d'oxydes et d'hydroxydes ferriques.

- L'humidité entraîne de façon générale une diminution bien connue de la réflectivité des sols (M19, M7, M20), d'un facteur de 2 (M19, M7 et C7). S.B. IDSO, R.D. JACKSON, R.J. REGINATO, B.A. KIMBALL et F.S. NAKAYAMA (1974). Le transfert des radiations, dans le cas d'un sol humide, est le résultat du transfert par un mélange : air, eau et sol. L'effet de l'eau réduit la rétrodiffusion de la lumière incidente sur les particules constituant le sol. R.E. DICKINSON (1983) et A. ANGSTROM (1925), commenté par W.G. PLANET (1969).

En résumé, l'albédo des sols nus dépend des principaux facteurs suivants : leur composition minérale, la taille des particules, l'agencement des particules (degré d'agrégation), les quantités de matière absorbante qu'ils contiennent (matière organique et sesquioxydes de fer), la rugosité de leur surface et leur humidité.

- Les valeurs de réflectance totale de la végétation verte sont relativement fortes : 26 % (C1), 37 et 33 % (M8 et M10). Ces valeurs sont en accord avec les mesures effectuées par J. OTTERMAN (1981) ; G. WENDLER et F. EATON (1983).
Cet albédo élevé s'explique par la compensation des faibles valeurs dans le visible, en rapport avec l'absorption chlorophyllienne par les fortes valeurs de diffusion dans le proche infrarouge. Ceci suggère que la réponse spectrale de la végétation verte seule, dans les pays sahéliens, ne contribue pas à faire diminuer l'albédo de façon significative par rapport à une végétation sèche.

- Les valeurs de réflectance des pailles sèches et des feuilles sèches (*Boscia*) ont, dans l'ensemble, une réponse très élevée, surtout dans le proche infrarouge. Les pailles, lorsqu'elles sont sous forme de débris, en mélange avec un sol nu, contribuent à augmenter la réflectance de cette surface (K20, M15 et M16).
Par contre, si les débris sont constitués par des fragments d'arbres morts, d'écorces ou de brindilles, la réflectivité du sol diminue.

Cette nuance est importante dans la mesure où une diminution d'albédo peut être provoquée par des ligneux morts alors qu'une augmentation de réflectivité peut être consécutive à la couverture du sol par des feuilles sèches provenant d'arbres défeuillés en saison sèche, mais en excellente santé. Ces phénomènes fréquents sur d'importantes surfaces sahéliennes peuvent entraîner des erreurs d'interprétation.

J. OTTERMAN (1981) a mis en évidence le rôle joué par les débris dans la diminution de l'albédo de surface d'un sol nu dans le désert du Negev. Nous avons constaté qu'il était nécessaire de déterminer la nature des débris dont les effets diffèrent en relations avec leurs propriétés de réflectance, pour déterminer leur impact sur la réflectance du sol qu'ils recouvrent.

- L'effet d'ombre est un paramètre important dans l'interprétation des réponses spectrales des surfaces portant une végétation discontinue. Cet effet peut être important et diminuer par un facteur de 3 la réflectivité d'un sol (M6, M18). Pour un tapis d'herbes basses (20 cm), il est de 1,3 (M9 et M5).
Ceci explique que lorsque l'herbe est sur pied, la réflectivité intrinsèque de l'élément n'intervient que pour une faible part dans la réflectance de la surface. Le taux de couverture d'un tapis herbacé est faible et la section de l'extrêmité des herbes exposées aux radiations est minime par rapport à la hauteur de la tige (80 cm pour *Schoenefeldia*). J. OTTERMAN (1981).

3. LES REPONSES SPECTRALES DES OBJETS A PARTIR DE LANDSAT

Les échantillons Landsat ont été choisis sur des secteurs homogènes et hétérogènes localisés et bien identifiés sur le terrain.

La superficie de ces échantillons correspond à des fenêtres de 4 à 9 pixels (2 à 4 ha environ)

Pour la région du Faguibine une partie des réponses analysées est déduite de l'enregistrement du 10 mars 1982. Nous rappelons que ce jour-là régnait sur toute la région une forte brume sèche qui a modifié l'intensité des réponses spectrales des unités observées.

Les valeurs de réflectance effective relatives à chacune des surfaces échantillonnées sont regroupées dans le tableau n° 44, en annexe.

Dans ce qui suit, nous analyserons les réponses spectrales de divers ensembles ou associations caractéristiques des milieux sahéliens.

Unité n° 1 : L14 (réponse spectrale d'un secteur de 60 km^2 environ)

Définition	Localisation	Observations
L14 : sables blancs à blonds brillants	Aklé Awana 18°N 4°10'W	Aklé vif formé de sables fins à moyens

Caractéristiques spectrales (fig. n° 130)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 14	48,97	58,07	53,65	1,04

Cet ensemble, constitué de sables blancs ou blonds, se caractérise par des valeurs de réflectance élevées, supérieures à 50 %. En interdune, les plages de diatomites (C6) ou des affleurements d'encroûtement calcaire, d'un type proche de l'échantillon K19, sont fréquents (Réflectance totale : 53 % et 46 % respectivement).

Les mesures Matra M4 et M5 effectuées sous des conditions atmosphériques et sur les matériaux de nature identique sont en accord avec les valeurs Landsat (M4, 58 % ; M5, 50 %).

Il y a donc, au total, une bonne cohérence entre les différents niveaux de mesure de cette unité, où les réflectances totales de l'ensemble sont proches de celles de l'élément, en liaison avec l'homogénéité du matériau composant la surface.

L'albédo proche ou supérieur à 50 % est caractérisé par des valeurs fortes dans le visible, comprises entre 30 et 40 %, et très fortes dans le proche infrarouge, supérieures à 50 %.

Unité n° 2 : L4 - L7

Unité	Définition	Localisation	Observations
L4	Sables blancs fins quartzeux	Binta Goungou, bordure sud du lac Faguibine	Correspond à la visée Matra M4
L7	" "	MBouna	" "

Caractéristiques spectrales (fig. n° 131)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 4	42,23	52,43	47,33	1,3
L 7	39,83	53,32	47,20	1,3

Les propriétés de réflectance de ces sables blancs (photos M et N, planche VII) sont très élevées dans tous les canaux, surtout si l'on tient compte du fait qu'elles sont atténuées le 10 mars 1982 par la présence de poussière dans l'atmosphère.

L'allure des courbes est identique à celle des visées Matra et semble donc être spécifique des sables blancs des bordures du lac Faguibine. On note cependant des valeurs nettement plus fortes dans la bande 7 pour la visée Matra.

Au total, ces sables ont une réflectance supérieure à 47 %

Unité n° 3 : L5 - L6 - L8 et L13 - L3 - L2 - L1

Unité	Définition	Localisation	Observations
L5 L6 L8	Sables blonds vifs et brillants	MBouna, bordure sud du lac Faguibine	Sables fins à moyens cf visée Matra M5 sur matériel identique
L13 L3 L2 L1	Sables blonds vifs	Kaïnaka, langue sableuse dans la cuvette du lac Faguibine	Correspond à la visée Matra M5

FIG 130

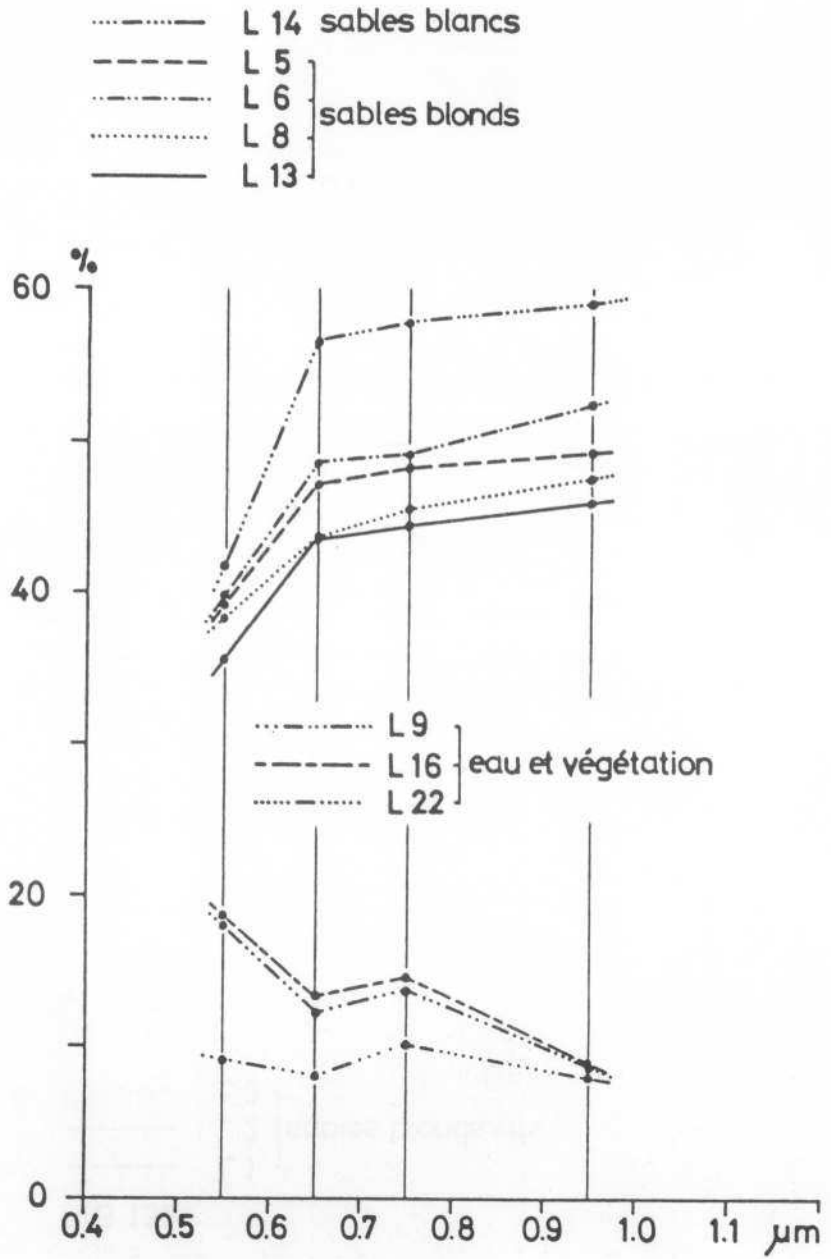


FIG 131

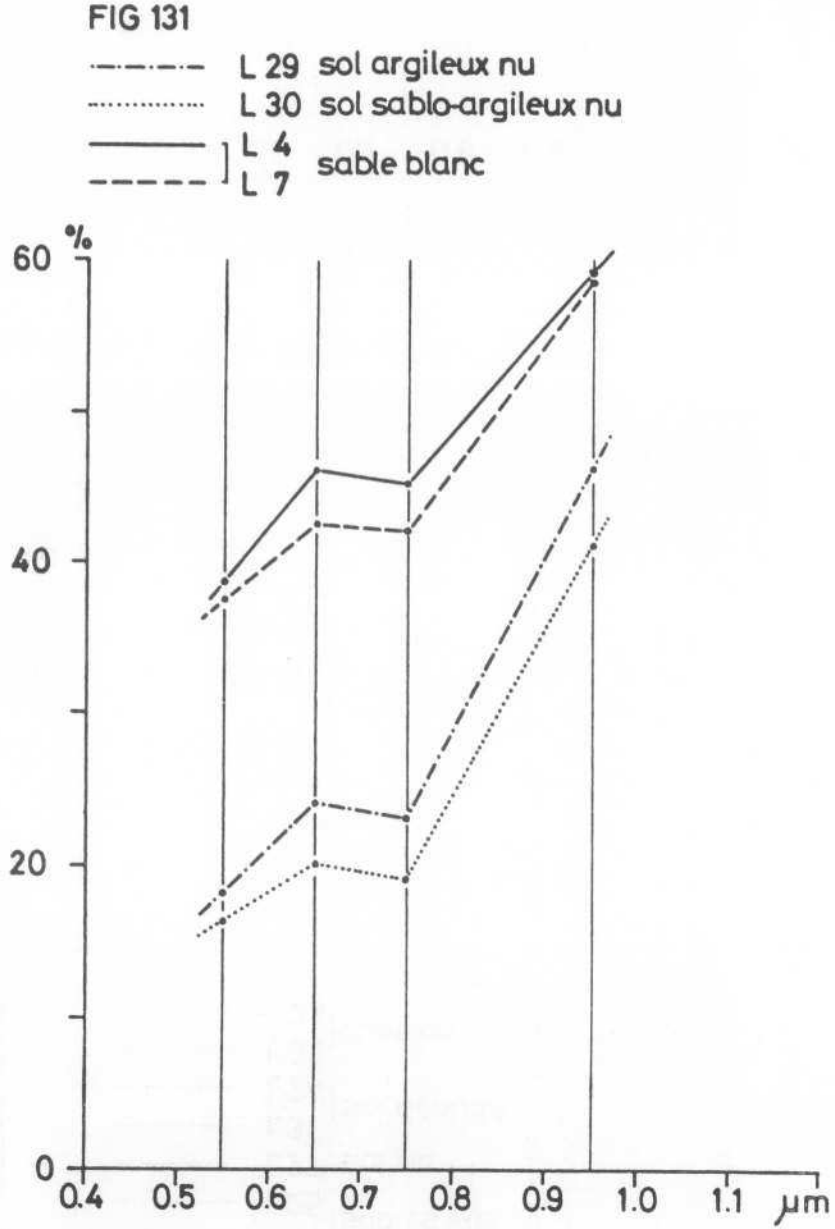


FIG 132

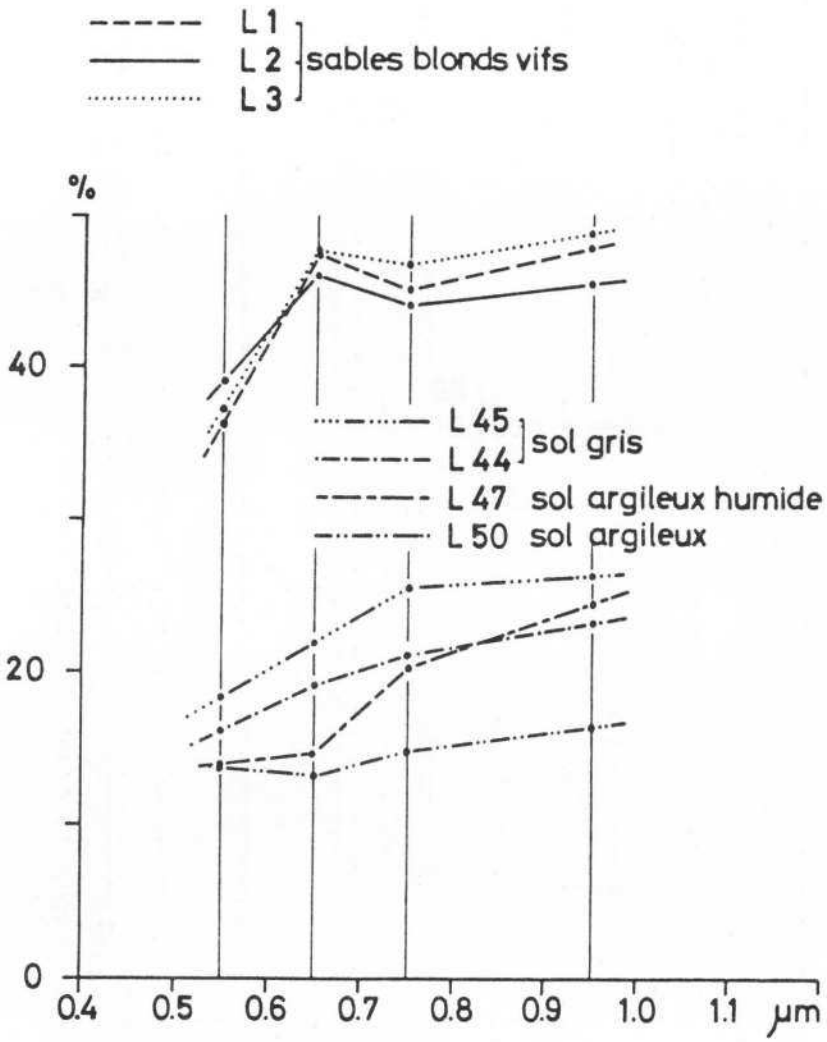
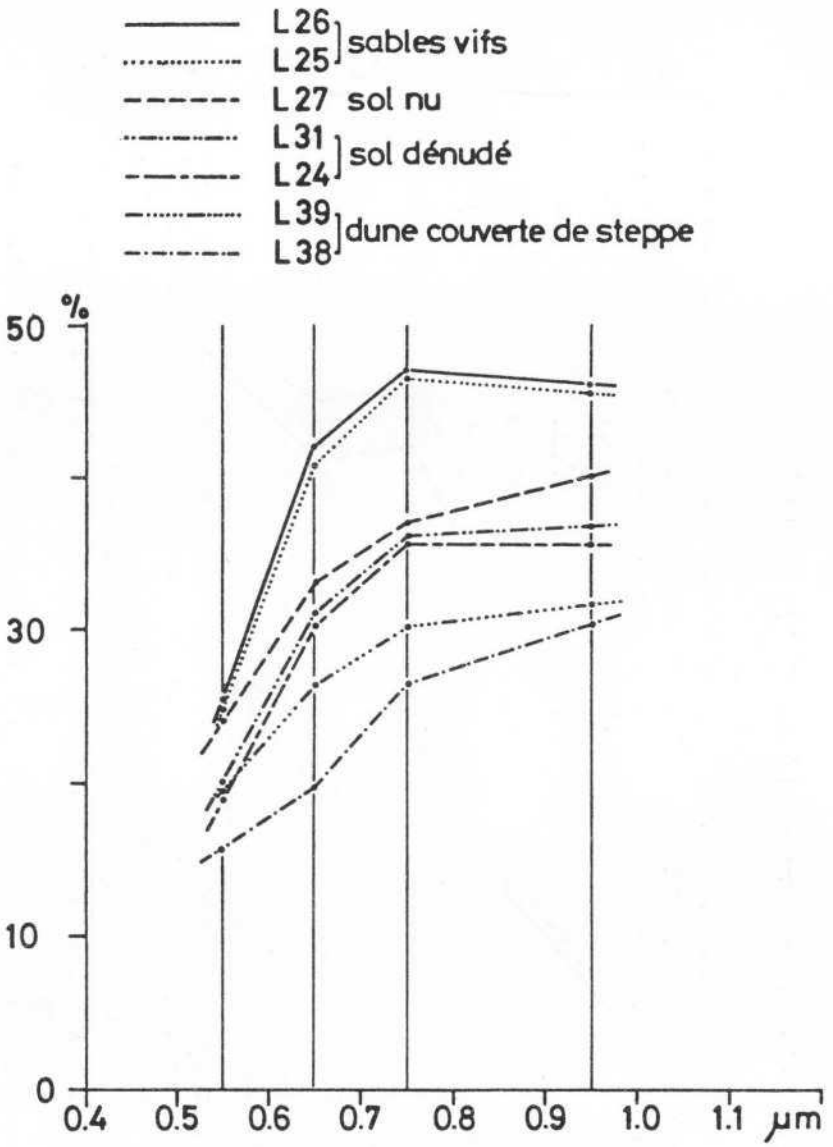


FIG 133



Caractéristiques spectrales (fig. n° 130 et 132)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 5	43	48,56	45,81	1,03
L 6	44,06	50,59	47,33	1,07
L 8	40,58	46,76	43,96	1,09
L 13	39,06	45,10	42,36	1,04
L 3	42,29	47,55	43,92	1,02
L 2	42,47	44,55	43,52	1
L 1	41,82	46,30	44,07	1

Ces surfaces sableuses sont encore marquées par des très fortes valeurs de réflectance confirmées par les mesures Matra. Elles se différencient des précédentes (sables blancs) par des valeurs plus proches dans le visible et le proche infrarouge. Le rapport 7/5 est inférieur à celui des sables blancs. Il est compris entre 1 et 1,1.

L'albédo de ces sables est de 45 % en moyenne, le 10 mars 1982, par brume sèche.

Unité n° 4 : L25 - L26

Unité	Définition	Localisation	Observations
L 25	Sables quartzeux vifs	Oursi (Oudalan) Haute-Volta	Sables fins à moyens jaunes orangés (cohésion nulle)
L 26	" "	" "	" "

Caractéristiques spectrales (fig. n° 133)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 25	32,88	45,83	39,35	1,1
L 26	33,5	46,5	40	1,09

Ces surfaces composées de sables vifs, nus, moins brillants que les précédents (photos K et L, pl. VI) sont caractéristiques de secteurs sur dunes sahéliennes semi-fixées, réactivées par l'érosion éolienne consécutive à la dégradation anthropique du milieu.

Les valeurs de réflectance totale sont encore très élevées. Contrastant fortement avec les réflectances des milieux environnants, elles permettent de repérer avec précision les secteurs sensibilisés.

Unité n° 5 : L29 et L30

Unité	Définition	Localisation	Observations
L29	Sol nu sec du centre d'une mare	Vendou Nafa Ferlo	Argile claire desséchée pouvant être partiellement couverte de feuilles sèches Correspond à l'échantillon K5
L30	Sol nu	Bordure extérieure du vendou Nafa plage nue à l'extérieur de la couronne arborée	Sédiments sablo-argileux. Correspond à l'échantillon K16

Caractéristiques spectrales (fig. n° 131)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 29	18,24	30,1	24,17	2,05
L 30	21,25	34,7	27,97	1,9

Ces surfaces, bien que très restreintes dans l'espace, puisqu'elles constituent le centre des mares asséchées, photo J, pl. V , les plages nues séparant les bandes de végétation contractée, ou encore les bordures ravinées des oueds temporaires, photo I , pl. V , ressortent très nettement dans les images Landsat. Il est vraisemblable que dans ce cas, le ou les pixels composant ces surfaces influencent l'intensité des pixels environnants (cf Le système multispectral Landsat MSS).

Les réponses spectrales de l'élément isolé composant ces surfaces K5 et K16 respectivement, sont plus intenses dans toutes les bandes. Compte tenu de la résolution du satellite et de la taille des fenêtres, la réponse spectrale de surfaces aussi limitées peut être polluée par des éléments voisins.

Unité n° 6 : L27 - L31 et L24

Unité	Définition	Localisation	Observations
L27	Sol nu ou très dénudé	Oudalan, secteur d'Oursi	Surface sablo-argileuse type K16 et K20
L31	Sol dénudé	Plaine du Gondo Ogourou Gondo	Surface correspondant aux visées M17, M15, M16
L24	Sol dénudé	Oudalan, secteur de Markoye	Secteur dénudé sur dune

Caractéristiques spectrales (fig. n° 133)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 27	29	38,5	33,75	1,2
L 31	25,78	36,40	31,10	1,1
L 24	24,53	35,38	29,95	1,1

Ces signatures spectrales sont représentatives des sols que nous qualifions de dénudés à des degrés divers, recouverts par endroit de taches d'herbes squelettiques, images 6 et 7, ou de débris végétaux et organiques qui introduisent quelques nuances dans les réflectivités totales.

Ces unités comportent les éléments correspondant aux échantillons K16 et K20 et correspondant aux visées M16, M15 et M17.

Les valeurs de réflectance totale sont comprises entre 30 et 35 %.

Unité n° 7 : L39 - L36 - L35 - L34 - L33 - L38 et L37

Unité	Définition	Localisation	Observations
L39	Dune couverte d'une steppe claire	Secteur de Markoye Oudalan	Couverture herbacée basse et discontinue sur sol de dune clair
L36	Dune couverte d'une steppe arbustive	Plaine sableuse du Gondo	Steppe arbustive claire sur sable gris-beige comportant des débris
L35	"	"	Steppe arbustive plus dense avec Guiera senegalensis et Boscia

L34-L33	Association arbre-herbe	Dépression intradunaire Gondo	Secteurs arborés défeuillés en association avec une steppe claire
L38	Dune couverte d'une steppe assez dense	Secteur de Markoye Oudalan	Couverture herbacée et ligneux
L37	Végétation sur interdune	Gondo, couloir interdunaire	Groupement arboré (Faedherbia albida)

Caractéristiques spectrales (fig. n° 133 et 134)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 39	23,33	31,43	27,38	1,19
L 36	22,88	30,50	26,44	1,17
L 35	21,03	29,17	25,10	1,27
L 34	21,09	26,25	23,67	1,1
L 33	20,52	25,69	23,11	1,1
L 38	18	29	23,5	1,55
L 37	18,59	24,92	21,76	1,27

L'ensemble 7 regroupe les différents faciès caractéristiques du milieu dunaire couvert par un tapis herbacé plus ou moins dense, plus ou moins haut, dont le taux de recouvrement est faible, parsemé d'arbres et d'arbustes dont la densité varie avec les caractères de la topographie dunaire. Images 4 et 5.

La réflectance totale varie en fonction du taux de recouvrement du sol par la végétation sur pied et de l'ombre portée tant par les herbes que par les arbres. (Cf § 13, n° M18, série 3 des mesures Matra).

Ce type de formation végétale est caractérisé par des valeurs comprises entre :

- 15 et 20 % dans la bande 4
- 20 et 25 % dans la bande 5
- 23 et 28 % dans la bande 6
- 25 et 30 % dans la bande 7 (voir tableau n° 44 en annexe)

Les valeurs sont nettement plus basses dans la bande 7 lorsque la densité des arbres (sans feuilles) augmente. La moyenne de l'albédo de ces surfaces est de 23 % environ en saison sèche.

FIG 134

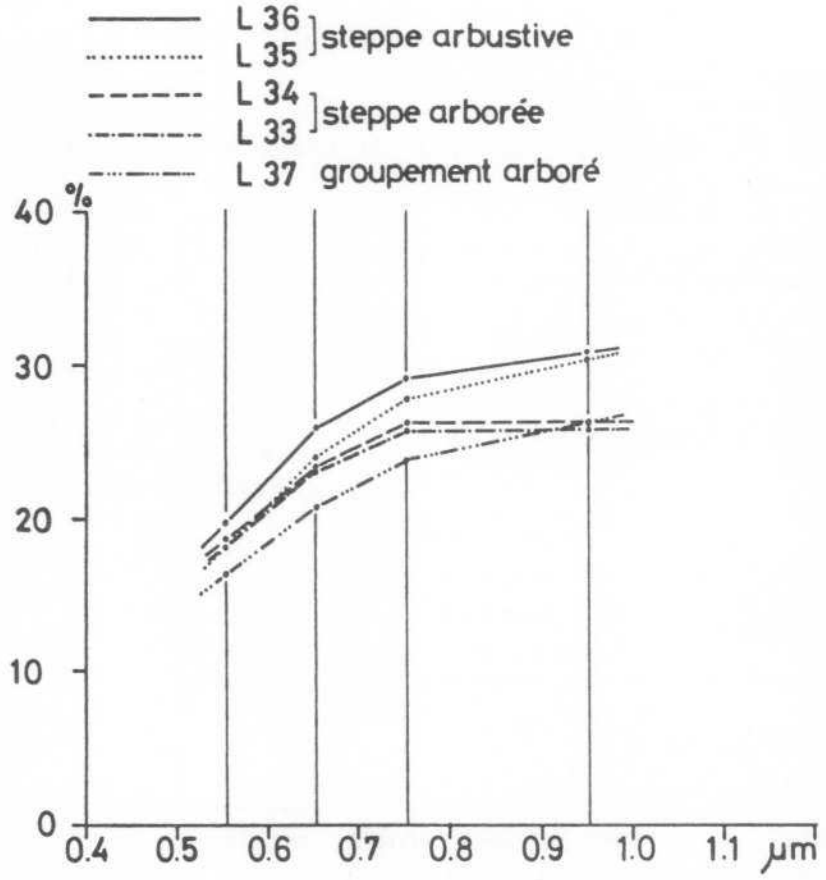
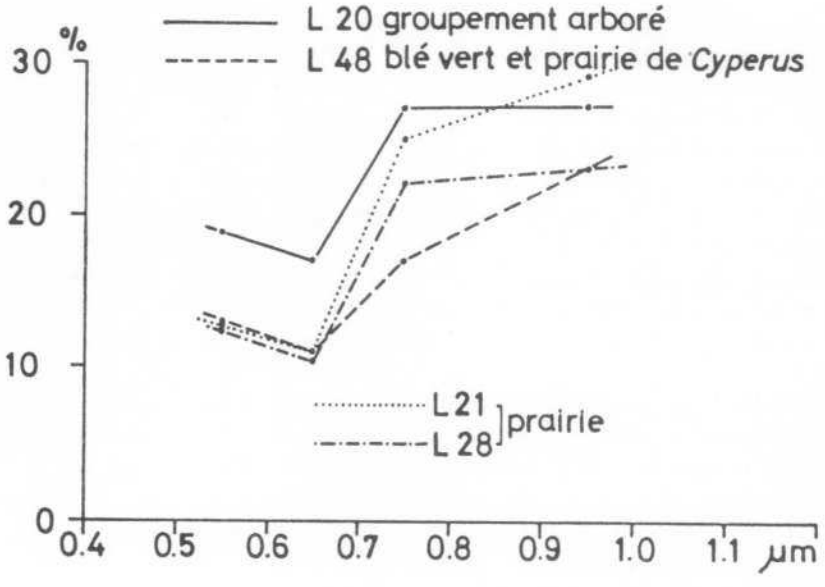


FIG 135



Unité n° 8 : L20 - L21 - L48 et L28

Cette série regroupe les surfaces couvertes par une végétation verte.

Unité	Définition	Localisation	Observations
L 20	Arbres denses	Ranch de Markoye Oudalan	Acacia raddiana Balanites aegyptiaca cimes jointives
L 21	Herbes vertes en bordure de mare	Mare d'Oursi Oudalan	Oryza longistaminata Cyperus alopecuroïdes Brachiaria mutica
L 28	" "	Mare de Markoye Oudalan	Oryza longistaminata
L48	Végétation verte	Lac Faguibine bordure du lac	Blé et Cyperus articulatus

Caractéristiques spectrales (fig. n° 135)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 20	18	27	22,5	1,6
L 21	12	27	19,6	2,6
L 28	11,65	22,92	17,28	2,1
L 48	12,74	20,61	16,67	2,08

La réponse spectrale de la surface L21, bien que très atténuée, est typique d'une végétation verte mais le rapport, 2,6, est encore très éloigné de ceux déduits des mesures Matra sur les objets M8 (7/5 = 6) et M10 (7/5 = 5,9) ou des mesures faites au spectrophotomètre sur l'échantillon C1 (7/5 = 9). Néanmoins, la baisse significative de l'absorption chlorophyllienne est bien marquée dans la bande 5 pour les trois surfaces prairiales des bords de mare ou pour le champ de blé et le tapis de *Cyperus* des bordures du lac Faguibine. Mais la baisse est faible pour ce qui concerne les arbres du ranch de Markoye, dont l'activité chlorophyllienne est réduite en saison sèche.

La signature "chlorophylle" de la végétation verte est très atténuée dans les régions sahéliennes à cette période de l'année. L'allure de la courbe, mieux que les valeurs elles-mêmes, permet d'identifier ce type de végétation.

Unité n° 9 : L47 - L50 - L44 - L45

Unité	Définition	Localisation	Observations
L47	Sol argileux plus ou moins humide, portant des restes de végétation	Bordure du lac Faguibine	Correspond aux visées M21-M19, secteur piétiné par les animaux plus ou moins couvert par les chaumes
L50	Sol argileux humide	Bordure du lac Faguibine	Sol argileux portant des chaumes de mil ou de maïs (type M7) verticaux
L44	Secteur dénudé des bordures de mare	Mare de Markoye Oudalan	Sol gris hydromorphe type M19
L45	" "	Mare d'Oursi Oudalan	Sol gris hydromorphe intermédiaire entre les dunes vives et la végétation verte de la mare

Caractéristiques spectrales. Fig. n° 132

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 47	14,17	22,29	18,23	1,6
L 50	13,47	15,25	14,35	1,2
L 44	17,5	22	19,75	1,2
L 45	19,9	25,8	22,88	1,2

Ces surfaces sont représentatives des bords de mare, composées d'un sol argileux gris foncé, chargé en matières organiques et labourées par le bétail. Elles se situent, en général, entre les dunes vives et la partie couverte par la prairie ripicole ou aquatique. L'albédo de ces surfaces contraste nettement avec celui des secteurs environnants, qui peut dépasser 40 % lorsqu'il s'agit de dunes vives.

Les sols qui constituent ces surfaces sont représentés par les échantillons plus ou moins secs, selon les secteurs, C7, M19, M21. Les valeurs de l'albédo total sont généralement inférieures à 20 % et les courbes des réponses sont aplaties.

Unité n° 10 : L16 - L9 - L22 (fig. n° 130)

Unité	Définition	Localisation	Observations
L16 et L 9	Eau + végétation	Lac Faguibine	Secteur du lac portant une végétation aquatique
L22	Eau + végétation	Mare d'Oursi Oudalan	Secteur de la mare à végétation aquatique

Caractéristiques spectrales (Fig. n° 130)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 16	15,90	11,73	13,82	0,67
L 9	15,46	10,31	12,64	0,71
L 22	8,5	9	8,75	1,00

La réponse spectrale de ces unités est significative du mélange eau-végétation que l'on trouve à l'intérieur de la plupart des mares ou lacs sahéliens peu profonds.

La diminution des valeurs dans la bande 5 prouve la présence de végétation verte qui se manifeste par une augmentation dans la bande 6. Les faibles valeurs dans la bande 7 attestent de la présence de l'eau en quantité suffisamment importante pour effacer la réflexion éventuelle d'une végétation verte dans le proche infrarouge. Les valeurs d'albédo sont inférieures à 15 %.

Unité n° 11 : L23 - L49

Unité	Définition	Localisation	Observations
L23	Eau chargée en particules argileuses	Mare de Boulel Oudalan	Turbidité importante
L49	" "	Mare de Kassa Gondo	" "

FIG 136

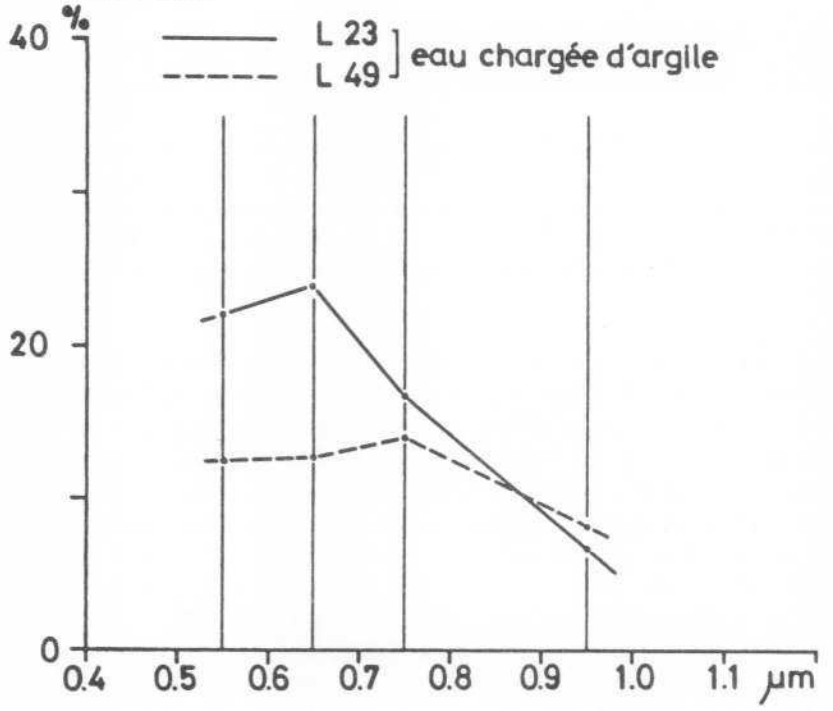
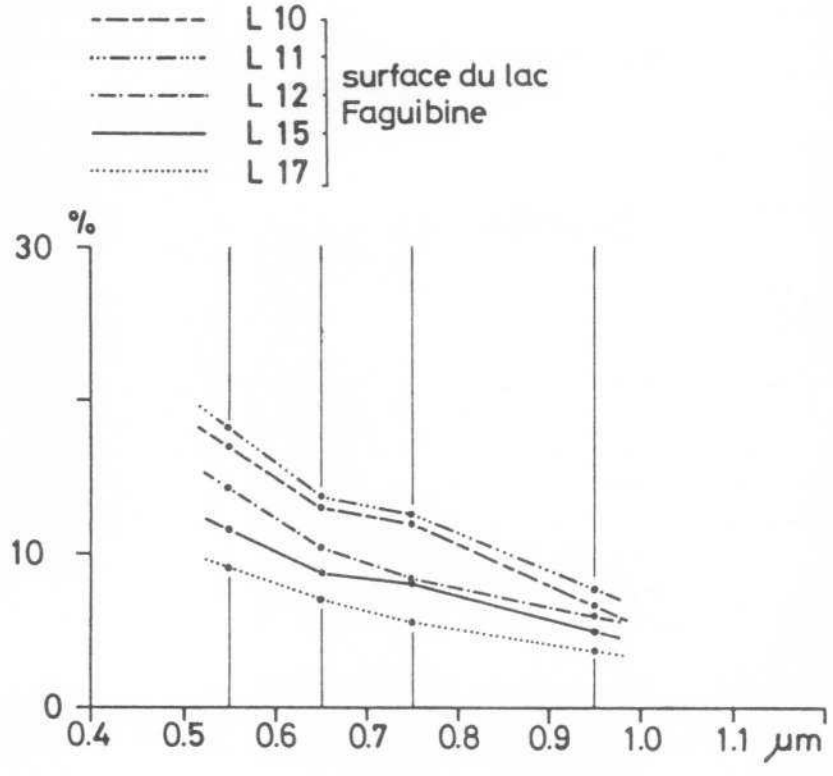


FIG 137



Caractéristiques spectrales (fig. n 136)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 23	23	12	17,5	0,29
L 49	12,67	11,39	11,99	0,66

Ces deux signatures définissent des eaux fortement chargées en particules argileuses. La réponse la plus significative de ce mélange est donnée par la courbe L23, marquée par des fortes valeurs dans le visible, liées à la réflectivité des particules en suspension et une diminution très nette des valeurs dans le proche infrarouge. Le rapport 7/5 de 0,29 est très inférieur à celui de l'eau relativement claire, généralement proche de 0,5. La réponse de la surface L49 est moins nette. Il est vrai que la mare est plus longue que large. Il peut y avoir des effets de "pollution", dus à la proximité d'une couronne arborée.

Cette série illustre bien l'apport de la signature spectrale dans les différentes bandes, pour la discrimination des unités associant un élément prépondérant (l'eau) à des éléments modifiants, végétation ou particules en suspension par exemple.

Unité n° 12 : L10 - L11 - L12 - L15 - L17

Unité	Définition	Localisation	Observations
L10 L11	Eau	Lac Faguibine	Eau libre peu profonde, 1982
L12	"	" "	Secteur plus profond 1982
L15	"	" "	Même secteur que L10 et L11, 1974
L17	"	" "	Même secteur que L12 1974

Caractéristiques spectrales (Fig. n° 137)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 10	15,26	8,59	11,61	0,53
L 11	16,12	9,33	12,41	0,56
L 12	12,62	6,81	9,45	0,56
L 15	10,23	6,67	8,55	0,56
L 17	8,14	4,76	6,45	0,53

Le lac Faguibine est par son étendue et sa profondeur, la seule surface dans la zone sahélienne considérée, susceptible de fournir sans ambiguité la réponse spectrale de l'eau.

Les courbes L17 et L12 sont typiques de cette réponse. Elles montrent une diminution des valeurs de la bande 4 à la bande 7, et un albédo total proche de 10 %. Les légères variations observables dans les autres courbes sont imputables soit à des restes de végétation aquatique, soit à une légère turbidité de l'eau dans le secteur moins profond.

La différence d'intensité entre la réponse L12 et la réponse L17 est due à la présence de la couche de poussière au-dessus de la région, le 10 mars 1982.

Unité n° 13 : L42 - L43 - L46 - L41 - L40

Unité	Définition	Localisation	Observations
L42	Glacis	Tin-Akoff, à proximité du Beli, Oudalan	Surface sablo-argileuse uniformément couverte de graviers et gravillons ferrugineux
L43	Surface cuirassée	Markoye, secteur d'extension du ranch Oudalan	Affleurement de cuirasse et gravillons ferrugineux
L46	Surface rocheuse	Secteur de Markoye Oudalan	Affleurement de schistes
L41	Butte rocheuse	Tambao, Oudalan	Quartzite manganésifère (C8)
L40	" "	" "	" "

Caractéristiques spectrales (fig. n° 138)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl. totale	7/5
L 42	22,5	26,5	24,5	0,96
L 43	20	23	21,5	1,00
L 46	17,19	19,45	18,32	1,01
L 41	13,5	12,5	13,00	0,85
L 40	12	11,5	11,75	0,91

Ces surfaces minérales se caractérisent par le même type de courbe. La réflectance totale des glacis cuirassés, qui semblent très sombres sur le terrain, est relativement élevée. Ceci s'explique par le fait que les gravillons ferrugineux ne recouvrent pas intégralement le sol sablo-limoneux sur lequel ils reposent. L'association des deux éléments donne un albédo moyen, proche de 20 %, qui dépend directement du taux de recouvrement des gravillons. Il est difficile d'établir ici une quelconque relation avec l'échantillon C3 analysé au spectrophotomètre.

Les courbes L41 et L40 sont caractérisées par leur platitude, ceci en conformité avec le spectre de l'échantillon de quartzite manganésifère de Tambao (C8). Ces spectres sont proches des patines noires désertiques (pyrolusite). A. BOTHOREL (1983).

Remarque

Dans cette région, la réponse spectrale des affleurements formés de quartzites manganésifères mélanocrates de la montagne de Tambao en fait un secteur de référence bien meilleur que les surfaces en eaux, dont la réponse est toujours plus ou moins influencée par des éléments secondaires (profondeur, turbidité, végétation).

Unité n° 14 : L19 - L32 - L18 - (K1)

Unité	Définition	Localisation	Observations
L19	Trace au sol de feu	Oudalan	Brume sèche sur la région lors de l'enregistrement
L32	Trace de feu	Gondo	Surface hétérogène
L18	Trace de feu récent	Ferlo	Surface homogène
K1	Pailles brulées	Ferlo	Pailles récoltées après le passage du feu (analyse au spectrophotomètre)

FIG 138

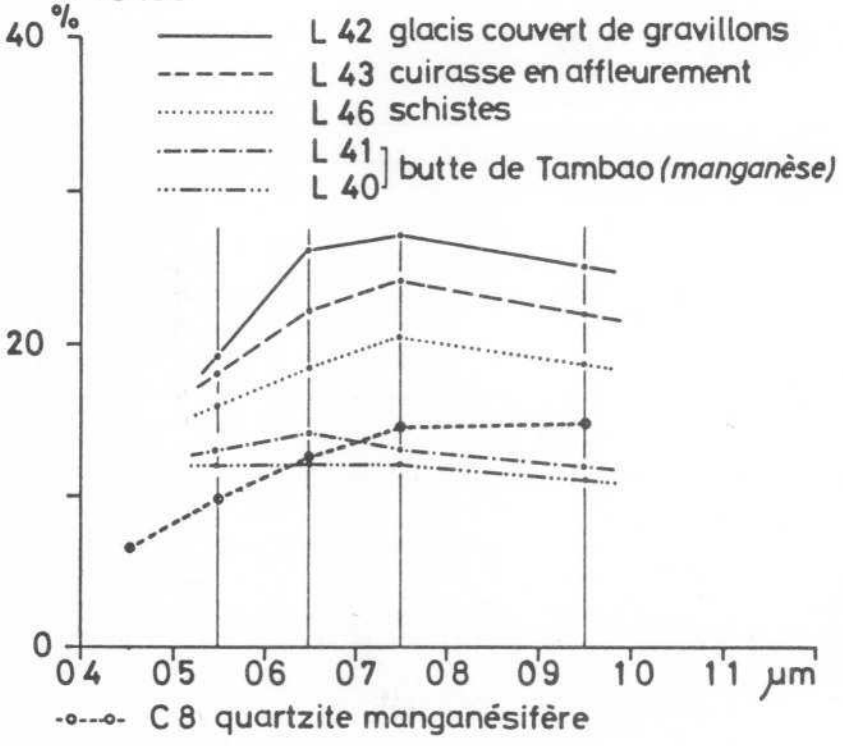
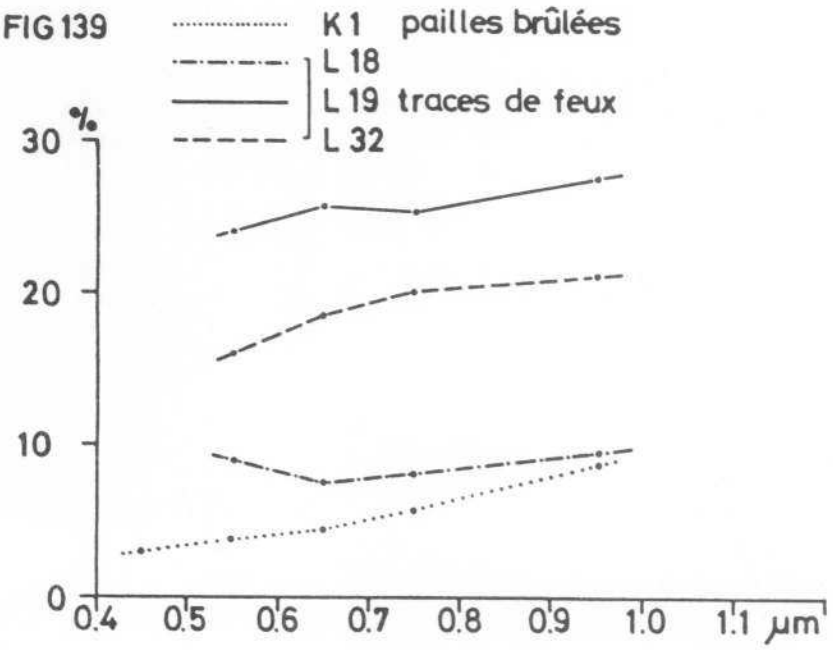


FIG 139



Caractéristique spectrales (fig. n° 139)

Unité	Visible	Proche IR	Réfl.totale	7/5
L 19	24,8	26,45	25,5	1,07
L 32	17,8	22,15	19,78	1,2
L 18	8,35	8,95	8,65	1,2
K 1	4,02	7,28	5,65	1,9

Les réponses des traces de feux sont plates, montrant des valeurs à peu près équivalentes dans toutes les bandes. La courbe L18 traduit la réponse d'une surface noire laissée par un feu récent. La courbe est plate et les valeurs sont inférieures à 10 % dans toutes les bandes. Cette réponse est proche de celle des pailles brûlées de l'échantillon K21. Ces pailles noires constituent l'essentiel du matériel de la surface L18.

Remarque

Plus le milieu touché par le feu courant est herbacé, plus la réponse se rapprochera de l'élément recouvrant la surface.

Les feux qui peuvent affecter de larges surfaces dans le Sahel sont un des éléments du paysage pendant la saison sèche. Ils contribuent à la diminution temporaire de l'albédo de régions entières (le Gondo en 1978, par exemple).

Dans le cas de la surface L32, la réponse n'est pas claire. Il s'agit, en effet, d'un "mélange" de plusieurs réponses spectrales. Ces dernières correspondent à des surfaces herbeuses partiellement brûlées, ou encore à des secteurs où les cendres ont été balayées partiellement par le vent.

Les valeurs étonnamment élevées de la surface L19 sont imputables à la présence d'une brume sèche au-dessus de l'Oudalan le jour de l'enregistrement (confirmée par les renseignements portés sur le carnet d'observation Météo).

CONCLUSION

Nous venons d'analyser à plusieurs niveaux les réponses spectrales de quelques-unes des surfaces constitutives des milieux sahéliens.

Dans bien des cas, les analyses au spectrophotomètre et les visées Matra nous ont permis de préciser la nature des éléments et des facteurs susceptibles d'influencer les réponses spectrales Landsat.

Les principaux résultats obtenus sont les suivants.

. Dans la zone sahélo-saharienne, les surfaces nues constituées d'un matériel très réflectant atteignent selon les secteurs considérés, des valeurs comprises entre 40 et 60 %. Ces résultats sont en accord avec les valeurs obtenues par J. OTTERMAN (1981), Ch. J. ROBINOVE et alt. (1981) et G. WENDLER et F. EATON (1983) sur d'autres secteurs sableux désertiques.

. Les sols plus ou moins dénudés, représentatifs de larges secteurs dégradés ont des réflectances élevées, de l'ordre de 30 %.

. Les surfaces couvertes par la steppe herbacée, blonde en saison sèche, et malgré les propriétés de réflectance élevées des éléments qui la composent (herbes et sols), sont des surfaces dont l'albédo, compris entre 18 et 25 %, varie avec la densité du tapis et l'ombre des herbes le constituant.

. En saison sèche, la signature "chlorophylle" de la strate ligneuse est faible. Cette signature est plus nette lorsqu'il s'agit des prairies ripicoles et aquatiques, associées aux milieux hydromorphes. Elle n'atteint pas cependant l'intensité des réponses des objets élémentaires, tels que les feuilles vertes analysées au spectrophotomètre ou celle des arbustes verts des visées Matra.

. La réponse de l'eau libre, si peu représentée dans le Sahel, ne peut servir de référence comme élément stable, du fait des importantes variations temporelles dues à la présence d'une végétation aquatique changeante ou à la turbidité variable de la nappe d'eau peu profonde des mares à fond argileux. Seule la surface en eau du lac Faguibine peut servir de référence.

. Les secteurs rocheux caractérisés par des affleurements homogènes pratiquement dépourvus de végétation, comme les collines de Tambao et de Tin Edia, ou les "monts" Gandamia-Hombori, peuvent être considérés comme des surfaces stables de référence. La réponse spectrale au niveau Landsat est proche de la réponse spectrale de l'élément (exemple de K8 et L50).

. Les feux courants, lorsqu'ils viennent de se produire, provoquent la diminution de l'albédo sur de vastes surfaces. La réponse spectrale obtenue à partir des données Landsat est alors très proche de la réponse de l'élément constitutif (cendres de pailles).

4. LES EFFETS DE LA POUSSIERE

Nous avons pu constater, au cours de cette étude, que la poussière qui apparaît comme une constante de l'atmosphère sahélienne, peut, lorsqu'elle est abondante, entraîner des modifications dans l'intensité des réponses spectrales du sol.

Selon P. DURAND et A. DRUILHET (1982), "les trois ou quatre premiers kilomètres de l'atmosphère sahélienne sont souvent complexes, marqués par la superposition de couches fossiles de diverses origines. Ces couches présentent des caractéristiques thermodynamiques et des concentrations d'aérosols différentes". De nombreuses études théoriques de paramétrisation et de modélisation des aérosols atmosphériques sont en cours actuellement, en même temps que des expériences sont menées sur "le terrain". (1).

41. Les aérosols sahéliens

La génération des brumes sèches se situe dans les régions pourvoyeuses de particules fines (cf. chapitre I, § 44) soumises à une situation aérodynamique particulière, liée à la variation brusque du champ de pression. Lors du transport, les particules les plus lourdes se déposent rapidement, tandis que les plus fines restent en suspension et se déplacent sur de longues distances.

Les aérosols, en augmentant la turbidité de l'atmosphère, provoquent une altération de la visibilité. Cette turbidité est définie comme l'extinction du rayonnement solaire par les particules en suspension dont l'importance est fonction du rapport de leur taille à la longueur d'onde. J.M. PROSPERO et alt. (1977) (opus cité).

La brume sèche sahélienne est constituée de fines particules d'un diamètre moyen de 1 µm. A. DRUILHET et A. TINGA (1982). A. CERF et alt. (1982) ont établi les épaisseurs optiques T en fonction de la longueur d'onde (fig. n° 140) par jour clair et par jour brumeux. Ces auteurs montrent que "la variation de l'épaisseur optique entre un jour clair et un jour brumeux correspond essentiellement à un fort accroissement (x 10) des particules moyennes d'un rayon supérieur à 0,2 µm, la concentration des particules les plus petites ou les plus grosses ne variant que faiblement (x 2). (Fig. n° 141).

---

(1) Laboratoire de Physique des aérosols et Echanges atmosphériques de TOULOUSE. Laboratoire d'optique atmosphérique de l'Université de LILLE. Laboratoire de l'Université de MIAMI, division de Géologie marine et géophysique. Laboratoire de Météorologie de l'Université de Pensylvanie. Expérience GATE (Global Atlantic Tropical Experiment), 1974. Expérience ECLATS, NIAMEY, 1980, pour ne citer que celles-ci.

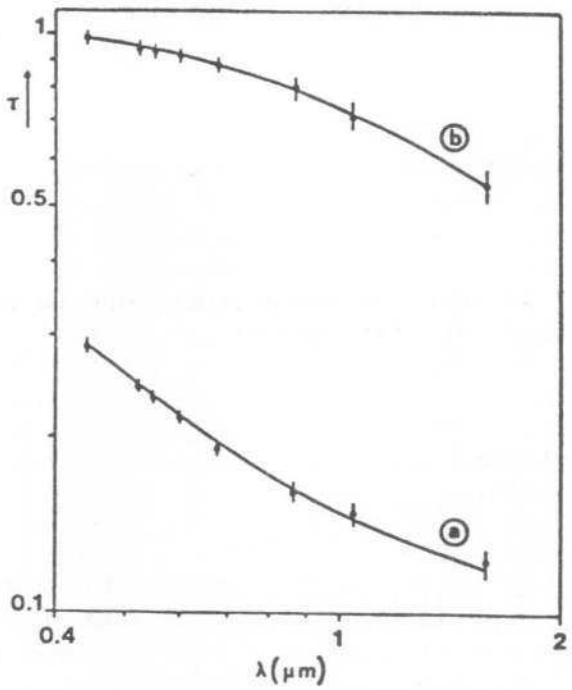


Fig. n° 140 - Epaisseurs optiques en fonction de la longueur d'onde.
a - jour clair (03-12-80) ; b - jour brumeux (25-11-80), d'après A. CERF et alt., 1982

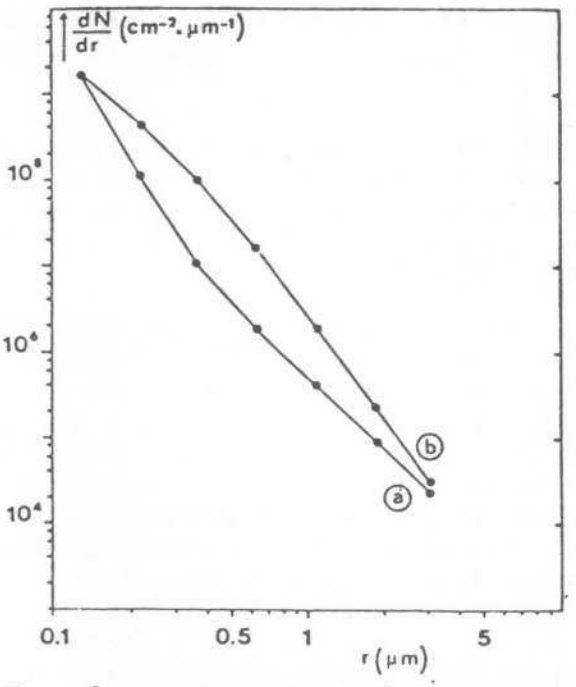


Fig. n° 141 - Granulométries obtenues par inversion des mesures spectrales d'épaisseur optique :
a - jour clair (03-12-80)
b - jour brumeux (25-11-80)
(d'après A. CERF et alt., 1982)

Le tableau suivant montre la contribution à l'épaisseur optique de sept classes de particules dans les longueurs d'onde de 0,443 à 1,58 µm. A. CERF et alt. (1982). Ce tableau met en évidence le rôle prépondérant des particules d'un rayon compris entre 0,2 et 0,6 µm, dans les longueurs d'onde 0,678 µm.

CONTRIBUTION DES 7 CLASSES DU SPECTRE DE PARTICULES OBTENU PAR INVERSION DE τ (λ)
(Granulométrie du 25/11/80 (vol 53) ; résultats donnés en %)

classes → λ ↓ (µm)	0,1 µm →0,169 µm	0,169 µm →0,29 µm	0,29 µm →0,49 µm	0,49 µm →0,82 µm	0,82 µm →1,39 µm	1,39 µm →2,36 µm	2,36 µm →4 µm
0,443	9,8	28,9	24,9	16,4	10,3	6,3	3,4
0,525	6,6	25,1	31,3	15,5	11,5	6,4	3,6
0,550	5,8	23,9	32,7	15,6	11,8	6,6	3,6
0,6	4,5	21,8	34,4	16,4	12,3	6,9	3,7
0,678	3,2	18,0	35,5	19,6	12,7	7,1	3,9
0,865	1,6	11,5	32,1	29,9	12,5	8,1	4,3
1,04	0,9	7,2	27,5	35,6	14,4	9,4	5,0
1,58	0,3	2,5	13,9	34,5	31,1	10,9	6,9

D'après A. CERF et alt., 1982

42. L'albédo des aérosols

L'absorption du rayonnement solaire par les aérosols est caractérisée par leur albédo de diffusion ω , qui dépend de l'indice imaginaire des particules et de leur répartition granulométrique. E.M. PATTERSON et alt. (1977) et T.N. CARLSON (1980). Les résultats obtenus au cours de l'expérience ECLATS montrent que 60 % des valeurs de ω sont comprises entre 0,94 et 0,96. Ces résultats sont en accord avec ceux de T.N. CARLSON (1980).

43. La brume sèche du 10 Mars 1982

Lors de l'enregistrement Landsat "programmé" du 10 Mars 1982, les mesures radiométriques (Matra) et météorologiques ont été faites simultanément à Dâyet en Nahârât et à Tombouctou, entre 9 h 30 et 10 h, au moment du passage du satellite.

Il se trouve que, ce jour-là, la région entière fut balayée par un fort vent de sable et de poussière, qui débuta vers 9 h 30 et se termina vers 17 h.

Les conditions atmosphériques transmises par la station sont résumées dans la fig. n° 44.et le tableau suivant.

	Visibilité au sol	Humidité relative	Tension de vapeur
9 h	20 km	12 %	4,3 mb
10 h	600 m	7	3,5
11 h	200 m	7	3,7
12 h	200 m	7	4,3
13 h	200 m	7	4,9
14 h	200 m	8	5,6
Rayonnement global : 1 141,2 et 7,3 h d'insolation (la moyenne en avril est de 2 500 j/cm^2/jour).			

Si l'on admet, à la suite de J.J. BERTRAND (1977), J.J. BERTRAND, M. LEGRAND, M. DESBOIS (1982), que l'épaisseur optique peut être exprimée par l'inverse de la visibilité horizontale, l'épaisseur optique était, à 10 heures le 10 Mars 1982, à Tombouctou, de 1,66.

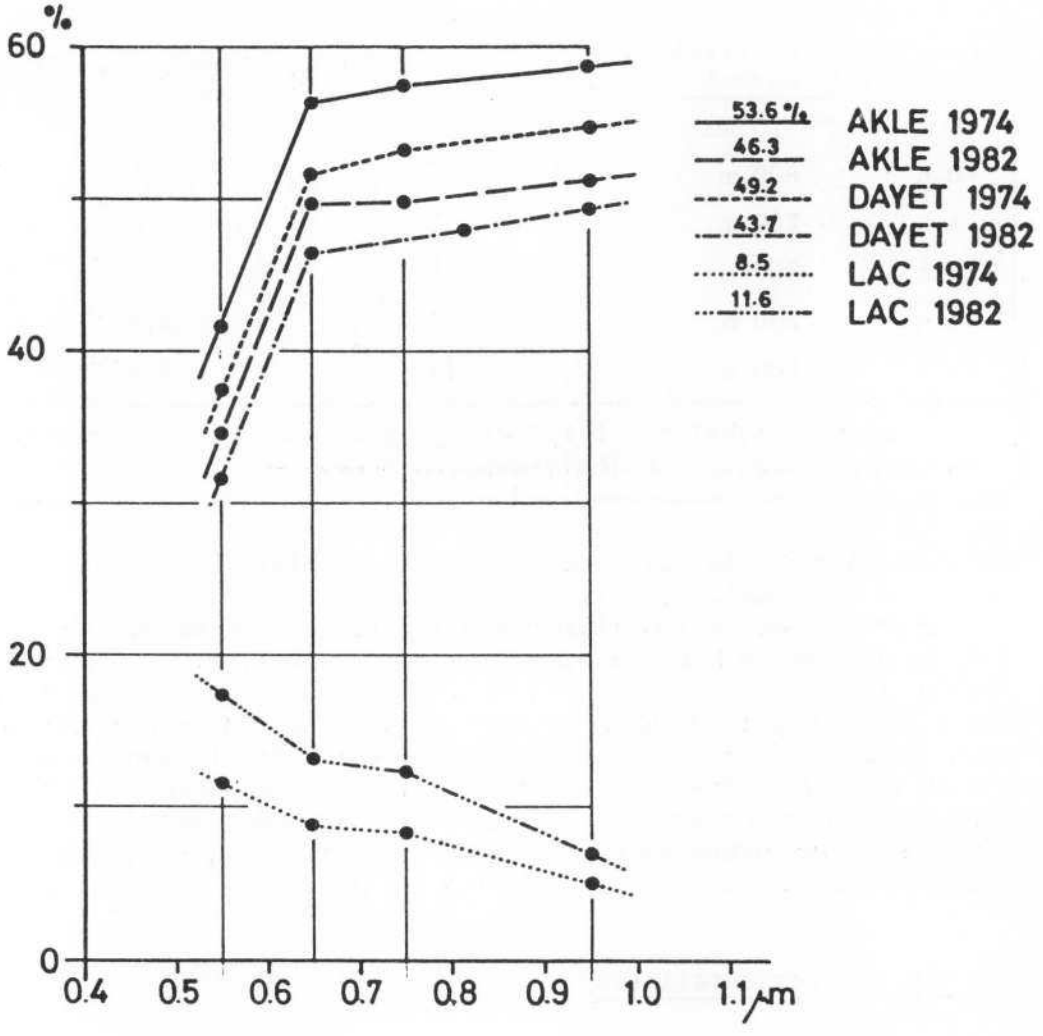
Sur le terrain, la vitesse du vent augmente rapidement et, avec elle, la quantité de particules arrachées au stock local. Nous avons capté, à 1,50 m du sol, des particules d'un diamètre supérieur à 40 µm. Les grosses particules sont essentiellement composées par des quartz, des diatomées, des micro agrégats d'argiles, des graines et des pollens (rares).

44. Les mesures satellites

La comparaison des valeurs Landsat de 1974 et 1982, relatives aux mêmes secteurs : Dâyet en Nahârât, Aklé Awana et lac Faguibine, fait ressortir les différences suivantes (fig. n° 142).

		MSS 4	MSS 5	MSS 6	MSS 7	Réfl.totale
AKLE	1974	41,57	56,38	57,43	58,71	53,65
	1982	34,66	49,71	49,73	51,07	46,29
DAYET	1974	37,48	51,57	53,13	54,69	49,22
	1982	31,52	46,49	47,92	49,17	43,77
LAC	1974	11,56	8,9	8,3	5,0	8,55
	1982	17,20	13,01	12,23	6,9	11,61

FIG.142



Nous constatons, sur les secteurs très réfléchissants de l'aklé Awana et de Dâyet, une baisse de réflectance dans toutes les bandes, de 7 points environ pour l'aklé et de 5 à 6 points dans le secteur moins homogène de Dâyet.

Sur le lac, les valeurs sont en hausse dans tous les canaux.

Ces modifications de signatures indiquent la présence d'une couche d'aérosols sur la région en 1982. En effet, la poussière augmente la réflectance des secteurs dont l'albédo est faible et diminue celle des secteurs à albédo fort.

Ceci est conforme aux observations et mesures faites par J. OTTERMAN et Ch. J. ROBINOVE (op. cit.), et aux études effectuées par M. LEGRAND, J.J. BERTRAND et M. DESBOIS (1982), sur les brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest.

L'analyse des images METEOSAT (1) des journées du 9 Mars (temps clair) et du 10 Mars 1982 (brume sèche) donne les résultats suivants, à 14 h.

	09.03.1982 14 h	10.03.1982 14 h
Aklé Awana	46,86 %	43,11 %
Dâyet	42,57 %	40,72 %
Lac Faguibine	12,79 %	23,76 %
Pointe de Râs el Mâ (secteur couvert par la végétation	23,76 %	32,90 %

Les résultats de Météosat confirment ceux de Landsat.

L'abondance des aérosols minéraux dans les basses couches de la troposphère, consécutive au vent de sable et de poussière du 10 Mars 1982, a eu pour double effet de faire diminuer l'albédo sur les surfaces brillantes de l'aklé Awana et d'augmenter l'albédo sur le lac Faguibine, ainsi que sur les surfaces couvertes par une végétation relativement dense (Râs el Mâ sud).

Grâce aux images Météosat de 10 h, 10 h 30 et 14 h, le 10 Mars 1982, nous avons pu suivre l'évolution des effets de cette couche d'aérosols.

---

(1) Nous avons eu accès à ces données grâce à l'aimable collaboration du laboratoire de Météorologie dynamique de l'Ecole Polytechnique. Nous remercions en particulier Monsieur M. DESBOIS pour son aide efficace lors du traitement de ces données.

	10.03.82 10 h	10.03.82 10 h 30	10.03.82 14 h	09.03.82 14 h
Aklé Awana	46,02	44,42	43,11	46,86
Dâyet	42,45	42,04	40,72	42,57
Pte de Râs el Mâ	25,32	28,89	32,90	23,76
Lac	13,63	14,43	23,76	12,79

Nous constatons que plus on avance dans la journée, plus les effets des aérosols sont importants sur l'albédo.

Dans la bande infrarouge, la brume sèche abaisse de façon significative le signal du 9 Mars à la même heure. Nous avons extrait, à partir des tables de conversion (1), les valeurs des températures apparentes de surface pour chacun des secteurs.

	10 h	10 h 30	14 h	14 h la veille (09.03.82)
Aklé Awana	28° - 29°	34 - 35°	38 - 39°	41 - 42°
Dâyet	35 - 36°	36 - 37°	38 - 39°	45 - 46°
Râs el Mâ (sud)	40 - 41°	41 - 42°	40 - 41°	52 - 53°
Lac	25 - 26°	29 - 30°	26 - 27°	35 - 36°

En considérant les valeurs du 9 Mars, nous constatons que les surfaces "les plus chaudes" (52-53° à 14 h par ciel clair) sont celles dont l'albédo est relativement bas au sud de la pointe du Faguibine (Râs el Mâ sud). Ces surfaces sont couvertes par une végétation relativement dense, herbacée et arbustive.

Le secteur de Dâyet, dont les sables sont moins brillants que ceux de l'aklé Awana indique des températures apparentes de surface de l'ordre de 45°.

L'aklé Awana, dont l'albédo est supérieur à 46 %, indique une température de surface de 42°, donc inférieure de 10° à celle de la pointe de Râs el Mâ. Ces résultats sont en accord avec la "skin temperature" des surfaces, extraite des données de M. CHAHINE (1983). Voir tableau dans le chapitre 2, § 21.

---

(1) Météosat 2, Calibration report Period of validity J-Mars 1982, MD/MD MET DARMSTAD ESOC

Rappelons que la température du sable dans le Sahara en mars, à 14 h, varie entre 40 et 45°. J. DUBIEF, op.cit.

Le 10 Mars, par brume sèche, les températures de toutes les surfaces sont inférieures à celles du 9 Mars, à la même heure.

Les mêmes phénomènes sont observés par M. LEGRAND, J.J. BERTRAND et M. DESBOIS (1982). Ils constatent, sous brume sèche, une diminution de 8° sur une même surface cible située au sud-ouest de NIAMEY (27° le 7 Janvier par brume sèche et 35° le 13 Janvier par temps clair).

D'après ces auteurs, les diminutions de luminance infrarouge, qui correspondent à une diminution de température apparente de 5 à 10°, peuvent s'expliquer :

- soit par une diminution des flux solaires au sol, qui entraînerait une réduction de l'échauffement de la surface en période de brume sèche ;
- soit par l'effet d'écran de la couche de poussière, qui absorbe ou rediffuse vers le bas une fraction du rayonnement infrarouge émis par la surface.

Si l'on admet qu'on peut négliger les effets de rediffusion en raison de la faiblesse de l'épaisseur optique de diffusion de la poussière, dans la longueur d'onde infrarouge, A. CERF (1982), le phénomène prépondérant dans la deuxième hypothèse serait l'absorption d'une fraction du rayonnement infrarouge émis par la surface.

Remarque

Les faits observés par Landsat et Météosat sont en bonne correspondance avec les mesures météorologiques de la station de Tombouctou.

L'augmentation de l'épaisseur optique de la couche d'aérosols, en liaison avec la diminution de la visibilité, se traduit par une amplification :

- de la diminution de l'albédo sur les secteurs brillants,
- de l'augmentation de l'albédo sur les secteurs sombres,
- de la diminution des températures apparentes de surface.

45. Les mesures au sol

Les mesures au sol effectuées sur une unité de sable clair dans le secteur de Dâyet,le 10 Mars 1982, et les mesures effectuées sur une unité d'un même type à la même heure le 15 Mars 1982, par ciel clair, sont portées dans le tableau suivant.

	Albédo	Visible	Proche IR
Le 10.03.82 brume	45,2 %	31 %	54,5 %
Le 15.03.82 temps clair	49,6 %	31 %	62,6 %

Elles montrent une augmentation des valeurs d'albédo total. Cette augmentation s'effectue essentiellement dans le proche infrarouge. De nombreuses mesures seraient nécessaires pour confirmer ce phénomène qui n'est peut-être lié qu'à la granulométrie du sédiment composant la surface visée. Mais il est possible aussi qu'il soit en relation avec des phénomènes d'absorption par les grosses particules soulevées par le vent de sable, s'interposant entre la surface et le radiomètre.

En conclusion, les effets induits par la brume sèche du 10 Mars 1982 sur les réponses spectrales des surfaces observées peuvent se résumer ainsi :

- dans le visible :

. diminution des valeurs des réflectances de près de 7 points sur les secteurs brillants, aklé Awana, Dâyet ;

. augmentation à peu près équivalente sur les secteurs absorbants, lac Faguibine et secteurs couverts par la végétation.

- dans l'infrarouge :

. diminution des luminances infrarouges qui, en terme de températures apparentes, donnent une diminution de 4 à 10° selon les secteurs.

Les aérosols provoquent donc des modifications importantes dans la réflectivité de la surface de la terre et leur pouvoir d'absorption dans la fenêtre infrarouge a une influence non négligeable sur le rayonnement thermique.

Remarque

Les observations faites à partir de différents capteurs enregistrant simultanément les mêmes phénomènes attestent, semble-t-il, de la qualité de l'inter-étalonnage Landsat-Météosat, comme le montre la similitude des valeurs d'albédo obtenues sur les mêmes secteurs le 10 Mars 1982.

Secteurs	Landsat	Météosat
Lac Faguibine	11,61 %	13,63 %
Dâyet	43,77 %	42,45 %
Aklé Awana	46,29 %	46,02 %

Corrections atmosphériques appliquées pour le 10 Mars 1982

La présence d'aérosols et leurs effets sur l'albédo ayant été mis en évidence, il était nécessaire d'effectuer une correction nous permettant de retrouver les valeurs d'albédo de surface de la région couverte par l'image du 10 Mars 1982.

Méthode de correction

Pour effectuer cette correction, nous avons utilisé les résultats obtenus par modélisation, R.S. FRASER (1983), qui donnent les variations de l'albédo de différents types de surfaces connues en fonction de différentes épaisseurs optiques de l'atmosphère, pour un albédo de diffusion donné.

Les données entrées dans le modèle sont les suivantes : angle d'élévation solaire, azimut, albédo de diffusion ω et réflectance de surface.

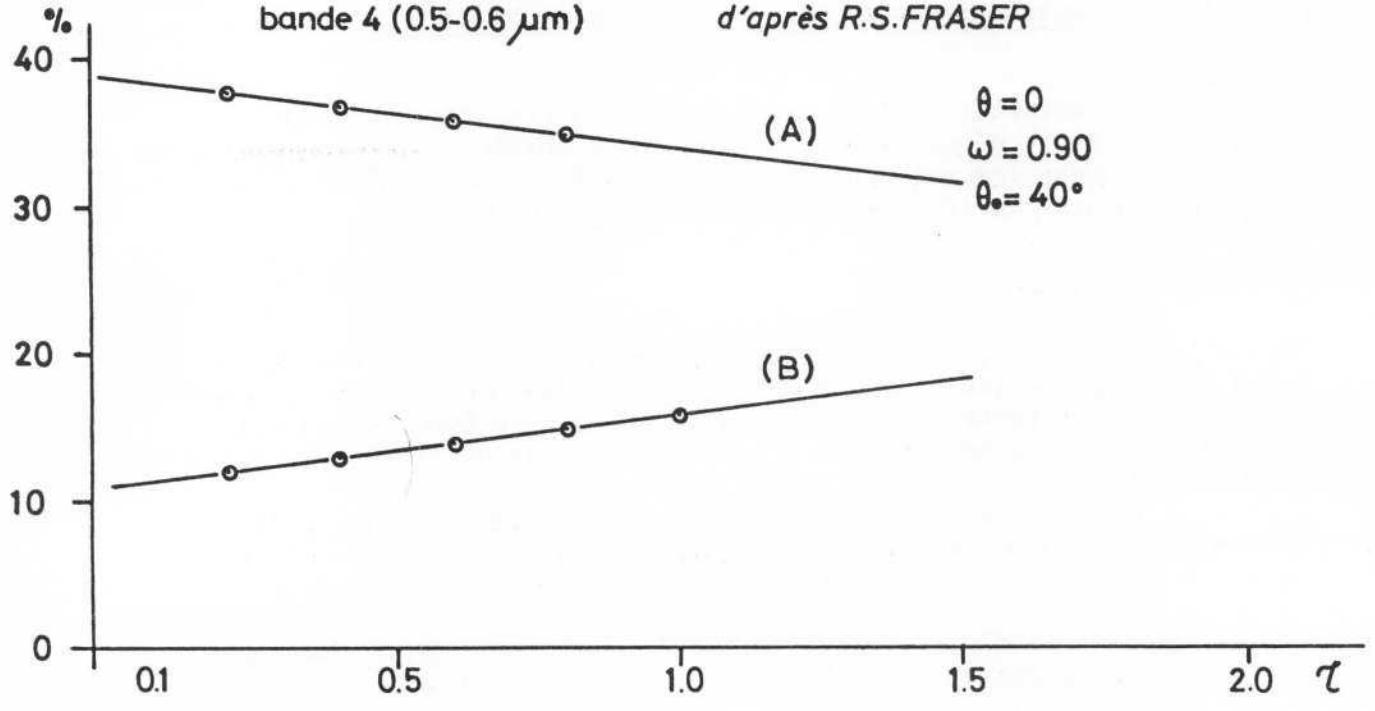
Pour les longueurs d'onde correspondant à la bande 4 (0,5 à 0,6 µm), nous avons entré les valeurs suivantes :

- réflectance de l'eau : 0,10 ;
- réflectance d'une surface brillante : 0,39 ;
- angle d'élévation solaire $\theta o = 40°$
- azimut $\sigma = 0°$;
- albédo de diffusion $\omega = 0,90$.

Sur la proposition de I. RASOOL, à l'issue de discussions avec R.S. FRASER et au vu des valeurs préconisées par J. OTTERMAN et Ch. J. ROBINOVE, on a choisi la valeur de l'albédo de diffusion égale à 0,90. C'est une valeur intermédiaire entre celle établie pour le Sahara : $\omega = 0,76$, R.S. FRASER (1983), et $\omega = 0,94$, établie pour le Sahel ; T.N. CARLSON (1980), A. CERF (1982).

La réflectance est calculée pour différentes épaisseurs optiques τ . A partir de ces valeurs, les deux courbes A et B ont été construites. I. RASOOL (1983), fig. n° 143.

FIG 143 INFLUENCE de l'EPAISSEUR OPTIQUE τ sur la réflectance dans la bande 4 (0.5-0.6 μm) *d'après R.S.FRASER*



La courbe A pour les surfaces brillantes, avec des valeurs initiales : $R = 0,39$ et $\tau = 0$.

La courbe B pour la surface de l'eau avec les valeurs initiales : $R = 0,10$ et $\tau = 0$.

La procédure utilisée pour calculer le coefficient de correction débute par la détermination sur la courbe B de l'épaisseur optique correspondant à la réflectance $R = 0,18$, mesurée le 10 Mars 1982 sur le lac Faguibine. A cette valeur sur la courbe correspond une épaisseur optique $\tau = 1,6$.

A cette même épaisseur optique correspond sur la courbe A une réflectance de $R = 0,31$.

Le coefficient de correction est le rapport de la réflectance de surface $R = 0,39$ pour une épaisseur optique $\tau = 0$ et de la réflectance de surface $R = 0,31$ pour une épaisseur optique de 1,6 :

$$\frac{0,39}{0,31} = 1,26$$

En multipliant la valeur de la réflectance mesurée le 10 Mars 1982 par le coefficient de correction, on obtient théoriquement la réflectance effective de surface corrigée des effets atmosphériques dus aux aérosols.

Ceci nous donne, pour l'aklé Awana, une valeur corrigée dans la bande 4 de 43,67 % au lieu de 34,66 %, et pour l'image entière 35,74 % au lieu de 28,37 %.

Ces valeurs sont en accord avec celles de 1974 pour lesquelles nous avions 41,57 % sur l'aklé et 35,51 % sur l'image entière (1).

Ces valeurs attestent de la stabilité de l'albédo de surface de cette région.

Remarque

L'épaisseur optique $\tau = 1,6$ donnée par le modèle correspondant à la variation des réflectances observées est en concordance avec l'épaisseur optique 1,66, déduite de la visibilité horizontale du 10 Mars 1982, à 10 heures.

---

(1) Les courbes pour les bandes 5, 6 et 7 sont en cours d'élaboration, à partir des observations et des mesures faites au cours de cette étude sur les aérosols. Une méthode d'évaluation et de correction en cours de préparation sera proposée au Congrès du COSPAR ; A. ASEM et M.F. COUREL (juillet 1984).

CONCLUSION

L'albédo de surface qui exprime le degré de réflectance effective du sol dans la région spectrale du rayonnement solaire permet de caractériser les surfaces en fonction de l'énergie qu'elles réfléchissent.

Ce paramètre climatique, lié aux propriétés physiques des surfaces et à leur état, est mesurable sur de vastes étendues par télédétection satellitaire.

L'utilisation de différents satellites qui enregistrent à des échelles diverses les signaux électromagnétiques émis par les objets terrestres, permet, après traitement et normalisation des données, de mesurer et de surveiller les modifications de réflectance des sols.

Dans les régions semi-arides, l'accroissement de la réflectivité des surfaces est la plupart du temps la marque de l'érosion et de la dégradation du milieu. Ces modifications survenues dans le temps et dans l'espace ne peuvent être repérées, suivies et analysées sur le terrain qu'à une échelle locale.

Ces différentes raisons nous ont conduit à choisir le paramètre albédo afin d'évaluer les changements survenus dans les régions sahéliennes depuis le début de la sécheresse. L'analyse des réponses spectrales des "objets sahéliens" et des "objets" de référence invariants dans le temps et l'espace, nous a permis de préciser les réponses caractéristiques des éléments de composition de diverses unités type reconnues sur le terrain.

Ces réponses nous ont permis de "décoder" la combinaison de réponses d'éléments divers composant les surfaces échantillonnées à partir de Landsat.

L'analyse des variations simultanées et inverses de l'albédo de deux surfaces stables et fortement contrastées nous a permis de mettre en évidence la présence d'une couche d'aérosols, d'en évaluer et d'en corriger les effets sur l'albédo de surface.

La concordance des valeurs obtenues sur des surfaces homogènes à différents niveaux d'observation, la comparaison des résultats obtenus sur d'autres régions arides et semi-arides par différents auteurs, et la cohérence des résultats laissent supposer qu'il est possible de tenter de mesurer, à partir de l'espace, les changements intervenus dans la zone sahélienne depuis la sécheresse des années 1970. Ceci avec une bonne marge de confiance.

QUATRIEME PARTIE

ETUDE DES VARIATIONS DE L'ALBEDO DANS LES REGIONS SAHELIENNES ET SAHARO-SAHELIENNES ET EVOLUTION RECENTE DU COUVERT VEGETAL DANS LA ZONE SAHELIENNE

INTRODUCTION

Nous ferons état, dans cette partie, des résultats obtenus sur l'ensemble de la région sahélienne.

Si le suivi de domaine très étendu est possible à partir des satellites à grande résolution comme Météosat ou NOAA, le coût du traitement s'élève très rapidement dès lors que le volume des informations transmises augmente. C'est la raison pour laquelle nous avons choisi d'étudier l'évolution des milieux sahéliens à partir de quatre régions test (fig. n° 144).

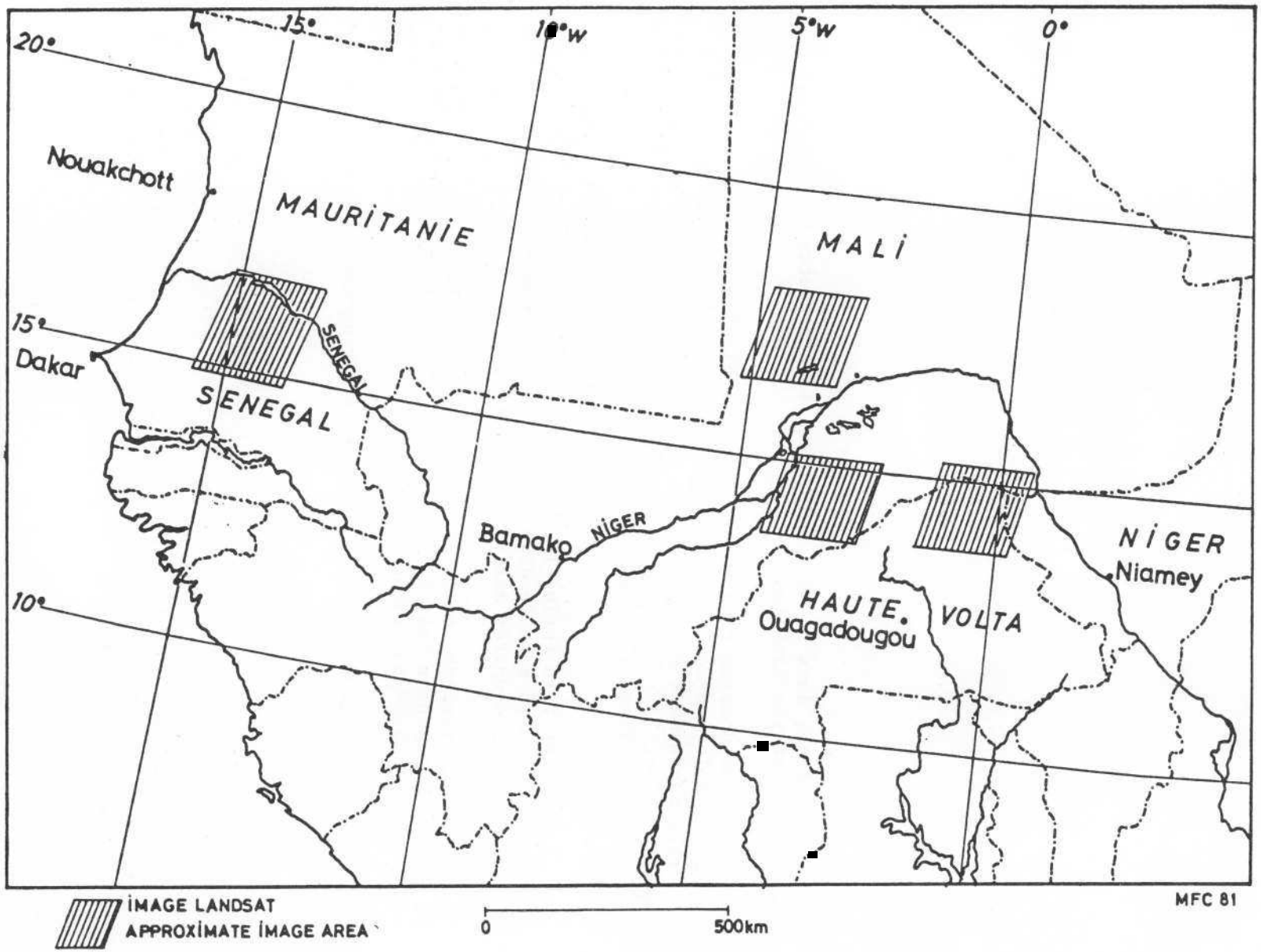
Ces régions test : le Ferlo, le Gondo, l'Oudalan et la région du lac Faguibine, incluses dans le domaine sahélien, regroupent l'ensemble des milieux et des bio-unités définis précédemment.

Chacune de ces régions est le cadre de vie de populations plus ou moins importantes, occupées soit à l'agriculture soit à l'élevage, ou encore à des activités agro-pastorales.

Leurs milieux réagissent donc différemment aux agressions climatiques et anthropiques.

FIG. 144 AFRİQUE de l'OUEST Sahel

WEST AFRİCA Sahelian zone



CHAPITRE 9
VARIATION DE L'ALBEDO DANS LES REGIONS SAHELIENNES ET SAHARO-SAHELIENNES

1. LES REGIONS ETUDIEES

11. Le Ferlo

Situé au nord-est du Sénégal (16°N-15°W), le Ferlo est une région essentiellement sylvo-pastorale de 25 000 km^2 environ, à forte potentialité fourragère naturelle.

L'activité principale de sa population, estimée à 70 000 personnes (densité : 2,8 hts/km^2) est l'élevage. Seule la vallée alluviale du Sénégal est propice aux cultures de décrue.

Le cheptel bovin est estimé à plus de 89 000 têtes pour une aire de desserte de 9520 km^2. J.F. MEYER (1980). Ce territoire pastoral a ressenti très lourdement l'impact de la sécheresse et a vu son organisation traditionnelle profondément modifiée par l'installation des forages profonds à gros débit.

12. Le Gondo

Au sud du Mali (14°N-3°30'W), le Gondo, dont la population totale est plus importante qu'au Ferlo, doit son originalité à la juxtaposition de deux régions économiquement différentes : le Gondo septentrional des ensembles dunaires massifs, à vocation pastorale, peu peuplé, et le Gondo central, domaine de la culture intensive du sorgho, où la densité de population atteint plus de 50 hts/km^2.

13. L'Oudalan

Au nord de la Haute-Volta, c'est une région à vocation pastorale prédominante. La culture du petit mil y est pratiquée tant par les sédentaires que par les nomades, sur les sols dunaires ou les sols hydromorphes de

mares. On a constaté que les superficies "emblavées" avaient presque doublé en vingt ans. Si la densité de population est de l'ordre de 6 hts/km^2., le cheptel rattaché à cette région est, lui, très important.

14. La région du lac Faguibine

Au centre du Mali (17°N-4°W), c'est une région de transition entre le Sahel septentrional et le Sahara méridional.

Le fait que deux des ensembles qui la composent : l'aklé Awana, au nord-ouest, et le lac Faguibine au sud, soient inclus dans la même scène nous a permis de mesurer simultanément les réflectances les plus élevées (l'aklé) et les plus basses (la surface en eau du lac).

Ainsi, avons-nous pu, à partir de ces deux secteurs de références, vérifier les intercalibrations des différents satellites Landsat, et étalonner les données Landsat et Météosat.

Dans cette région vide d'hommes, le lac Faguibine et sa cuvette constituent un espace aux vocations et potentialités multiples pour une population regroupant cultivateurs, pasteurs et pêcheurs.

2. LES DONNEES UTILISEES

Les valeurs extraites des données de C.C. NORTON et al., mesurées par ATS 3, portent sur une période allant de Novembre 1967 à Septembre 1974.

Les données Landsat s'étalent de Novembre 1972 à Mars 1982, sur les quatre régions suscitées.

Les données Météosat, quant à elles, concernent la période allant du mois d'Août 1978 au mois de Novembre 1979. Elles ont été traitées par R. KANDEL au laboratoire d'Aéronomie du CNRS.

Nous disposons donc de deux périodes de recoupement : la première, 1972-74, couverte par Landsat et ATS 3 ; la deuxième, 1977-79 par Météosat et Landsat.

Le tableau suivant fait état des différentes dates des scènes utilisées.

ATS 3 C.L.NORTON et alt.	LANDSAT 1, 2, 3		METEOSAT 1
09.11.1967	04.11.1972 (F)	19.01.1976 (G)	03-08.11.1978
15.09.1969	14.11.1972 (G)	31.03.1976 (G)	27-28.01.1979
06.01.1970	03.12.1972 (Fg)	16.04.1976 (O)	01-02.04.1979
19.07.1972	10.03.1973 (F)	29.12.1977 (F)	06-08.05.1979
13.12.1972	16.09.1973 (G)	25.12.1978 (G)	23-29.07.1979
23.12.1972	31.12.1973 (O)	02.01.1979 (F)	METEOSAT 2
14.08.1973	04.01.1974 (Fg)	06.10.1981 (F)	09.03.1982
02.07.1974	19.03.1975 (G)	09.03.1982 (G)	10h, 12h, 14h
21.09.1974	16.01.1976 (O)	10.03.1982 (Fg)	10.03.1982
		27.03.1982	14 h

NB : F : Ferlo ; G : Gondo ; O : Oudalan ; Fg : Faguibine

Les données Landsat (1)

	MSS 4	MSS 5	MSS 6	MSS 7	A total
FERLO 219/49 15°50'N-14°23'W					
4 Novembre 1972	25,32 %	26,86 %	27,67%	29,53 %	27,34%
10 Mars 1973	25,29	31,06	32,55	36,79	31,36
29 Décembre 1977	20,16	23,48	26,55	26,09	23,77
2 Janvier 1979	16,05	19,98	22,04	25,40	21,08
6 Octobre 1981	16,77	19,24	22,27	24,49	20,69
GONDO 211/50 14°13'N - 3°25'W					
14 Novembre 1972	22,27	23,55	25,72	29,86	25,35
16 Septembre 1973	17,45	16,37	23,53	26,50	20,96
19 Mars 1975	15,18	20,89	24,73	29,86	22,66
19 Janvier 1976	18,43	23,04	27,48	29,07	24,51
31 Mars 1976	19,36	24,99	28,42	29,18	25,49
25 Décembre 1978	13,88	17,39	19,60	22,18	18,26
9 Mars 1982	20,29	26,50	27,92	31,03	26,44
27 Mars 1982	20,29	25,68	28,33	28,09	25,10
OUDALAN 209/50 14°22'N - 0°30'W					
31 Décembre 1973	27,36	30,78	31,31	33,03	30,62
16 Janvier 1976	19,99	26,06	29,38	30,28	26,58
FAGUIBINE 212/48 17°21'N - 4°10'W					
3 Décembre 1972	35,59	46,30	44,87	44,40	42,79
4 Janvier 1974	34,77	47,27	48,92	51,78	45,68
10 Mars 1982	28,37	40,73	42,23	44,13	38,87

(1) Nous rappelons que les valeurs données sont des valeurs physiques de réflectance qui ne sont plus liées aux conditions angulaires d'éclairement et de réflexion, mais dépendent essentiellement de la nature et de l'état de la surface

3. ALBEDO DE SURFACE DU SAHARA

Les mesures obtenues par les deux satellites Landsat et Météosat montrent que l'albédo du Sahara avoisine 50 % dans ses secteurs les plus brillants comme l'aklé Awana.

Pour Landsat, les valeurs comprises entre 51 et 53 % sont en bonne correspondance avec les valeurs 45-52 % obtenues par Météosat.

La réflectance dans le canal vert donnée par ATS 3 est de 41 % sur ce secteur en 1972-1973 ; elle est en moyenne de 43 % dans le canal MSS 4 avec Landsat (41,8 % en 1972 ; 43,6 % en 1974 ; 43,6 % en 1982, en valeurs corrigées pour ces dernières).

L'albédo moyen pour la région située entre 18° et 23° de latitude Nord et entre 0 et 10° de longitude Ouest, est de 42 ± 4 %. M.F. COUREL, R. KANDEL, I. RASOOL (1984).

Ces valeurs sont plus élevées que celles utilisées (35 %) dans le modèle de J. CHARNEY (1977) et celles attribuées généralement aux secteurs désertiques. J.R. HUMMEL (1979) ; M.I. BUDYKO (1974).

Ces valeurs élevées sont en accord avec celles observées par J. OTTERMAN et R.S. FRASER (1976), J. OTTERMAN (1981), Ch. J. ROBINOVE (1981), ou encore E.A. SMITH et T.H. WONDER HARR (1983) sur d'autres secteurs désertiques (Sinaï , Mexique, Arabie). Ces différents auteurs ont utilisé les données satellites et les données de terrain.

Elles sont aussi en accord avec les mesures effectuées sur le terrain par G. WENDLER et F. EATON (1983), qui donnent pour la Tunisie des valeurs d'albédo pouvant atteindre 51 % sur des sables nus.

Rappelons que les valeurs de réflectance obtenues à partir des mesures MATRA sur les sables de la région test sont comprises entre 45 et 55 %.

La figure n°145 montre les valeurs d'albédo de surface obtenues à partir des données Météosat (3-5 Novembre 1979), ramenées à une aire de 2° x 2°. Pour les régions comprises entre 18 et 20°N, et 2° et 10°W, l'albédo de surface est compris entre 40 et 50 %.

La figure n° 146 illustre les changements survenus entre le 10 Octobre 1973 (données d'ATS 3) et les 3-5 Novembre 1979 (Météosat) sur les régions comprises entre 14° et 22°N, et 0° et 16°W, avec une résolution de $(2°)^2$.

Nous constatons que le secteur compris entre 18° et 20°N n'a pas subi de changement d'albédo entre 1973 et 1979. Rappelons que les données Landsat

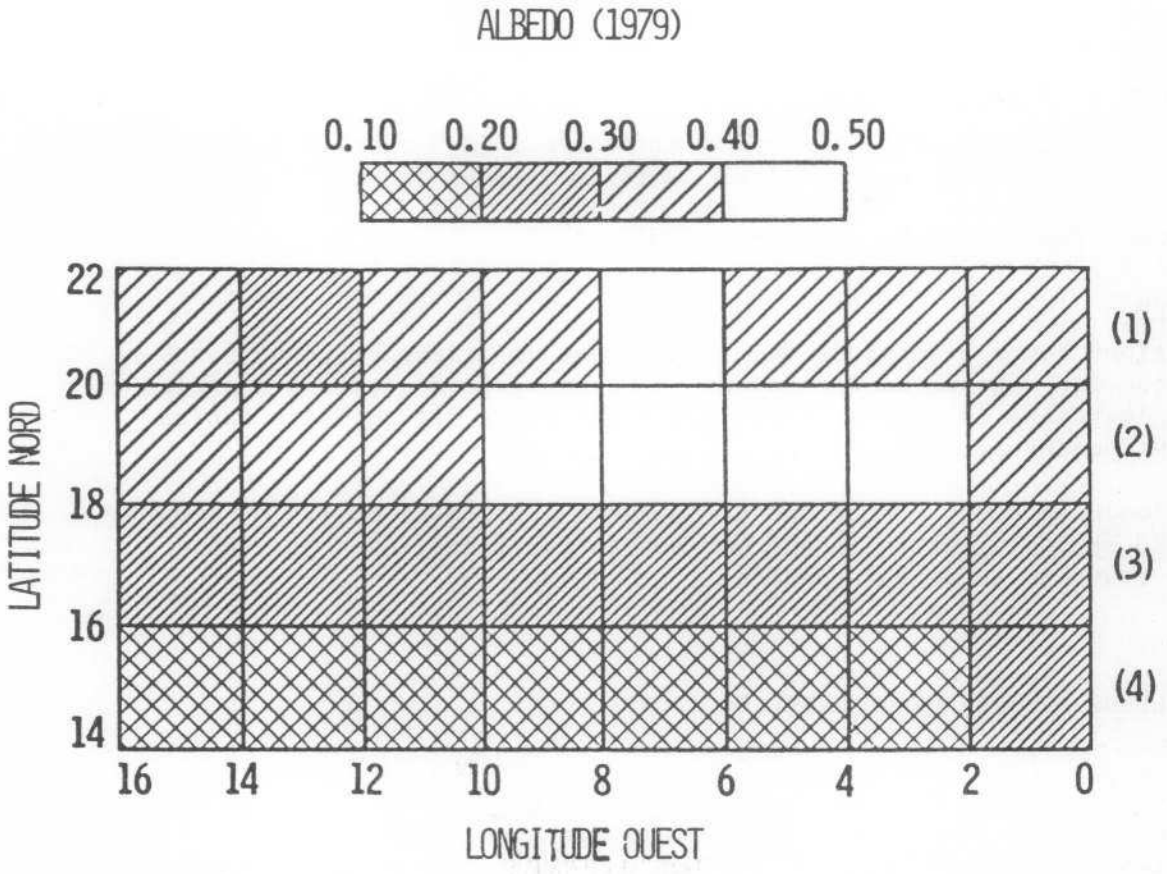


Fig. n° 145

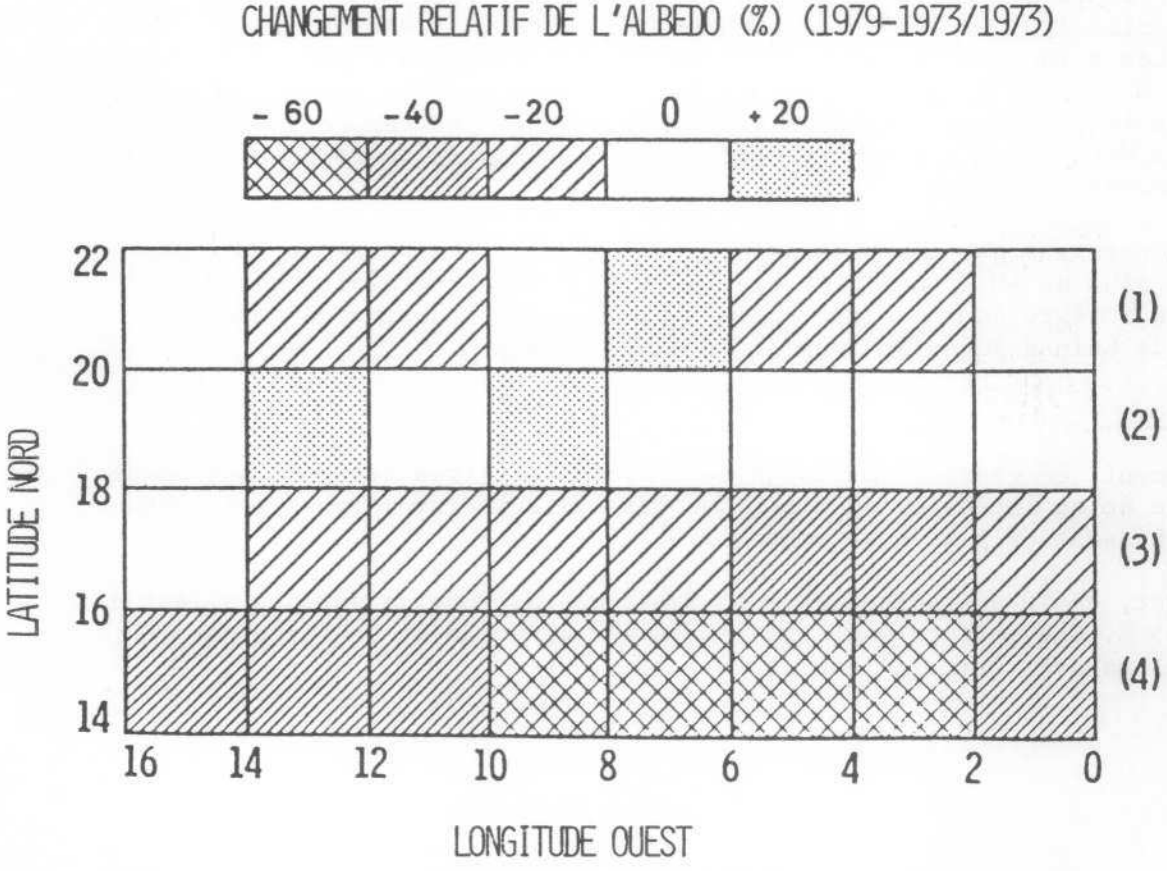


Fig. n° 146. D'après M.F. COUREL, R. KANDEL, S.I. RASOOL, 1984

concordantes avec celles d'ATS 3 pour 1972-73 et celles de Météosat pour 1979, établissent la liaison entre ATS 3 et Météosat.

La stabilité de l'albédo de surface supérieur à 40 % dans le secteur d'étalonnage de notre étude (l'aklé Awana) est montrée par la constance des valeurs obtenues à partir des trois satellites et ce, quelles que soient l'année et la saison considérées.

Remarque

Les régions comme l'Adrar de Mauritanie, ont un albédo beaucoup moins élevé que les régions sableuses. Ce phénomène est imputable à l'affleurement de roches de couleur plus sombre que celle des surfaces sableuses environnantes.

L'albédo du secteur, correspondant au carré 22-22°N et 12°-14°W, compris entre 20 et 30 %, est influencé par les surfaces gréseuses de l'Adrar, qui en couvrent la majeure partie.

4. L'ALBEDO DE SURFACE DU SAHEL OCCIDENTAL

La stabilité des données établies sur la zone test autorise à comparer les séries de résultats obtenues sur les autres régions sahéliennes situées entre 14° et 18°N.

Sur les courbes des figures n° 147, 148 et 149, sont portés les résultats obtenus entre 1967 et 1979. M.F. COUREL, R. KANDEL, I. RASOOL (1984), op. cit.. Les triangles correspondent aux valeurs estimées à partir des cartes de C.C. NORTON et al. Les carrés correspondent aux données Landsat sur les images entières (185 x 185). Les losanges se rapportent aux résultats Météosat sur les mêmes secteurs. Les figurés noirs se rapportent aux données de la saison humide.

Nous constatons que l'albédo des régions sahéliennes passe de 20 % par 14°N à plus de 40 % par 18°N. Fig. n° 145. Cette progression des valeurs s'intègre dans le gradient d'albédo que l'on observe depuis le golfe de Guinée jusqu'au Sahara. G. AMADO (1983).

Remarque

Localement, ce gradient méridien de l'albédo est très atténué, notamment dans le delta intérieur du Niger, où les milieux hydromorphes sont peu réfléchissants (12 % en Novembre 1979).

Météosat, en 1979, indique pour le Sahel des albédos de surface allant de 15 à 25 %. Ces valeurs sont confirmées sur le Gondo et le Ferlo par les mesures Landsat (fig. n° 150 et 151).

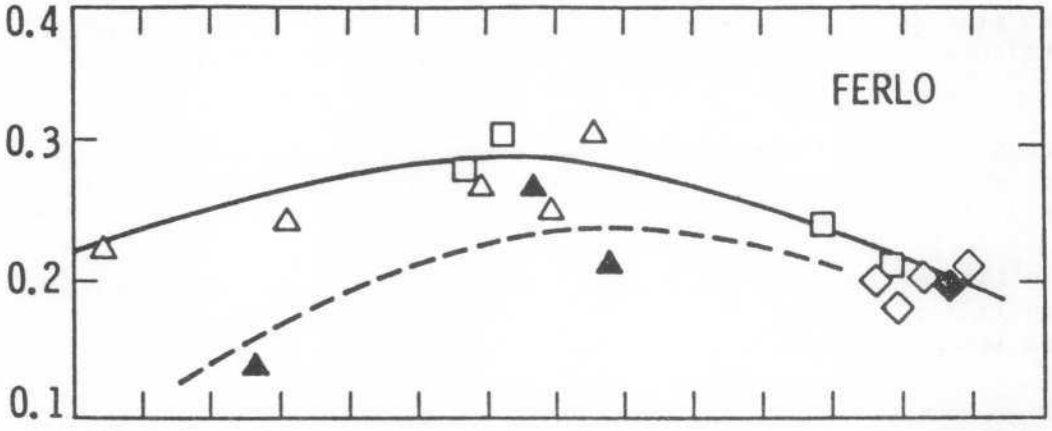


Fig. n° 147

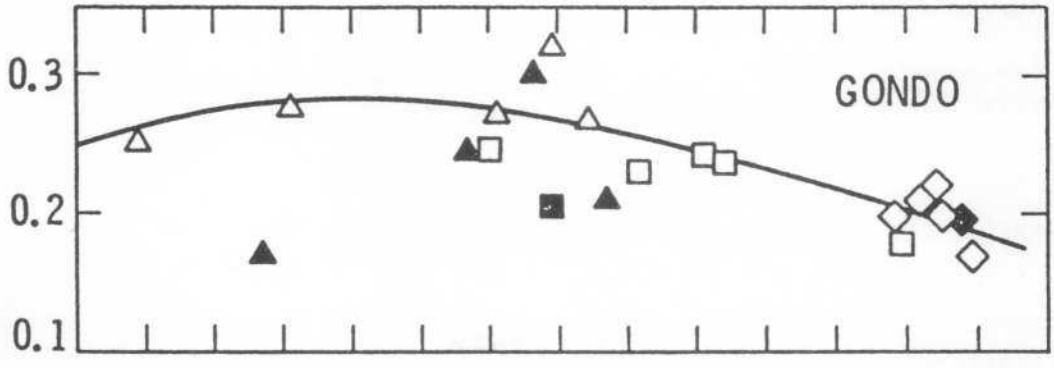


Fig. n° 148

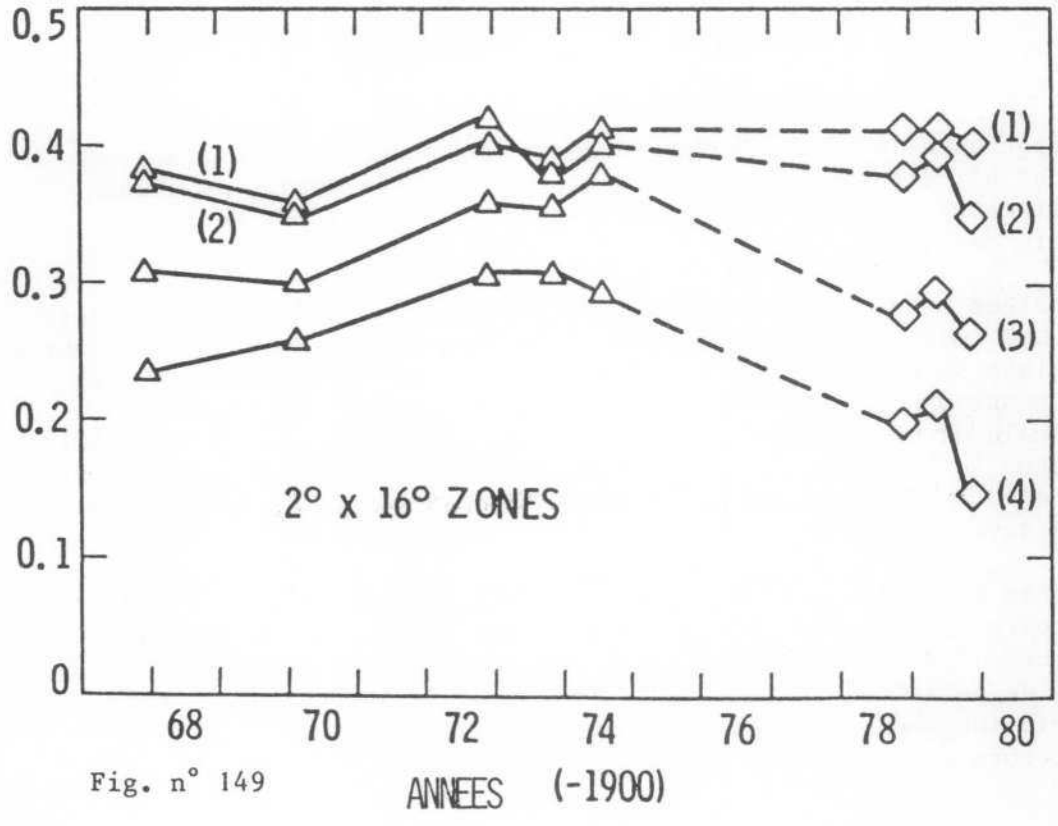


Fig. n° 149

D'après M.F. COUREL, R. KANDEL, S.I. RASOOL, 1984.

Les données précédentes sur les mêmes régions en 1972-1973 concordent avec les valeurs d'ATS 3 indiquant 30 % pour le Ferlo et 25 % sur le Gondo.

Pour ces deux régions, l'albédo de saison sèche a diminué. Le maximum est atteint en 1973 avec des valeurs proches de 30 % ; en 1979, les valeurs sont de l'ordre de 20 %.

La figure n°146 montre que pour le Sahel occidental en général, on observe entre 1973 et 1979 des diminutions relatives de 20 à 60 %. Les diminutions les plus importantes se situent entre 14° et 16°N et 2° et 10°W.

Les variations de ces valeurs dans le temps et dans l'espace montrent qu'il est difficile, voire impossible, de proposer une valeur moyenne d'albédo pour le Sahel.

L'analyse des données Landsat, comme nous le préciserons ultérieurement, révèle en effet des écarts d'albédo très importants.

5. LA VARIABILITE DE L'ALBEDO DANS LE SAHEL

51. La variabilité saisonnière

Les valeurs Météosat ne montrent pas, dans l'ensemble du Sahel, des variations saisonnières significatives.

Dans les figures n°147 et 148, les losanges noirs correspondant aux saisons humides n'indiquent ni pour le Ferlo, ni pour le Gondo, de changement significatif. Toutes les valeurs sont proches de 20 %, quel que soit le mois considéré.

La seule valeur Landsat de saison humide que nous ayons sur le Gondo correspond à une image de Septembre 1973. Elle donne une valeur de 21 % contre 24 % en saison sèche. Seules les valeurs d'ATS 3 concernant le seul canal vert, montrent des changements significatifs entre une saison des pluies normale et une saison sèche (triangles noirs, fig. n° 147 et 148). En 1969, dans le Gondo et dans le Ferlo, ces variations sont importantes ; on passe de 13 à 22 % pour le Ferlo et de 17 à 28 % pour le Gondo. Ces variations deviennent insignifiantes en 1972 et 1973.

Ces résultats de la bande verte sont conformes aux variations observées en laboratoire sur une végétation verte et une végétation sèche ; dans ces longueurs d'onde (0,48 - 0,58 µm), pour une végétation sèche, les propriétés de réflectance augmentent dans la bande verte. Ceci explique la variation importante obtenue dans la seule bande visible d'ATS 3 entre Septembre et Mars, dans le Sahel.

Si nous considérons la courbe de l'image Landsat du 16 Septembre 1973, fig. n° 151, nous constatons que seule l'allure de la signature indique la réponse d'une végétation verte marquée par la diminution des valeurs dans le canal MSS 5, centré sur la bande d'absorption de la chlorophylle. Les valeurs restent très élevées dans le visible pour une végétation verte, vraisemblablement très réduite cette année-là.

C.C. NORTON et al. constatent que les valeurs de saison des pluies montrent un accroissement de 10 % entre 1969 et 1973 ; en 1973, elles sont très proches des valeurs normales de saison sèche.

La seule variation saisonnière enregistrée par Météosat sur le Sahel concerne le secteur du delta intérieur du Niger. Les mesures faites en 1978 et 1979 donnent une valeur de 18 ± 2 % pour Janvier, Avril, Mai et Juillet et de 12 ± 2 % pour Novembre.

52. La variabilité régionale et interannuelle de l'albédo dans le Sahel

Les fig. n° 150 et 151 montrent les variations irrégulières de l'albédo entre 1972 et 1982.

Sur le Gondo, la variation interannuelle de l'albédo est très irrégulière ; on note une augmentation de sa valeur entre 1975 et 1976, une baisse très nette en 1978 (inférieure à 20 %) et une montée spectaculaire en Mars 1982, où il atteint, avec 26 %, sa valeur la plus élevée de la période (fig. n° 151).

Dans le Ferlo (fig. n°150), l'albédo a diminué de plus de dix points entre Mars 1973 et Octobre 1981. Le manque d'informations sur la période 1973-77 ne permet pas de conclure à une diminution régulière. Comme pour le Gondo, il se peut qu'il y ait eu des variations à l'intérieur de cette période.

L'Oudalan montre aussi une diminution en 1976 par rapport aux valeurs de 1973 (30,6 % en Décembre 1973 contre 26,5 % en Janvier 1976). Fig. n° 152.

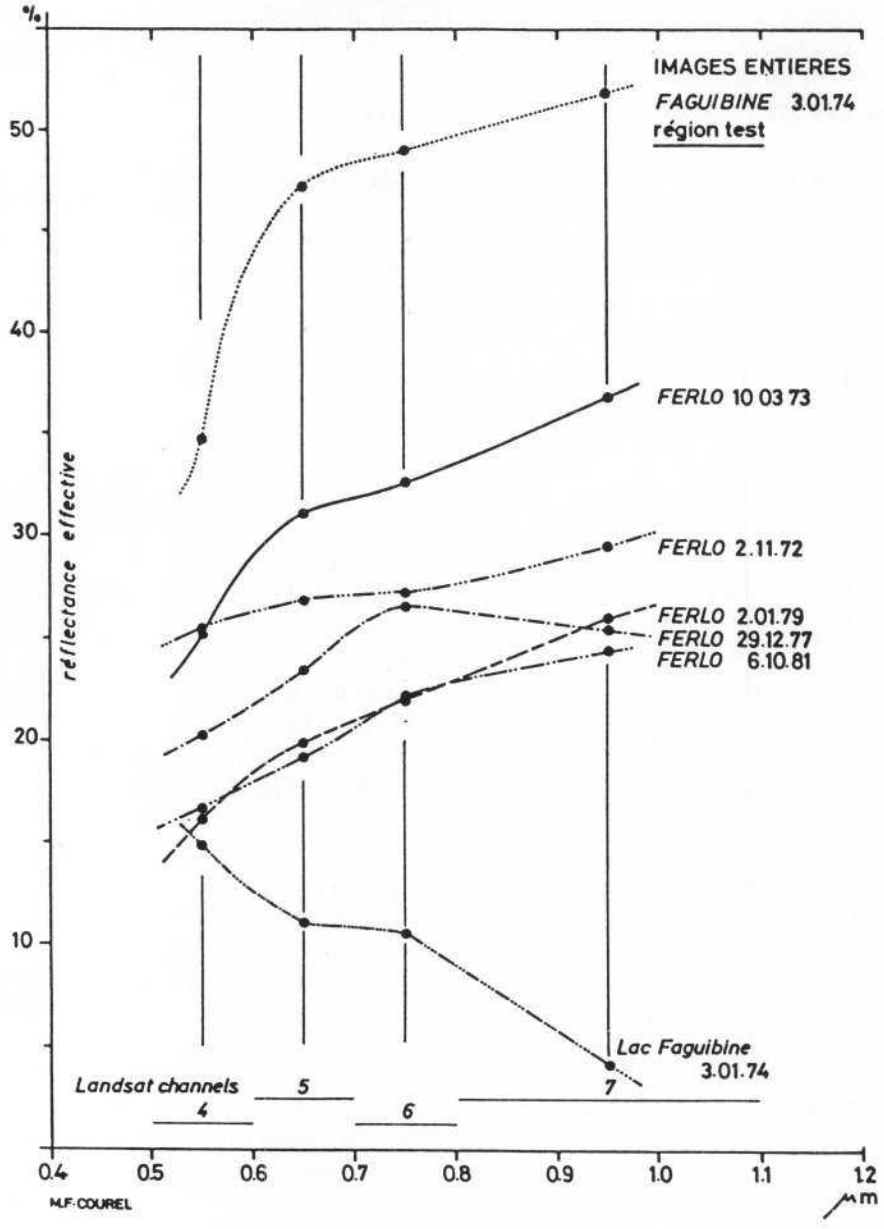
En conclusion, sur l'ensemble des trois régions, le maximum est atteint pendant la saison sèche 1972-73, où l'albédo avoisine les 30 % dans le Ferlo et l'Oudalan, et dépasse 25 % dans le Gondo.

En saison sèche 1978-1979, on constate une diminution nette de l'albédo sur toutes les régions par rapport à 1972-73 :

- 21 % sur le Ferlo, au lieu de 30 % ;
- 18 % sur le Gondo, au lieu de 25 % ;
- 24 % sur l'Oudalan, au lieu de 30 % (valeur extraite de l'image Météosat du 29 Janvier 1979 à partir de la carte d'albédo dressée par R. KANDEL).

FIG.150 VARIATIONS de l'ALBEDO Landsat dans le FERLO (*SENEGAL*) de 1972 à 1981

VARIATIONS of the ALBEDO Landsat in the FERLO region (*SENEGAL*) from 1972 to 1981

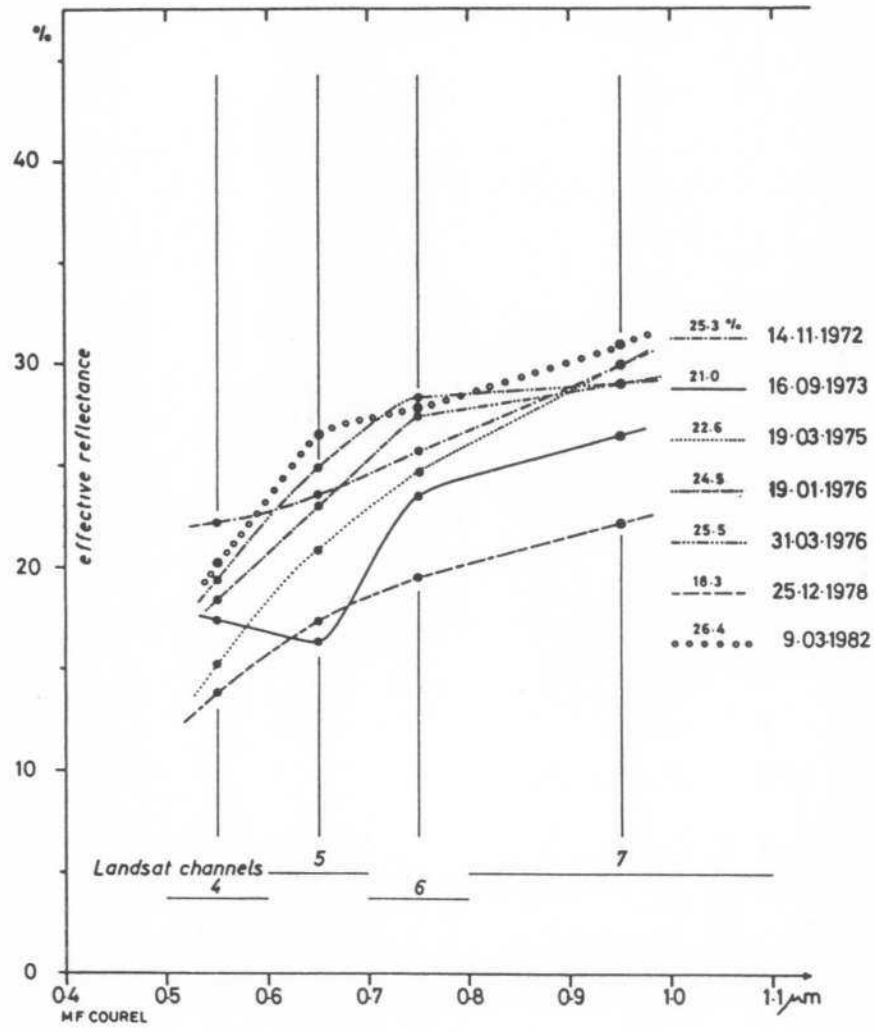


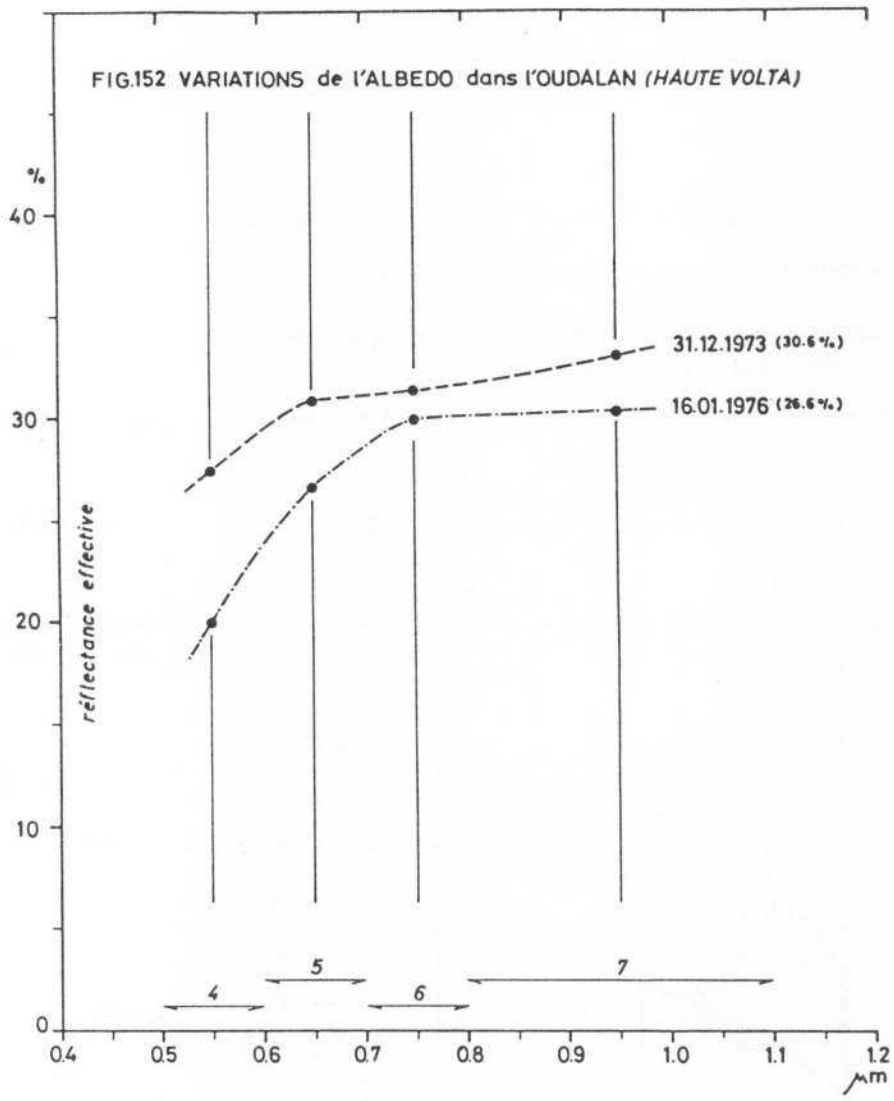
Le changement relatif de ces trois régions montre une baisse de 40 à 60 % (fig. n° 146).

La remontée brutale dans le Gondo en Mars 1982 (valeurs supérieures à 26 %) met fin, semble-t-il, à l'amélioration constatée en 1979.

FIG.151 VARIATIONS de l'ALBEDO Landsat dans le GONDO (*MALI*)

VARIATIONS of the ALBEDO Landsat in the GONDO region (*MALI*)
from 1972 to 1982



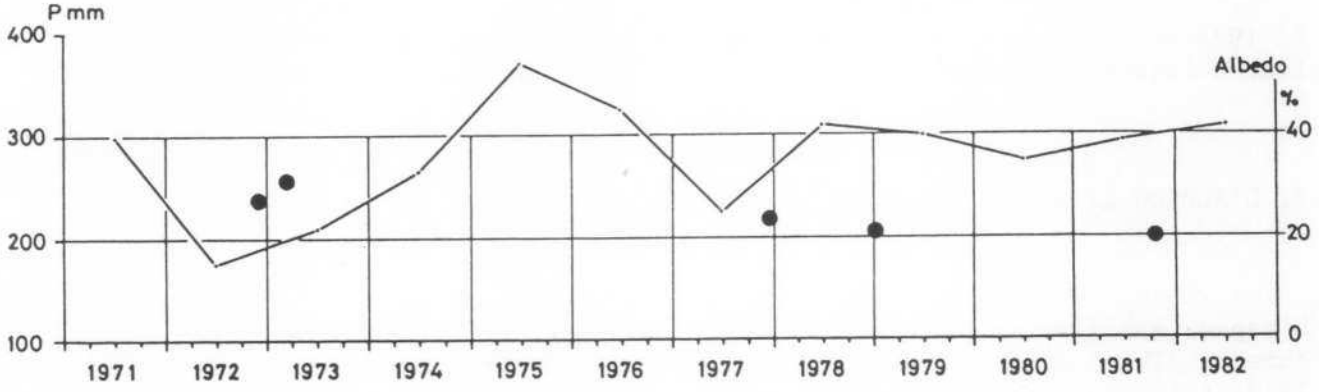


6. L'ALBEDO ET LA PLUVIOMETRIE DANS LE SAHEL

Dans les trois régions, les fortes valeurs d'albédo atteintes en 1972-1973 coïncident avec les importants déficits pluviométriques observés sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Fig. n° 153 et 154.

	Pluviométrie moyenne	Déficit	Albédo
Ferlo	175 mm	50 %	30 %
Gondo	430 mm	20 %	25 %
Oudalan	370 mm	20 %	30 %

FIG.153 -Variations interannuelles des précipitations(—·—) et de l'albedo(•) dans le FERLO



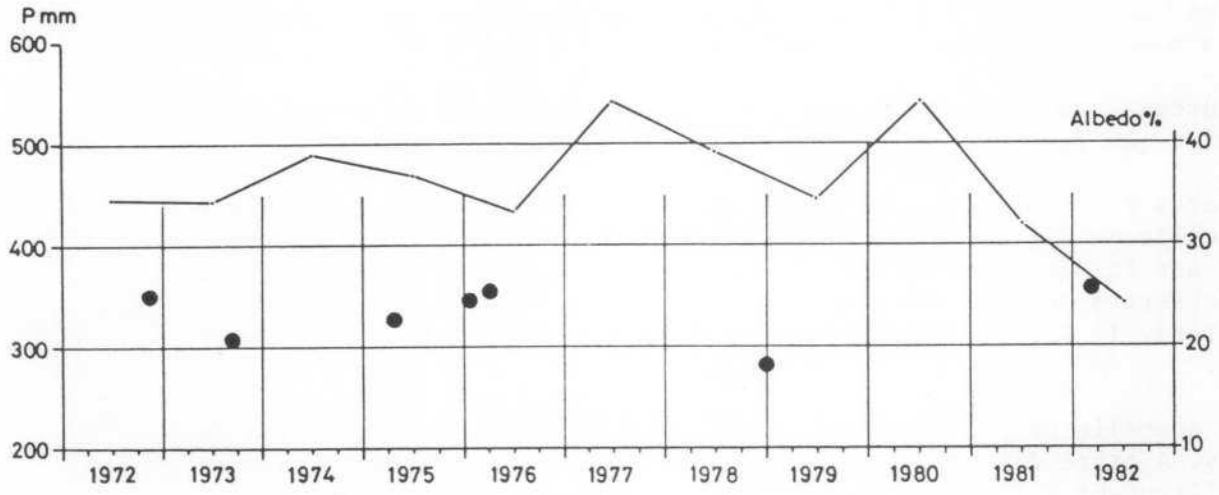


FIG.154 Variations interannuelles des précipitations(—·—) et de l'albedo(∘) dans le GONDO

Dans le Gondo, les fortes valeurs de 1976 sont consécutives au déficit pluviométrique de 1975 (12 %) aggravé par une très mauvaise distribution des pluies.

La remontée de 1982 fait suite à l'important déficit de la saison des pluies 1981 (22 %), alors que la diminution observée en 1978 survient après deux années de pluviométrie quasi normale en 1977 et 1978.

En 1974 et 1975, on note une amélioration des précipitations sur l'Oudalan, à laquelle succède une diminution sensible de l'albédo en 1976.

7. L'ALBEDO ET LA DISTRIBUTION DES PLUIES

L'espace sahélien se présente comme une mosaïque de surfaces ayant chacune un albédo différent et souvent contrasté. On peut se demander si la distribution spatiale des pluies est induite par cette mosaïque et si telle surface est plus apte qu'une autre à déclencher les processus pluviogéniques.

Les surfaces noires laissées par les feux interviennent-elles dans les processus thermo-convectifs provoquant le déclenchement de certaines pluies ? Les Sahéliens connaissent bien les pluies orageuses qui surviennent au-dessus des brûlis en période de "pré-hivernage", dès lors que la masse d'air humide est présente.

Les surfaces cuirassées, de couleur sombre, peuvent-elles avoir le même effet que les traces des feux sur le déclenchement des pluies ?

De toutes les stations sahéliennes que nous avons étudiées, il en est une, celle de Niamey, où la variabilité interannuelle des précipitations est faible et où le déficit moyen (1) est le moins important de ceux observés dans les autres stations depuis 1968 (9,65 % contre 22 % pour Tera, 19 % pour Gorom-Gorom, 22 % pour Diourbel, 33 % pour Dakar, etc.).

Cette anomalie ne peut être attribuée à la topographie dans le cas de Niamey. A titre d'hypothèse, nous pensons que les surfaces cuirassées qui s'étendent à l'est de Niamey jusqu'au Dallol Dosso, sur plus de 50 km, peuvent jouer un rôle important. Au moment du passage des lignes de grains d'est, l'air des basses couches peut, en effet, se réchauffer au contact d'un substratum "chaud" et relativement étendu.

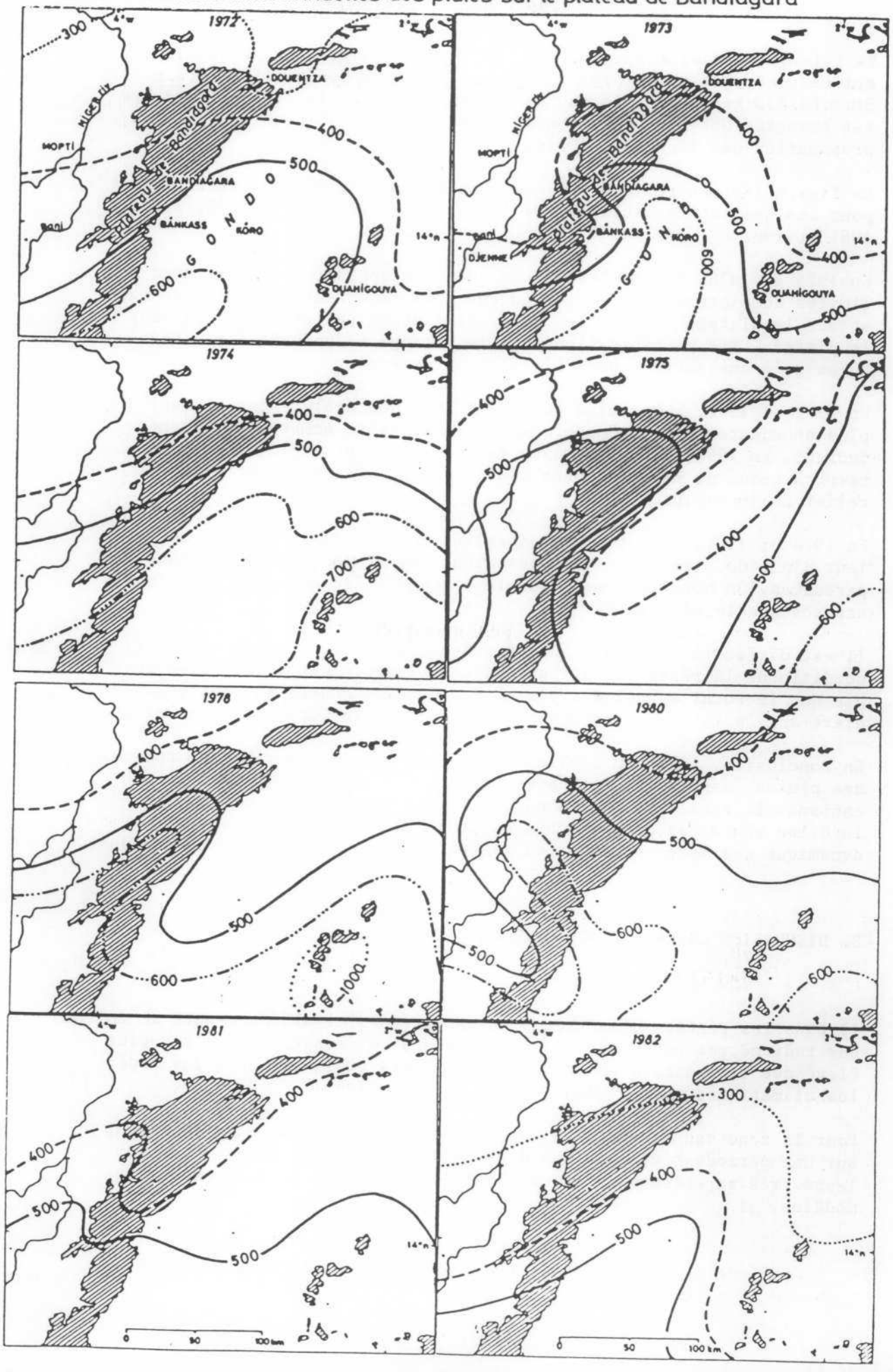
L'albédo et la topographie peuvent-ils expliquer la variabilité spatiale et temporelle des pluies ?

Pour tenter d'apporter une réponse à cette autre question, nous prendrons comme exemple le secteur test incluant d'est en ouest le Yatenga (NW de la Haute-Volta), le Gondo sableux et le plateau de Bandiagara, au Mali, entre les parallèles 14° et 15°N.

---

(1) Déficit moyen : rapport de la moyenne de la période 1968-1983 à la moyenne générale 1905-1983.

FIG.155 Variations interannuelles des pluies sur le plateau de Bandiagara



Le Yatenga partiellement cuirassé et le plateau gréseux de Bandiagara ont un albédo beaucoup plus faible que celui du Gondo (15 à 18 % contre 30 à 35 %). Enfin, le plateau de Bandiagara, dont la falaise bordière est orientée NNE-SSW constitue un obstacle non négligeable face à la propagation des lignes de grains d'est.

La fig. n°155 montre le tracé des isohyètes au-dessus de cette région pour les huit années suivantes : 1972, 1973, 1974, 1975, 1978, 1980, 1981 et 1982.

En 1975 et 1978, l'isohyète 500 mm coïncide approximativement avec les limites du plateau. Les pluies furent plus importantes sur le Yatenga et sur le plateau que sur le Gondo. Si l'effet relief a pu jouer sur le plateau, les précipitations sur le Yatenga ne peuvent être attribuées qu'à une autre cause, l'albédo par exemple.

En 1972 et 1982, les pluies furent, à latitude égale, sensiblement plus abondantes sur le Gondo que sur les régions sombres qui l'encadrent. En 1982, l'albédo moyen sur le Gondo est de 17 points supérieur à celui du plateau. Dans ces deux cas, il semble que l'effet relief ne joue plus.

En 1974 et 1981, années pour lesquelles nous ne disposons pas de valeur d'albédo, les isohyètes présentent des tracés normaux et non perturbés. On note seulement que le Yatenga et le Gondo furent mieux arrosés que le plateau.

Il est difficile de dire lequel des deux facteurs, albédo ou relief, conditionne la répartition spatiale des pluies, mais il est remarquable que le total annuel des pluies a été, cinq années sur huit, plus élevé sur le Yatenga (surface sombre) que sur le Gondo (surface claire).

En conclusion, l'albédo semble intervenir dans la distribution spatiale des pluies, sans qu'il soit possible actuellement de préciser le mécanisme. Il serait pour cela nécessaire de faire des recherches sur le bilan thermique de ces surfaces et d'étudier le comportement thermodynamique des basses couches de la troposphère sur des surfaces connues.

8. DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS

1) Dans les régions désertiques et sahéliennes, l'albédo mesuré au sol ou par radiomètres embarqués (à bord d'avions ou de satellites) est plus élevé que les valeurs théoriques jusqu'alors utilisées dans les modèles climatiques pour l'étude du bilan énergétique.

Pour la zone sahélienne, les valeurs mesurées par Landsat et Météosat sur une période s'étalant sur dix ans, varient entre 20 et 30 %. Valeurs très supérieures à la valeur moyenne de 14 % utilisée dans les modèles.

Pour le Sahara, l'albédo théorique de 35 % passe à des valeurs mesurées oscillant entre 40 et 50 %.

Remarque

Il semble que les valeurs utilisées jusqu'à présent correspondent aux valeurs de réflectance dans la bande visible du spectre solaire, et non aux valeurs pondérées sur la totalité du spectre, incluant la réflectance dans le proche infrarouge.

Si les valeurs avancées dans cette étude et confirmées par celles d'autres auteurs (chapitre 9, § 3) sont reconnues, la différence du bilan radiatif entre l'OCEAN et le CONTINENT se trouve largement accrue. Il reste à déterminer précisément la conséquence d'une telle modification sur la circulation générale de l'atmosphère. S.I. RASOOL (1984).

2) Les valeurs d'albédo données par Météosat ne montrent pas de variations saisonnières significatives sur le Sahel. Précisons que nous ne disposions pas de données Landsat pour les mois des différentes saisons des pluies pour vérifier ce phénomène. La seule image Landsat de saison humide est celle de 1973. Elle donne effectivement une valeur d'albédo peu différente de celles de saison sèche (Image Gondo du 16 Septembre 1973).

En raison de la largeur de sa bande spectrale (0,4 à 1,1 µm), le canal visible Météosat ne permet pas la discrimination spectrale entre le visible et le proche infrarouge.

Avec Landsat, la discrimination est possible et plus qu'à la valeur d'albédo (relativement élevée pour une végétation verte), c'est à la signature spectrale que l'on reconnaîtra la phase d'activité chlorophyllienne de la couverture végétale. Il sera plus facile de repérer la variation saisonnière en utilisant seulement les bandes du visible pour lesquelles les différences de réponses entre une végétation sèche et une végétation verte sont nettes.

Dans le cas de Météosat, pour lequel la réponse est globale, les valeurs dans le visible sont estompées par celles du proche infrarouge au niveau de l'albédo total.

Ceci pourrait expliquer le fait que l'albédo change peu sur le Sahel, quelle que soit la saison considérée. La seule variation importante observée sur le delta correspond à l'inondation annuelle (fig. n° 65). Les valeurs basses de l'eau, associées à la réponse d'une végétation aquatique, contribuent à faire diminuer nettement l'albédo dans ce secteur au mois de Novembre (fig. n° 156 et 157).

3) La diminution effective observée sur le Sahel entre 1973 et 1979, à partir des données des trois satellites ATS 3, Landsat et Météosat d'une part, la variabilité temporelle observée sur un même secteur, qui se tra-

FIG 156 ISOLIGNES d'ALBEDO sur l'AFRIQUE SAHARO SAHELIENNE de l'OUEST
d'après les données METEOSAT (*R. KANDEL 1983*) *NOVEMBRE 1979*

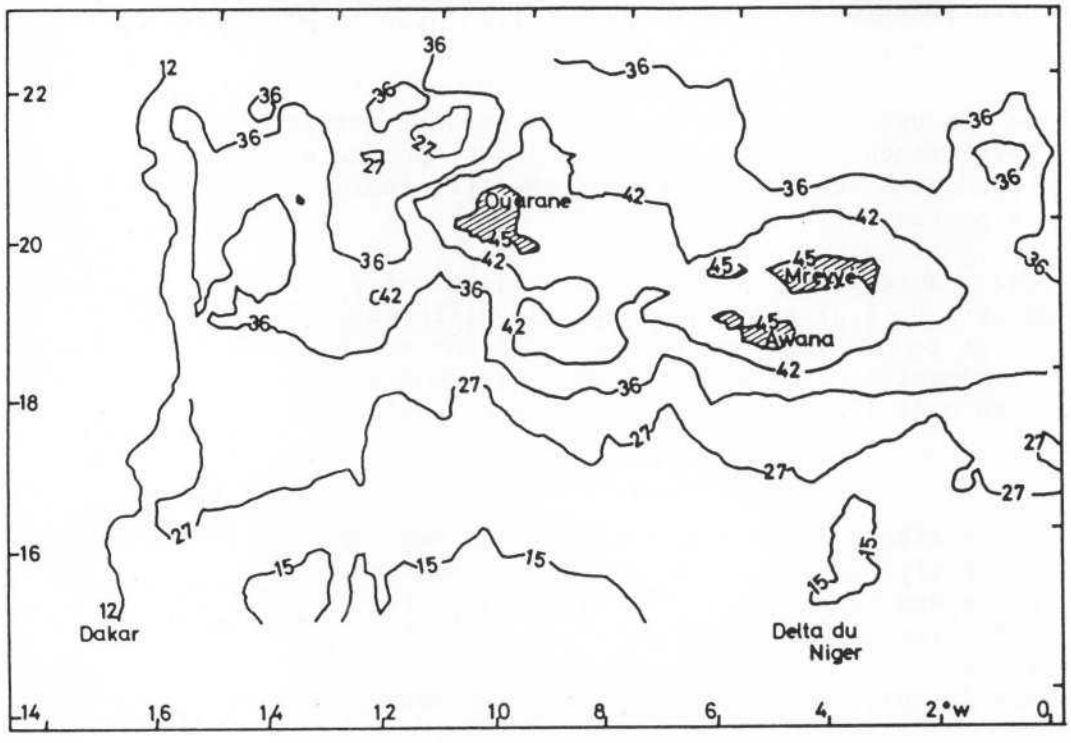
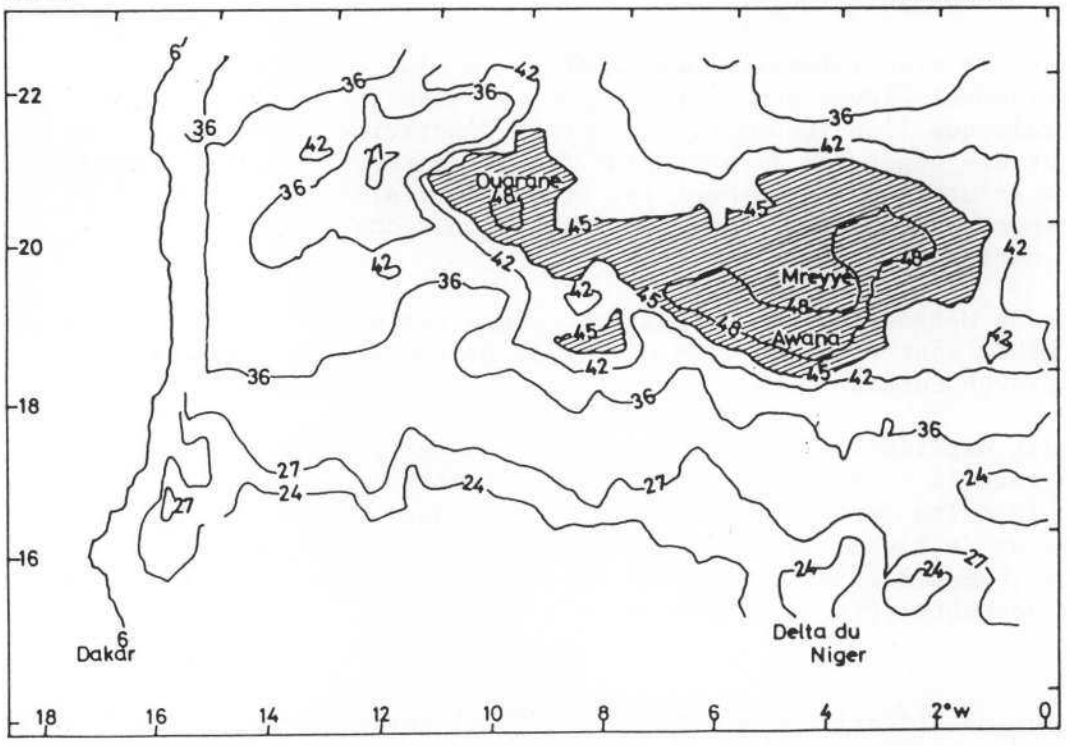


FIG 157 *AVRIL 1979*



duit par des changements de l'albédo (Gondo, 1976) à l'intérieur de cette même période d'autre part, sont en contradiction avec le mécanisme de rétroaction biogéophysique de J. CHARNEY. *Ces phénomènes semblent montrer que les valeurs maximales observées en 1972-73 n'impliquent pas l'irréversibilité du processus.*

Les diminutions de l'albédo dans les régions étudiées suivent de près une amélioration quantitative ou qualitative de la pluviométrie. Les valeurs fortes d'albédo sont consécutives soit à un déficit important des pluies, soit à une mauvaise distribution de celles-ci, dont dépend l'état de la couverture végétale.

Il ne semble pas, si l'on en juge par les très importants déficits pluviométriques observés en 1982 et 1983, que la diminution de l'albédo constatée entre 1973 et 1979 ait entraîné un retour à la normale des pluies, comme on aurait pu s'y attendre.

Mais il est vraisemblable que l'albédo à l'échelle locale intervient dans les processus thermodynamiques qui sont à l'origine des pluies, dès lors que la mousson est normalement chargée en humidité.

Concernant l'effet éventuel d'une diminution d'albédo sur la pluviométrie, il serait nécessaire d'introduire dans un modèle de circulation générale les valeurs mesurées d'albédo obtenues à partir des données satellite (1).

---

(1) L'utilisation de nos données dans le modèle de circulation générale de l'atmosphère du laboratoire de Météorologie dynamique de l'ENS était prévue dans le cadre de l'étude Sahel dirigée par le professeur I. RASOOL, mais l'expérience n'a pas été réalisée à ce jour.

CHAPITRE 10

EVOLUTION DES PAYSAGES VEGETAUX

Les relations entre les variations de l'albédo et le comportement de la couverture végétale permettent de suivre à partir des réponses albédo l'évolution des différentes unités terrain que nous avons décrites dans la deuxième partie. Dans ce chapitre, nous analyserons l'évolution récente du couvert végétal dans les quatre régions témoins.

1. PRINCIPES ET METHODES D'IDENTIFICATION DES UNITES VEGETALES

Sur l'ensemble des quatre régions, 19 scènes Landsat sur 24 ont été analysées. Elles ont été sélectionnées en fonction des disponibilités, de la qualité des données et de l'état atmosphérique présumé. Plusieurs images ont été éliminées en raison de la présence trop importante de nuages ou de poussières, ou en raison de la mauvaise qualité de l'enregistrement dans l'un ou l'autre des canaux.

Si Landsat permet d'obtenir de façon répétitive des images d'une même région, il est extrêmement difficile d'obtenir pour des régions différentes des enregistrements relatifs aux mêmes mois de la même année. Il nous a donc été impossible d'apprécier simultanément l'état de la couverture végétale dans les quatre régions étudiées. Ce fait, extrêmement contraignant, complique le travail d'interprétation et lui ôte une grande part de précision. En ce qui concerne "l'histoire" de l'albédo, elle a pu être établie grâce aux compléments d'information déduits des données de Météosat et d'ATS 3.

Pour la couverture végétale, nous avons pu suivre son évolution par secteur, mais il nous a été difficile de faire des comparaisons précises de région à région.

11. Relations avec les données sol

Chaque espace géographique couvert par les images Landsat a été reconnu sur le terrain lors de trois missions effectuées aux périodes suivantes (1) :

---

(1) Ces différentes missions ont pu être effectuées grâce au support du Club du Sahel qui en a assuré le financement dans le cadre du projet Sahel.

- Ferlo, Février 1981,
- Faguibine, Gondo, Mars 1982,
- Oudalan, Mars 1983.

L'étude de détail de secteurs représentatifs du milieu a été effectuée pour chacune des régions.

Les unités, repérées sur le terrain et dans l'image, ont donné lieu à différentes mesures tant en laboratoire qu'au sol, qui ont permis de les définir du point de vue physionomique, physiologique et spectral. Ces unités, caractéristiques des principaux éléments constitutifs des milieux sahéliens, une fois définies, ont fait l'objet d'une classification dans l'image Landsat.

12. Classification

La classification s'est faite par itération entre l'unité terrain connue et repérée et les valeurs d'albédo et de réflectance effective qui lui sont associées.

Ces classes, définies par leur composition de surface et leur réponse albédo pour un état donné sont les suivantes :

- les groupements d'arbres denses à feuilles vertes qui seuls, donnent une réponse sensible dans la bande chlorophylle du canal MSS 5 ;
- les prairies ripicoles ou aquatiques, ainsi que la végétation cultivée dans sa période d'activité chlorophyllienne ;
- la steppe arbustive plus ou moins dense ;
- le tapis herbacé continu ;
- le tapis herbacé discontinu ou sol dénudé ;
- le sol totalement nu.

Ces différentes classes localisées avec précision à l'intérieur des bio-unités, ont pu être suivies dans le temps à travers leur réponse albédo.

Après ajustement géométrique des images, il a été possible de repérer les modifications intervenues et d'évaluer les changements quantitatifs dans les milieux et dans les bio-unités les constituant.

Grâce à la capacité de traitement et à l'espace sur disque qui nous a été alloué par le Centre Scientifique IBM France, nous avons pu non seulement effectuer les transformations de chaque image Landsat en image albédo, mais aussi étendre la classification à la totalité des images étudiées.

C'est ainsi qu'il a été possible de suivre l'évolution des états de surface tant à l'échelle de la région couverte par l'image (180 km x 180 km), c'est-à-dire à l'échelle du ou des milieux qu'à l'échelle locale des

bio-unités.

Cette méthode nous a permis de constater que le ou les changements observés sur certains secteurs échantillons n'étaient pas forcément symptomatiques de l'évolution globale de la région couverte par la série.

Autrement dit, un secteur peut être dégradé sans que les secteurs voisins le soient.

2. LE FERLO

21. Situation

Comme nous l'avons vu au chapitre 4, § 21, le Ferlo est situé au NE du Sénégal, limité au nord par la vallée du fleuve Sénégal, à l'ouest et au sud par la vallée fossile du Ferlo.

Son climat et sa végétation sont typiquement sahéliens. Cette région reçoit 250 mm au nord, et 500 mm au sud. Le Ferlo connaît depuis 1968 un déficit pluviométrique persistant comme le montre la figure n°63 , sur laquelle sont portés les isohyètes 300 et 500 mm relatifs aux périodes 1930-1960 et 1968-1979 ; la migration vers le sud des isohyètes est de l'ordre de 50 à 80 km.

22. Méthode

L'étude de détail a porté sur un secteur de 80 km x 80 km, comportant environ 640 000 pixels. Ce secteur inclut les bio-unités relatives aux différents milieux représentés dans l'image entière.

La position géographique des secteurs échantillons est rendue possible grace à des repères fixes (forages, villages, vendou). Sur le terrain, nous avons repéré quatre groupements végétaux définis tant du point de vue physionomique que physiologique, et dont les limites étaient nettes sur l'image Landsat du 2 Janvier 1979. Il s'agit des unités suivantes :

- groupements d'arbres denses,
- steppe arborée et arbustive,
- tapis herbacé discontinu,
- sol totalement nu.

Chacun de ces groupements a été défini par sa réponse spectrale et sa valeur d'albédo. Nous avons pu isoler ainsi sans ambiguité les secteurs correspondant à la réponse spectrale des arbres denses qui, seuls, montrent une sensibilité (même légère) dans le canal MSS 5 entré sur la bande d'absorption chlorophylle et les secteurs correspondant aux sur-

faces totalement nues dont les caractéristiques spectrales ont été définies.

L'analyse des réponses nous a permis d'individualiser dans le groupement steppe arborée et arbustive, deux sous-groupes en fonction de la densité relative des ligneux : l'un caractérisé par une densité importante d'arbustes et l'autre où la steppe prédomine largement sur les ligneux.

A partir de cette caractérisation spectrale des groupements, nous avons pu classer les surfaces couvertes de la région étudiée en affectant une couleur arbitraire à chaque classe prédéterminée (image 1) (1).

- En bleu, l'unité arbres denses (DT) : arbres à frondaisons jointives (image 3).

- En vert, l'unité (TH) steppe herbacée avec association d'arbres et d'arbustes en peuplement relativement dense (image 4).

- En rouge, l'unité (HT) est une association fermée d'herbes parsemées d'arbres et d'arbustes (dominante herbe) (image 5).

- En bleu clair, l'unité (DS), sols dénudés correspond à des surfaces portant des lambeaux ou des plages de steppe non jointives (image 6).

- En jaune, l'unité (BS), sols nus, sans trace de végétation, correspond aux secteurs dégradés par l'érosion, le ruissellement ou la déflation (image 7).

A partir de ces unités témoins, localisées spatialement et repérées après recadrage géographique sur les images 1972, 1973 et 1977, nous avons pu évaluer les modifications de surface intervenues dans le temps.

Nous nous limiterons à l'analyse détaillée des années 1973 et 1979, illustrée par l'image 1 pour 1979, et l'image 2 pour 1973.

Changements des surfaces

	1973	1979
Arbres denses (DT)	1,3 %	2,5 %
Steppe arbustive (TH)	6,9 %	16,6 %
Steppe arbustive (HT)	49,8 %	44,8 %
Sol dénudé (DS)	32,7 %	33,2 %
Sol nu (BS)	9,1 %	1,4 %

DT : Dense tree, TH : Trees-herbaceous steppe, HT : herbaceous steppe with trees, DS : Denuded soils, BS : Bare soils

(1) Cette partie ayant fait l'objet d'une publication partielle en anglais, nous l'illustrons par les planches couleur qui ont été effectuées à cette occasion. Ce qui explique les identifications et commentaires des images rédigés en anglais.

Nous constatons en 1979, et par rapport à 1973, la nette amélioration de l'ensemble de la couverture végétale, la diminution très nette de près de 7 % des sols nus (BS) et le maintien de la superficie des sols dénudés.

En 1979, on note une amélioration de la classe arbres denses (DT) et une très nette amélioration de la classe steppe arbustive à dominante arbustes (TH), tandis que la classe correspondant à la steppe arbustive à dominante herbe (HT) reste stable.

En 1979, la végétation est plus couvrante mais il est nécessaire de préciser que l'accroissement de la classe des ligneux n'est pas consécutif à l'augmentation des arbres et des arbustes, mais à l'amélioration de leur état physiologique induisant une meilleure réponse spectrale. En 1973, une des conséquences de la sécheresse fut en effet la réduction considérable de la feuillaison. En 1979, par contre, la feuillaison fut normale et les frondaisons des ligneux plus épaisses.

23. Analyse des changements dans les bio-unités

De façon à mieux préciser ces phénomènes, nous avons isolé et étudié le comportement dans le temps de quatre bio-unités.

La fig. n° 158 montre l'évolution des réponses spectrales de la région entière et de ces quatre bio-unités.

. Première bio-unité (images 8 et 9)

Elle définit les secteurs à recouvrement sableux épais (bande dunaire) portant une steppe fermée arbustive avec groupement d'arbres et d'arbustes dans les dépressions intradunaires (cf chapitre 4, § 21).

Cette bio-unité constituée en cette saison d'herbes dont la réflectance est très élevée (cf chapitre 8, § 13) apparaît paradoxalement comme l'unité la plus absorbante. Ce phénomène, comme nous l'avons vu, s'explique par l'ombre portée de pailles verticales qui contribue à faire de ces espaces les secteurs apparaissant les plus sombres sur les images Landsat.

L'évolution des unités composant la bio-unité dune est la suivante :

	1973	1979
Arbres denses	9,6 %	0,005 %
Steppe arbustive (TH)	36,9 %	12,16 %
Steppe arbustive (HT)	51,06 %	71,59 %
Sol dénudé (DS)	1,8 %	16,25 %
Sol nu (BS)	0,02 %	0 %

picture 3

dense tree zone (DT)

picture 4

closed association of trees and shrubs
within a herbaceous steppe (TH)

picture 5

closed association of herbaceous
within shrubs (HT)

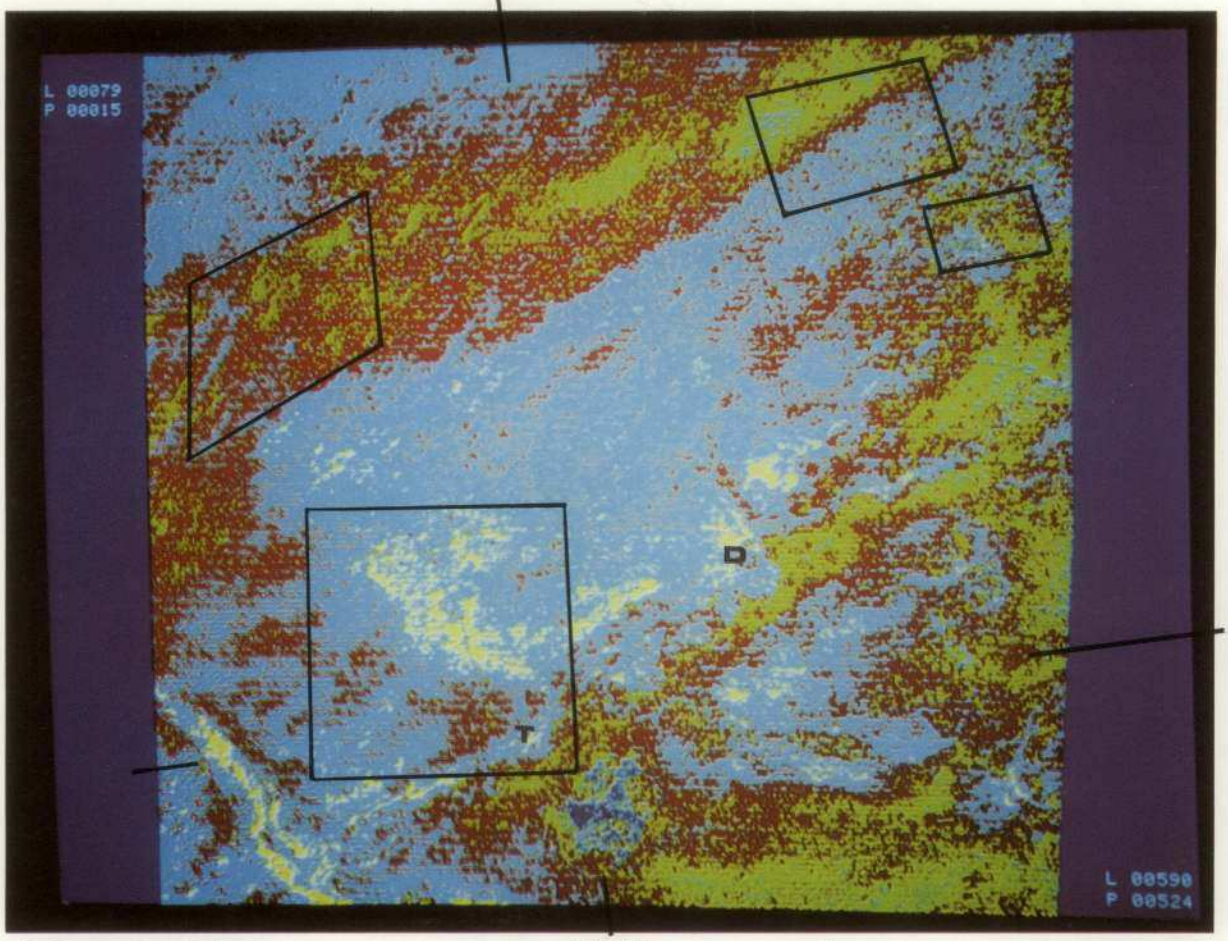
picture 6

denuded soil with
scattered patches of grass (DS)

picture 7

bare soil (BS)

TIME VARIATIONS IN THE SURFACE CHARACTERISTICS



15°30 N

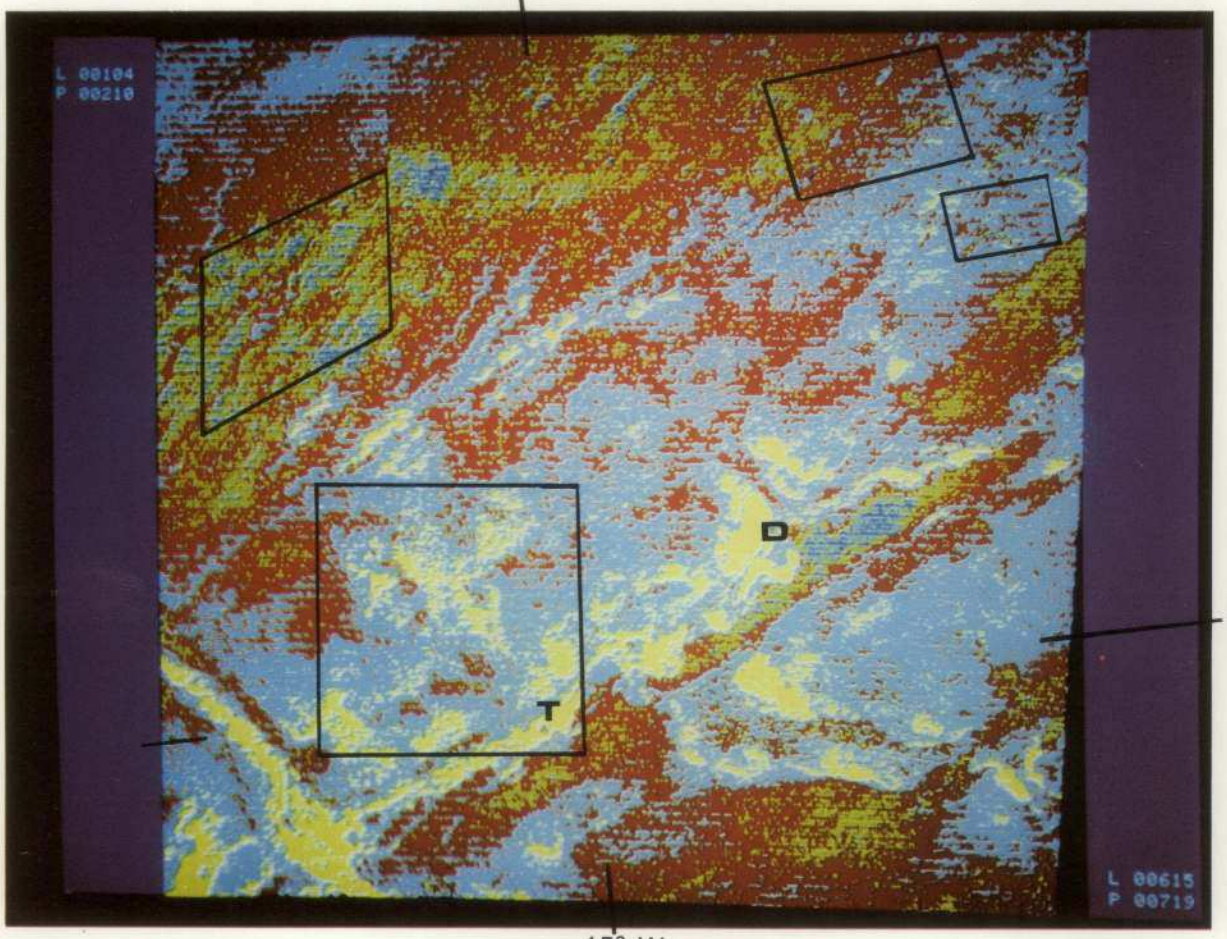
15° W

0 15 km

picture 1 - 1979

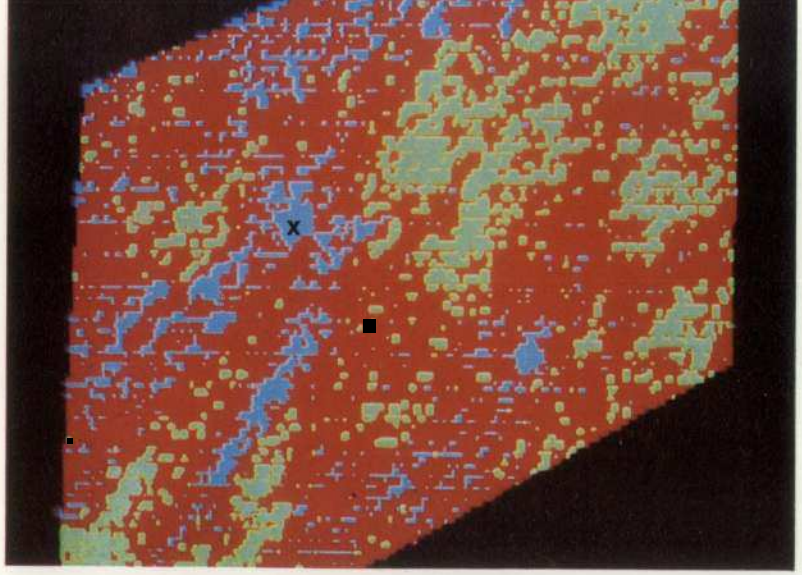
PARTIAL AREA

picture 2 - 1973

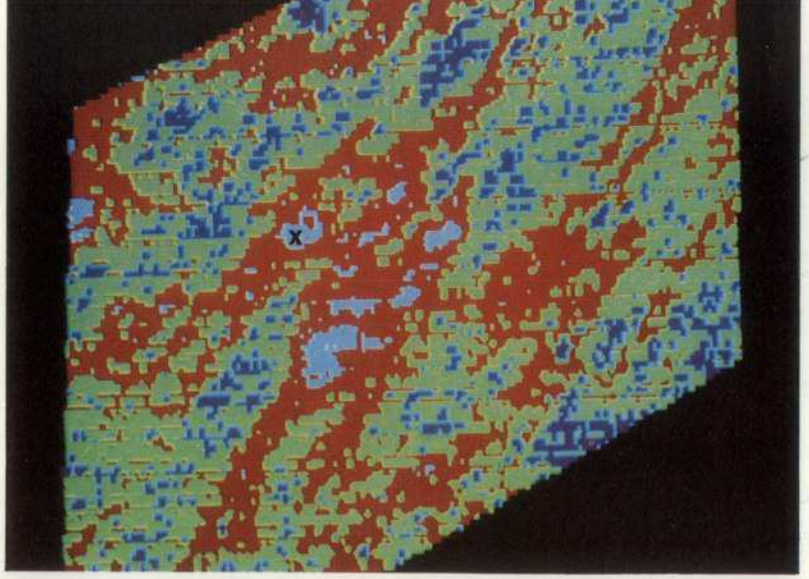


15°30 N

15° W

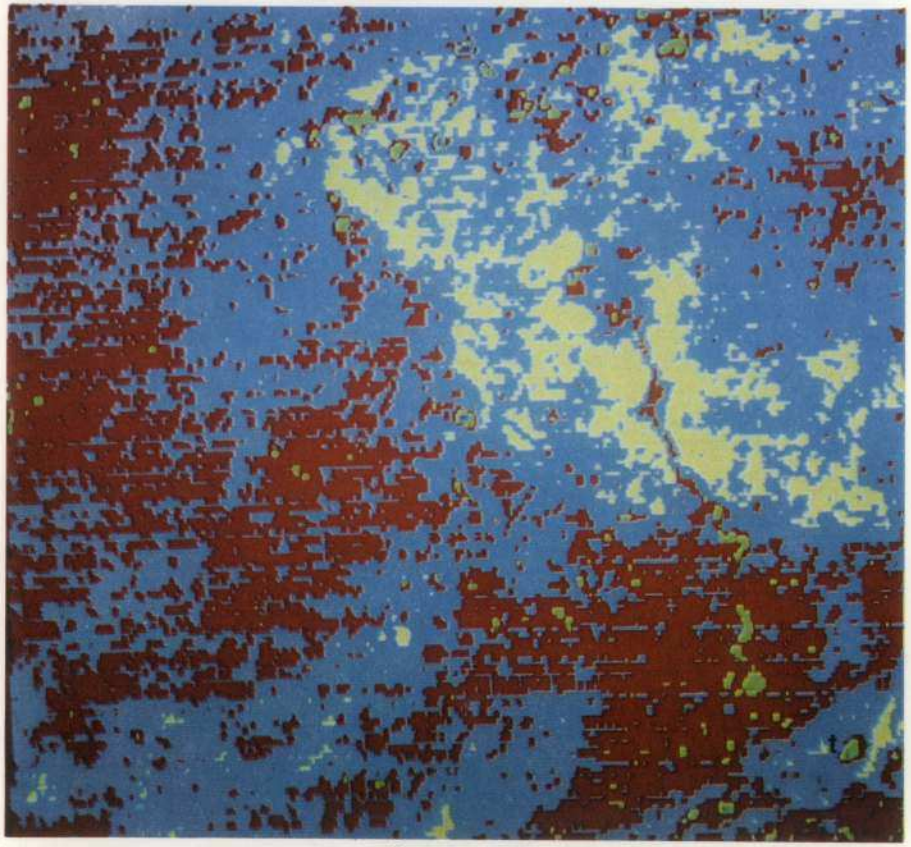


BIO-UNIT 1

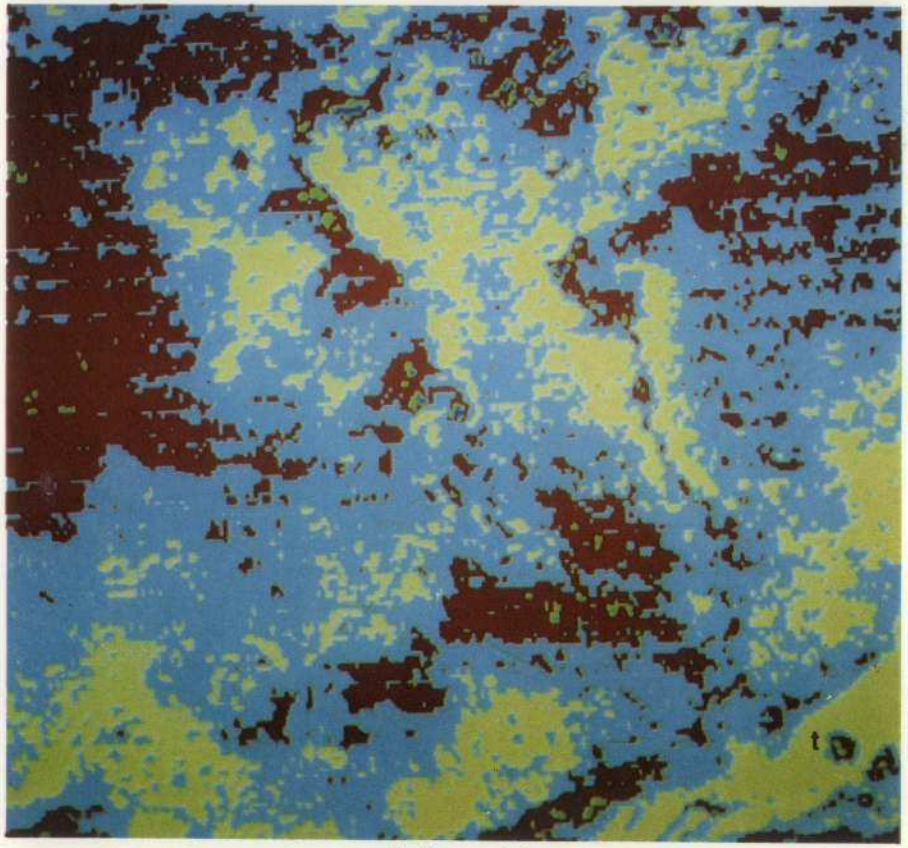


1979

1973



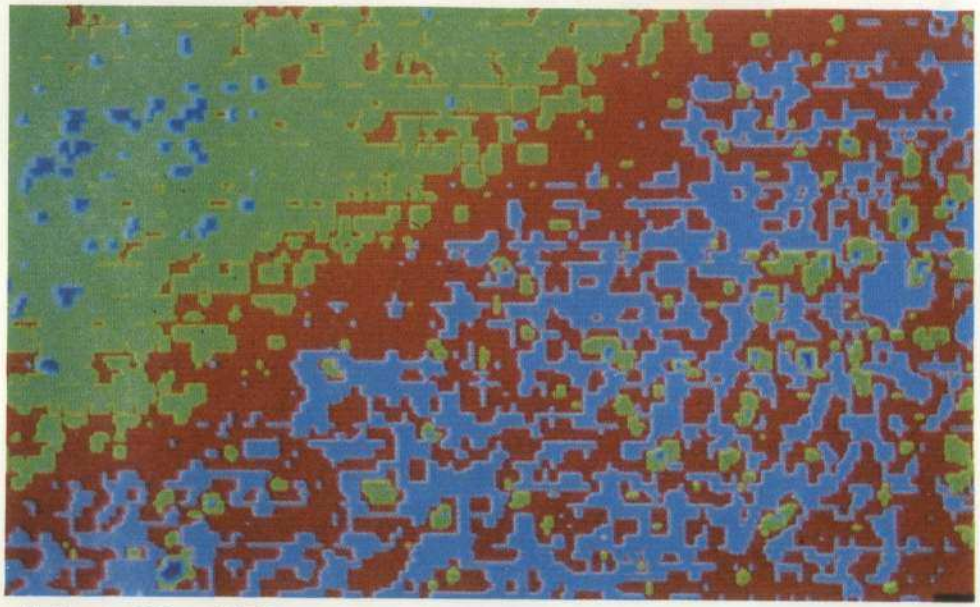
BIO-UNIT 2



t : tiongo

picture 10

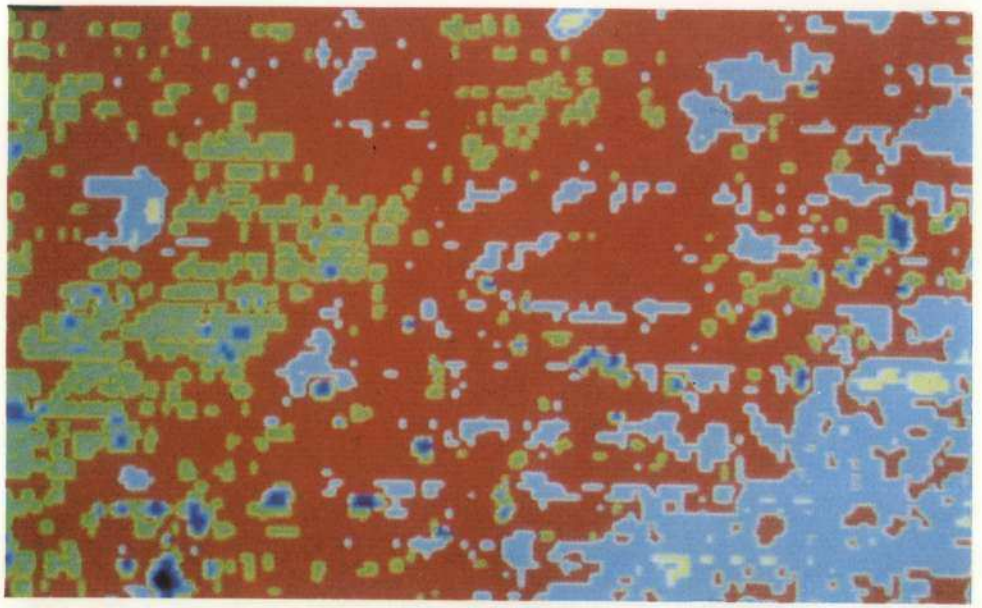
picture 11



picture 12 - 1979

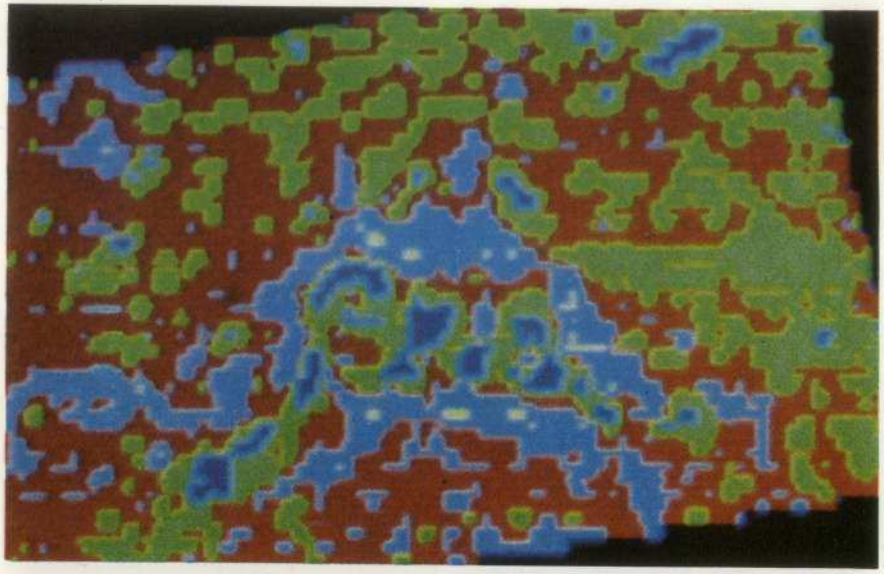
k : kadar

BIO-UNIT 3



k : kadar

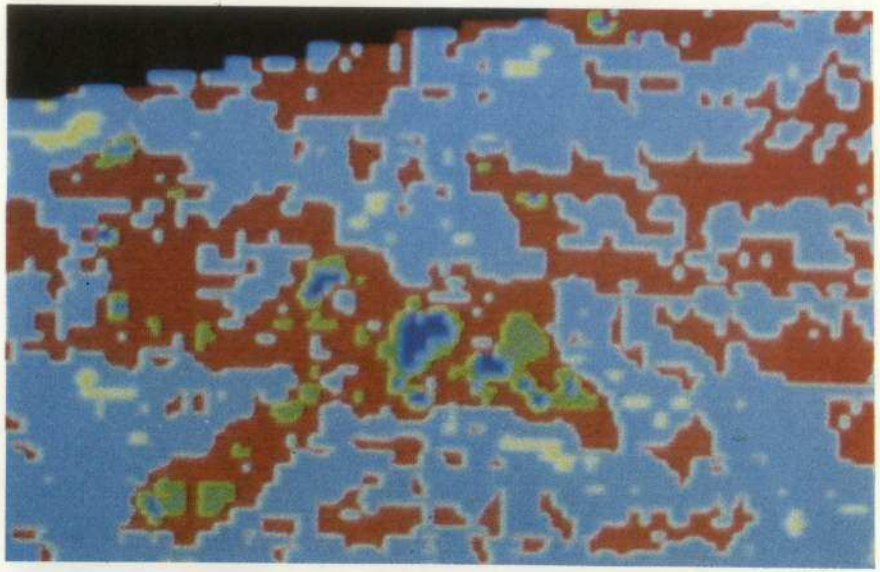
picture 13 - 1973



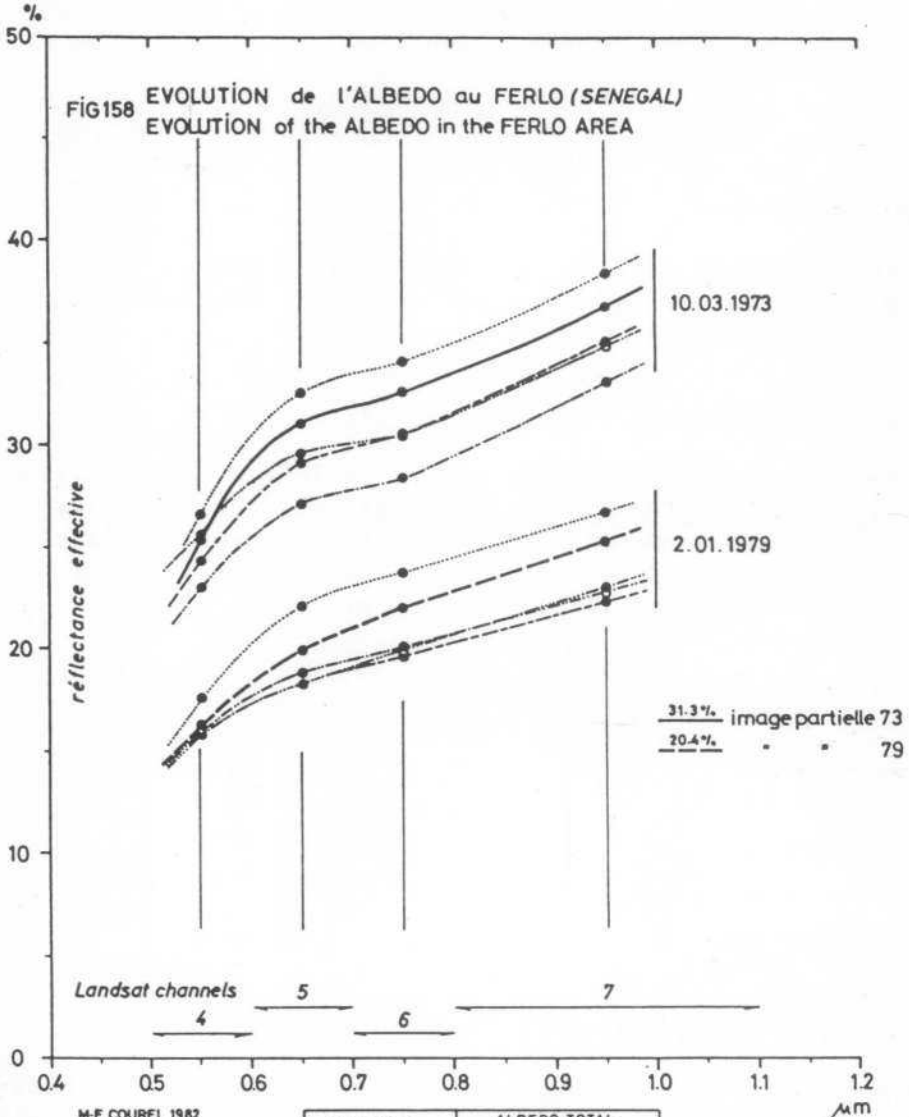
picture 14 - 1979

BIO-UNIT 4

n : nafa



picture 15 - 1973



BIO UNITE	ALBEDO TOTAL 1973	1979	
N°1 —·—·—	28.3 %	19.5 %	DUNE
N°2 ·····	33.0	22.6	INTERDUNE
N°3 — — —	30.1	19.2	KADAR
N°4 ···—···	30.5	19.4	NAFA

Nous constatons en 1979 une disparition quasi totale de la classe arbres denses et une nette diminution de la classe steppe arborée (TH) au profit de la classe steppe à dominante herbacée (HT). Ceci correspond à une mortalité importante des arbres dans le milieu dunaire, essentiellement en sommet de dune. Phénomène que l'on peut constater aisément sur le terrain.

On note une augmentation des sols dénudés ou à couverture discontinue, due vraisemblablement aux multiples passages des troupeaux s'abreuvant au forage proche de Loumbi Dek-Do.

Au total, cette bio-unité est marquée par une *dégradation qualitative importante* qui se traduit par l'extension des surfaces dénudées et la disparition des arbres en sommet de dune.

. Deuxième bio-unité (inter-dune) (images 10 et 11)

Située dans l'espace interdunaire à recouvrement sableux ou sablo-argileux pelliculaire, elle porte une steppe arbustive très ouverte ; les petites cuvettes argileuses (vendou) sont auréolées d'arbres et d'arbustes (cf chapitre 4, § 21). C'est la bio-unité la plus réflectante du secteur avec un albédo total supérieur à 33 % en 1973.

	1973	1979
Arbres denses (DT)	0,27 %	0,06 %
Steppe arbustive (TH)	0,72 %	0,9 %
Steppe arbustive (HT)	24,5 %	27,09 %
Sols dénudés (SD)	53,6 %	61,72 %
Sols nus (BS)	20,8 %	10,18 %

Dans cette bio-unité, la classe prédominante est celle des sols partiellement couverts par une steppe squelettique (SD). L'évolution entre 1973 et 1979 est marquée essentiellement par deux phénomènes :

- une réduction sensible de la superficie des sols nus (plus de la moitié) imputable à la colonisation de ces surfaces par une steppe discontinue ;

- les classes TH et HT restent pratiquement inchangées alors que la classe arbres denses déjà pauvre en 1973 a pratiquement disparu en 1979.

. Troisième bio-unité, secteur de Kadar (images 12 et 13)

Elle englobe à l'est de la région les deux bio-unités précédentes : accumulation sableuse à couvert continu et amorce du secteur interdunaire à couvert discontinu.

	1973	1979
Arbres denses (DT)	1,3 %	1,3 %
Steppe arbustive (TH)	8,9 %	28,44 %
Steppe arborée (HT)	65,4 %	41,77 %
Sols dénudés (DS)	23,1 %	28,36 %
Sols nus (BS)	1,17 %	0,10 %

Sur l'image 12, nous constatons une très nette individualisation des deux bio-unités de part et d'autre d'une ligne très nette en 1979. En 1973, le passage entre les deux secteurs était très progressif (images 1 et 2).

Nous constatons une équivalence des classes arbres denses, ce qui n'exclut pas une distribution différente en raison d'une mortalité importante en sommet de dune et d'une amélioration de la réponse foliaire des ligneux dans le secteur intradunaire. Dans la partie dunaire, la nette amélioration de la classe HT est figurée par l'extension de la plage verte, tandis que la classe bleu-clair (sols dénudés) couvre de vastes surfaces. Ce phénomène va de pair avec la contraction accentuée de la végétation dans le secteur interdunaire. Cette contraction apparaît en effet par la différence de contraste entre sols nus ou dénudés d'une part, et concentration arborée ou arbustive d'autre part. Les arbres et les arbustes forment des lambeaux de verdure le long des lignes légèrement déprimées où se concentrent les eaux de ruissellement. L'image Landsat montre ici l'accentuation de ce phénomène déjà amorcé en 1973.

. Quatrième bio-unité : secteur de Nafa (images 14 et 15)

	1973	1979
Arbres denses (DT)	0,8 %	2,82 %
Steppe arbustive (TH)	2,22 %	23,11 %
Steppe arbustive (HT)	33,7 %	52,33 %
Sols dénudés (DS)	58,2 %	20,92 %
Sols nus (BS)	0,79 %	2,66 %

Ce gros plan sur le vendou Nafa permet de préciser l'évolution de ce type de végétation contractée entre 1973 et 1979. Photo J, pl. V.

La réponse des arbres denses présents en 1979, donc présents en 1973, illustre bien l'amélioration de la réponse foliaire, l'augmentation du nombre de ligneux étant exclue sur une aussi courte période. L'amélioration arbustive se traduit aussi par l'augmentation du pourcentage des classes TH et HT. Quant aux sols dénudés, ils ont largement régressé au profit de la classe HT. Par contre, on assiste à une augmentation très nette des sols totalement nus, directement liée à la contraction de la végétation.

Les changements des états de surface que nous avons pu préciser par l'analyse de l'évolution des différentes bio-unités s'expliquent par les variations de la pluviométrie entre 1973 et 1979. Si nous considérons les données de la pluviométrie à Linguère :

1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	Total	
245	255	330	479	378	340	320	475,6	mm

nous constatons que la région est toujours nettement déficitaire, mais à partir de 1974, le déficit est moindre, l'année 1975 est normale. Cette atténuation de la sécheresse et la meilleure distribution temporelle des pluies ont favorisé la reconstitution progressive du couvert végétal. Cette amélioration s'est faite sélectivement. On assiste à la régénération annuelle des espèces herbacées en fonction de la seule pluviométrie, alors que la survie des ligneux est assujettie non seulement à la pluviométrie, mais aussi à la nature et aux caractères physiques des sols qui assurent en profondeur le maintien de l'humidité.

Elle dépend aussi de la dynamique des nappes superficielles dans les points bas de la topographie, lits d'oueds, dépressions, cuvettes. Un déficit important et brusque, ou un déficit prolongé, entraînent l'abaissement brutal des nappes, voire leur tarissement et accentuent le déficit en eau des sols. Ce fut le cas en 1971, 1972 et 1973.

24. Analyse des changements globaux

Afin de vérifier la cohérence de ces résultats, nous avons étendu les traitements et la classification à la zone entière. Trois classes supplémentaires, représentatives de larges secteurs présents dans la partie nord de l'image, ont été isolées. Il s'agit de la classe "couvert herbacé", steppe continue où les ligneux sont rares, de la classe "zones inondables", correspondant aux secteurs hydromorphes portant une végétation ripicole verte couvrante ou des plantes cultivées, et de la classe "eau", exclusivement située dans la vallée du fleuve Sénégal. Elle souligne très précisément le lit ordinaire. Les photos 1 et 2 illustrent ces résultats.

L'amélioration globale de la couverture végétale d'environ 7 % s'accompagne de la modification physionomique des paysages que nous avons décrits à la suite de l'analyse portant sur les bio-unités.

REGION DU FERLO

EVOLUTION DE LA VEGETATION ENTRE 1973 ET 1979

bleu : eau (lit ordinaire du fleuve Sénégal)
rouge : zones inondables
vert sombre : végétation arborée/arbustive
vert olive : steppe arborée/arbustive
vert clair : steppe arbustive (dominante herbe)
brun : couvert herbacé
jaune : sols dénudés
blanc : sols nus

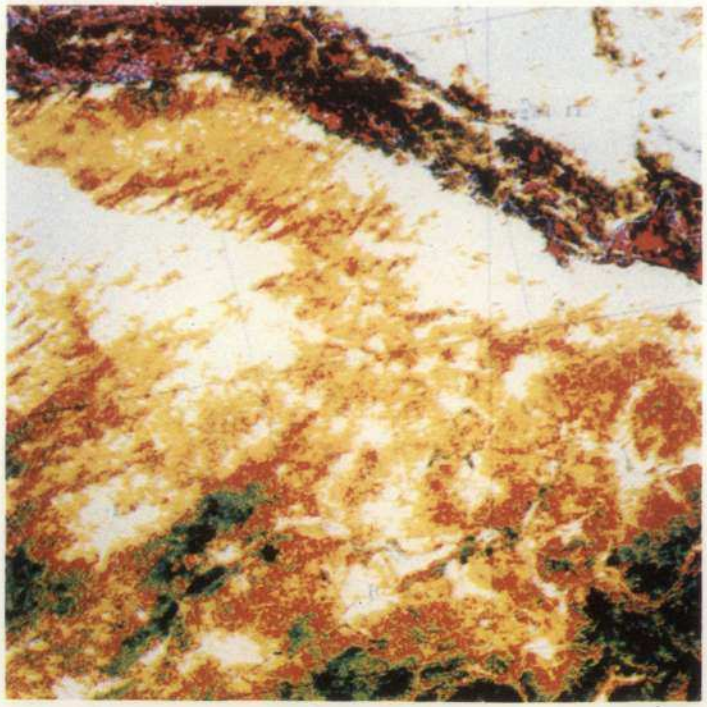
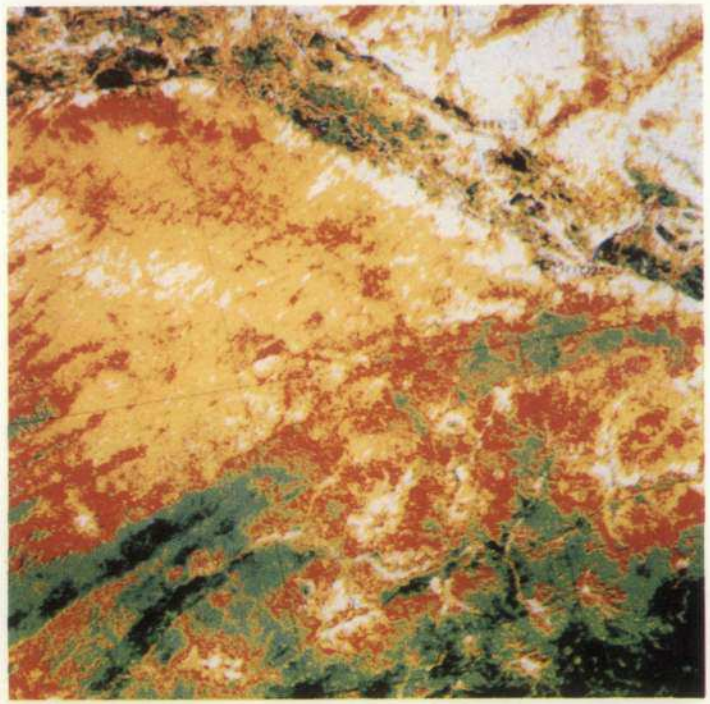


photo n° 1 **1973**



n° 2 **1979**

IMAGES ALBEDO CLASSEES

L'accroissement de la couverture herbacée se matérialise sur l'image par l'augmentation des plages brunes et jaunes. On peut voir que des secteurs totalement nus en 1973 sont recouverts en 1979 :

- de larges secteurs du Diéri, dans la partie nord de l'image ;
- les dunes du sud de la Mauritanie, dans l'angle NE ;
- l'environnement des forages ;
- la région de Linguère.

La meilleure réponse des ligneux est surtout visible dans le quart SE de l'image (plages vert foncé et vert olive).

La disparition des ligneux sur le biotope dunaire se repère surtout sur le secteur de la dune de Labgar et la dune NGuidye-Poram.

La contraction des ligneux dans les espaces interdunaires est difficilement repérable à cette échelle, mais elle est nettement visible sur les images précédentes (images 1 et 2).

Une dégradation apparente de toutes les unités dans la vallée alluviale du fleuve Sénégal. Ce dernier point mérite un examen plus approfondi par l'analyse détaillée d'un secteur représentatif.

25. Evolution de la situation dans le secteur d'Orefondé

La figure n° 159 montre la coupe de la partie méridionale de la vallée du Sénégal, entre Diorbivol et Orefondé, établie à partir du plan de nivellement au 1/50 000 de la MAS, par M.R. DUBOIS (1949). Le tracé de la coupe est reporté sur les extraits des images albédo 1973 et 1979.

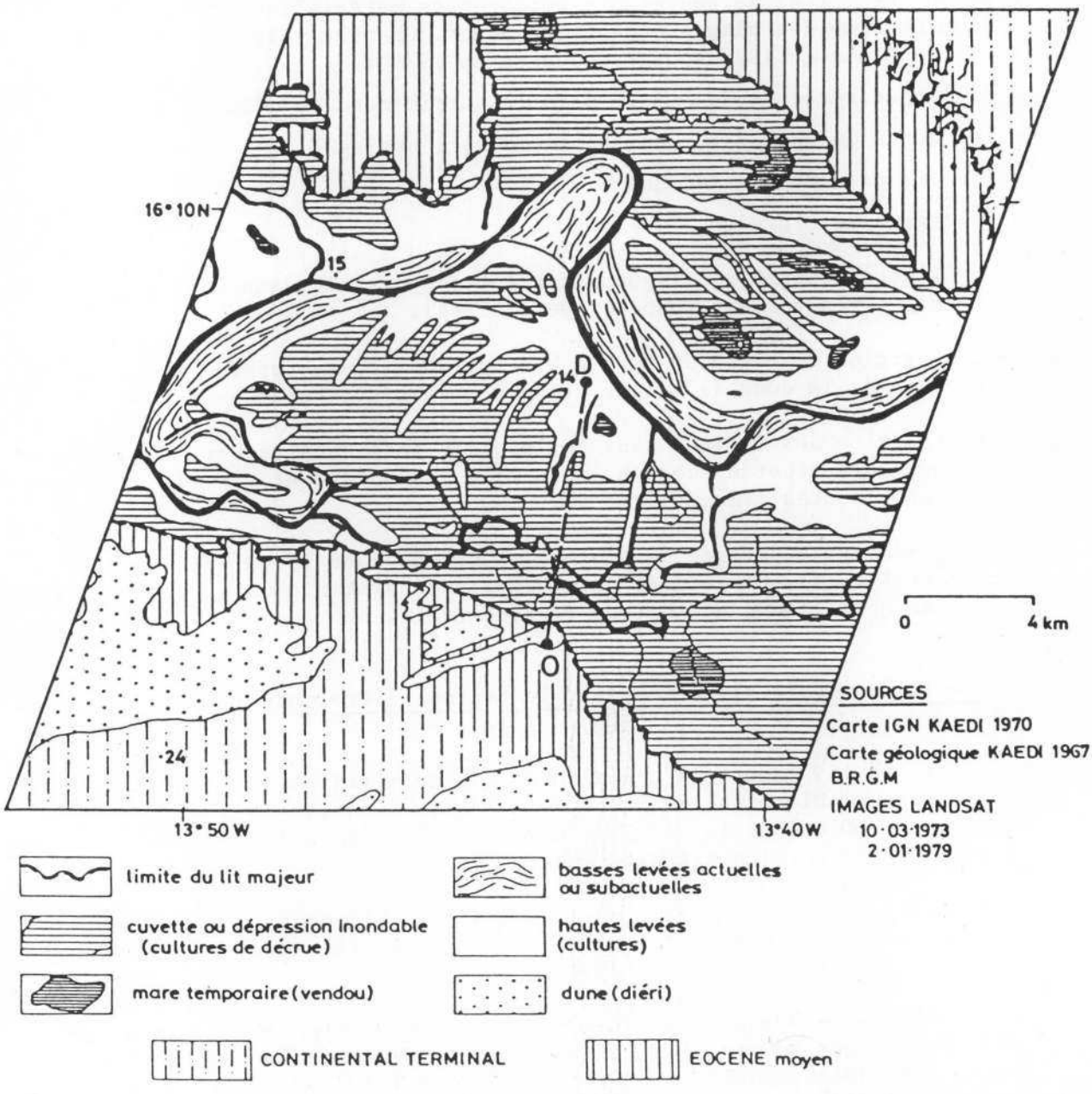
En 1972-1973, la crue du Sénégal a été faible. L'inondation correspond à la crue type 1944, dont le niveau est figuré sur la coupe, voir tableau, chapitre 4, § 31.

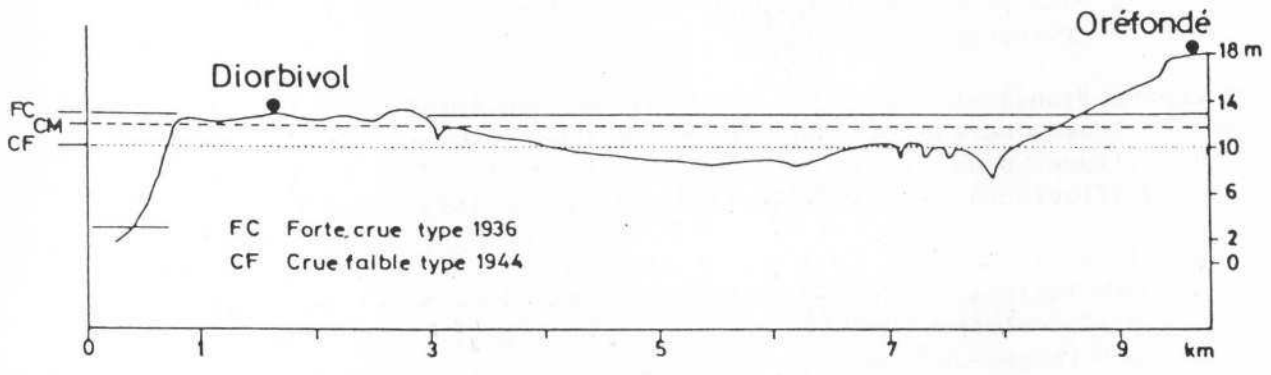
La crue de 1978-1979 est moyenne et correspond au type 1946. Sur l'image 1973, les plages rouges s'assimilent dans l'ensemble aux cuvettes argileuses inondables, quelle que soit l'importance de la crue. Elles sont cultivées en maïs et en mil, ou couvertes par les vétiveraies, en fonction de la microtopographie et de la composition des sols.

Les secteurs jaunes et vert clair correspondent au fondé constitué par les hautes levées portant des peuplements d'*Acacia nilotica* ou aux secteurs de cultures sous pluies. Cette zone coïncide avec le bourrelet d'accumulation alluvionnaire inondé exceptionnellement lors des très fortes crues.

Le passage de Oualo au fondé s'effectue par des secteurs à groupements denses d'*Acacia nilotica*, représentés par les classes vert olive ou vert clair sur les images au niveau de la coupe.

FIG.159 LA VALLEE du SENEGAL dans le secteur de DIORBIVOL-OREFONDE





COUPE TRANSVERSALE PARTIELLE de la VALLEE dressée par R.DUBOIS (M.A.S)

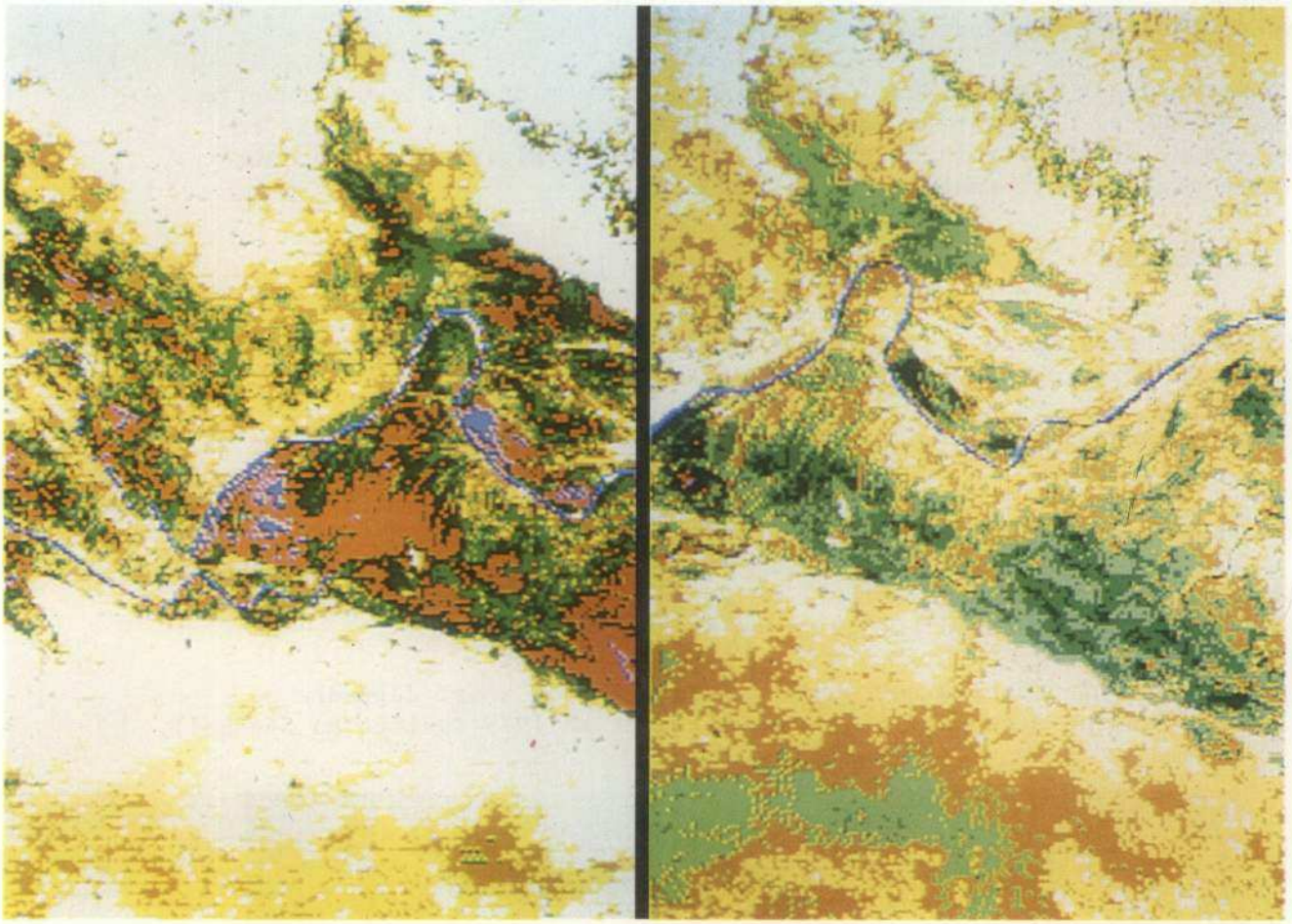


Image n° 16 : Images albédo 1973 et 1979 dans le secteur d'Oréfondé

Les cultures, en Mars 1973, sont en pleine végétation. La classe rouge correspond à un albédo bas et à la réponse spectrale d'une association végétation verte et sol. Cette réponse fait apparaître la vallée du fleuve comme un espace à végétation dense, contrastant avec le Diéri très dénudé en Mars.

L'image 1979 montre en réalité la même succession des unités, mais avec une réponse spectrale différente, correspondant à un stade différent. En Janvier, la réponse du mil et du maïs levés depuis peu se confond avec la réponse des unités représentées par les classes vertes.

La disparition des classes rouges dans les cuvettes argileuses s'expliquerait, dans ce cas, par le stade moins avancé des plantes cultivées. Elle ne saurait être considérée comme la signature d'une dégradation de la végétation de la vallée.

Si nous considérons l'évolution des surfaces nues et dénudées, nous constatons cependant une accentuation et une extension de celles-ci en 1979. La haute levée de Diorbivol qui, en 1973, est partiellement couverte, est totalement nue en 1979. Il en est de même pour les hautes levées bordant la forêt de Diarambol-Djibayel, bordant le lit du fleuve sur sa rive droite, à l'ouest de la boucle.

Ce phénomène est général sur l'ensemble de la section du fleuve couverte par les images. On constate une nette dégradation dans les secteurs forestiers de MBagne sur la rive droite, et dans la région de NDioum sur la rive gauche.(Voir images 1 et 2, page 339).

26. Conclusion

L'image classée (image n° 17) résume dans ses grands traits l'évolution physionomique et physiologique de la végétation du Ferlo.

En bleu apparaissent les secteurs où la végétation s'est améliorée en 1979.

En vert, les secteurs où la végétation relativement dense en 1973, s'est maintenue en l'état en 1979.

En blanc apparaissent les secteurs où la végétation clairsemée ou absente en 1973 n'a pas connu d'amélioration notable en 1979.

En rouge sont figurés les secteurs où la végétation s'est dégradée ou se trouve dans un état physiologique différent en 1979 (vallée du Sénégal).

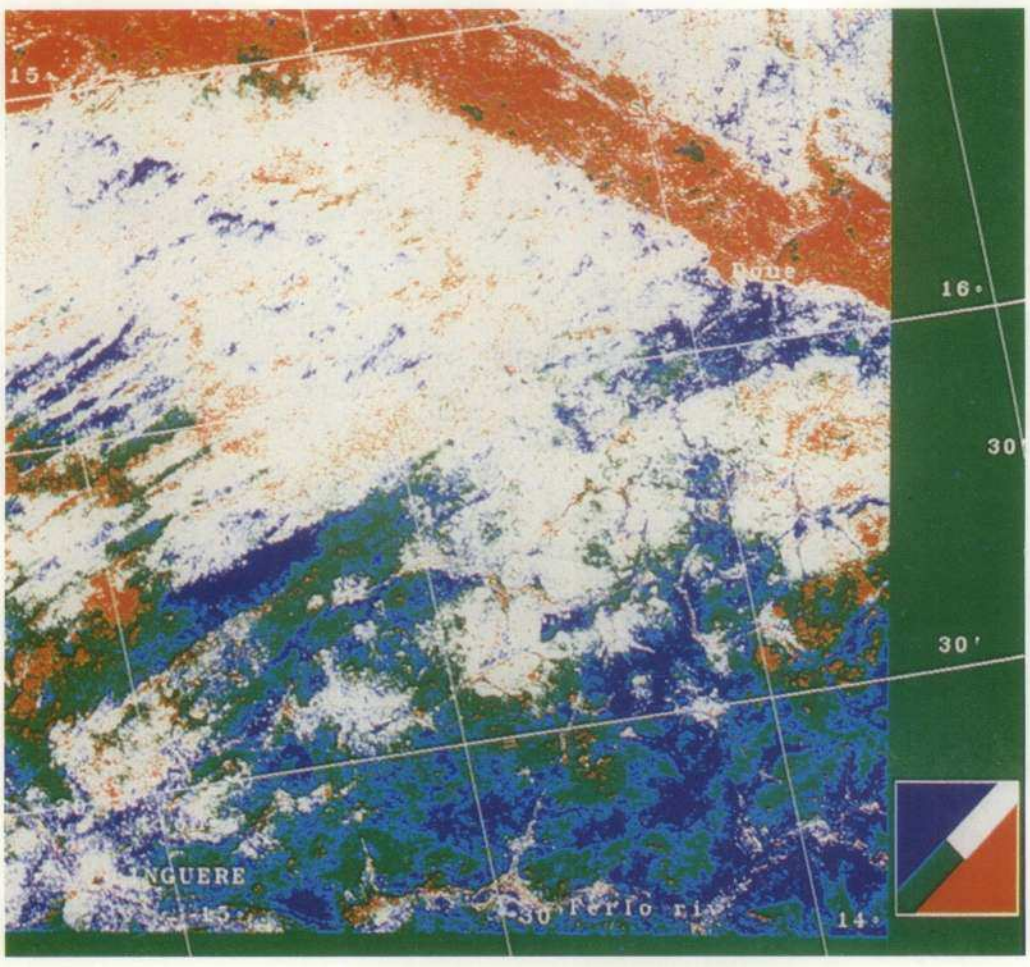


Image n° 17

3. LE GONDO

31. Présentation de la région

L'image Landsat couvre un ensemble comportant deux milieux très contrastés : le plateau de Bandiagara (milieu rocheux) et la plaine sableuse du Gondo (milieu sableux). Nous avons décrit ces deux milieux au chapitre IV, § 23, 43 et 53.

Les valeurs de l'albédo dans cette région sont largement influencées par les affleurements de grès à la surface du plateau, qui contribuent à diminuer les valeurs de l'ensemble du secteur par rapport à la partie sableuse du Gondo pastoral et cultivé.

Les variations dans le milieu rocheux étant peu significatives, nous avons suivi l'évolution du milieu sableux en utilisant les méthodes exposées précédemment.

Le Gondo sableux se divise en deux régions bien tranchées : la partie à recouvrement dunaire épais, secteur du Gondo pastoral, et la plaine mollement ondulée, domaine des cultures intensives (fig. n° 159).

L'image n° 18, visualisation d'une image analysée en composantes princi-

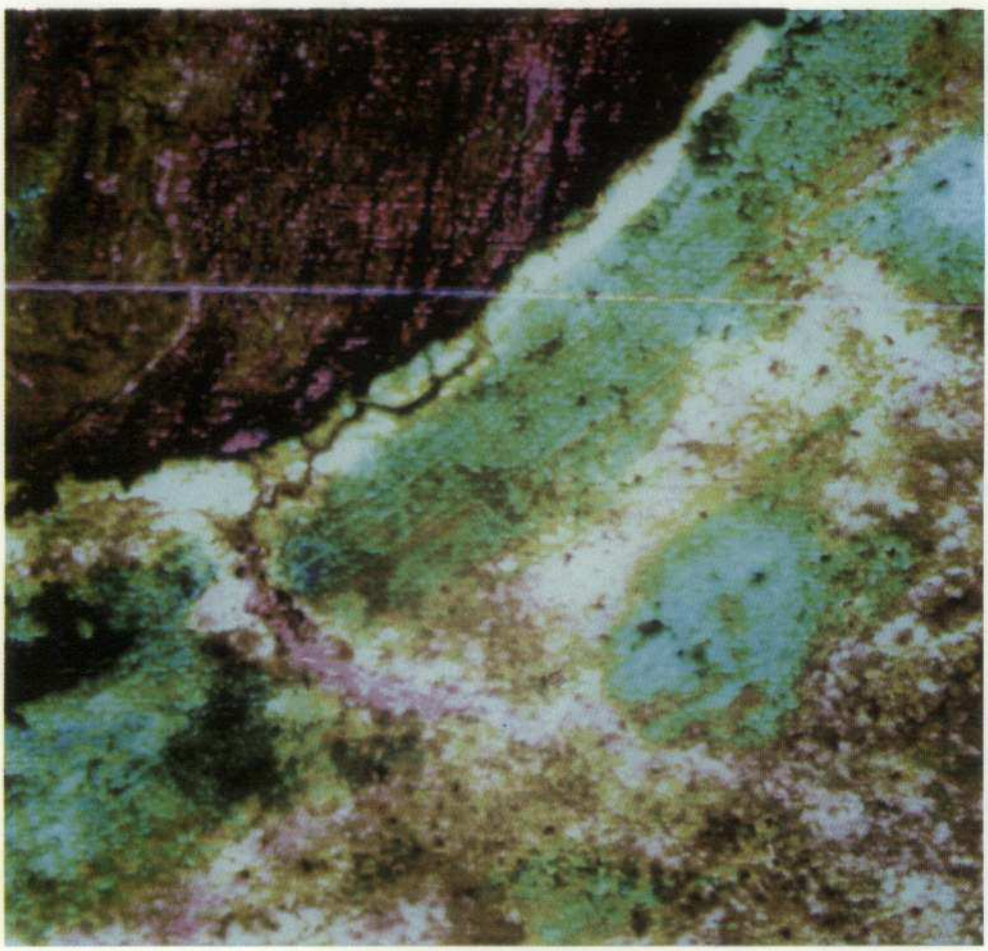
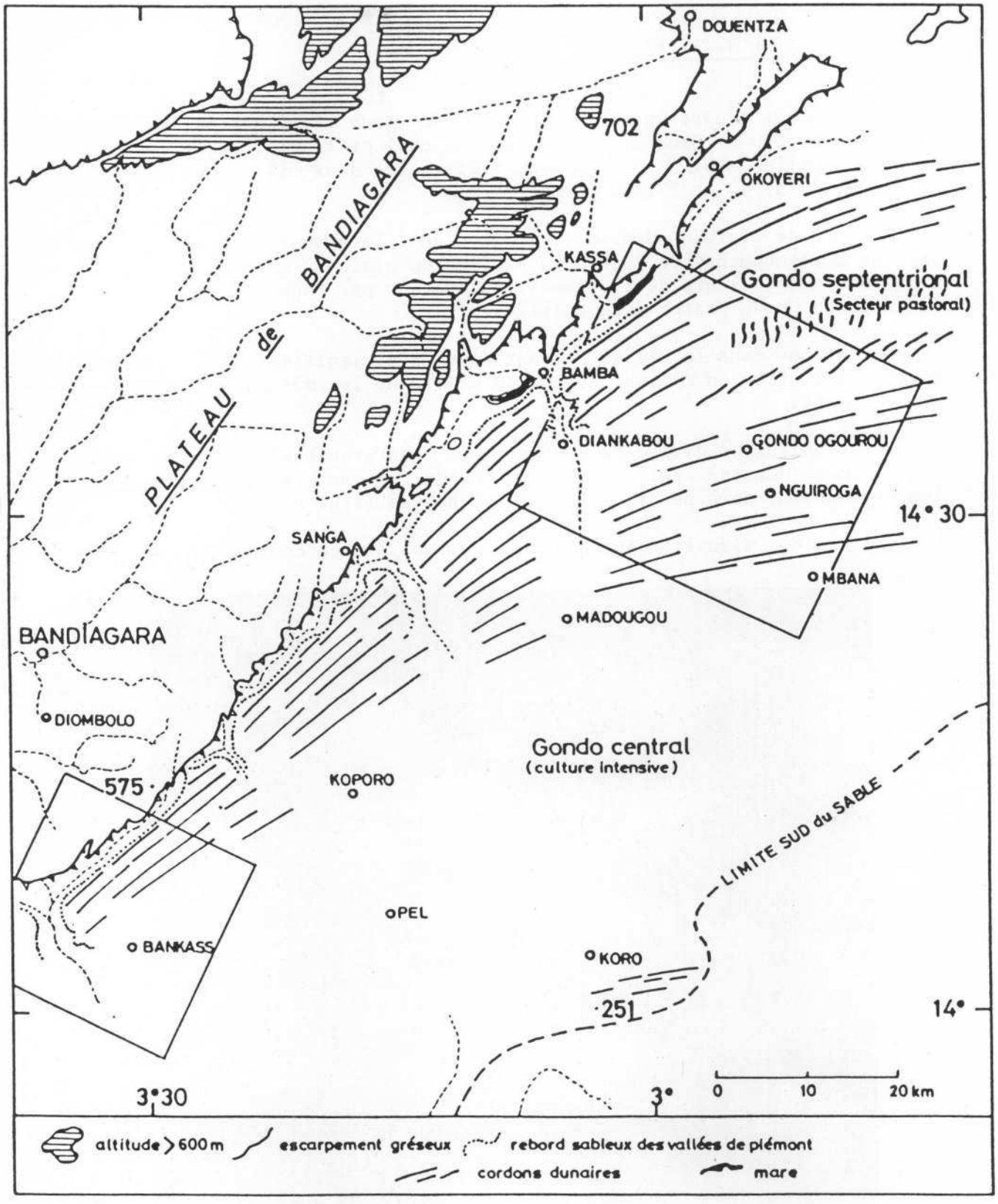


Image n° 18

FIG.160 Le GONDO et la partie NE du PLATEAU de BANDIAGARA



pales (1), montre le Gondo central dans la région de Bankass, secteur cultivé dans sa quasi-totalité. On peut se rendre compte de la densité des villages figurés par des points noirs sur l'image. C'est le domaine du parc à *Acacia albida*, dont les plus beaux groupements apparaissent en bleu clair sur l'image. Les secteurs totalement dénudés du terrain contrastent violemment avec la masse sombre de la "falaise", dont l'albédo dans ce secteur ne dépasse pas 15 %, alors que celui des sols nus et dénudés atteint 34 %.

Au pied de la "falaise", on distingue nettement le marigot de Bankass, qui entaille les cordons dunaires au niveau de Sadia.

Durant la mission effectuée sur le terrain en Mars 1982, nous avons pu repérer les différentes unités composant les paysages et en établir la réponse spectrale précise. En Mars 1976, la situation est pratiquement équivalente à celle de Mars 1982. Les courbes de réflectance sur les différents secteurs test présentent les mêmes caractéristiques et les valeurs d'albédo sont sensiblement les mêmes.

Ces valeurs sont élevées dans les deux secteurs : 24 % pour le Gondo pastoral et 34,5 % pour le Gondo cultivé.

L'albédo de la steppe arbustive relativement couvrante est inférieur de dix points à celui de la zone des cultures.

32. Analyse de l'évolution

L'image n° 19, rassemblant quatre images albédo, montre l'évolution des paysages entre 1973 et 1978.

La région concernée correspond en grande partie au Gondo pastoral ; le village d'Ogourou Gondo est nettement repérable grâce à son auréole de dénudation. Dans la partie sud-ouest, apparaît un large secteur du Gondo cultivé. Au nord, en bordure de la falaise, on repère aisément la vallée de piémont et la mare de Kassa.

Le marigot de Diankabou entaille à l'ouest le massif sableux.

L'image albédo en haut et à gauche correspond à une partie de la scène enregistrée le 16 Septembre 1973 par Landsat 1. L'ensemble est couvert par une végétation herbacée et arbustive verte, comme en témoigne la réponse spectrale (Fig. n° 151, courbe du 16 Septembre 1973).

---

(1) L'analyse en composantes principales consiste à recodifier les valeurs numériques de chaque point élémentaire dans les quatre canaux du satellite suivant la méthode de KARHUNEN-LOEVE (in G.E. LOWITZ, 1976), qui substitue aux quatre canaux les quatre axes de l'ACP (D. CHAUME, M.F. OUDIN, 1980, 1981). Appliqué aux images Landsat, ce codage a les propriétés suivantes :
- les quatre axes sont orthogonaux,
- la somme totale des variances est conservée,
- les variances associées aux axes principaux décroissent très rapidement, les deux premiers axes contenant en général 95 % de la variance totale,
- le bruit est réparti également entre les quatre axes, sa valeur relative est donc négligeable dans le premier axe et faible dans le second.

Les valeurs numériques de tous les points d'une image dans les 4 canaux bruts sont recalculées sur les 2 axes principaux, ce qui résume statistiquement l'ensemble des données des canaux bruts.

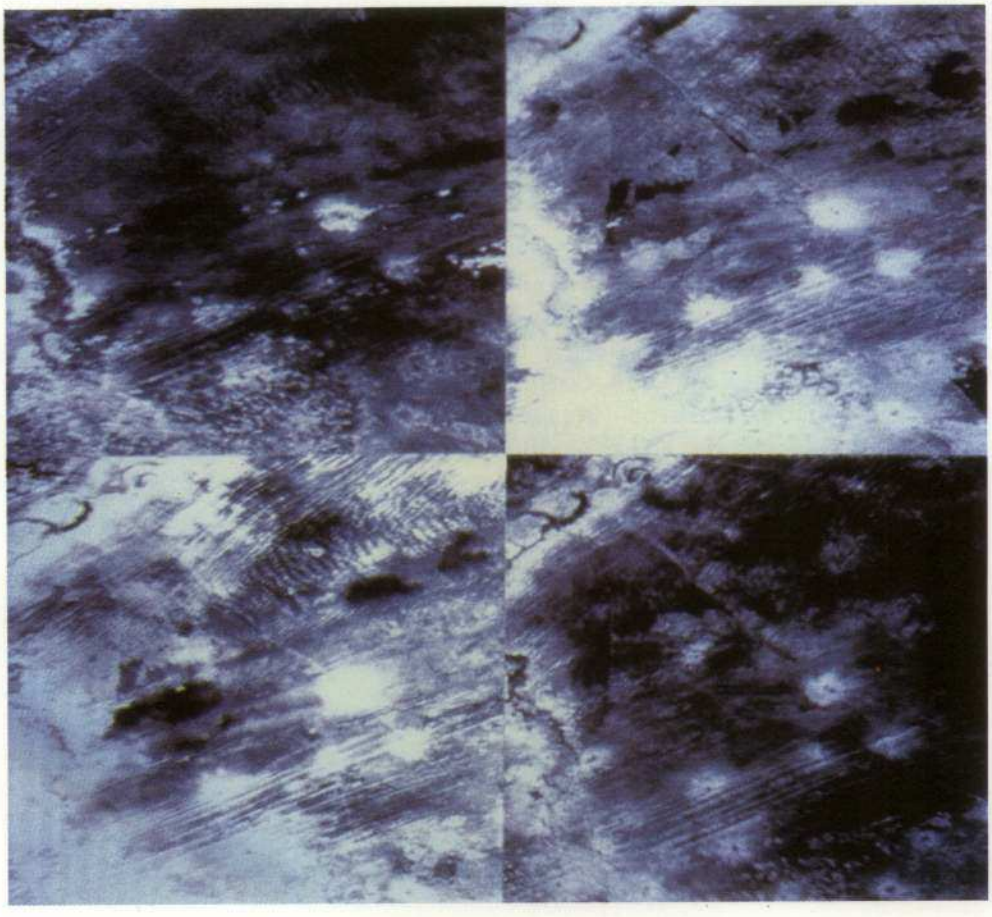


Image n° 19

Le secteur cultivé apparaît comme une mosaïque où se juxtaposent des plages claires et sombres dépendantes des caractères du parcellaire et des méthodes culturales. Le mil est à cette période déjà haut.

La vallée du marigot est soulignée par une galerie boisée contrastant avec les larges plages dénudées qui, en cette saison, attestent de la dégradation profonde de certains secteurs sableux et sablo-argileux stériles.

En Mars 1975 (en haut et à droite), au coeur de la saison sèche, on constate dans le Gondo pastoral le maintien d'un recouvrement encore important mais discontinu de la steppe arbustive, laissant apparaître la morphologie sous-jacente.

La vallée de piémont est presque totalement dénudée et constitue alors un couloir favorable à la déflation.

La zone culturale est, quant à elle, pratiquement nue. On note la présence de traces de feux sombres ; les auréoles autour des villages sont nettement plus vastes qu'en Septembre 1973.

En Mars 1976 (image en bas et à gauche), la région est à son maximum d'albédo. La steppe très clairsemée laisse apparaître nettement la morphologie dunaire soulignée par l'alternance de lignes claires et plus sombres correspondant aux sommets des cordons nus et avivés et aux couloirs interdunaires allongés, portant une végétation arborée et arbustive plus dense. On passe en moyenne de 27 % de réflectance en sommet de dune à 22 % dans les couloirs.

Les réponses spectrales s'établissent de la façon suivante :

	MSS 4	MSS 5	MSS 6	MSS 7	Albédo
Sommet de cordon	18,67	26,00	30,33	32,55	26,89
Couloir	16,45	20,22	23,37	25,42	21,37

En Décembre 1978 (image en bas et à droite), abstraction faite des traces de feux qui contribuent de façon non négligeable à faire diminuer l'albédo, nous constatons une nette amélioration de la couverture sur l'ensemble de la région. Les auréoles de dénudation sont moins étendues qu'en 1975 et 1976, les sommets de dune semblent mieux couverts au nord, mais l'on constate une extension des reprises éoliennes en sommet de dunes, dans la partie sud. Les secteurs avivés ne sont plus protégés par les arbres où la mortalité en sommet de dune est importante comme dans le Ferlo.

33. La mare de Kassa

Cette mare, tout comme celles de Bamba, Damarougera, se situe dans une vallée de piémont. Elle est alimentée d'une part par les eaux ruisselées sur la falaise pendant la saison des pluies et, d'autre part, par les sources émanant du réseau souterrain des assises gréseuses très épaisses du plateau (la circulation est supposée de type vadose).

Lorsque l'essentiel du remplissage est le fait des sources, il intervient un à deux mois après la fin de la saison des pluies.

Ceci explique sans doute pourquoi la mare de Kassa était pratiquement à sec en Septembre 1973, et bien remplie le 25 Décembre 1978.

L'image n° 20 représente les situations respectives de 1975 et de 1978 ; l'image différence met en évidence les changements intervenus entre ces deux années :

- les plages blanches représentent les milieux dont l'albédo n'a pas changé ;

REGION DU GONDO

IMAGES ALBEDO — **Secteur OGOUROU-GONDO**

1975 **1978**

différence

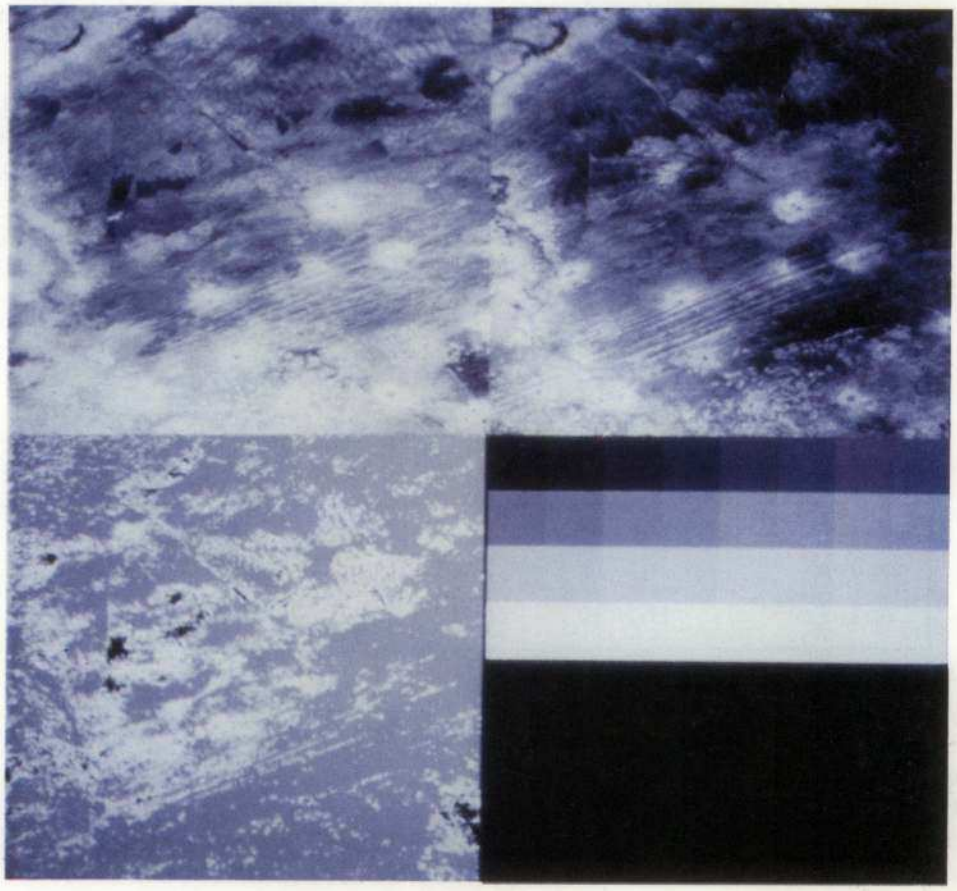


Image n° 20

- les plages noires, les milieux dont l'albédo était moins élevé en 1975 qu'en 1978 (ne ressortent en noir que les surfaces correspondant aux traces de feux de 1975) ;

- les plages bleues sont les milieux dont l'albédo a sensiblement diminué en 1978 en raison d'une couverture végétale plus importante, accentué par la présence de surfaces sombres laissées par les traces de feux. Les auréoles de dénudation n'apparaissent plus sur l'image différence.

Les images albédo classées, quant à elles, précisent cette évolution générale et montrent :

- une nette diminution des sols nus et dénudés ;

- une amélioration de la steppe arbustive ;

- une amélioration de la réponse des ligneux dans les secteurs plus humides : vallées d'oued et bordures de mare.

34. Conclusion

Les principaux éléments de cette analyse sont les suivants :

- les valeurs d'albédo de la surface du plateau et celles du Gondo sableux sont très contrastées : 35 % contre 18 % ;

- dans le Gondo sableux, le secteur pastoral a un albédo nettement inférieur au secteur cultivé où la présence des sols nus en saison sèche augmente considérablement l'albédo ;

- l'évolution de l'albédo entre 1972 et 1982 est irrégulière et conforme à celle de la pluviométrie. Elle est marquée par une nette baisse des valeurs en 1978 et des valeurs élevées en 1976 et 1982 ;

- la mortalité des ligneux, comme dans le Ferlo, est plus importante au sommet des cordons dunaires que dans les couloirs mais pas au point de se traduire par une tendance au mode contracté.

4. L'OUDALAN

La scène Landsat 209/50 englobe la totalité de l'Oudalan, région située au nord de la Haute-Volta. Les précipitations totales annuelles assurent le fonctionnement d'un réseau hydrographique hiérarchisé mais très dégradé par la présence sur l'ensemble de la région, de bandes dunaires massives orientées Est-Ouest, plus ou moins fixées par une steppe arbustive.

41. Les données utilisées

Nous n'avons disposé que des enregistrements Landsat des 21 Janvier 1973, 16 Janvier et 16 Avril 1976. Les données de l'enregistrement programmé le 2 Mars 1983, en même temps qu'étaient effectuées les mesures radiométriques sur le terrain, n'ont pu être exploitées du fait des conditions météorologiques désastreuses qui prévalaient ce jour-là, entre 9 h et 10 h :

- ciel totalement couvert (8 octas) par une couche d'altostratus et d'altocumulus situés à 4000 m (renseignements météo fournis par la station de Dori ;
- pluies faibles et intermittantes ;
- vents de secteur NNW au sol.

Il semble qu'on ait eu ce jour-là au-dessus de l'Oudalan un type de temps caractéristique des coulées d'air frais boréal.

Les mesures radiométriques de terrain ont été refaites le 20 Mars 1983 lors du passage suivant de Landsat, mais ce dernier avait cessé d'émettre depuis le 3 Mars 1983 (1).

41. Les mesures radiométriques

Elles ont été effectuées à l'aide du radiomètre portatif GSFC Mark-II Three Band, mis au point par C.J. TUCKER, W.H. JONES, W.A. KLEY, and G.J. SUNDSTROM (1980), aimablement prêté par le CNES.

En raison des mauvaises conditions atmosphériques (mauvaises conditions d'éclairement), nous n'avons pris en compte que les valeurs relatives par rapport aux valeurs obtenues sur la cible référence (plaque enduite d'une couche de $BaSO_4$).

Les résultats sont dans l'ensemble conformes à ceux obtenus avec le radiomètre Matra ou le spectrophotomètre concernant les mêmes bandes spectrales, et dont il est fait état au chapitre 8, § 13 et 23).

---

(1) Ces mesures ont été effectuées sur le terrain en compagnie de Monsieur Michel Kouda, ingénieur du CRTO. La mission dans l'Oudalan a été supportée par le CRTO. M. Kouda a refait les mesures le 20 Mars 1983.

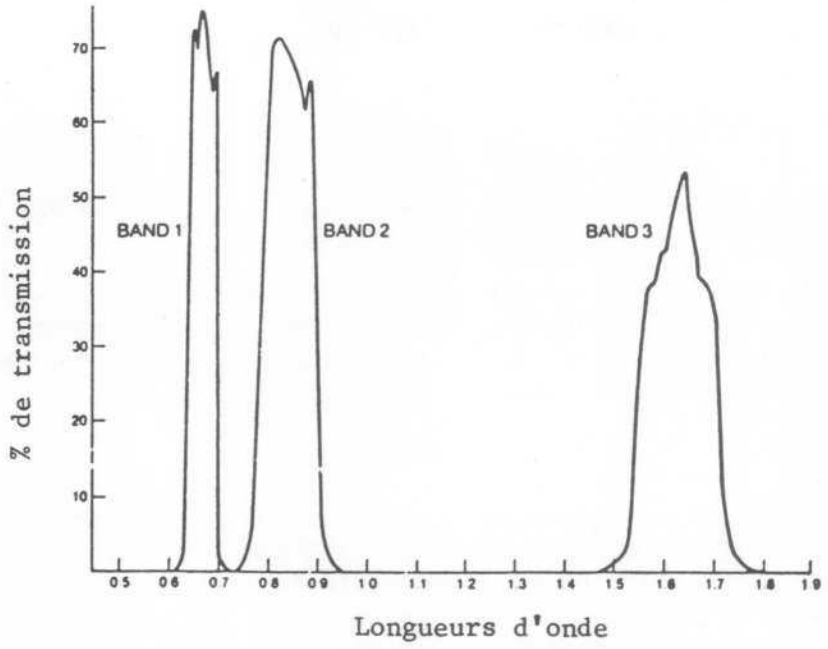


Fig. n° 161 - Réponse spectrale des bandes du radiomètre GSFC. C.J. TUCKER et alt., 1980

La figure n° 161 montre les bandes spectrales du radiomètre GSFC ; la bande 1 et la bande 2 couvrent une partie des bandes 5, 6 et 7 de Landsat.

. Résultats des mesures

- Les sables vifs d'Oursi

Quelle que soit leur nuance de couleur, ils ont un rapport proche infrarouge-visible (B2/B1) peu différent de 2,2. Ce phénomène semble lié à l'homogénéité granulométrique de ces sables fins à moyens (Md 140), homométriques (HQ : 20 à 30). Leur réflectance est forte, elle représente 50 à 60 % dans le canal B1 (0,63-0,69 µm) de la réflectance de la plaque témoin de BaSO4.

Dans le canal B2 (0,76-0,90 µm), les valeurs sont supérieures à 70 %.

- La végétation verte

La végétation verte de bordure de mare est caractérisée par un rapport B2/B1 élevé, compris entre 4 et 6 (ces valeurs sont conformes à celles obtenues avec les mesures Matra ou Cary).

Le rapport le plus élevé, 6, revient aux feuilles de nénuphar, les herbes en bordures de mare n'atteignant que 4,5 en moyenne.

La réflectance relative est conforme à la réflectance de toute végétation verte :

- pour les nénuphars, 13 % de réflectance relative (au BaSO4) contre 41 % dans le proche infrarouge ;

- les herbes de bordures donnent des valeurs peu différentes de 17 % dans la bande B1 et 69 % dans la bande B2 ;

- les feuilles de *Calotropis* ont un rapport de 3,2 et donnent 20 % de réflectance dans la bande B1 et 51 % dans la bande B2 ;

- sur *Acacia raddiana*, les mesures indiquent 12,9 % dans le visible et 27 % dans le proche infrarouge, alors que le *Balanites* est légèrement plus absorbant dans la bande B1, avec 11 % et 26 % dans la bande B2. Les rapports B2/B1 sont respectivement pour ces arbres de 2,8 et 3,15.

- La végétation sèche

Les mesures effectuées sur des pailles sur pied de *Cenchrus biflorus* donnent des valeurs de réflectance relatives de 22 % dans la bande B1 et 42 % dans la bande B2. Nous constatons une nouvelle fois que la différence entre une végétation sèche et une végétation verte se situe dans les longueurs d'onde du visible. Pour cette unité, le rapport B2/B1 est de 2,5.

- L'eau

Elle a des valeurs relatives basses dans les deux bandes spectrales : 8 %. N'ayant pas effectué de mesures dans un secteur en eau profonde, les valeurs obtenues en bordure de mare sont toujours perturbées par des éléments étrangers, fragments de végétation ou particules en suspension.

- Surfaces mixtes ou minérales

Les réflectances relatives d'une surface couverte de gravillons ferrugineux sont de 16 % (B1) et 25 % (B2) respectivement.

Ces valeurs sont plus faibles pour une cuirasse en affleurement, avec 12 % (B1) et 20 % (B2).

Les surfaces mixtes sableuses couvertes de débris végétaux et organiques atteignent 18 % dans le visible et 28 % dans le proche infrarouge.

TABLEAU RECAPITULATIF DES REFLECTANCES RELATIVES (surface témoin BaSO4) DE PLUSIEURS SURFACES

Types de surfaces	B 1 0,63-0,69 µm Réflectances relatives	B 2 0,76-0,90 µm Réflectances relatives	B2/B1
Sables vifs	50 - 60 %	> 70 %	2,2
Végétation verte aquatique	13 %	41 %	6
Végétation verte ripicole	17 %	69 %	4,5

Calotropis procera	20 %	51 %	3,2
Acacia raddiana	12,9 %	27 %	2,8
Balanites aegyptiaca	11 %	26 %	3,1
Herbes sèches	22 %	42 %	2,5
Sol + débris	18 %	28 %	2,0
Sol couvert de gravillons ferrugineux	16 %	25 %	2,1
Cuirasse	12 %	20,5 %	2,1
Eau	8 %	8 %	-

Ces différentes mesures, bien que relatives, sont en accord avec les mesures de terrain et les mesures Landsat présentées dans la partie précédente.

43. L'évolution des paysages

Les courbes d'albédo relatives aux images 1973 et 1976 montrent une diminution de l'albédo sur l'ensemble de la région. Fig. n° 152 et 162.

	Image entière	Seno Yarendi	Oursi	Bidi-Menegou
1973	30,62	30,67	30,98	31
1976	26,58	25,81	27	27

Comme pour les autres régions, les réponses spectrales des différentes unités ont été établies à plusieurs niveaux. Elles nous ont permis de déterminer les classes représentatives de différentes types de couverture végétale.

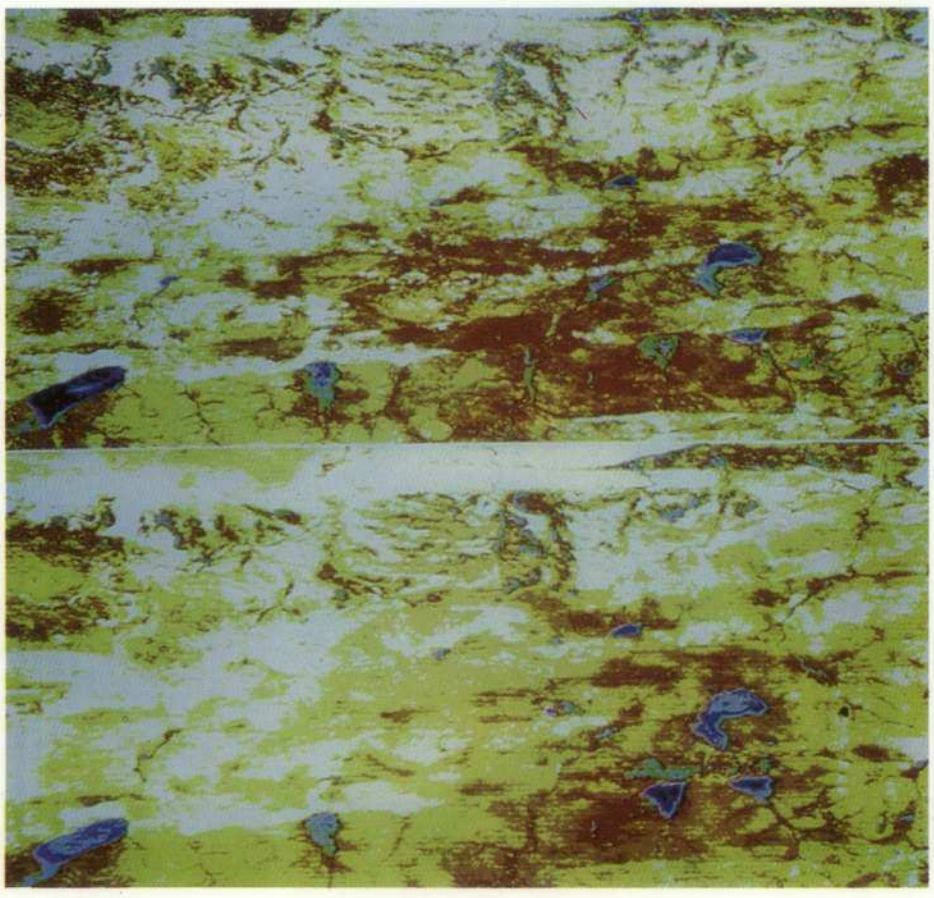


Image n° 21 - Partie supérieure : image albédo classée 1976 ; partie inférieure : 1973

Neuf classes correspondant aux unités suivantes ont été déterminées :

- arbres,
- steppe arbustive dense,
- steppe arbustive claire,
- sols dénudés ou partiellement couverts,
- sols nus,
- surfaces rocheuses, cuirassées ou gravillonnaires,
- eau,
- surfaces couvertes d'herbes vertes,
- bords de mares (sols hydromorphes).

L'évolution des surfaces constatée sur l'ensemble des images albédo entre 1973 et 1976 peut se résumer comme suit :

Evolution des différentes surfaces couvertes entre 1973 et 1976

	1973	1976
Arbres	2,2 %	1 %
Steppe arbustive dense	7,2 %	5,4 %
Steppe arbustive claire	25 %	29 %
Sols dénudés	48 %	49,8 %
Sols nus	12,3 %	3,5 %
Surfaces rocheuses nues	3 %	6 %
Eau	0,4 %	0,3 %
Surfaces couvertes d'herbes vertes	0,16 %	0,38 %
Sols hydromorphes des bordures de mares	1 %	4,26 %

Cette évolution est donc marquée par une réduction de la strate ligneuse une diminution des surfaces couvertes par la steppe arbustive dense et une nette diminution des surfaces nues, tandis que la steppe arbustive claire et les sols dénudés restent pratiquement inchangés.

C'est à l'accroissement des superficies couvertes par une steppe clair-semée, ou encore à la diminution des surfaces nues que l'on doit la baisse de l'albédo de l'ensemble de la région en Janvier 1976.

Il est intéressant de noter qu'en Décembre (31/12) 1973, la superficie des mares est plus importante que le 16 Janvier 1976, alors que les pluies de 1973 étaient nettement inférieures à celles de 1975. Ce phénomène constaté par télédétection semble confirmer que la dégradation de la couverture végétale favorise et exacerbe le ruissellement (cf chapitre 4, § 26).

Au total, il semble que le bilan soit largement négatif si l'on considère la composition de la couverture. Les images classées (image n° 21) montrent une meilleure couverture par la steppe arbustive (classes représentées par les couleurs brun-rouge et marron clair).

Les sols dénudés en jaune sont aussi en extension, tandis que les sols nus sont en nette régression dans l'est et dans le nord.

Dans le sud et en sommet des cordons dunaires, ils sont par contre plus étendus : secteur d'Oursi-Markoye et Saouga.

44. Le cas du périmètre protégé du ranch de Markoye

Une analyse plus précise a été effectuée sur le secteur sableux de Markoye, et plus précisément à l'intérieur du périmètre du ranch, protégé par une clôture de toute agression extérieure.

Nous constatons, à partir des images Landsat, l'évolution suivante des superficies :

	1973	1976
Arbres	5 %	2 %
Steppe arbustive dense	20 %	11 %
Steppe arbustive claire	42 %	62 %
Sols partiellement couverts	29 %	26 %
Sols nus	0 %	0 %

En 1976, la steppe arbustive claire est bien représentée, mais il semble qu'il y ait une dégradation assez nette des deux premières classes : groupement d'arbres et steppe arbustive dense. Dans ce secteur, où l'influence de l'homme ne peut être invoquée, l'évolution constatée ne peut être imputée qu'à la pluviométrie et de façon plus générale, au climat.

. Les données de la simulation SPOT

L'image de la simulation SPOT concernant la région de Markoye nous a permis en outre d'évaluer l'état de la végétation en Octobre 1981. Image n° 22.

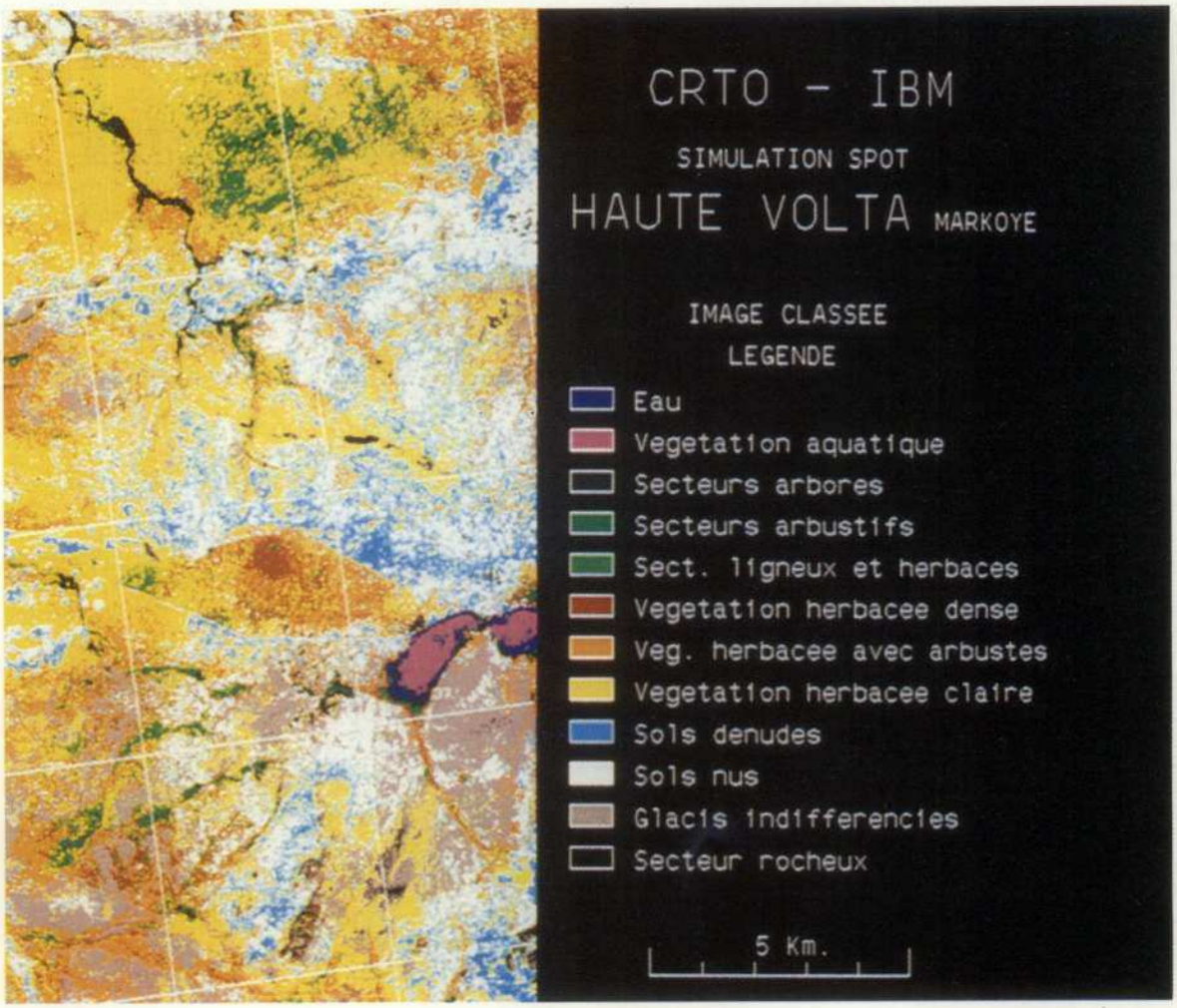


Image n° 22 - Image classée du secteur de Markoye. Simulation SPOT

La meilleure résolution spectrale a permis d'affiner la classification par la distinction d'unités supplémentaires non restituées par les données Landsat.

Les classes représentées dans le ranch sont les suivantes :

Groupements d'arbres denses	2 %	Arbres (Landsat)
Bosquets arbustifs	4 %	
Secteurs ligneux et herbacés	3 %	Steppe arbustive dense (Landsat)
Steppe dense	21 %	
Steppe arbustive	41 %	Steppe arbustive claire(Landsat)
Steppe claire	18 %	
Sols dénudés	3 %	Sols dénudés (Landsat)
Sols nus	1 %	Sols nus (Landsat)

La classe arbres denses, composée essentiellement d'*Acacia raddiana* et de *Balanites aegyptiaca*, est localisée à la pointe Est du ranch.

Le secteur herbacé dense apparaît nettement sur la visualisation, au centre nord, dans le périmètre du ranch. Il correspond au sommet massif de la dune et porte un tapis herbacé dense de *Cenchrus biflorus* et *Aristida mutabilis*, parsemé de *Combretum*.

Sur les versants des ondulations dunaires, une association herbacée-arbustive alterne avec des plages moins couvertes (couleur rouge dans l'image classée).

La végétation herbacée moins couvrante est représentée par la couleur jaune moutarde.

Des plages de sols dénudés et nus apparaissent nettement sur l'image spot (jaune clair et blanc).

Sur l'image entière, on se rend compte de l'importance de la dégradation hors du ranch, par l'extension des plages blanches qui représentent 12 % de la surface totale. Si l'on compare avec les données Landsat :

- en 1973, seule partie Ouest de la dune au nord de la mare, est totalement nue ;
- en 1976, la plage nue s'est étendue au nord et au nord-ouest du ranch ;
- en 1981 (pourtant en fin de saison des pluies), la plage nue rejoint la bande dunaire située plus au nord.

45. Récapitulation et discussion

L'évolution dans cette région paraît plus complexe que dans les régions précédemment étudiées. On assiste par endroits à un meilleur recouvrement des sols par une steppe discontinue, mais des secteurs entiers, localisés surtout dans le sud de la région, sont marqués par une extension des sols nus.

Cette dénudation est caractéristique des dunes adjacentes aux mares, où viennent s'abreuver chaque jour des troupeaux très nombreux.

Il semble que, comme dans le Ferlo, on assiste à une accentuation de l'individualisation des unités morphologiques. Les limites des recouvrements sableux se distinguent en effet plus nettement en 1976 qu'en 1973.

Les arbres et arbustes se sont bien maintenus dans les dépressions intradunaires, la mortalité des ligneux étant localisée surtout en sommet de dune et sur les glacis gravillonnaires ou argilo-sableux comme en atteste l'image de simulation Spot d'Octobre 1981.

Au-delà de la diminution d'albédo sur l'Oudalan entre 1973 et 1976, qui pourrait être interprétée a priori comme un signe d'amélioration de la couverture végétale, il a été possible de distinguer, grâce à la présence d'un secteur protégé, la dégradation due à l'homme et à ses troupeaux de celle imputable à la seule sécheresse.

5. LA REGION DU LAC FAGUIBINE

Le grand intérêt de cette région, en-dehors des bordures septentrionales composées d'immenses espaces sableux nus et stables dans le temps, réside aussi dans le fait que sa partie sud concentre sur un espace restreint des unités variées et contrastées.

Les rives, les parties asséchées, les secteurs couverts par la végétation naturelle ou cultivée, comme les ensembles dunaires qui encadrent le lac, ont fait l'objet d'une reconnaissance systématique destinée à interpréter les réponses spectrales des objets à tous les niveaux de mesure. Fig. n°73.

L'image ACP n°23, centrée sur la région ouest, à la pointe du lac Faguibine, montre une partie de l'Assouarirt, région de pâturages des nomades, l'un des secteurs les plus touchés et dont la dégradation semble s'être accentuée depuis la période 1970-74. Tous les arbres sont pratiquement morts, le couvert herbacé y était très clairsemé en 1982, les valeurs

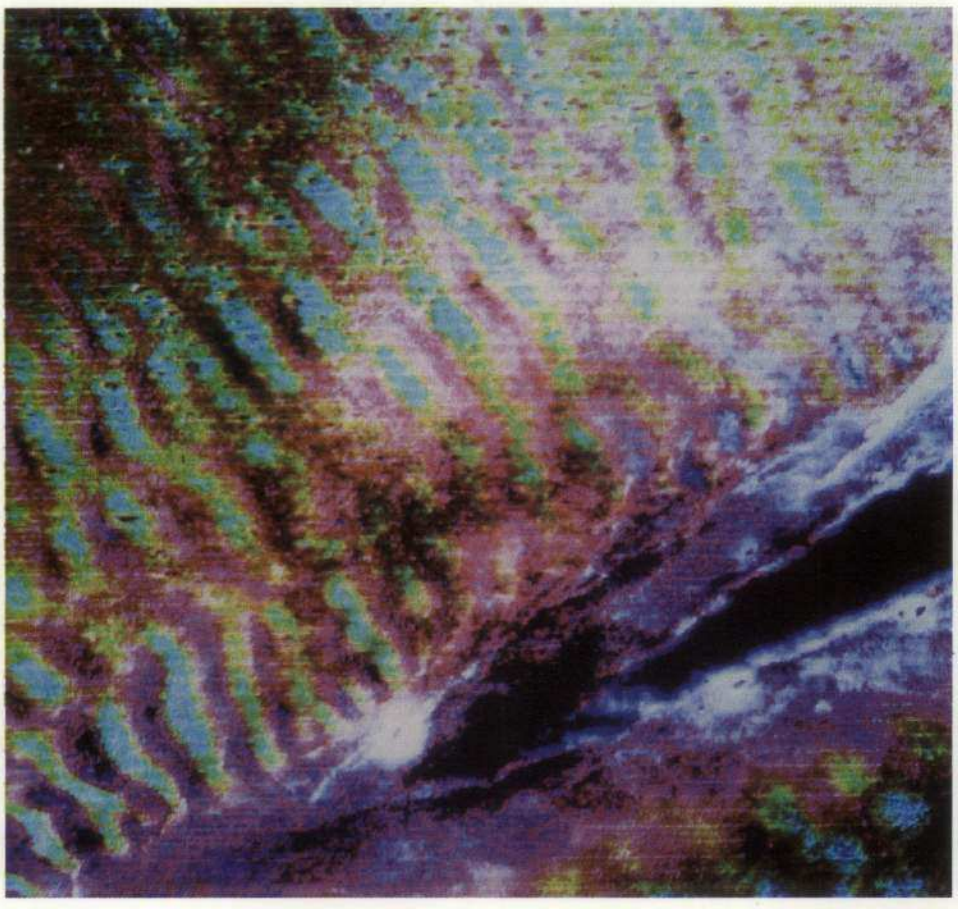


Image n° 23 - Image ACP (Analyse en composantes principales) de la région de Râs el Mâ , à la pointe du lac Faguibine.

équivalentes de l'albédo en 1974 montrent que le secteur était déjà très atteint à cette époque.

N'ayant pu disposer d'images entre 1974 et 1982, nous ne savons pas si la couverture herbacée s'est reconstituée au cours des années à pluviométrie normale de 1975, 1979 et 1980. Les secteurs très largement dégradés en 1982 le sont déjà en 1974 et apparaissent en bleu sur l'image ACP.

Sur l'image entière, le blanc (en dehors du lac) correspond aux zones totalement nues. L'amorce de l'aklé Awana est visible dans le quart NW de l'image. Les dunes blanches, dont l'albédo est supérieur à 50 %, apparaissent très nettement en bordure de lac. Les secteurs très noirs à la pointe du lac correspondent aux bois denses d'*Acacia raddiana*.

Dans cette région nord-sahélienne, comme dans les autres régions, la végétation s'est relativement bien maintenue dans les couloirs interdunaires et dans les dépressions à l'intérieur des bandes sableuses, mais elle a subi d'énormes dommages au sommet des cordons.

Les signatures spectrales attestent de ce phénomène dans tous les secteurs sableux par des valeurs élevées.

Les parties sombres sur l'image ACP ont un albédo relativement élevé (supérieur à 20 %). Leur aspect très sombre est dû à un procédé de visualisation consistant à augmenter le contraste sur le canal CF1, ce qui permet de différencier dans le détail les plages claires, tout en écrasant les zones foncées, Ceci interdit toute discrimination dans les secteurs sombres.

Ces secteurs regroupent non seulement les formations arbustives des interdunes, mais aussi les vastes cimetières d'arbres morts dont nous avons établi les réponses spectrales au chapitre 8, § 13, 23 et 3.

Les figures n° 163 et 164 montrent les variations des signatures spectrales selon un transect radiométrique NS allant de la surface en eau du lac à ses bordures méridionales, incluant l'ensemble des dunes blanches et l'amorce des dunes jaunes, en passant par les diverses unités traversées par la coupe.

L'agencement des valeurs dans les différents canaux permet d'identifier avec précision les unités traversées. Toute la partie en eau est caractérisée par la diminution progressive des valeurs dans les trois canaux, conformément à la réponse spectrale de l'eau.

Le passage sur le secteur des prairies ripicoles et des surfaces cultivées est souligné par la réponse spectrale conforme à celle d'une végétation verte avec absorption dans le canal MSS 5. Si le passage cultivé en blé montre encore l'absorption chlorophyllienne dans MSS 5, le fait que le recouvrement ne soit pas continu entraîne la diminution des valeurs dans le MSS 7.

Le passage du secteur cultivé en blé sur dunes blanches se fait par la transition des sols nus gris partiellement couverts de *Calotropis*, et dont la réflectance totale moyenne contraste avec les valeurs maximales obtenues sur les dunes blanches des bordures du lac (photos M et N, pl. VII). Les dunes jaunes sont identifiées par des valeurs de réflectance élevées mais inférieures à celles des dunes blanches.

FIG.163 Coupe schématique de la bordure sud du lac FAGUIBINE

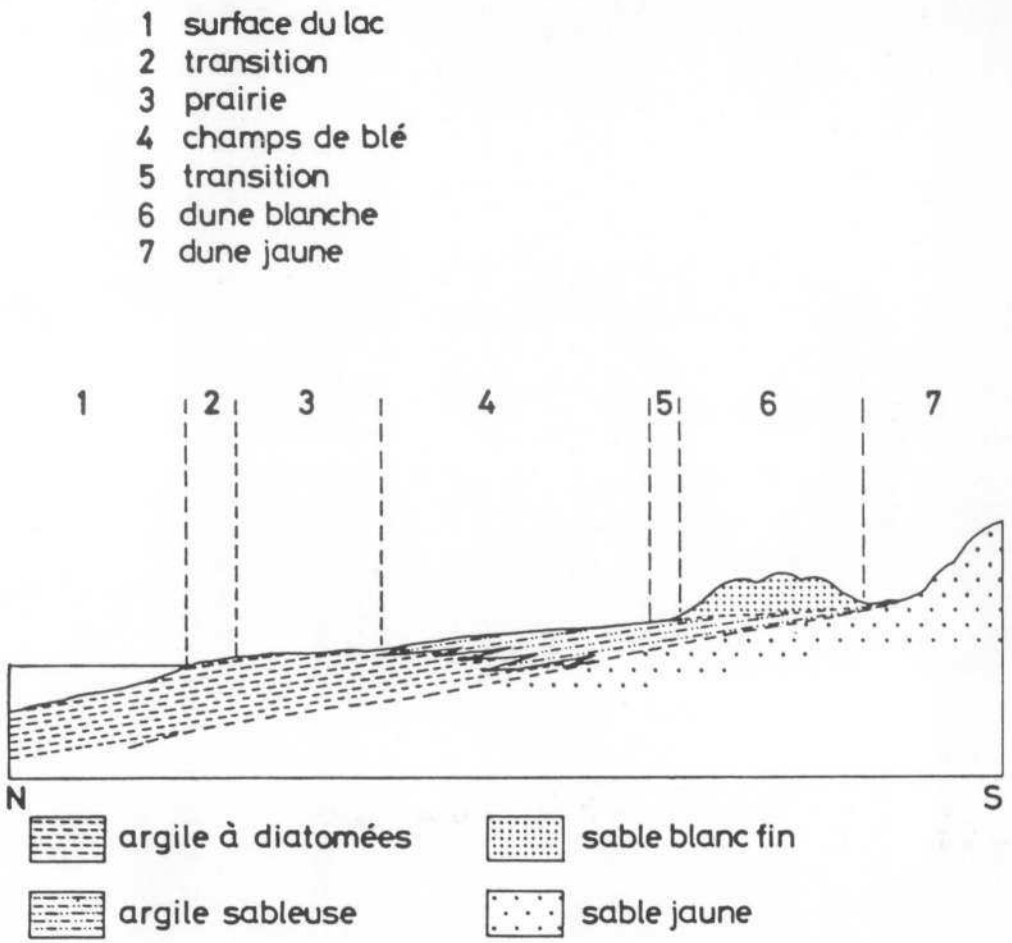
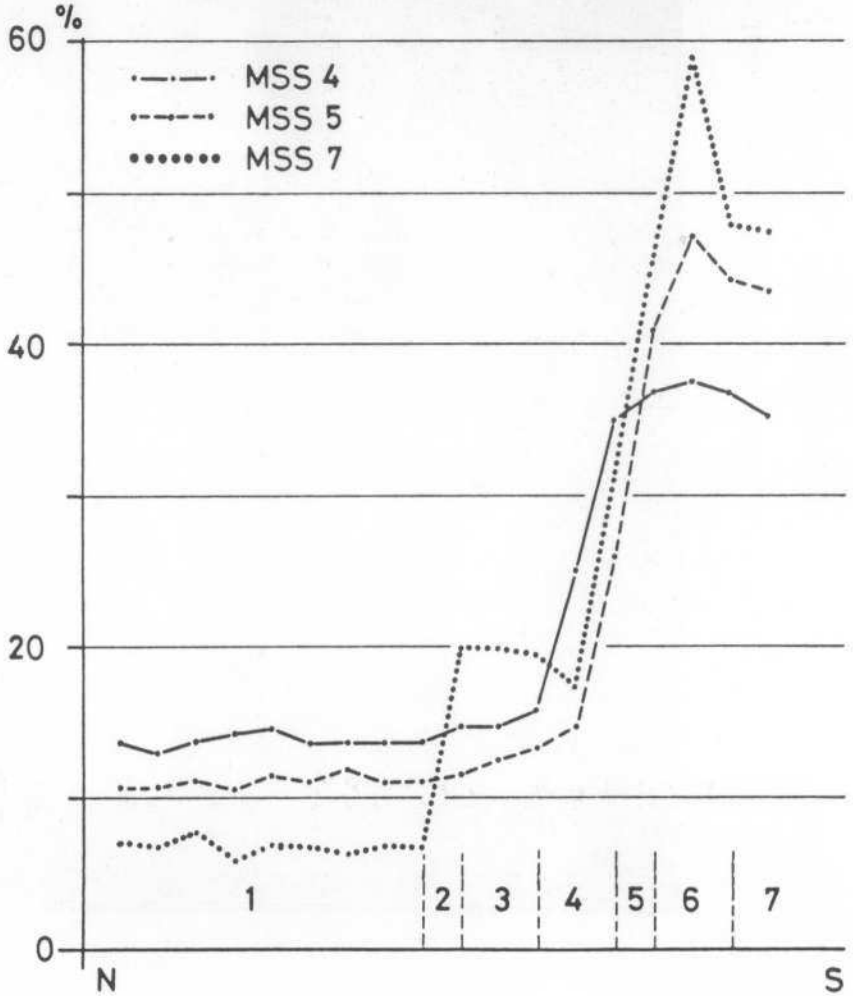


FIG. 16 Transect radiométrique selon la coupe N-S ci-contre.



51. Les changements observés

Les variations les plus importantes de ce secteur ont pour théâtre la cuvette du lac Faguibine, dont l'alimentation en eau est assurée par la crue du fleuve Niger.

Grâce aux données de 1972, 1974 et 1982, et aux supports-images dont nous disposions pour les années 1973, 1975 et 1980, nous avons pu suivre la régression des hautes eaux depuis 1972 jusqu'en 1982. Fig. n° 73.

L'image ACP du 04/01/1974, par un artifice de traitement (bouclage des valeurs les plus fortes et des valeurs les plus faibles) fait ressortir en blanc la surface en eau du lac Faguibine. Le recul progressif de l'eau depuis 1972, s'il a permis la mise en culture de vastes superficies dans la partie centrale et la partie est du lac, a provoqué le déplacement des populations installées à l'extrêmité occidentale du lac et l'abandon de plusieurs villages, les cultures étant rendues impossibles par l'assèchement des sols.

Image n° 24 - Image totale ACP de la région du lac Faguibine

L'analyse des données Landsat montre ainsi dans la partie abandonnée par les eaux entre Ader Mallène et Tadjidjit la progression d'une végétation arbustive dense d'*Acacia raddiana*, fig. n° 73, et de *Calotropis* très abondants dans la cuvette sèche du Gouber.

En dehors des perturbations introduites par la couche épaisse de poussière du 10 Mars 1982, dont nous avons montré les effets au chap. 8,§ 43, la région du lac Faguibine est principalement marquée par l'évolution de la surface en eau du lac qui, en 1982, permettait une exploitation maximale des terres fertiles découvertes par les eaux. Sur les secteurs pastoraux, dont la couverture dépend de la pluviométrie, on constatait en 1982 une situtation pratiquement équivalente à celle de 1974, marquée par une dénudation importante de vastes secteurs principalement au NW du lac (entre Râs-el-Mâ et Tin Fata), où les ligneux *Acacia raddiana*, *Salvadora persica* et *Balanites aegyptiaca*, sont morts.

A proximité des puits (Tin Fata, Tin Tijot), la dégradation est ici comme ailleurs imputable à l'impact du bétail. Ces secteurs gravement dégradés sont l'objet d'une déflation éolienne importante et d'une mobilisation des sables entraînant la formation de dunes vives bien repérables par leur signature spectrale dans les images Landsat.

Au total, dans la partie sud de l'image, l'Assouarirt et la cuvette du lac ont connu deux évolutions différentes. Dans l'Assouarirt, le déficit pluviométrique et l'abaissement de la nappe de l'ensemble dunaire ont abouti à la dégradation globale du tapis herbacé et à la contraction des ligneux dans les dépressions. Dans la cuvette, le retrait progressif du lac a favorisé la reconstitution de groupements arborés denses et permis la mise en culture de grandes superficies.

6. INTERPRETATION ET DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS - ALBEDO ET BIOSPHERE

61. Causes possibles de la diminution d'albédo observée sur le Sahel entre 1973 et 1979

. A l'issue de cette analyse multitemporelle régionale, il apparaît que la diminution observée dans le Sahel est due pour une grande part à la reconstitution de la strate herbacée composée d'espèces annuelles à cycle court, réagissant de façon immédiate à une amélioration quantitative de la pluviométrie, même en période déficitaire.

La régénération annuelle de celle-ci et sa densité dépendent davantage de la distribution temporelle des pluies que de son abondance, ce qui explique la variabilité des réponses dans les différentes régions.

Ce phénomène important implique qu'une diminution de l'albédo n'est pas fonction du seul total annuel des pluies.

Une diminution importante de l'albédo peut être constatée dans le Sahel lorsque le déficit pluviométrique est compensé par la distribution régulière des pluies tout au long du cycle végétatif des plantes annuelles.

. Les arbres et les arbustes qui, dans certaines conditions édaphiques, ont pu résister et s'adapter au déficit en eau des années 1970 par réduction de leur surface foliaire, l'absence de fructification et l'allongement de leurs racines, manifestent en 1979 un bien meilleur état foliaire, attesté par la "signature chlorophylle" dans le MSS 5.

. Les feux de brousse, pratiqués par les pasteurs pour provoquer le regain des espèces herbacées vivaces au moment où les pâturages sont en voie d'épuisement, contribuent largement à faire diminuer l'albédo de surface à très court terme. Ainsi, la forte diminution de 1978 dans le Gondo leur est en partie imputable.

. L'albédo des secteurs herbacés denses est d'autant plus bas que l'herbe est haute. Ce phénomène est lié à l'effet d'ombre portée des pailles. Il en est de même des secteurs arbustifs denses.

Ces phénomènes sont particulièrement intenses dans les milieux sableux des bandes dunaires du Ferlo et dans le milieu arbustif des cuvettes hydromorphes du lac Faguibine.

. Les champs cultivés en mil, en maïs ou en blé, qui constituent une couverture homogène au moment de la pleine végétation, peuvent également participer à la diminution de l'albédo lorsque les surfaces "emblavées" sont importantes.

62. Les causes possibles de l'augmentation de l'albédo en 1982

. On a pu constater dans les milieux sableux des quatre régions étudiées l'apparition ou l'extension de plages nues, dont la signature spectrale est caractéristique des sables vifs. Ce phénomène, provoqué par la mortalité importante des ligneux, la disparition ou l'absence de la couverture herbacée atteint des proportions plus ou moins importantes dans le Ferlo sableux, dans le Gondo, dans l'Oudalan ou encore dans l'Assouarirt au nord-ouest du lac Faguibine.

Cette dégradation du couvert végétal n'est pas spécifique des ensembles dunaires. Elle a été observée également dans le Ferlo cuirassé et sur les glacis du nord de l'Oudalan.

Plusieurs causes peuvent être avancées :

- L'abaissement brusque ou prolongé des nappes phréatiques et la dessiccation de certains milieux, consécutifs au déficit pluviométrique des années 1971, 1972 et 1973. Les arbres et arbustes en sommet de cordon n'ont pu répondre à cet événement soudain.

Dans le ranch de Markoye, la cause climatique est indéniable. Elle est prouvée par la mort de nombreux ligneux dans un espace protégé des agressions de l'homme et du bétail.

- Les déprédations commises par l'homme dans la strate ligneuse s'ajoutent aux effets du climat. Elles se manifestent par l'ébranchage systématique des arbustes et des arbres appétibles, et même par des coupes pures et simples. Ce genre de dégradation est anthropique et est particulièrement net dans l'Oudalan, à proximité des mares, lieux de rassemblement et d'abreuvement des troupeaux, où elle se traduit par l'extension sans cesse croissante des superficies dénudées, comme en témoigne l'image de simulation Spot d'Octobre 1981 sur le secteur de Markoye.

La dégradation et l'appauvrissement du couvert végétal naturel imputables aux pratiques culturales et à l'accroissement des superficies cultivées contribuent également à l'augmentation de l'albédo de surface. Tel est le cas dans le Gondo central au Mali, et surtout dans l'Oudalan, où la mise en culture des bandes dunaires est en partie à l'origine de l'apparition de formes éoliennes vives.

Si les feux, lors de leur passage, contribuent à faire baisser l'albédo, ils participent à son augmentation en période de déficit pluviométrique du fait de la mauvaise reconstitution du tapis herbacé, comme en attes-

tent les traces claires dans le Ferlo, dans le Gondo et l'Oudalan, qui se substituent aux traces noires des feux de l'année précédente.

63. Augmentation ou diminution d'albédo par les débris végétaux jonchant le sol : réponse ambigüe

Les débris ou les feuilles sèches qui parsèment la surface des sols peuvent entraîner selon leur nature une augmentation ou une diminution d'albédo.

Il n'est pas impossible, si l'on en juge à partir des faits observés dans certains secteurs du Gondo septentrional, que l'augmentation d'albédo soit le fait du tapis de pailles brillantes et de feuilles sèches de *Boscia senegalensis*. Dans ce cas précis, les valeurs élevées de l'albédo ne seraient nullement significatives d'une dégradation d'origine climatique et/ou anthropique.

A l'inverse, la couverture d'un sol brillant (secteur de Faguibine) par des souches et des débris d'écorce d'arbres morts peuvent donner l'illusion d'une amélioration de la couverture par l'intermédiaire d'une diminution des valeurs sur des secteurs totalement dégradés.

64. La modification des paysages végétaux entre 1972 et 1982

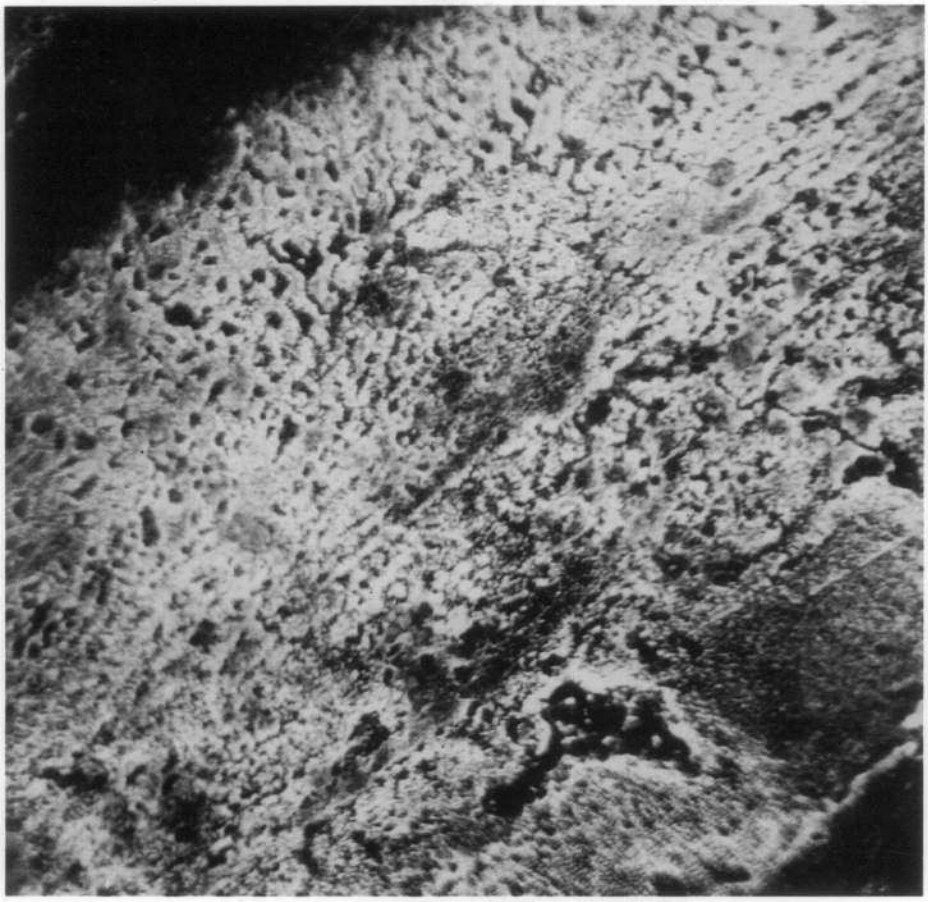
Elle a été principalement marquée par la contraction des groupements de ligneux, quels que soient les milieux considérés.

Cette contraction résulte de l'inégale résistance de certaines espèces vis-à-vis d'une sécheresse accentuée et prolongée à laquelle participent les effets de l'érosion hydrique et/ou éolienne.

Cette organisation spatiale particulière est facilement identifiable par les données Landsat. Les groupements d'arbres et d'arbustes et les espaces intercalaires dénudés sont caractérisés d'une part, par des valeurs d'albédo basses et la réponse "chlorophylle" dans le MSS 5 et d'autre part, par des valeurs élevées. Cette concentration relative des ligneux, en fonction de conditions topo-édaphiques particulières, observée dans toutes les régions étudiées, est significative d'une dégradation globale des paysages sahéliens et révélatrice d'une tendance à l'assèchement. Le passage de la végétation d'un mode diffus à un mode contracté s'opère différemment selon les milieux considérés.

Sur les glacis à couverture colluviale sablo-argileux pelliculaires, il se traduit par l'apparition de la brousse tigrée, dans laquelle les bandes arbustives plus ou moins larges et allongées alternent avec des espaces nus (G. BOUDET, 1972, op. cit.). Dans les ensembles dunaires homogènes, la concentration des ligneux dans les couloirs et la dénudation du sommet

Image simulation SPOT (Octobre 1981)



Concentration des ligneux en bandes ou plages

Secteur de NAFA (FERLO, SENEGAL)

Image n° 25

des ondulations, aboutissent finalement à l'individualisation des formes (Assouarirt, Ferlo, Gondo).

Dans les plaines interdunaires où la végétation varie selon les bio-unités, la contraction des ligneux accentue la discontinuité de l'ensemble. Tel est le cas dans les plaines de l'Oudalan ou du Ferlo. L'image de simulation Spot à la verticale du secteur de Nafa dans le Ferlo en est une belle illustration (image n° 25).

- Les réponses de la végétation en fonction de son stade végétatif

L'étude de détail d'un secteur de la vallée du Sénégal a permis de montrer que la dégradation apparente constatée sur l'image du 2 Janvier 1979, était due en partie à l'état phénologique des plantes cultivées. En Janvier (image du 2 Janvier 1979), les plantes cultivées, mil ou maïs, sont à peine levées et la réponse albédo des secteurs cultivés est relativement élevée. En Mars (image du 10 Mars 1973), les cultures en pleine végétation se traduisent par des valeurs d'albédo peu élevées.

Par conséquent, la connaissance du calendrier agricole et de l'état phénologique des plantes cultivées est, dans un tel milieu, indispensable à l'interprétation des faits.

Nous avons pu montrer néanmoins que la dégradation de la végétation arborée était réelle et repérable sur certaines levées récentes ou anciennes.

CONCLUSION

CONCLUSION

Au terme de cette étude, nous avons tenté de montrer la contribution importante que la télédétection pouvait apporter à la connaissance de l'évolution spatiale et temporelle des milieux du domaine sahélien, à condition toutefois de pouvoir utiliser des données fournies régulièrement et sans interruption.

C'est principalement à l'hétérogénéité de l'information satellitaire que nous avons été affrontée. L'information "historique" que constituent les enregistrements Landsat, bien qu'abondante, est loin d'être continue sur l'ensemble de la zone sahélienne, et nous n'avons pas disposé, pour les régions choisies, de données synchrones.

Ceci nous a contraint à étudier l'évolution de chaque région séparément. Il s'ensuit que les conclusions auxquelles nous aboutissons procèdent davantage d'une série de constats, au demeurant concordants, que du suivi continu des événements intervenus sur l'ensemble du Sahel depuis 1972. Les données Météosat sur les années récentes ont cependant permis de pallier cet inconvénient.

L'utilisation des données satellitaires nous a donc permis de faire le point sur les changements intervenus dans le Sahel durant la période 1972-1982, marquée par un déficit pluviométrique persistant.

La méthode appliquée de façon expérimentale à partir des données de deux satellites montre que la mesure de l'albédo est possible avec une bonne précision, malgré les difficultés d'étalonnage, liées d'une part aux sensibilités différentes des instruments de mesure et, d'autre part, aux effets des phénomènes atmosphériques. Les études de plus en plus avancées actuellement dans les différents laboratoires de recherches, la mise au point de programmes d'intercalibration et de recadrage des données des divers satellites estompent déjà ces difficultés.

Le paramètre albédo, parce qu'il permet une évaluation physique de la réflectance des surfaces, affranchie des perturbations liées aux conditions d'éclairement, s'avère être un bon indicateur des changements de surface dans les zones arides et semi-arides. Dans ces régions en effet, la dégradation se traduit principalement par l'augmentation de la brillance des sols en raison de leur dénudation ou de l'appauvrissement du tapis végétal.

La définition de la réponse spectrale des objets à plusieurs niveaux permet d'établir la liaison entre les mesures faites au sol et les données enregistrées par les satellites. Elle montre que des surfaces homogènes réflectantes et stables, comme les sables vifs d'un aklé, ou absorbantes comme les eaux d'un lac étendu, peuvent servir de surface de référence à tous les niveaux de mesures. Ces surfaces, dont les réponses spectrales sont claires, permettent en outre d'évaluer précisément le rôle des phénomènes perturbateurs, tels que les poussières atmosphériques, dont l'effet peut alors être corrigé.

La confrontation des données fournies par les satellites avec les mesures et les observations faites au sol paraît encore indispensable. En effet, la réponse des satellites intègre l'ensemble des différents éléments de l'aire concernée et leurs interactions, ainsi que l'état de l'atmosphère au moment de l'enregistrement. Il faut donc non seulement pouvoir apprécier les conditions climatiques du moment, mais aussi connaître les propriétés des surfaces observées : nature et état du sol ou de l'affleurement, nature et état de la couverture végétale, naturelle ou non.

Les expériences faites au sol au moment du passage du satellite se sont avérées utiles, et leur pratique systématique sur des secteurs test peut aider à la compréhension des mesures intégrant plusieurs paramètres physiques.

Les principaux résultats de ce travail peuvent se résumer ainsi :

- Le déficit pluviométrique, très durement ressenti dans le Sahel, notamment en 1972 et 1973, et en 1982 et 1983, affecte la majeure partie de l'Ouest Africain. Les déficits dans les régions méridionales (Côte d'Ivoire, Ghana, Nigéria) et dans les régions saharo-sahéliennes sont du même ordre.

Ces sécheresses récurrentes ont pour cause, semble-t-il, des perturbations de la circulation générale. La modicité et/ou l'abondance des pluies sur le Sahel sont liées aux caractères thermodynamiques de la mousson africaine, acquis tout au long de sa trajectoire au-dessus de l'Océan Atlantique. Il semble que la charge en humidité de la mousson dépende non seulement de la température de surface de l'Océan (P.J. LAMB, 1978), mais aussi d'apports de vapeur d'eau depuis l'Océan Indien (P. DE FELICE, 1982). Dès lors qu'à son arrivée sur le continent, l'humidité de la mousson est suffisamment élevée, les mécanismes thermo-convectifs susceptibles d'engendrer les pluies estivales, dépendent de la nature et du comportement d'un substratum continental très hétérogène.

- Les différences thermiques induites par les contrastes d'albédo entre les différentes surfaces de la mosaïque sahélienne (surfaces dénudées brillantes, prairies inondables, surfaces rocheuses sombres, plus ou moins couvertes, etc.) sont peut-être à l'origine de la très grande dispersion spatiale des pluies.

Il est possible aussi que les changements d'état des différentes surfaces sahéliennes participent à la variabilité interannuelle des précipitations.

Cela revient à poser le délicat problème des relations existant entre l'albédo et la température des surfaces, auquel de nombreux chercheurs tentent de trouver une solution.

L'accord est à peu près réalisé sur le fait que la température d'une surface rocheuse nue est une fonction inverse de son albédo ; plus la surface est sombre, plus la température est élevée.

Les avis sont par contre très partagés lorsqu'il s'agit d'une surface couverte soit par la végétation, soit par des débris végétaux (J. OTTERMAN, S.B. IDSO, J. CHARNEY, RIPLEY, G. WENDLER, F. EATON, ...). Tout dépend, semble-t-il, du niveau et du moyen utilisé pour mesurer la température. La température évaluée à partir des satellites n'est, compte tenu de la résolution, qu'une température apparente intégrant l'ensemble des valeurs d'une aire vaste. Les mesures faites au sol montrent que la température d'un sol nu est supérieure à celle d'un même sol couvert d'un tapis végétal, mais l'inverse peut être observé dans certaines conditions particulières (heure de la mesure, humidité de l'air, évapotranspiration). Les mesures d'évaluation du bilan thermique (O. SALVADOR, 1959, 1964 ; A. DRUILHET et alt., 1982, G. WENDLER et F. EATON, 1983) devraient permettre de préciser ces phénomènes.

- Les mesures d'albédo faites en laboratoire à l'aide d'un spectrophotomètre, sur le terrain avec un radiomètre, ou obtenues à partir des données des satellites, ont montré que les surfaces brillantes du Sahara et du Sahel ont un albédo dont la valeur est supérieure à celle habituellement utilisée dans les modèles de circulation de l'atmosphère :

40 à 50 % pour le Sahara
20 à 30 % pour le Sahel.

Ces valeurs, qui paraissent stables dans les régions désertiques, varient dans les régions sahéliennes en fonction des changements des états de surface induits, entre autres facteurs, par la *pluviométrie et la phénologie des plantes annuelles et vivaces*.

- L'étude des variations de l'albédo au Sahel entre 1972 et 1982 a montré que l'albédo a atteint des valeurs élevées en 1972-1973 et 1982, mais qu'il avait sensiblement diminué entre 1973 et 1979. Au cours de cette période, le déficit persistant a été compensé par une bonne répartition temporelle des pluies, bénéfique pour la végétation herbacée naturelle et les cultures.

Ceci montre que dans les régions sahéliennes, les variations de la couverture végétale dépendent non seulement de l'abondance des pluies mais aussi de leur distribution temporelle. Par voie de conséquence, une diminution d'albédo peut être observée, même si, au total, les pluies ont été inférieures à la moyenne.

- La diminution de l'albédo de près de 10 % entre 1973 et 1979 dans le Sahel, ainsi que la variabilité interannuelle constatée sur le Gondo, *sont en contradiction avec le mécanisme de rétroaction biogéophysique énoncé par J. CHARNEY (1975)*.

De même que les fortes valeurs de 1973 n'ont pas eu pour effet d'accentuer le déficit pluviométrique et la sécheresse, la diminution de l'albédo entre 1973 et 1979 n'a pas entraîné l'amélioration réelle de la pluviométrie, comme l'atteste le déficit très élevé et généralisé des années 1982-1983. Il ne semble pas en outre que ces variations de l'albédo aient pu modifier la circulation générale à l'échelle zonale.

Si une augmentation de l'albédo imputable à la dégradation des milieux ou le changement naturel des états de surface dans les régions sahéliennes peuvent altérer, voire bloquer les phénomènes thermo-convectifs, à l'échelle locale, celle-ci ne saurait expliquer les sécheresses dites "sahéliennes", qui sont en réalité synchrones de déficits pluviométriques plus ou moins importants dans les régions plus humides des basses latitudes.

Nous savons que le caractère principal du climat sahélien est l'absence d'humidité pendant la plus grande partie de l'année, et la présence d'une humidité d'origine allochtone pendant trois mois de l'année. Si les régions susceptibles de fournir de la vapeur d'eau à l'atmosphère subissent, elles, une dégradation telle que leur humidité s'en trouve diminuée, comme c'est le cas dans les régions soudano-guinéennes, il est possible dès lors que ces dernières participent indirectement à l'entretien de la sécheresse dans les régions sahéliennes situées à l'aval mousson.

- Les transformations des paysages végétaux ont été suivies par télédétection à travers les réponses spectrales et les variations de leur albédo de surface. Ces dernières traduisent les changements physionomiques et physiologiques des formations végétales. Les missions de terrain nous ont permis de le vérifier et de constater que la connaissance des milieux et du comportement phénologique des plantes était indispensable à la compréhension et à l'interprétation des données satellitaires.

Les changements survenus ont pu être estimés de façon quantitative et qualitative.

La diminution de l'albédo entre 1973 et 1979 est due principalement à un accroissement de la surface couverte par la végétation, caractérisé par :

- une augmentation d'environ 7 % de la strate herbacée ;
- une meilleure réponse foliaire des ligneux en 1979.

Cette évolution s'est accompagnée d'un changement physionomique de la couverture végétale, marqué principalement par :

. La concentration des ligneux dans les dépressions et vallées, où les conditions topoédaphiques ont permis leur maintien, voire leur régénération. Cette contraction de la strate ligneuse apparaît comme la marque d'une adaptation de la végétation à une tendance du climat à l'assèchement.

. La disparition des ligneux en sommet de dune ou sur les glacis cuirassés a été repérée dans l'ensemble des régions étudiées, et surtout dans l'Oudalan, l'Assouarirt et dans le nord du Ferlo.

. L'action du bétail est remarquable à proximité des points d'abreuvement (mares, puits ou forages). Les auréoles de dénudation plus ou moins vastes sont caractéristiques des forages du Ferlo ; elles sont saisonnières et atteignent leur maximum d'extension à la fin de la saison sèche. Pendant la saison des pluies, elles sont recolonisées par la steppe. Dans l'Oudalan, la dénudation des dunes, imputable au piétinement du bétail et aux cultures en sommet de dune, est telle que des champs de dunes vives dont l'origine semble remonter aux années 1950 se sont constitués.

Dans ce cas, l'équilibre du milieu est rompu et les remaniements éoliens irréversibles, semble-t-il.

Dans le Gondo central, où la culture du mil est intensive, les valeurs élevées d'albédo s'expliquent par le fait que les sols sont dénudés pendant toute la saison sèche. Mais il semble que le maintien du parc à *Acacia albida* et les pratiques culturales adaptées au sol sableux n'entraînent pas dans cette région les dégâts irréversibles constatés dans l'Oudalan.

- Les variations de l'albédo, observées sur l'ensemble du Sahel, attestent du dynamisme de la végétation et de ses capacités de reconstitution, mais la disparition et la contraction des ligneux suggèrent une dégradation plus profonde, qui risque d'être aggravée par le très important déficit des années 1981-82, et surtout 1983.

Il apparaît donc de plus en plus nécessaire, en face d'une telle situation, d'utiliser la télédétection à des fins opérationnelles. Les évaluations en temps réel de la productivité de la couverture herbacée, telles que celles qui ont été effectuées sur le Ferlo à l'aide des données NOAA 7 (C.J. TUCKER, C. VANPRAET, E. BOERWINKEL et A. GASTON, 1983) devraient être généralisées à l'ensemble du domaine sahélien, afin de pouvoir surveiller, gérer, contrôler les ressources naturelles en général, et les pâturages en particulier. Ceci permettrait sans doute de mieux répartir la pression du bétail.

Les satellites à résolution plus fine, tels que Landsat 4 ou Spot, permettront de surveiller avec précision les secteurs particulièrement fragilisés par l'action du climat et de l'homme, et de prendre ainsi des mesures appropriées pour lutter contre l'extension des surfaces dégradées.

Notre voeu est de poursuivre ce type d'investigations à partir de l'exploitation des données des satellites en temps réel, et de passer ainsi de la recherche à ses applications dans le suivi des ressources naturelles des régions semi-arides.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN W.A., RICHARDSON A.J., 1968. Interaction of light with a plant canopy. J. Opt. Soc. Am., 58, 1028.

AMADO J., 1982. Cartographie de l'albédo et du gisement solaire à partir des données du satellite Météosat. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Paul Sabatier, Toulouse.

ANDERSON J.R., HARDY E.E., ROACH J.T., WITMER R.E., 1976. A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. U.S. Geological Survey Professional Paper 964, Washington DC.

ANGOT A., 1928. Traité élémentaire de Météorologie. 4e édition, 420 p., Paris.

ANGSTROM A., 1925. Geogr. Ann., 7, pp 323-342.

ARAKAWA A., MINTZ Y., 1974. The UCLA atmospheric general circulation model. Tech. Rep., Dpt of Meteorology, Univ. of Calif., Los Angeles.

ASEM A., COUREL M.F., 1984. Effects of atmospheric turbidity over the surface reflectance in the Sahel. A paraître dans les Actes de la réunion du COSPAR, Graz, Juin 1984.

AUBERT G., 1964. La classification des sols utilisés par les pédologues français en zone tropicale ou aride. African soils, vol. IX,n° 1, pp 97-105, C.C.T.A., Londres.

AUBREVILLE A., 1949. Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale, Paris, Larose.

BA A.S., 1982. L'art vétérinaire des pasteurs sahéliens. Environnement africain, Etude n° 73, 97 p, Dakar.

BARRAL H., 1983. La population et la gestion de l'espace, in "Systèmes de production d'élevage au Sénégal dans la région du Ferlo". Publ. G.E.R.D.A.T./O.R.S.T.O.M., Paris.

BARTMAN F.L., 1980. A time variable model of earth's albedo. Univ. of Michigan, NASA Grant MSG 1482, March 1980.

BAUDET J., DESSENS J., JOSEPH G., SERPOLAY R., 1981. Analyse des particules atmosphériques prélevées le long de l'axe routier transafricain Alger-Abidjan. J. Rech. Atmos., 15, n° 2, pp 157-165.

BEGNI G., 1982. La qualité des images Spot in : "Le système Spot d'observation de la Terre". G. ROCHON & A. CHABREUIL Edit., Société française de Photogrammétrie, Saint-Mandé.

BECKER F., 1978. Principes physiques et mathématiques de la télédétection. Notes de cours dispensés à l'Ecole d'été de physique spatiale du C.N.E.S., Strasbourg.

BERHAUT J., 1954. Flore du Sénégal. Clé pratique permettant l'analyse facile et rapide des plantes, 300 p., Librairie Clairafrique, Dakar.

BERNARD E., 1945. Le climat écologique de la cuvette centrale congolaise. Publ. I.N.E.A.C., Bruxelles, 240 p.

BERNET G., 1968. Note d'un prévisionniste sur le Front Intertropical africain en Août. Publ. ASECNA, PDEM n° 16, Dakar.

BERNUS E., 1983. Désertification dans la région d'Edhazer et Azawak, Niger. Etude de cas présentée par le Gouvernement du Niger. Etudes de cas sur la désertification, Recherches sur les ressources naturelles, XVIII, U.N.E.S.C.O., Paris.

BERROIR A., KANDEL R., 1981. Variations diurnes et bilan radiatif de la Terre. Rapport final, A.S.P., "Evolution des climats".

BERTRAND J., BAUDET J., DROCHON A., 1974. Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest. J. Rech. Atmos., V 8, pp 845-860.

BILLE J.C.,1971. Etude d'un écosystème subdésertique. Principaux caractères de la végétation herbacée du Sahel sénégalais. Rapp. O.R.S.T.O.M., 51 p., 15 fig, Paris.

BILLE J.C., POUPON H., 1974. La régénération de la strate herbacée (in : Recherches écologiques sur une savane sahélienne du Ferlo septentrional, Sénégal). Rev. Ecol. Appl., t 28, n° 1, pp 21-48.

BILLE J.C., 1976. Etude de la production primaire nette d'un écosystème sahélien. Trav & Doc. O.R.S.T.O.M., n° 65, 82 p, 1 carte h.t, Paris.

BOTHOREL A., 1983. Télédétection des ressources terrestres : signatures spectrales (vis, proche I.R.) de roches et de minerais en zone aride ; application à 3 types de minéralisations au Maroc. Thèse Doct. 3ème cycle, Université Paris VI, 143 p et annexes, Paris.

BOUDET G., CORTIN A., MACHER H., 1971. Esquisse pastorale et esquisse de transhumance de la région du Gourma (Mali). DIWI, Gesellschaft für Ingenieurberatung, Essen, 283 p., 1 atlas.

BOUDET G., 1972. Désertification de l'Afrique tropicale sèche. Adansonia, sér. 2, pp 505-524, 12, (4).

BOUDET G., 1974. Les pâturages et l'élevage au Sahel. Notes techn. MAB/U.N.E.S.C.O., pp 29-33.

BOUDET G., GILLET H., 1974. Les recherches à poursuivre et à entreprendre en vue de l'amélioration de l'économie pastorale du Sahel. (in : Le Sahel : bases écologiques de l'amélioration). Notes techn. MAB/U.N.E.S.C.O., pp 35-40.

BOUDET G., 1979. Quelques observations sur les fluctuations du couvert végétal sahélien au Gourma malien et leurs conséquences pour une stratégie de gestion sylvo-pastorale. Rev. Bois et Forêts des Tropiques, n° 184, pp 31-44.

BOUDET G., 1983. L'Agropastoralisme en Mauritanie. Perspectives et recherches. Publ. I.E.M.V.T., 47 p, 7 pl. phot., Maisons-Alfort.

BOUKA BIONA C., 1983. Possibilités d'estimation du rayonnement solaire global par un modèle numérique en zone sahélienne. Thèse Doct. 3e Cycle. Univ. Clermont II, 70 p, annexes.

BOULET R., FAUCK R., KALOGA B., LEPRUN J.C., VIEILLEFOND J., RIQUIER J., 1971. Carte des sols (planche 9) et notice., Atlas International de l'Ouest africain, I.F.A.N./O.U.A., Dakar.

BOYEN H., DOGNIAUX R., PASZYNSKI J., 1976. Méthodes de détermination du bilan énergétique de la surface active de la Terre. Institut Royal Météorologique de Belgique, Publ., série A, n° 99.

BRIGAUD F., 1965. Connaissance du Sénégal. Etudes sénégalaises, n° 9, fasc. 3 : Climats-sols-végétation, 109 p., C.D.R.S., Saint-Louis, Sénégal.

BUCHER A., DUBIEF J., LUCAS C., 1983. Retombées estivales de poussières sahariennes sur l'Europe. Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam., vol 24, Fasc. 2, pp 153-165, Paris.

BUDIKO M.I., 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. Tellus, 21, pp 611-619.

BUNTING A.H., DENNETT M.D., ELSTON J., MILFORTD J.R., 1976. Rainfall trends in the West African Sahel. Quart. J.R. Met. Soc., 102, pp 59-64.

BURPEE R.W., 1972. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of north Africa. Journ. Atm. Sci., 29, pp 77-90.

BURRIDGE D., SADOURNY R., 1982. Systematic errors in general circulation models. WMO Study conf on climate prediction on seasonal, annual and decadal time scales., WCRP Publ. series, à paraître.

CACHAN P., DUVAL J., 1963. Signification écologique des variations microclimatiques verticales dans la forêt sempervirente de basse Côte-d'Ivoire. Ann. Fac. Sci. Dakar, tome 8, pp 89-155, 39 fig., 28 tabl.

CACHAN P., DUVAL J., 1963. Variations microclimatiques verticales et saisonnières dans la forêt sempervirente de basse Côte d'Ivoire. Ann. Fac. Sci., Univer. Dakar, Sér. Sci. Anim., t 8, n° 1, pp 1-87.

CARLSON T.N., 1969. Synoptic histories of African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. Mon. Wea. Rev., 97, pp 256-276.

CARLSON T.N., PROSPERO J.M., 1972. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic , J. Appl. Meteor., 11, pp 283-297.

CARLSON T.N., 1980. Radiative heating rates for Saharan dust. J. Atm. Sc., vol. 37, pp 193-213.

CASTET J., 1941. Note sur la variation annuelle de la radiation à Tamanrasset. Ann. I.M.P.G.A., Sahara, 1941, Alger, Pp. 36-37.

CASTET J., 1942. Sur l'intensité de la radiation solaire directe et ses causes d'affaiblissement à Tamanrasset. Ann. I.M.P.G.A., Sahara, Alger, pp 37-39.

CERF A., FOUQUART Y., BONNEL B., BROGNIEZ G., CHAOUI ROQUAI M., SMITH L., 1982. Propriétés radiatives des aérosols sahéliens. La Météorologie 6e série, n° 29-30, Paris.

CERVELLE B.D., BAHU C., 1974. Mesure au microscope de la réflectance diffusée à 45° du faisceau incident, d'une poudre monominérale, en fonction de la taille des grains (entre 80 et 8 µm) et de leur absorption . C.R. acad. Sc. Paris, t. 278, Série D, p 1657. Paris.

CERVELLE B., MALEZIEUX J.M., CAYE R., 1977. Expression quantitative de la couleur liée à la réflectance diffuse de quelques roches et minéraux. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 100, pp 185-191, Paris.

CERVELLE B.D., MAQUET M., BOTHOREL A., 1981. Signatures spectrales de minerais nickelifères latéristiques. Signatures spectrales d'objets en télédétection, Actes du Colloque d'Avignon, 8-11 Sept. 1981, pp 117-124, Publ. I.N.R.A., Montfavet.

CHAMARD Ph.C., 1972. Les lacs holocènes de l'Adrar de Mauritanie et leurs peuplements préhistoriques. Notes Africaines, n° 133, pp 1-8, I.F.A.N., Dakar.

CHAMARD Ph.C., MORIN S., 1973. Les grès calcaires et les grès ferrugineux de la tête de la presqu'île du Cap Vert (Rép. du Sénégal). Trav. et Doc. Géog.trop., n° 8, pp 1-30, C.E.G.E.T., Bordeaux.

CHAMARD Ph.C., 1976. Essai sur les paléoclimats du sud ouest saharien au Quaternaire récent. La Désertification au sud du Sahara. Colloque de Nouakchott, 17-19/XII/1973, pp 21-26, Nouvelles Editions Africaines, Dakar - Abidjan.

CHAMARD Ph.C., COUREL M.F., 1979. Contribution à l'étude du Sahel voltaïque - Causes et conséquences de la dégradation du couvert végétal des dunes. Trav. Inst. Géogr. Reims, n° 39-40, pp 75-90, Reims.

CHANDRASEKHAR S., 1950. Radiative transfer. Clarendon Press, 1950.

CHARNEY J.G., 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quat. J. Roy Meteor. Soc. 101, pp 193-202.

CHARNEY J.G., STONE P.H., QUIRK W.J., 1975. Drought in the Sahara : a biogeophysical feedback mechanism. Science 187, pp 434-435.

CHARNEY J.G., QUIRK W.J., CHOW SHU HSIEN, KORNFIELD J., 1977. A comparative study of albedo change on drought in semi-arid regions. J.Atm. Sc., vol. 34, pp 1366-1385.

CHARREAU C., SEGUY L., 1969. Mesure de l'érosion et du ruissellement à Séfa (Casamance) en 1968. Agron. Trop., 24, 11, pp 1055-1097.

CHARRIER J.M., MARCHESSAULT R.H., 1972. Light scattering by random and oriented anisotropic rods. Fibre Science and Technology, 5.

CHAUME D., OUDIN M.F., 1980. Une aide à la photointerprétation des images Landsat. Congrès ISP Hambourg, Commission IV 1980, pp 744-751.

CHAUME D., OUDIN M.F., 1981. Principal component Multispatial and Multitemporal Analysis. Etude F032, Centre Scientifique IBM France, 36, avenue Raymond Poincaré, 75116 Paris.

CHEVALIER A., 1930. Sur les 3 périodes de réveil de la nature au Sénégal. C.R. Acad. Sci., 190, pp 1444-1446, Paris.

CLOS-ARCEDUC M., 1956. Etude sur photographies aériennes d'une formation végétale sahélienne : la brousse tigrée. Bull. I.F.A.N., t XVIII, n° 3, pp 677-684, Dakar.

COULOMB J., SERRES H., TACHER G., 1980. L'élevage en pays sahéliens, 192 p., P.U.F., Paris.

COGLEY J.G., 1979. The albedo of water as a function of latitude. Month. Wea. Rev., 107, pp 775-781.

COUREL M.F., 1974. Etude géomorphologique des systèmes dunaires du Cap Vert (Sénégal). Univer. Paris VII, 187 p., 30 fig., 4 cartes ht.

COUREL M.F., 1977. Etude géomorphologique des dunes du Sahel (Niger nord-occidental - Haute-Volta septentrionale). Thèse 3ème cycle, Université Paris VII, 284 p., 25 pl. photos, 54 fig., Paris.

COUREL M.F., COSSUS L., CHAMARD Ph.C., MAINGUET M., 1980. Le vent, facteur de désertification des régions saharo-sahéliennes et sahéliennes. Pre - XXIVth Intern. Geogr. Congress. Symposium proceedings. Fujinomiya August 25-30, 1980, pp 111-131, J.A. MABBUT & BERKOWICZ Edit.

COUREL M.F., 1983. Analyse des changements biogéophysiques dans le Sahel à partir des mesures des satellites. Publ. Centre Scientifique IBM France, F 061, 32 p., annexes, Paris.

COUREL M.F., CHAMARD Ph.C., 1983. Les variations spatiales et temporelles des précipitations au Sahel. Rev. Hommes et Terres du Nord. Univer. Lille (France), n° 3.

COUREL M.F., KANDEL R.S., RASOOL S.I., 1984. Surface albedo and the Sahel drought. Nature, vol. 307, n° 5951, 9-15 Feb. 1984, pp 528-531.

DAUZAT J., LACAZE B., 1981. Modélisation de la réflectance directionnelle de couverts végétaux herbacés à partir de leur caractérisation architecturale par une technique automatisée de points-quadrats. Signatures spectrales d'objets en télédétection. Actes du Colloque d'Avignon, 8-11 Sept. 1981, pp 351-361, Publ. I.N.R.A., Montfavet.

DAVEAU S., 1959. Recherches morphologiques sur la région de Bandiagara. Mém. I.F.A.N., n° 56, 120 p., 5 cartes ht., 30 pl. phot., Dakar.

DAVEAU S., MICHEL P., 1969. Le relief du Tagant (Mauritanie). Rev. Géog. Phys. et Géol. dyn., vol XI, fasc. 2, pp 189-210, Paris.

DE FELICE P., VILTARD A., CAMARA M., 1982. Vapeur d'eau dans la troposphère en Afrique de l'Ouest. La Météorologie, 6e série, n° 29, pp 129-134.

DEKEYSER P.L., VILLIERS A., 1956. Notations écologiques et biogéographiques sur la faune de l'Adrar. Mém. I.F.A.N., n° 44, 222 p, 25 pl. phot., Dakar.

DELWAULLE J.C., 1973. Résultats de six ans d'observations sur l'érosion au Niger. Rev. Bois et Forêts des Tropiques, n° 150, pp 15-37.

DELWAULLE J.C., 1973. Le bois de feu à Niamey. Rev. Bois et Forêts des Tropiques, n° 152, pp 55-60.

DELWAULLE J.C., 1977. La situation forestière dans le Sahel. Rev. Bois et Forêts des Tropiques, n° 173, pp 3-25.

DEPIERRE D., GILLET H., 1971. Désertification de la zone sahélienne au Tchad. Rev. Bois et Forêts des Tropiques, n° 139, pp 27-49.

DEVAUTOUR H., 1980. Monographie du Cercle de Goundam, 2 vol., 225 p et annexes, Direction régionale de la Coopération de Tombouctou.

DE WISPELAERE G., TOUTAIN B., 1976. Un exemple de dégradation du couvert végétal sur une dune fixée dans le Sahel voltaïque entre 1955 et 1975. Rev. Photo Interprétation, n° 3, fasc. 1, pp 1-7, Paris.

DE WISPELAERE G., 1980. Systèmes de production d'élevage au Sénégal. Etude et cartographie de l'évolution de la végétation par télédétection. Rapport de 1ère année, I.E.M.V.T., 162 p., 23 fig.

DHONNEUR G., 1974. Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique Occidentale et Centrale. Publ. ASECNA.

DICKINSON R.E., 1983. Land surface processus and climate. Surface albedos and Energy balance. Advances in Geophysics, vol. 25, pp 305-353.

DICKINSON R.E., JAGER J., WASHINGTON W.M., WOLSKI R., 1981. Boundary subroutine for the NCAR Global Climate Model, NCAR Tech. Note TN-173-1A.

DOSSO M., KILIAN J., SAVARY G., 1983. Etude IBM-IRAT. Campagne de simulation SPOT Haute-Volta, région de Bagré. Etude du Centre Scientifique IBM France (F059), 36 avenue Raymond Poincaré, 75116 Paris.

DOSSO M., KILIAN J., SAVARY G., 1983. Campagne de simulation SPOT : évaluation des sols dégradés et étude du réseau hydrographique (Bagré, Haute-Volta). L'Agronomie Tropicale n° 4, vol. 38, Octobre-Novembre-Décembre 1983. Institut de Recherches Agronomiques Tropicales et des Cultures Vivrières.

DRUILHET A., TINGA A., 1982. Présentation de l'expérience ECLATS. La Météorologie, 6e série, n° 29, pp 203-212.

DRUILHET A., DURAND P., FRANGI J.P., 1982. Données statistiques sur le bilan d'énergie dans la couche de surface sahélienne. La Météorologie, 6e série, n° 29, pp 227-237.

DUBIEF J., 1952. Le vent et le déplacement de sable au Sahara. Trav. Inst. Rech. Sahariennes, t. 8, pp 123-164.

DUBIEF J., 1953. Les vents de sable au Sahara français. Coll. intern. CNRS, Actions éoliennes. Phénomènes d'évaporation et d'hydrologie superficielle dans les régions arides. Alger 27 Mars-31 Mars 1951, t. XXXV, pp 45-70, Paris.

DUBIEF J., 1959-1963. Le climat du Sahara. Mém. Inst. Rech. Sahar., Université d'Alger, 2 tomes.

DUBIEF J., 1975. Le climat du Sahel soudanais. Actes du Séminaire sur le Sahel, Montreux 10-12/X/1974, pp 22-45, Cmm. Nle. Suisse. U.N.E.S.C.O., Berne.

DUBIEF J., 1977. Review of the North African Climate with Particular Emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara. Saharan dust, Scope 14, pp 27-48, John Wiley and Sons Edit.

DUBREUIL P., 1961. Etude hydro-climatique pour l'aménagement des lacs TELE et FAGUIBINE, Rapp. O.R.S.T.O.M., Paris.

DURAND P., DRUILHET A., 1982. Contribution à l'étude de la structure turbulente de la couche limite convective sahélienne en présence de brume sèche. La Météorologie, 6e série, n° 29, pp 213-226.

ELOUARD P., 1959. Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. MéM; Bur. Rech. Géol. Min., n° 7 (1962), 250 p, 28 pl., 31 fig., 8 pl. phot., Orléans.

ELOUARD P., 1976. Oscillations climatiques de l'Holocène à nos jours en Mauritanie atlantique et dans la vallée du Sénégal. Colloque de Nouakchott, 17-19/XII/1973, pp 27-36, Dakar - Abidjan.

FAILLETAZ M., 1938. Résultats des observations actinométriques effectuées à Tamanrasset. Année polaire internationale 1932-1933. Participation française, t. II, Gauthier-Villars, pp 101-123, Paris.

FRASER R.S., BAHETI O.P., AL-ABBAS A.H., 1977. The effect of the atmosphere on the classification of satellite observations to identify surface features. Remote Sensing of Environment, 6, pp 229-249.

FRASER R.S., KAUFMAN Y.F., 1983. The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing. Fifth Conference on Atmospheric radiation, American Meteorological Society, Baltimore, 3-4 Nov. 1983.

FREI R.W., MAC NEIL J.D., 1973. Diffuse reflectance spectroscopy in Environmental problem solving. Published by CRC Press, The Chemical Rubber Co., 18901 Cranwood Parkway, Cleveland.

GALLAIS J., 1967. Le delta intérieur du Niger. Etude de Géographie régionale. Mém. I.F.AN. n° 79, 2 tomes, 621 p, 6 cartes ht., Dakar.

GALLAIS J., 1975. Pasteurs et paysans du Gourma. La condition sahélienne. Mém. C.E.G.E.T./CNRS, 239 p., 15 cartes ht., Talence.

GASSE F., 1978. Les diatomées holocènes d'une tourbière (4040 m) d'une montagne éthiopienne : le Mont Badda. Rev. Algol., XIII, 2, pp 105-149.

GASTON A., VAN ITTERSUM G., VANPRAET C.L., 1983. Utilisation des images NOAA 7 pour l'estimation de la production primaire au Ferlo. Saison des pluies 1980 à 1983. Actes du Colloque : "Méthodes d'inventaire et de surveillance continue des écosystèmes pastoraux sahéliens". Projet Ecosystèmes pastoraux, Dakar, 16-18 Nov. 1983, à paraître.

GAUSMAN H.W., 1977. Reflectance of leaf components. Remote Sensing of Environment, vol. 6, pp 1-9.

GOUDRIAAN J., 1977. Crop Micrometeorology : a simulation study. HEILMAN J.L., MYERS V.I., MOORE D.G., SCHMUGGE T.J. and FRIEDMAN D.B., Edit. NASA Conf. Publ., 2073.

GREBOWSKY G.S., 1975. Characteristics of digital multispectral scanner data. NASA. Goddard Space Flight Center Report, X - 563-75-169.

GRISHCHENKO D.L., 1959. The dependence of albedo of the sea on the altitude of the sun and disturbance of the sea surface. Proceedings of the Main Geophysical Observatory, n° 80, pp 32-38.

GROVE A.T., WARREN A., 1968. Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara. The Geographical Journ., vol. 134, 2, pp 194-208, London.

HANSEN J.E., TRAVIS L.D., 1974. Light scattering in planetary atmospheres. Goddard Institute for Space Studies, N.Y., 10025.

HANSEN J.E., LACIS A.A., LEE P., WANG W.C., 1980. Climatic effects of atmospheric aerosols. Ann. N.Y. Acad. Sci., vol. 338, pp 575-587.

HEBRARD L., 1973. Contribution à l'étude géologique des formations quaternaires du littoral mauritanien entre Nouakchott et Nouadhibou. Thèse Univ. Lyon Claude Bernard, 2 t., 484 p., 3 cartes, 4 coupes, 1 log. ht., Lyon.

HENDERSON-SELLERS A., HUGHES N.A., 1981. Albedo and its importance in climate theory. University of Liverpool, Department of Geography, Liverpool, U.K.

HILTNER E., 1930. Der Tau und seine Bedeutung für den Pflanzenbau. Eine Theorie über die Physiologische Bedeutung der Wasseraufnahme durch oberirdische Pflanzenorgane. Wissenschaftliches Archiv für Landwirtschaft. Abteilung A., Band 3, 1 Heft, Berlin, pp 1-70.

HOUGHTON G.H., 1954. On the annual heat balance of the Northern hemisphere. J. Meter, 11, pp 1-10.

HUBER B., 1937. Mikroklimat. u. Pflanzentemp. registrierungen mit d. Multithermograph v. Hartm & Braum. Jahrb. f. wiss. Bot., 84, pp 671-709.

HUMMEL J.R., RECK R.A., 1979. A global surface albedo model. J. Appl. Meteor., 18, pp 239-253.

IDSO S.B., JACKSON R.J., REGINATO KIMBALL B.A., NAKAYAMA F.S., 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content. J. Appl. Meteor. vol. 14, pp 109-113.

JOUSSAUME S., 1983. Modélisation des cycles des espèces isotopiques de l'eau et des aérosols d'origine désertique dans un modèle de circulation générale de l'atmosphère. Thèse, Doct. 3e Cycle, Univ. Paris VI, 225 p., Paris.

KALU A.E., 1977. The African dust plume : its characteristics and propagation across West Africa in Winter. Saharan dust, Scope 14, pp 95-118, John Wiley and Sons Edit.

KANDEL R., 1982. Satellite observation of the Earth radiation budget. International Symposium of the "Deutsche Meteorologische Gesellschaft E-V".

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

KNIGHT R.I., SMITH D.E., 1944. A pilot's of West African Weather. Met. Off., 469, London.

KONDRATYEV K.Y., 1969. Radiation in the atmosphere. Academic Press, 912 p., N.Y.

KOPKE P., 1982. Meteosat -vis-channel : signal reduction due to atmospheric water vapor and ozone. Beitr. Phys. Atmosph., vol. 55, n° 4.

KOPKE P., 1982. Calibration of the vis-channel of Meteosat 2. Adv. Space Res., vol. 3, n° 6, pp 93-96.

KRIEBEL K.T., 1980. Calibration of Meteosat vis-channel. Proc. Second Meteosat Scientific User Meeting, pp 26-27, ESOC/ESA, March 1980, Londres.

KRIEBEL K.T., 1981. Calibration of Meteosat vis channel by airborne measurements. Appl. Opt., 20, p. 11.

KRIEBEL K.T., 1982. Calibration of Meteosat 2 vis channel . Proc. Third Meteosat Scientific User Meeting, Köln, 26 March, ESOC/ESA.

KUBELKA P., MUNK F., 1931. Z. Physik. Chem. Dtsch., 12.

KUKLA G.J., ROBINSON D., 1980. Annual cycle for surface albedo. Mon. Wea. Rev., 108, pp 56-67.

LAMB P.J., 1978. Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. Tellus, 30, pp 240-251.

LAMB P.J., 1982. Persistence of Subsaharan drought. Nature, 298.

LAMBERGEON D., 1977. Relation entre les pluies et les pressions en Afrique Occidentale. Publ. ASECNA n° 57, Dakar.

LAMBERGEON D., DZIETARA S., JANICOT S., 1981. Comportement du champ de vent sur l'Afrique Occidentale. La Météorologie, 6e série, n° 25, pp 69-82.

LANDSBERG H.E., 1975. Drought, a recurrent element of climate. Drought, W.M.O. Special Environmental Report n° 5, pp 41-90.

LAVAL K., SADOURNY R., SERAFINI V., 1981. Land surface processes in a simplified general circulation model. Geophysics and Astrophysics Fluid Dynamics., 17, pp 129-150.

LAYA D., 1975. A l'écoute des paysans et des éleveurs du Sahel. Environnement africain, vol. 1, n° 2, pp 53-101, IDEP/U.N.E.P., Dakar.

LEBRUN J.P., 1981. Les bases floristiques des grandes divisions chlorologiques de l'Afrique sèche. Etude botanique n° 7, 483 p., I.E.M.V.T., Maisons-Alfort.

LEGRAND M., BERTRAND J., DESBOIS M., 1982. Etude des brumes sèches sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide de Météosat I. La Météorologie, 6e série, n° 29-30, pp 153-159.

LEMAITRE Y., 1981. Etude thermodynamique et dynamique des lignes de grains tropicales observées à Korhogo (Côte d'Ivoire) pendant l'expérience COPT 79. Thèse Doct. 3ème cycle, Université Paris VII, 198 p., Paris.

LEROUX M., 1968. Les invasions d'air d'origine polaire sur l'Ouest de l'Afrique Occidentale, T.E.R. Univ. de Dakar, Juin 1968.

LEROUX M., 1970. La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale. Pub. ASECNA, P.D.E.M. n° 23, 277 p.

LEROUX M., 1981. Le climat de l'Afrique tropicale, Thèse de Doct. Etat, Université de Dijon, 3 tomes, 1427 p.

LINDBERG J.D., SNYDER D.G., 1973. Determination of optical absorption coefficient of powdered materials whose particule size distribution and refractive indices are unknown. Applied Optics, vol. 12, n° 3, March 1983.

LOWITZ G.E., 1976. Etude de morphographie dynamique. Matra Espace.

McCULLOCH J.S., RIPLEY E.A., WANGATI F.J., FORSGATE J.A., 1965. East African Agriculture and Forestry Research Organization, Record of Research, 1964. Government Printer NAIROBI, KENYA.

Mc KENZIE-TAYLOR E., WILLIAMS C.B., 1924. A comparison of sand and soil temperatures in Egypt. Ministry of Agriculture, Technical and Scientific Service, Bull. n° 40, Government Press, 24 p., Cairo.

MAQUET B., CERVELLE B.D., GOUET G., 1981. Signatures of N^{2+} and Fe^{3+} in the optical spectra of limonitic ore from New Caledonia : application to the determination of the nickel content, Mineral Deposits, n° 198, 16, pp 357-373.

MARCHE-MARCHAD J., 1965. Le monde végétal en Afrique intertropicale. Editions de l'Ecole, 471 p., Paris.

MARTIN D., 1967. Spectrophotométrie de réflexion diffuse. Les problèmes de chimie minérale. Revue de Chimie minérale, t. 4, 517 p., Gauthier-Villars, Paris.

MASSON H., 1948. L'eau de condensation et la végétation. Bull. I.F.A.N., TX, pp 131-174, Dakar.

MASSON H., 1954. La rosée et les possibilités de son utilisation. Ann. Ec. Sup. Sci., T I, pp 45-88, Dakar.

MICHEL P., NAEGELE A., TOUPET Ch., 1969. Contribution à l'étude biologique du Sénégal septentrional. Le milieu naturel. Bull. I.F.A.N., t. 31, sér. A, n° 3, pp 756-839, Dakar.

MICHEL P., 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Mém. O.R.S.T.O.M., n° 63, 3 tomes, 1973.

MIDDLETON M.E., YUN-CHI LU., 1982. Evaluating the radiance transformation for normalizing Landsat data. Proc. PURDUE/LARS Symposium on Machine processing of remotely sensed data, West Lafayette.

MIEGE J., BODARD M., CARRERE P., 1966. Evolution floristique des végétations de jachère en fonction des méthodes culturales à Darou (Sénégal). Trav. Fac. Sci., Université de Dakar, 58 p. Dakar;

MOHAMED AG MAHMOUD, 1980. Le Cercle de Gourma Rharous et le Haut Gourma central. 202 p., Ministère du Développement Rural, Bamako.

MONNIER Y., 1982. La poussière et la cendre. Agence de Coopération Culturelle et Technique, 248 p.

MONOD Th., 1939. Contributions à l'étude du Sahara occidental. Phanérogames. Publ. Com. Et. Hist. Scient. Afr. Occ. Française, sér. B, n° 5, pp 52-211, 7 fig., 24 pl., Paris.

MONOD Th., 1958. Majâbat al-Koubrâ. Contribution à l'étude de l'"Empty Quarter" ouest-africain. Mém. I.F.A.N., n° 52, 407 p., Dakar.

MOREAU J.P., BOISSARD P., BONHOMME R., 1981. Caractérisation des maladies de type jaunisse grâce aux mesures de réflectance. Signatures spectrales d'objets en télédétection, Actes du Colloque d'Avignon, 8-11 Sept. 1981, pp 443-454, Publ. I.N.R.A., Montfavet.

MOREAU R., 1970. Le site de Lemdena au Quaternaire récent (région d'Akjoujt-Mauritanie), Bull. ASEQUA, n° 27-28, pp 29-38, 4 fig., 1 tabl. Dakar.

MOTHA R.P., LEDUC S.K., STEYAERT L.T., SAKAMOTO C.M., STROMMEN N.D., 1980. Precipitation patterns in West Africa. Mon. Wea. Rev., 108, pp 1567-1578.

MUNSON P.J., 1971. The Tichit tradition : a late Prehistoric occupation of the Southwestern Sahara. pH. D. Thesis, University of Illinois, Urbana, 393 p.

MYERS V.I., ALLEN W.A., 1968. Appl. Opt., n° 7, pp 1819-1838.

NDIAYE P., 1978. La distribution de la végétation sur les terrains volcaniques de la presqu'île du Cap Vert. Etude biogéographique. Bull. I.F.A.N., t. 40, sér. A, n° 2, pp 223-311, Dakar.

NEIBURGER M., JOHNSON D.S., CHIER C.W., 1961. Studies of the structure of the atmosphere over the Eastern Pacific ocean in Summer. The inversion over the Eastern North Pacific Ocean. University of California. Publications in Meteorology, vol. 1, n° 1, pp 1-94.

NEWELL R.E., KIDSON J.W., VINCENT D.G., BOER G.J., 1974. The general circulation of the tropical atmosphere, vol. 2, MIT Press, Cambridge, Mass., 371 p.

NICHOLSON S.E., 1979. Revised rainfall series for the West african subtropics. Mon. Wea. Rev., 107, pp 620-623.

NICHOLSON S.E., 1981. Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. Mon. Wea. Rev., 109.

NORTON C.C., MOSHER F.R., HINTON B., 1979. An investigation of surface albedo variations during the recent Sahel drought. J. appl. Meteor., vol. 18, pp 1252-1262.

OGUNTOYINBO J., ODINGO R.S., 1979. Climatic variability and Land use. WCC Overview paper 19, 29 p., WMO, Feb. 1979, Geneva.

OLIVRY J.C., 1982. Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux îles du Cap Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). Publ. O.R.S.T.O.M., 46 p., Paris.

OTTERMAN J., FRASER R.S., 1976. Earth atmosphere system and surface reflectivities in arid regions from Landsat MSS data. Remote Sensing of Environment, 5, pp 247-266.

OTTERMAN J., 1977. Anthropogenic impact on the albedo of the Earth. Climatic change, 1, pp 137-157.

OTTERMAN J., WALTER L.S., SCHMUGGE T.J., 1976. Observations from ERTS of overgrazing and cultivation impact on the Earth's surface. Space Research, XVI, Akademic Verlag, Berlin.

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

OTTERMAN J., ROBINOVE J.C., 1981. Effects of the atmosphere on the detection of surface changes from Landsat multispectral scanner data. Int. J. Remote sensing, vol. 2, n° 4, pp 351-360;

OTTERMAN J., 1981. Plane with protrusions as an atmospheric boundary. J. Geophys. Res., vol. 86, n° C7, pp 6627-6630.

OTTERMAN J., ROBINOVE C.J., 1982. Landsat monitoring of desert vegetation growth, 1972-1979, using a plant-shadowing model, Proceedings of the XXIVth COSPAR Plenary Meeting, 16 May-2 June 1982, Ottawa.

OTTERMAN J., 1982. Reflection from soil with sparce vegetation. Adv. Space Res., vol. 1, pp 115-119.

OTTERMAN J., FRASER R.S., BAHETHI O.P., 1982. Characterization of tropospheric desert aerosols at solar wavelengths by multispectral radiometry from Landsat. J. Phys. Res., vol. 87, n° C2, pp 1270-1278.

OTTERMAN J., TUCKER C.J., 1983. Satellite monitoring of surface temperatures in semi-desert : differences between anthropogenically impacted terrain and protected natural vegetation. Adv. Space Res., vol. 2, n° 8, pp 51-55.

OUEDRAOGO J.P., OUEDRAOGO J.B.G., BALDY Ch.M., 1981. Premières données sur le rayonnement global et la durée d'insolation en Haute-Volta. La Météorologie, 6e série, n° 25, pp 123-134, Paris.

PATTERSON E.M., GILLETTE D.A., STOCKTON B.H., 1977. Complex index of refraction between 300 and 700 mm for Saharan aerosols. J. Geophys. Res., vol. 82,n° 21, pp 3153-3160.

PELISSIER P., 1966. Les paysans du Sénégal. Les civilisations agraires du Cayor à la Casamance. Imp. Fabrègue, 939 p., 74 fig., 64 pl. ht., Saint Yriex.

PENMAN W.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. London Ser. A, 193, pp 120-145.

PERRIN de BRICHAMBAUT C., 1958. Considérations générales sur le bilan thermique au sol. Applications particulières à Bangui. La Météorologie, IV, 52, pp 263-270.

PERRIN de BRINCHAMBAUT C., 1963. Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels. Gauthier-Villars, Paris.

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

PEYRE de FABREGUES B., 1970. Pâturages naturels sahéliens du sud du Tamesna. Etude agrostologique, n° 28, I.E.M.V.T., Maisons-Alfort.

PEYRE de FABREGUES B., 1971. Evolution des pâturages naturels sahéliens du sud Tamesna (Rép. du Niger). Etude agrostologique n° 32, 135 p., I.E.M.V.T., Maisons-Alfort.

PICON L., 1983. Etude de l'influence de l'albédo du sol dans les phénomènes de désertification au Sahel à l'aide du modèle de circulation générale du L.M.D. Thèse de 3ème cycle. Université Paris VII, 77 p., et annexes.

PIOT J., NEBOUT J.P., NANOT R., TOUTAIN B., 1980. Utilisation des ligneux sahéliens par les herbivores domestiques. Publ. G.E.R.D.A.T., 213 p.

PIOT J., DIAITE I., 1983. Systèmes de production d'élevage au Sénégal. Etude du couvert ligneux. Rapp. ACC/GRIZA, 37 p., G.E.R.D.A.T./O.R.S.T.O.M., Paris.

PITTE J.R., 1975. La sécheresse en Mauritanie. Ann. Géogr., n° 466, pp 641-664.

PLANET W.G., 1969. Remote sensing Environment, 1, 127-129.

PORTERES R., 1957. Un arbre vivant à contre saison en Afrique tropicale : Faidherbia albida. Sciences & Nature, n° 19, pp 19-24.

POUPON H., BILLE J.C.,1974. Influence de la sécheresse de l'année 1972-1973 sur la strate ligneuse. (in : Recherches écologiques sur une savane sahélienne du Ferlo septentrional,:Sénégal). Rev. Ecol. Appl., t. 28, n° 1, pp 49-71.

POUPON H., 1979. Structure et dynamique de la strate ligneuse d'une steppe sahélienne au nord du Sénégal. Thèse Doct., Université Paris Sud, 317 p., 25 annexes, Paris.

PROSPERO J.M., 1968. Atmospheric dust studies on Barbados. Bull. Amer. Meteor. Soc., 49, pp 645-652.

PROSPERO J.M., CARLSON T.N., 1972. Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial north Atlantic Ocean, J. Geophys. Res., 77, pp 5255-5265.

PROSPERO J.M., NEES R.T., 1977. Dust concentrations in the Atmosphere of the Equatorial North Atlantic : possible relationship to the Sahelian drought, Science, 196, pp 1196-1198.

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

PROSPERO J.M., 1981. Arid regions as sources of mineral aerosols in the marine atmosphre. Geolog. Soc. of America, Special paper 186, pp 71-86.

QUENEY P., 1974. Eléments de Météorologie, Masson et Cie, Paris.

QUEZEL P., 1965. La vététation du Sahara. Du Tchad à la Mauritanie. 333 p., G. FISCHER Verlag, Stuttgart - Masson Edit., Paris.

RASOOL S.I., ed., Cheristry of the Lower Atmosphere, Plenum, New-York, 1973.

REITER E.R., 1961. Meteorologie der Strahlstrome. Springer Verlag, Vienne, 473. 198 fig.

RIOU C., 1972. Etude de l'évaporation en Afrique Centrale. Cah. O.R.S.T.O.M., série Hydrologie, n° 2, pp 39-52, 9 fig.

ROBINOVE C.J., CHAVEZ P.S. jr., GEHRING D., HOLGREN R., 1981. Arid land monitoring using Landsat albedo difference images. Remote sensing of Environment, vol. 11, pp 133-156.

ROBINOVE J.C., 1982. Computation with physical values from Landsat digital data. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 45, n° 5, pp 781-784.

ROBINOVE C.J., 1982. Space plateform albedo measurements as indicators of change in arid lands. Proceedings of the XXIVth COSPAR Plenary Meeting, 16 May-2 June 1982, Ottawa.

ROBITZSCH M., 1938. Der Wasserdampfgehalt, in Hann. Süring, Lehrbuch der Meteorologie Fünfte Aufl., Lief 4, Fünf. Teil, Erstes Kap., pp 307-350, Leipzig.

ROCHE M., 1973. Note sur la sécheresse actuelle en Afrique de l'Ouest. Drought in Africa (Dalby D. and Harrison Church R.J., Eds), pp 53-61, School of Oriental and African Studies, London.

RODIER J.A., 1975. Evaluation de l'écoulement annuel dans le Sahel tropical africain. Trav. & Doc. de l'O.R.S.T.O.M., n° 46, 121 p., Paris.

RONDAS L.A., 1956. Phenomena controling the thermal balance at the ground surface. Climatology and Microclimatology. Proceedings of the Canberra Symposium. Oct. 1956, p. 131.

ROOSE E., 1980. Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Etude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières sous végétations naturelles ou cultivées. Thèse, Doct. Etat, Univ. Orléans, 583 p. (à paraître Mém. O.R.S.T.O.M.).

ROSS J., 1981. The radiation regime and architecture of plant stands. Junk, The Hague.

ROSS J., 1975. Vegetation and the atmosphere. J. MONTEITH Edit., vol. 1, pp 13-56, Academic Press, N.Y.

RUSSEL H.N., 1916. On the albedo of the planets and their satellites. The Astrophysical Journ., XLIII, 3, pp 173-196.

SAINT G., PODAIRE A., 1982. Méthodes de simulation radiométrique et leur représentativité in "Le système Spot d'observation de la Terre". G. ROCHON & A. CHABREUIL Edit., Société française de Photogrammétrie, Saint Mandé.

SALVADOR O., 1959. La température et le flux de chaleur dans le sol à Dakar. Ann. Fac. Sc. Dakar, t IV, pp 47-54.

SALVADOR O., 1964. Contribution à l'étude du rayonnement terrestre au voisinage du sol dans les régions subtropicales. Ann. Fac. Sc. Dakar, 1964, t 11, 230 p., 95 fig., Dakar.

SANWALD E.F., 1981. Laboratory determined spectral signatures of leaves of healthy and rizomania-diseased sugar beets and disease interpretability from aerial IRC photographs. Signatures spectrales d'objets en télédétection, Actes du Colloque d'Avignon, 8-11 Sept. 1981, pp 201-208, Publ. I.N.R.A., Montfavet.

SAVARY G., 1981. APLIAS, an image presentation support for HACIENDA under APL. ITL Meeting, IBM, Rome, July 1981.

SECK A., 1967. L'Afrique Occidentale. Collection Magellan, P?U.F., Paris, 290 p.

SEGUIN B., 1975. Etude comparée des méthodes d'estimation d'E.T.P. en climat méditerranéen du sud de la France. Ann. Agron., 26(5), pp 671-691.

SERVANT M., SERVANT S., DELIBRIAS G., 1969. Chronologie du Quaternaire récent des basses régions du Tchad. C.R. Acad. Sci., t. 269, pp 1603-1606, Paris.

SERVANT M., SERVANT S., 1970. Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. Rev. Geog. Phys. et Géol. Dyn., vol XII, fasc. 1, pp 63-76, Paris.

SEVENET Lieutenant. Etude sur le "Djouf" (Sahara occidental). Bull. I.F.A.N., V, pp 1-25, 1943 (1948), Dakar.

SIRCOULON J., 1976. Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale. Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". Cah. O.R.S.T.O.M.,sér. Hydrol., vol XIII, n° 2, 174 p.

SIEGAL B.S., GILLESPIE A.R., 1980. Remote sensing in Geology. John Wiley & Sons, N.Y., Chichester, Brisbane, Toronto.

SLATER Ph.N., 1980. Remote sensing - Optics and optical systems, Addison Wesley Publishing Co, Reading, Mass.

SMITH E.A., VONDER HAAR T.H., 1983. Satellite measurements and analysis of the radiation budget, cloudiness, and precipitation over Monex. 1st year final report, NSF Grant ATM-8200808. 1/04/1982-31/03/1983, Dept. of Atm. Sci., Colorado State University, Fort Collins.

SOW A.A., 1980. Monographie climatique d'une station synoptique : Linguère (Sénégal) 1942-1971, Départ. Géogr. Univ. Dakar, 116 p.

TANAKA M., WEARE B.C., NAVATO A.R., NEWELL R.E., 1975. Recent African rainfall patterns. Nature, 255, pp 201-203,

TANRE D., 1983. Interaction Rayonnement - Aerosols, applications à la télédétection et au calcul du bilan radiatif. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille.

TARANIK J.V., 1978. Characteristics of the Landsat Multispectral data System, Open file report 75187. U.S. Geolog. Survey, 75 p, Sioux-Falls, South Dakota.

TERRIBLE M., 1975. Atlas de la Haute-Volta. Essai d'évaluation de la végétation ligneuse. 1 vol., 69 p., 1 carte ht., C.V.R.S., Ouaga-dougou.

THEKAEKARA M.P., DRUMMOND A.J., 1973. Extraterrestrial Solar Spectrum, Institute of Environmental Sciences, Mt Prospect, Illinois, p. 114.

THEKAEKARA M.P., 1973. Solar energy outside the earth's atmosphere. Solar Energy, vol. 14, pp 109-127.

THOMPSON B.W., 1965. The Climate of Africa. Bull. Soc. Met. S., Oxford University Press, Nairobi-London-New-York, 1965.

TOUPET Ch., 1966. Etude du milieu physique du massif de l'Assaba (Mauritanie). Initiations et Etudes africaines, n° 20, 154 p., I.F.A.N., Dakar.

TOUPET Ch., 1971. Variations interannuelles des précipitations en Mauritanie. C.R. Biogéogr., 416-421, pp 39-47, Paris.

TOUPET Ch., 1975. La désentarisation des nomades en Mauritanie centrale sahélienne, Université de Lille III, Atelier de Reproduction des Thèses, 490 p., Lille.

TRICART J., 1961. Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal, Mém. B.R.G.M. n° 8, Orléans.

TRIPLET J.P., ROCHE G., 1977. Météorologie générale. Météorologie Nationale Edit., Paris.

TROCHAIN J.L., 1969. Le rythme phénologique aberrant de Faidherbia albida (Del). A. Cher. (Mimosaceae). Ann. Sci. Univ. Besançon, Bot., 3, n° 6, pp 7-13.

TUCKER C.J., JONES W.H., KLEY W.A., SUNDSTROM G.J., 1980. The GSFC Mark II Three Band Hand Held Radiometer NASA technical Memorandum 80641, Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland 20771, Jan. 1980.

TUCKER C.J., VANPRAET C., BOERWINKEL E., GASTON A., 1983. Satellite remote sensing of total dry matter production in the Senegalese Sahel. Remote sensing of Environment, 13, pp 461-474, Elsevier Publishing Co., Inc., N.Y.

VALENTIN Ch., 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions subdésertiques. Thèse Doct. 3ème cycle, U.E.R. Sci. Phys. de la Terre, Université Paris VII, 221 p., 11 pl. phot. et annexes, Paris.

VALENZA J., DIALLO A.K., 1972. Etude des pâturages naturels du Nord Sénégal. Etude agrostologique n° 34, 311 p., 8 fig., 44 tabl., 11 phot., 1 carte, ht., I.E.M.V.T., Maisons-Alfort.

VAN BAVEL C.H.M., FRITCHEN L.J., 1965. Energy balances of bare surfaces in an arid climate, Proceedings of the Montpellier Symposium, UNESCO, Paris.

VERGER F., 1982. L'observation de la Terre par les satellites. Coll. Que sais-je ? P.U.F., Paris.

VIGUIER P., 1941. Lac Faguibine. Rapport des services de l'Agriculture du Soudan. M'Pesoba, 79 p., Bamako.

VOLZ F.E., 1972. Infrared absorption by atmospheric aerosol substances. J. Geophys. Res., 77, n° 6, pp 1017-1031.

VRIES (de) D.A., 1956. The thermal behaviour of soils. Climatology and Microclimatology. Proceedings of the Canberra Symposium, pp 109-113.

WALKER J., 1972. Mousson and the global circulation. Met. Magazine 101, n° 1205, p. 349.

WALKER J., ROWNTREE P.R., 1977. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. Quart. J. Roy. Meteor.Soc., 103, pp 29-46.

WENDLER G., EATON F., 1983. On the desertification of the Sahel zone. Climatic change, 5, pp 365-380.

WHITE F., 1983. Carte dela végétation de l'Afrique, 4 feuilles au 1/5 000 000 et mémoire descriptif, 356 p., Publ. UNESCO, Recherches sur les ressources naturelles, t. XX, Paris.

WILLSON R.C., HUDSON H.S., 1981. Variations of solar irradiance. The Astrophys. Journ., 244, n° 3, pp 185-189.

WILLSON R.C., 1981. Solar total irradiance observations by active cavity radiometers. Solar Physics, 74, pp 217-219.

WILLSON R.C., GULKIS S., JANSSEN M., HUDSON H.S., CHAPMAN G.A., 1981. Science, vol. 211, pp 700-702.

WINSTANLEY D., 1973. Rainfall patterns and general atmospheric circulation. Nature n° 245.

WINSTANLEY D., 1973. Recent rainfall trends in Africa, the Middle East and India. Nature, 243, p. 464-465.

WISCHMEIER W.H., 1959. A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. Soil. Sci. Soc. of America. Proceedings, n° 23.

INDEX ALPHABETIQUE DES LIEUX CITES

ADER MALLENE	16°38'54" N	4°12'14" W	Mali
AGADES	16°59'	7°59' E	Niger
Aklé AWANA	18°	5° W	Mali
ANSONGO	15°41'	0°25' E	Mali
ARAOUANE	18°54'	3°33' W	Mali
ARIBINDA	14°14'	0°52'W	Haute-Volta
BAKEL	14°54'	12°27'W	Sénégal
BAMBA	14°39'	3°06' W	Mali
BANDIAGARA	14°20'	3°36'W	Mali
BANKASS	14°05'	3°31'W	Mali
BELLIATA	14°17'	0°06'W	Haute-Volta
BIDI	14°22'	0°19'W	Haute-Volta
BINTAGOUNGOU	16°44'	3°43' W	Mali
DAKAR	14°44'	17°30' W	Sénégal
DAYET en NAHARAT	17°40'	3°10'W	Mali
DEOU	14°36'	0°43'W	Haute-Volta
DIANKABOU	14°35'	3°05'W	Mali
DIORBIVOL	16°03'	13°03'W	Sénégal
DIOURBEL	14°50'	16°15'W	Sénégal
DJENNE	13°54'	4°33'W	Mali
DODJI	15°32'	14°57'W	Sénégal
DORI	14°02'	0°03'W	Haute-Volta
DOUENTZA	15°00'	2°57'w	Mali
DOUNDODJI PARBA	15°28'	15°11'45"	Sénégal

DOUYA	17°38'N	3°10'W	Mali
GAIDOUM	15°41'	14°51'30"	Sénégal
GANDAMIA	15°09'	2°40'W	Mali
GAO	16°16'	0°30'W	Mali
GAYA	11°53'	3°26'E	Niger
GOROM-GOROM	14°27'	0°14'W	Haute-Volta
GOUBA	14°32'30"	0°37'W	Haute-Volta
GOUNDAM	16°27'	3°40'W	Mali
GOUNTOURE KIRI	14°46'	0°57'W	Haute-Volta
GOURE	13°59'	10°18'E	Niger
GOURMA RHAROUS	16°53'	1°56'W	Mali
GUESSELNAY	14°26'	0°45'30"	Haute-Volta
HOMBORI	15°20'	1°41'W	Mali
KADAR	15°41'	14°54'W	Sénégal
KAEDI	16°09'	13°30'W	Mauritanie
KANO	12°02'	8°32'E	Nigéria
KAOLACK	14°08'	16°04'W	Sénégal
KAYA	13°06'	1°05'W	Haute-Volta
KISSI	14°38'	0°08'W	Haute-Volta
KOLEL	14°33'	0°25'40"W	Haute-Volta
LABGAR	15°50'	14°48'40"W	Sénégal
LINGUERE	15°23'	15°09'W	Sénégal
MAIDUGURI	11°51'	13°05'E	Nigéria
MARKOYE	14°38'	0°04'E	Haute-Volta
MATAM	15°38'	13°13'W	Sénégal
MBOUNA	16°41'18"	3°58'18"W	Mali
MENEGOU	14°22'	0°25'W	Haute-Volta

MOPTI	14°30' N	4°12'W	Mali
NAFA	15°39'10"	14°50'20"W	Sénégal
NARA	15°10'	7°18'W	Mali
NGUIDYE	15°24'45"	15°08'45"W	Sénégal
NGUIGMI	14°15'	13°07'W	Mali
NIAFUNKE	15°56'	3°59'W	Mali
NIAMEY	13°29'	2°10'W	Niger
OREFONDE	16°03'	13°43'30"W	Sénégal
OUAHIGOUYA	13°55'	2°26'W	Haute-Volta
OURSI	14°40'40"	0°27'30"W	Haute-Volta
PODOR	16°38'	14°56'W	Sénégal
PORAM	15°34'44"	14°48'W	Sénégal
RAS el MA	16°35'	4°30'W	Mali
SAINT-LOUIS	16°01'	16°30'W	Sénégal
SAOUGA	14°22'	0°08'W	Haute-Volta
SEGOU	13°24'	6°09'W	Mali
SOKOTO	13°01'	5°16'E	Nigéria
TAHOUA	14°54'	5°15'E	Niger
TAKABOUGOU	14°38'	0°10'E	Haute-Volta
TAMANRASSET	22°48'	5°31'E	Algérie
TAMBAO	14°47'	0°06'E	Haute-Volta
TASSAMAKAT	14°20'30"	0°25'W	Haute-Volta
TERA	14°01'	0°45'E	Niger
TILLABERI	14°12'	1°27'E	Niger
TIN AICHA	16°48'	4°59'W	Mali
TIN EDIA	14°40'	0°35'W	Haute-Volta
TIN FATA	17°48'	4°20'W	Mali
TOMBOUCTOU	16°44'	3°03'W	Mali

TOUGAN	13°05' N	3°04'W	Haute-Volta
YANG YANG	15°35'	15°20'30"W	Sénégal
YARE LAO	16°02'	14°33'W	Sénégal
YOMBOLI	14°39'	0°20'W	Haute-Volta

LISTE DES FIGURES

Fig. n° 1	Champ de pression moyen en Janvier-Février et Juillet-Août
Fig. n° 2	Coupes schématiques de la troposphère sur l'Afrique Occidentale et l'Atlantique au voisinage du méridien origine en Janvier-Février (A) et Juillet-Août (B)
Fig. n° 3	Position of the Intertropical Front (ITF) at surface at the longitude 5°W during 1973, in accordance with the meteorological charts prepared at Abidjan
Fig. n° 4	Circulation d'été boréal sur l'Afrique Occidentale
Fig. n° 5	Circulation d'été boréal sur l'Afrique Occidentale, d'après WALTER (1972)
Fig. n° 6	Positions moyennes mensuelles des zones climatiques et succession des types de temps associés
Fig. n° 7	Coupe schématique de la troposphère ouest-africaine en Août le long du méridien 0°
Fig. n° 8	Flux horizontaux de vapeur d'eau en Août 1979 entre le sol et 300 mb
Fig. n° 9	Température de surface de l'Atlantique intertropical en période déficitaire et en période excédentaire
Fig. n° 10	Mécanisme des pluies d'été boréal en Afrique Occidentale
Fig. n° 11	Variations mensuelles de la durée moyenne de l'insolation (1961-1970)
Fig. n° 12	Spectres du rayonnement solaire (50° et 80°)
Fig. n° 13	Variations mensuelles du rayonnement global incident au sol à Dori (Haute-Volta)
Fig. n° 14	Variations de la température du sol à différentes profondeurs en fonction du temps
Fig. n° 15	Variations de la radiation globale et de la radiation nette en fonction du temps
Fig. n° 16	Variations diurnes de la température du sol à 0,20, 0,50 et 1 m du 12 au 17 Janvier 1983 à la station de Dori
Fig. n° 17	Variation diurne standard des quatre composantes du bilan d'énergie de la couche de surface à Niamey

Fig. n° 18 Vertical structure of Arabian Heat Low ; Conceptual role of Arabian Heat Low within the Southwest Monsoon System

Fig. n° 19 Variations mensuelles et interannuelles des températures maximum de l'air sous abri et au-dessus du sol

Fig. n° 20 Variation annuelle de la température maximale à la surface du sable à Tamanrasset et à Zinder

Fig. n° 21 Température de l'air sous abri à Tahoua, Dakar, Mopti, Tillabéri

Fig. n° 22 Variations journalières de la température de l'air sous abri (année 1978)

Fig. n° 23 Variations interannuelles de la température moyenne à Linguère 1942-1971

Fig. n° 24 Les précipitations : valeurs minimales, maximales et moyennes des hauteurs mensuelles de pluie à Tombouctou et Dori

Fig. n° 25 Courbes cumulatives et courbes de fréquence des totaux pluviométriques annuels pour les stations de Tombouctou, Nguigmi, Niamey, Nara

Fig. n° 26 Répartition temporelle des précipitations pour 24 stations du Sahel

Fig. n° 27 Répartition spatio-temporelle des précipitations depuis 1940, Côte d'Ivoire, Haute-Volta, Mali, Niger W

Fig. n° 28 Répartition spatio-temporelle des précipitations annuelles très déficitaires pour 24 stations du Sahel

Fig. n° 29 Répartition spatio-temporelle des précipitations très déficitaires depuis 1940, Côte d'Ivoire, Haute-Volta, Mali, Niger W

Fig. n° 30 Distribution des pluies par classe de hauteurs Niamey et Tera

Fig. n° 31 Distribution des pluies par classe de hauteurs 1945-1960 et 1971-1980

Fig. n° 32 Organisation cellulaire et dynamique d'une ligne de grains

Fig. n° 33 Isotaches moyennes annuelles des vents

Fig. n° 34 Les vents au sol en Janvier et en Août

Fig. n° 35 Variations des vents de saison sèche à Dakar

Fig. n° 36 Direction des vents au sol à Dakar, Dori, Tillabéri, Tahoua, Nguigmi

Fig. n° 37 Distribution mensuelle des vents efficaces 1972-1973 à Tombouctou et à Dori

Fig. n° 38 Roses des vents efficaces 1972-1973, Tombouctou et Dori

Fig. n° 39 Variations du nombre de jours de chasse-sable à Nouakchott, et du nombre de jours de brume sèche à Ouagadougou

Fig. n° 40 Les vents en altitude en Janvier et en Août à 12 h TU

Fig. n° 41 Saharan dust trajectories across West Africa

Fig. n° 42 Migration of the front of dust haze above West Africa from the 2nd to the 8th March 1973

Fig. n° 43 Extension de la brume sèche à l'est du méridien 5°W (fin décembre 1982, janvier 1983)

Fig. n° 44 Situation météorologique à Tombouctou le 10 Mars 1982

Fig. n° 45 Moyennes mensuelles des valeurs maximum et minimum de l'humidité de l'air à Tillabéri, Nguigmi, Linguère, Dakar

Fig. n° 46 Humidité relative de l'air à 6, 12 et 18 h ; moyennes mensuelles à Tahoua et Niamey

Fig. n° 47 Tension de vapeur et déficit de saturation ; moyennes mensuelles à Agades, Niamey et Linguère

Fig. n° 48 Variations interannuelles des précipitations et de la tension de vapeur à Dori de 1951 à 1975

Fig. n° 49 Variations mensuelles de la tension de vapeur et du déficit de saturation pendant la saison sèche, station de Linguère

Fig. n° 50 Variations de la température de l'air sous abri, de l'évaporation et de la fréquence des vents efficaces ; station de Tombouctou, 1972 et 1973

Fig. n° 51 Evaporation et précipitations, moyennes mensuelles pour Linguère, Tillabéri, Dakar et Mopti

Fig. n° 52 Variations mensuelles de quelques paramètres climatiques Stations de Tillabéri (Niger) et Linguère (Sénégal)

Fig. n° 53 Variations de la pluviométrie à Labé (Fouta Djalon, Guinée) et du module du Sénégal à Bakel, 1927-1981

Fig. n° 54 Variations de la pluviométrie dans le haut bassin du Niger et de l'hydraulicité du fleuve à Koulikoro et à Diré, de 1924 à 1957

Fig. n° 55 Courbes de tendance de la pluviométrie pour six stations d'Afrique Occidentale

Fig. n° 56 Les ensembles dunaires et les recouvrements sableux

Fig. n° 57 Les grandes unités géologiques de l'Afrique de l'Ouest

Fig. n° 58 Les ensembles dunaires du Sahara méridional et du Sahel

Fig. n° 59 La Majâbat al Koubrâ, l'Aouker, le Gourma et le Gondo

Fig. n° 60 Les ensembles dunaires de la cuvette tchadienne

Fig. n° 61 Evolution mensuelle de l'état foliaire de quelques ligneux de la zone sahélienne

Fig. n° 62 Evolution mensuelle de l'état du tapis herbacé sur sols sableux dans la zone sahélienne

Fig. n° 63 La région du Ferlo (Sénégal)

Fig. n° 64 Coupes figuratives des formations végétales associées aux différentes bio-unités des milieux sableux et rocheux du Ferlo

Fig. n° 65 Le Sahel du Mali central

Fig. n° 66 La région d'Oursi : les bandes dunaires et les mares

Fig. n° 67 La région de Markoye, les bandes dunaires et les mares

Fig. n° 68 Les unités végétales dans le secteur de Ménégou, Haute-Volta, en 1955

Fig. n° 69 Les unités végétales dans le secteur de Ménégou en 1974

Fig. n° 70 Le paysage rural dans le secteur de Ménégou en 1955

Fig. n° 71 Le paysage rural dans le secteur de Ménégou (Haute-Volta) en 1974

Fig. n° 72 Coupe schématique de la vallée du Sénégal

Fig. n° 73 Variations du lac Faguibine depuis 1972

Fig. n° 74 Télédétection active

Fig. n° 75 Télédétection passive

Fig. n° 76 Influence de la hauteur du soleil sur la répartition spectrale du rayonnement solaire direct au sol.

Fig. n° 77	Répartition spectrale de la luminance du corps noir et droite de l'approximation de Wien
Fig. n° 78	Spectre du rayonnement solaire
Fig. n° 79	Représentation schématique des diverses composantes des rayonnements solaire et terrestre
Fig. n° 80	Directions liées à l'émission d'une source
Fig. n° 81	Différents domaines du spectre électromagnétique
Fig. n° 82	Les fenêtres du spectre
Fig. n° 83	Atténuation du rayonnement solaire
Fig. n° 84	Influence de la diffusion atmosphérique sur le signal satellitaire
Fig. n° 85	Les effets atmosphériques sur le flux d'énergie entre le soleil et le satellite Landsat
Fig. n° 86	Réponse spectrale des différents objets
Fig. n° 87	Réflexion du rayonnement par les feuilles
Fig. n° 88	Schéma de la géométrie de la diffusion par une feuille
Fig. n° 89	Intégration d'une réponse spectrale par Landsat MSS
Fig. n° 90	Effets atmosphériques sur la signature spectrale intégrée d'un grès rouge et d'une végétation
Fig. n° 91	Signature spectrale enregistrée par Landsat MSS
Fig. n° 92	Variation mesurée de l'albédo avec l'heure locale
Fig. n° 93	Elévation solaire à différentes dates vers 20°N
Fig. n° 94	Angles d'élévation solaire à différentes latitudes et différentes époques de l'année pour le satellite Landsat
Fig. n° 95	Albédo de surface de l'eau
Fig. n° 96	Satellite géostationnaire et satellite à défilement
Fig. n° 97	Noeuds et inclinaison de l'orbite d'un satellite de la terre
Fig. n° 98	Inclinaison de l'orbite Landsat pour son maintien héliosynchrone
Fig. n° 99	Orbite héliosynchrone Landsat
Fig. n° 100	Traces des orbites Landsat pour un jour de couverture

Fig. n° 101	Variations en temps local des acquisitions de données
Fig. n° 102	Schéma de MSS
Fig. n° 103	Géométrie et organisation des détecteurs
Fig. n° 104	Résumé de l'acquisition des données par le système Landsat MSS
Fig. n° 105	Schéma et type du balayage par MSS
Fig. n° 106	Réponses spectrales nominales des bandes Landsat MSS visible et proche infrarouge
Fig. n° 107	Réponses spectrales des MSS Landsat 1 et 2
Fig. n° 108	Traces et rangs des scènes Landsat
Fig. n° 109	Courbes des réponses spectrales des différents systèmes Daedalus Landsat TM, Landsat MSS, Spot HRV
Fig. n° 110	Couverture des satellites géostationnaires
Fig. n° 111	Réponse spectrale des canaux visibles
Fig. n° 112	Réponse spectrale des canaux infrarouges
Fig. n° 113	Réponse spectrale du canal vapeur d'eau
Fig. n° 114 et 114b	Schéma du système Hacienda et méthode de classification Applias
Fig. n° 115	Réflectance diffuse et réflectance spéculaire sur une surface mate
Fig. n° 116	Réponse spectrale C1, C2, C4
Fig. n° 117	Réponse spectrale C5, C6, C3, C7, C8
Fig. n° 118	Réponse spectrale K9, K14, K18, C5
Fig. n° 119	Réponse spectrale K2, K6, K8, K13
Fig. n° 120	Réponse spectrale K5, C7, K16, C6, K19
Fig. n° 121	Réponse spectrale K17, C3, K15
Fig. n° 122	Réponse spectrale K21, K3, K4, K12, K7
Fig. n° 123	Réponse spectrale C2, C1, K20, C4, K1
Fig. n° 124	Réponse spectrale M1, M4
Fig. n° 125	Réponse spectrale M2, M5

Fig. n° 126 Réponse spectrale M3, M11, M12, M14

Fig. n° 127 Réponse spectrale M6, M7, M17, M18, M19, M20

Fig. n° 128 Réponse spectrale M8, M10

Fig. n° 129 Réponse spectrale M9, M13, M15, M16, M21

Fig. n° 130 Réponse spectrale L5, L6, L8, L9, L13, L14, L16, L22

Fig. n° 131 Réponse spectrale L4, L7, L29, L30

Fig. n° 132 Réponse spectrale L1, L2, L3, L44, L45, L47, L50

Fig. n° 133 Réponse spectrale L26, L25, L27, L31, L24, L39, L38

Fig. n° 134 Réponse spectrale L36, L35, L34, L33, L37

Fig. n° 135 Réponse spectrale L20, L21, L48, L28

Fig. n° 136 Réponse spectrale L23, L49

Fig. n° 137 Réponse spectrale L10, L11, L12, L15, L17

Fig. n° 138 Réponse spectrale L42, L43, L46, L41, L40

Fig. n° 139 Réponse spectrale L19, L32, L18, K1

Fig. n° 140 Epaisseurs optiques en fonction de la longueur d'onde

Fig. n° 141 Granulométrie obtenue par inversion des mesures spectrales d'épaisseur optique

Fig. n° 142 Réponse spectrale des secteurs Aklé, Dayet, Lac, en 1974 et 1982

Fig. n° 143 Influence de l'épaisseur optique T sur l'albédo

Fig. n° 144 Localisation des images Landsat

Fig. n° 145 Albédo Météosat 79

Fig. n° 146 Changements relatifs de l'albédo

Fig. n° 147 Variations de l'albédo dans le Ferlo, ATS 3, Landsat, Météosat

Fig. n° 148 Variations de l'albédo dans le Gondo, ATS 3, Landsat, Météosat

Fig. n° 149 Variations de l'albédo Landsat dans le Sahel entre 1966 et 1980, ATS 3 et Météosat

Fig. n° 150	Variations de l'albédo Landsat dans le Ferlo de 1972 à 1981
Fig. n° 151	Variations de l'albédo Landsat dans le Gondo
Fig. n° 152	Variations de l'albédo dans l'Oudalan
Fig. n° 153	Variations interannuelles des précipitations et de l'albédo dans le Ferlo
Fig. n° 154	Variations interannuelles des précipitations et de l'albédo dans le Gondo
Fig. n° 155	Variations interannuelles des pluies sur le plateau de Bandiagara
Fig. n° 156	Carte de l'albédo à partir de Météosat, 3-5 Novembre 1979
Fig. n° 157	Carte de l'albédo à partir de Météosat 1-2 Avril 1979
Fig. n° 158	Evolution de l'albédo au Ferlo (bio-unités)
Fig. n° 159	La vallée du Sénégal dans le secteur de Diorbivol Orefondé
Fig. n° 160	Le Gondo et la partie NE du plateau de Bandiagara
Fig. n° 161	Réponse spectrale des bandes du radiomètre GSFC
Fig. n° 162	Variation de l'albédo dans trois secteurs de l'Oudalan
Fig. n° 163	Coupe schématique de la bordure sud du lac Faguibine
Fig. n° 164	Transect radiométrique selon la coupe NS de la bordure sud du lac Faguibine

LISTE DES IMAGES

Image 1	Variations temporelles des caractéristiques de surface dans le Ferlo en 1979
Image 2	Variations temporelles des caractéristiques de surface dans le Ferlo en 1973
Image 3	Arbres denses
Image 4	Steppe arbustive (dominante arbustes)
Image 5	Steppe arbustive (dominante herbe)
Image 6	Sol dénudé
Image 7	Sol nu
Images 8 & 9 B	Bio-unité n° 1, 1979-1973
Images 10 & 11	Bio-unité n° 2, 1979-1973
Images 12 & 13	Bio-unité n° 3, 1979-1973
Images 14 & 15	Bio-unité n° 4, 1979-1973
Image 16	Image albédo 1973 et 1979 dans le secteur d'Orefondé
Image 17	Image classée Ferlo
Image 18	Visualisation d'une image ACP du Gondo central
Image 19	Evolution de l'albédo dans le Gondo entre 1973 et 1978
Image 20	Image différence sur un secteur du Gondo
Image 21	Images albédo classées 1976 et 1973 du secteur de Markoye simulation Spot, 1981
Image 23	Image ACP de la région de Râs-el-Mâ, 1974
Image 24	Image totale ACP de la région du lac Faguibine, 1974
Image 25	Simulation Spot dans le Ferlo

LISTE DES PHOTOS

Planche I	Photos A	Les monts Hombori
Planche II	Photo C	Plaine du Gourma
	Ohoto D	Steppe à Schoenefeldia
Planche III	Photo E	Arbre déchaussé par le ruissellement
	Photo F	Dunes et remaniements éoliens (Diéri, Ferlo)
Planche IV	Photo G	Badland, Ferlo
	Photo H	Vallée du Tiangol Longueré à Poram
Planche V	Photo I	Vendou (Ferlo)
	Photo J	Vendou en eau
Planche VI	Photo K	Arbre déchaussé par le vent Oursi
	Photo L	Dunes vives, Oursi
P lanche VII	Photo M	Dunes blanches des bordures du lac Faguibine, MBouna
	Photo N	Dunes blanches dans le secteur de Râs-el-Mâ

ANNEXES

LISTE DES TABLEAUX

Tableau n° 1 Insolation - Valeurs moyennes mensuelles de la durée d'insolation exprimées en heures et en 1/10e (1961-1970)

Tableau n° 2 Durée moyenne du jour en heures et minutes par 15° N

Tableau n° 3 Angle moyen d'incidence des rayons solaires à midi, en degrés et 1/10e par 15° N et 20° N

Tableau n° 4 Valeurs journalières de RG entre le 10 et le 20 Février 1980, à OUAGADOUGOU, DORI et NIAMEY

Tableau n° 5 Valeurs journalières de RG entre le 16 et le 26 Aout 1979 à OUAGADOUGOU, DORI et NIAMEY

Tableau n° 6 Températures de l'air sous abri, moyennes mensuelles

Tableau n° 7 Températures de l'air sous abri, moyennes mensuelles des températures maximum

Tableau n° 8 Températures de l'air sous abri, moyennes mensuelles des températures minimum

Tableau n° 9 Les précipitations, moyennes mensuelles

Tableau n° 10 Nombre de jours de pluies, moyennes mensuelles

Tableau n° 11 Les pluies de saison sèche, station de LINGUERE

Tableau n° 12 Totaux pluviométriques mensuels et annuels, valeurs minimum et maximum

Tableau n° 13 Situation temporelle du maximum pluviométrique

Tableau n° 14 Variations interannuelles des précipitations depuis 1952

Tableau n° 15 Fréquence des précipitations annuelles normales, déficitaires et excédentaires, calculée à partir d'un échantillon de 20 stations du Sahel ouest-africain (période 1968-1982)

Tableau n° 16 Distribution des pluies par classes de hauteur (en %), périodes 1945-1960 et 1971-1980

Tableau n° 17 Répartition journalière des pluies pour la station de DOUENTZA

Tableau n° 18 Distribution mensuelle des vents efficaces, TOMBOUCTOU et DORI

Tableau n° 19 Données anémométriques (fréquence exprimée en %), station de DORI, période 1972-1973

Tableau n° 20 Données anémométriques (fréquence exprimée en %), station de TOMBOUCTOU, période 1972-1973

Tableau n° 21 Humidité relative de l'air, moyennes mensuelles des valeurs maximum

Tableau n° 22 Humidité relative de l'air, moyennes mensuelles des valeurs minimum

Tableau n° 23 La tension de vapeur (en mb), moyennes mensuelles

Tableau n° 24 La tension de vapeur, moyennes mensuelles des valeurs journalières (en mb et 1/10e)

Tableau n° 25 Déficit de saturation, moyennes mensuelles des valeurs journalières (en mb et 1/10e)

Tableau n° 26 Variations interannuelles des précipitations (P) et de la tension de vapeur (Td) à DORI, de 1956 à 1975

Tableau n° 27 Tension de vapeur et pluviométrie, 1952-1953, années à pluviométrie excédentaire ; 1972-1973, années à pluviométrie déficitaire

Tableau n° 28 Variations saisonnières de la tension de vapeur de 1951 à 1980, station de DORI

Tableau n° 29 Evaporation, moyennes mensuelles (évaporation Piche)

Tableau n° 30 Tension de vapeur saturante (e_a) en millibars, en tant que fonction de la température de l'air (t) en °C

Tableau n° 31 Valeur de la fonction vent, $f(u) = 0,27 \left(1 + \frac{U}{100}\right)$ d'après le parcours du vent à une hauteur de 2 m, en km/jour

Tableau n° 32 Valeurs du facteur de pondération (1-w) rendant compte de l'effet du vent et de l'humidité sur ET_o à différentes températures et altitudes

Tableau n° 33 Rayonnement extra-terrestre (Ra) exprimé en évaporation équivalente, mm/jour

Tableau n° 34 Durée astronomique journalière moyenne d'heures d'insolation (N) d'après le mois et la latitude

Tableau n° 35 Effet de la température f(t) sur le rayonnement de grande longueur d'onde (Rnl)

Tableau n° 36 Effet de la tension de vapeur f(ed) sur le rayonnement de grande longueur d'onde (Rnl)

Tableau n° 37 Effet du rapport entre les heures réelles et astronomiques d'insolation f(n/N) sur le rayonnement de grande longueur d'onde (Rnl)

Tableau n°38 Coefficient de correction C dans l'équation de PENMAN présentée

Tableau n° 39 Variabilité spectrale de l'albédo sphérique de la terre (Kondratyev, 1969)

Tableau n° 40 Albédos de Sivkov comparés aux albédos de Grishchenko

Tableau n° 41 Réponses spectrales des objets analysés au spectrophotomètre Cary 17 D

Tableau n° 42 Réponses spectrales des objets analysés au spectrophotomètre Cary 17 D

Tableau n° 43 Réponses spectrales des surfaces à partir des visées Matra

Tableau n° 44 Réponses spectrales des surfaces à partir des données Landsat

TABLEAU 1 - INSOLATION - Valeurs moyennes mensuelles de la durée de l'insolation, exprimées en heures et 1/10e (1961-1970)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D_	Année
TAMANRASSET	9,6	9,5	10,4	10,9	10,6	10,2	11,5	10,7	9,6	10,0	9,4	8,6	10,1
AGADES	9,4	10,0	9,4	8,9	9,9	9,3	9,8	9,0	9,4	8,8	9,9	9,4	9,4
TAHOUA	9,0	9,5	8,2	7,2	8,2	8,6	9,1	8,2	8,4	9,3	9,4	9,2	8,7
DAKAR	8,2	8,9	9,7	10,1	9,9	8,6	7,5	6,8	7,1	8,0	8,6	8,1	8,4
NGUIGMI	9,4	10,1	8,9	8,6	9,6	9,4	8,6	7,7	8,7	9,8	9,8	9,7	9,2
TILLABERI	9,5	9,4	9,0	8,2	9,5	8,8	8,4	7,7	8,1	9,1	9,4	9,3	8,9
KAOLACK	9,2	9,6	10,2	10,5	10,3	9,1	8,3	7,1	7,6	8,4	9,2	8,7	9,0
DORI	9,6	9,7	9,4	9,0	9,6	9,7	9,0	8,5	9,0	9,6	9,9	9,3	9,4
NIAMEY	10,2	9,6	9,0	8,1	9,0	8,6	8,4	7,0	8,0	9,3	9,8	9,3	8,9

TABLEAU 2 - DUREE MOYENNE DU JOUR en heures et minutes par 15° N

	11.21	11.37	12.02	12.27	12.49	13.00	12.55	12.36	12.13	11.48	11.27	11.15

TABLEAU 3 - ANGLE MOYEN D'INCIDENCE DES RAYONS SOLAIRES A MIDI, en degrés et 1/10e par 15°N et 20°N (in TOUPET Ch., 1975)

15° N	56,0	61,5	70,5	84,5	87,0	82,5	85,5	88,0	81,5	69,5	58,5	52,5
20° N	49,0	57,0	67,5	80,5	88,0	87,5	89	84,0	73,0	61,0	52,0	47,5

TABLEAU 4 - VALEURS JOURNALIERES DE RG ENTRE LE 10/02 ET LE 20/02/1980

A OUAGADOUGOU, DORI et NIAMEY (in BIOUKA BIONA, 1983)

	OUAGADOUGOU			DORI			NIAMEY		
Date	RG	V	Tps	RG	V	Tps	RG	V	Tps
10/2	282	12		290	8	BS	269	25	
11/2	278	11	BS	288	15		253	12	
12/2	222	7	BS	243	9	BS	236	3	BS
13/2	249	8	BS	220	15		225	6	BS
14/2	257	11	BS	234	7	BS	231	2	BS
15/2	197	6	BS	222	8	BS	187	5	BS
16/2	82	8	BS	182	8	BS	143	7	BS
17/2	202	11	BS	270	15		164	12	BS
18/2	272	11	BS	282	19		241	15	
19/2	260	10	P	265	12		237	3	BS
20/2	243	12	BS	256	13		264	14	

V : visibilité en km
Tps : type de temps (BS : brume sèche ; P : pluie)
RG : exprimé en W.m-2

TABLEAU 5 - VALEURS JOURNALIERES DE RG ENTRE LE 16/08 ET LE 26/08/1979 A OUAGADOUGOU, DORI ET NIAMEY (in BOUKA BIONA, 1983)

	OUAGADOUGOU			DORI			NIAMEY		
Date	RG	N	Tps	RG	N	Tps	RG	N	Tps
16/08	210	7	P	263	6		265	5	
17/08	193	7	P	324	4		212	5	
18/08	205	6	P	191	7	CS	248	7	
19/08	296	7		318	7		275	5	
20/08	247	7		261	5		274	6	
21/08	168	7	P	238	7		115	7	P
22/08	112	8	P	273	6		193	7	P
23/08	186	7	P	202	6		159	7	P
24/08	176	7		187	7		122	7	P
25/08	210	6		256	5		243	7	
26/08	308	7		305	3		261	6	

N : nébulosité en octas
CS : chasse-sable
P : pluie
RG exprimé en W-m-2

TABLEAU 6 - TEMPERATURE DE L'AIR SOUS ABRI - Moyennes mensuelles

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
AGADES x	20.3	22.7	26.2	30.8	32.7	33.6	31.7	30.2	30.8	29.1	23.9	21.6	27.8
PODOR .	22.3	24.8	27.5	30.7	32.0	32.1	31.1	29.7	30.3	31.2	27.6	23.6	28.6
MATAM ..	23.6	25.9	29.6	32.5	34.5	34.0	31.5	29.0	29.6	31.0	28.6	24.6	29.5
LINGUERE .	25.3	25.9	28.1	29.8	31.0	30.6	29.0	27.6	28.1	28.9	27.4	24.2	28.0
TAHOUA x	23.6	26.3	29.8	33.2	33.8	31.8	29.3	27.8	29.0	30.4	27.2	24.7	28.9
DIOURBEL .	23.9	25.7	27.6	28.8	30.0	30.2	29.0	28.0	28.0	28.5	27.1	23.9	27.6
DAKAR .	21.8	20.6	20.8	21.5	23.3	26.0	27.0	27.1	27.5	27.7	26.5	23.7	24.4
MOPTI .	22.3	25.6	28.7	31.4	32.7	31.3	28.5	27.1	27.6	28.4	26.4	23.0	27.8
NGUIGMI x	20.4	22.6	26.7	29.9	31.1	31.3	30.2	28.3	29.1	28.2	24.2	21.1	26.9
TILLABERI x	24.9	27.7	30.5	32.9	34.2	32.0	29.9	28.1	29.1	30.5	27.9	25.5	29.4
NIAMEY x	24.5	27.4	30.6	33.5	33.8	31.0	28.7	27.2	28.2	30.4	27.6	25.2	29.0

. : 1951-1970
x : 1961-1970

TABLEAU 7 - TEMPERATURE DE L'AIR SOUS ABRI - Moyennes mensuelles des températures maximales

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
AGADES	x	28.8	31.7	35.2	39.1	40.8	41.6	39.1	37.1	38.5	37.3	32.6	29.9	36.0
PODOR	.	30.3	32.7	36.6	39.4	41.4	40.6	37.9	35.3	36.0	37.6	35.0	33,0	36.2
MATAM	.	33.3	35.5	39.4	41.7	43.2	41.0	37.2	33.7	34.8	37.9	37.3	33.1	37.3
LINGUERE	.	33.7	35.8	38.6	40.5	41.2	39.3	35.4	33.3	33.7	36.4	36.7	33.3	36.4
TAHOUA	x	32.2	35.0	38.1	40.7	40.9	38.3	35.1	32.7	34.9	38.1	35.5	33.2	36.2
DIOURBEL	.	33.8	35.8	38.4	39.5	39.9	37.9	34.5	32.8	33.0	35.0	36.1	33.1	35.8
DAKAR	.	25.4	24.4	24.4	26.8	26.6	28.9	29.8	29.8	30.6	31.0	29.7	27.2	27.7
MOPTI	.	31.6	35.7	37.9	39.8	40.4	38.2	34.2	31.6	32.3	34.3	34.4	31.1	35.1
NGUIGMI	x	28.1	30.6	34.5	37.2	38.3	38.0	36.2	33.3	35.3	35.8	32.0	29.4	34.0
TILLABERI	x	33.2	36.0	39.2	40.9	41.2	37.9	35.4	32.8	34.6	38.2	36.6	34.0	36.6
NIAMEY	x	33.4	36.2	39.1	40.5	40.2	36.7	33.8	31.7	33.4	37.4	36.3	34.2	36.0

. : 1951-1970
x : 1961-1970

TABLEAU 8 - TEMPERATURE DE L'AIR SOUS ABRI - Moyennes mensuelles des températures minimales

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
AGADES x	11.9	13.7	17.2	22.6	24.6	25.6	24.3	23.3	23.2	21.0	15.3	13.3	19.6
PODOR .	14.3	16.8	18.5	21.9	22.6	23.5	24.4	24.1	24.5	24.7	20,2	16.3	21.0
MATAM .	14.0	16.4	19.7	23.4	25.8	27.1	25.8	24.2	24.4	24.0	19.9	16.1	21.7
LINGUERE .	14.7	16.6	18.2	19.8	21.6	22.6	23.3	23.0	22.6	21.4	18.1	15.0	19.7
TAHOUA x	15.1	17.7	21.5	25.7	26.8	25.4	23.6	22.8	23.1	22.8	18.9	16.2	21.6
DIOURBEL .	14.0	15.6	16.8	18.0	20.0	22.6	23.4	23.3	22.9	22.0	18.1	14.6	19.3
DAKAR .	17.7	16.8	17.1	18.1	20.1	22.9	24.2	24.1	24.3	24.4	23.0	20.0	21.1
MOPTI .	11.8	16.4	19.7	22.9	25.3	24.7	23.2	22.7	23.1	22.7	18.7	15.3	20.5
NGUIGMI x	12.8	14.6	18.9	22.5	23.9	24.6	24.3	23.3	22.9	20.6	16.5	12.9	19.8
TILLABERI x	16.7	19.4	21.9	25.0	27.2	26.1	24.4	23.4	23.7	22.9	19.3	17.0	22.2
NIAMEY x	15.6	18.6	22.2	26.5	27.4	25.4	23.6	22.8	23.1	23.4	19.0	16.3	22.0

. : 1951-1970
x : 1961-1970

TABLEAU 9 - LES PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
TOMBOUCTOU 1951-1980	0,1	0,2	0,1	1,1	3,7	16,8	51,1	81,4	31,2	2,6	0,1	0,3	188,7
LINGUERE 1942-1971	0,1	0,7	0	0,1	3,0	29,6	98,1	173,4	131,9	51,4	3,1	2,3	500,2
HOMBORI 1961-1980	0,1	0,1	0,3	1,3	12,6	47,0	121,4	152,2	68,8	13,7	0,1	0,4	418,0
TAHOUA 1931-1960	0,5	0	0,3	2,3	17,6	44,9	117,4	143,8	66,1	14,3	0	0	407,2
MOPTI 1951-1980	0,2	0,1	0,6	3,9	29,6	64,9	144,7	171,9	96,3	23,9	0,2	0,7	537,1
TILLABERI 1931-1960	1,0	1,0	2,0	1,4	17,9	55,4	131,9	203,3	85,6	10,8	0,2	0	509,5
DJENNE 1926-1975	0,3	0,6	1,9	4,8	32,3	71,1	159,5	212,4	101,4	16,7	1,3	0,6	607,1
NIAMEY 1931-1960	0	0	2,0	5,0	27,0	79,0	159,0	201,0	103,0	15,0	1,0	0	592,0

TABLEAU 10 - NOMBRE DE JOURS DE PLUIE - Moyennes mensuelles

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
TOMBOUCTOU	0,1	0,1	0,1	0,4	1,0	3,4	7,6	9,2	5,1	0,9	0,1	0,2	29,2 j
LINGUERE	0	0	0,4	1,0	4,1	8,5	13,0	16,6	10,6	1,5	0,8	0	57,4
HOMBORI	0	0,1	0,3	0,3	2,3	5,7	11,4	11,8	8,9	2,0	0,1	0,1	43,0
TAHOUA	0,1	0	0,1	0,7	2,7	6,5	10,8	13,3	7,9	1,5	0	0	43,5
MOPTI	0,1	0,1	0,4	1,1	4,2	8,4	13,1	15,4	10,7	3,6	0,2	0,1	57,0
TILLABERI	0,2	0,1	0,1	0,4	3,0	6,4	10,9	13,2	7,9	1,6	0,1	0	40,7
DJENNE	0,1	0,1	0,3	0,9	3,3	6,2	10,3	12,0	7,6	2,0	0,2	0,1	45,1
NIAMEY	0	0	0,4	1,0	4,1	8,5	13,0	16,6	10,6	1,5	0,8	0	57,4

TABLEAU 11 - LES PLUIES DE SAISON SECHE (Janvier, Février, Mars, Novembre et Décembre) - Station de LINGUERE

	J	F	M	N	D	P(mm)	ps/P
1963	0	0	0	0	0	396,7	-
1964	0	0	4,6	0	0	482,6	0,9 %
1965	0	0	0	0,3	0	429,9	0,06
1966	0	0	0	0	14,5	518,5	2,79
1967	0	0	0	0,4	0	556,0	0,07
1968	0	16,3	0	4,5	2,6	290,0	8,06
1969	0	0	0	0	0	679,0	-
1970	0	0	0	2,1	0	297,3	0,7
1971	0	0	0,3	0,5	0	328,3	0,24
1972	7,2	0	0	0	0	245,4	2,9
1973	0	0	0	0	0	255,4	-
1974	0	0	0	0	0	330,0	-
1975	0	0	0	0	0	478,9	-
1976	2,3	4,1	0,2	1,0	5,2	378,4	3,38
1977	0	0	0	0	0,6	340,0	0,1
1978	0	0	0	18,8	0,2	316,8	5,99
1979	15,9	0	0	0	3,2	393,5	4,85
1980	0	6,8	0	0	0,2	380,8	1,83
1981	0,2	0,5	0	0	0	376,7	0,18
1982	0	0	0	0	0	485,3	-

P (mm) : total annuel des pluies en mm
ps/P : rapport des pluies de saison sèche au total annuel

TABLEAU 12 - TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MENSUELS ET ANNUELS

Valeurs minimales et maximales

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
TOMBOUCTOU 1907-1973	p	0	0	0	0	0	0	5,0	9,3	0	0	0	0	87,0
	a							1922	1970	1913				1912
	P	5,0	10,5	1,7	16,1	26,8	88,7	134,0	183,1	97,6	28,0	9,0	7,6	380,3
	a	1935	1924	1949	1963	1945	1954	1933	1943	1931	1919	1947	1964	1954
MOPTI 1921-1973	p	0	0	0	0	0	11,2	45,9	74,0	29,3	0	0	0	326,2
	a						1938	1947	1926	1973				1973
	P	8,7	2,4	10,8	41,4	93,2	156,9	264,2	441,2	206,7	79,3	5,0	20,3	963,6
	a	1935	1931	1929	1928	1970	1926	1932	1952	1952	1951	1937	1964	1952
DORI 1921-1973	p	0	0	0	0	0,2	7,9	35,2	52,6	9,5	0	0	0	368,2
	a					1959	1952	1921	1926	1941				1968
	P	19,0	25,0	13,5	40,5	82,4	213,2	308,5	317,1	244,0	64,0	20,0	11,6	783,7
	a	1928	1950	1955	1936	1957	1963	1956	1961	1943	1922	1921	1965	1953

p : minimum P : maximum a : année

TABLEAU 13 - SITUATION TEMPORELLE DU MAXIMUM PLUVIOMETRIQUE

	M	J	J	A	S	
Nbre de fois	0	1	17	38	4	TOMBOUCTOU 1907-1973
%	0	1,6	28,3	63,3	6,6	avec lacunes
Nbre de fois	0	1	9	27	5	NIAFUNKE 1923-1973
%	0	2,4	21,4	64,3	11,9	avec lacunes
Nbre de fois	1	0	3	41	1	ANSONGO 1923-1973
%	2,1	0	6,5	89,1	2,1	avec lacunes
Nbre de fois	0	1	15	29	2	DOUENTZA 1926-1973
%	0	2,1	31,9	61,7	4,2	avec lacunes
Nbre de fois	0	1	13	37	1	MOPTI 1921-1973
%	0	1,9	25,0	71,1	1,9	avec lacunes

TABLEAU 14 - VARIATIONS INTERANNUELLES DES PRECIPITATIONS DEPUIS 1952

Année	TOMBOUCTOU	HOMBORI	TILLABERI	DORI	LINGUERE	DAKAR	SEGOU
1952	239,3	584,7	677,2	649,4	619,4	551,8	723,3
1953	262,6	571,3	592,0	783,7	670,3	358,4	666,4
1954	380,3	563,6	573,9	696,2	506,4	615,0	802,6
1955	230,0	469,0	540,5	600,4	586,4	702,4	854,6
1956	153,9	558,2	499,8	731,2	333,2	460,7	882,9
1957	247,2	537,5	604,2	665,2	498,5	639,6	825,6
1958	175,1	461,1	500,5	580,4	595,9	759,7	684,6
1959	234,6	312,8	610,8	493,8	538,0	304,3	807,6
1960	242,8	396,6	420,5	472,8	611,9	506,8	655,2
1961	207,5	347,8	698,2	720,1	523,5	708,8	724,3
1962	175,8	429,0	451,0	531,3	341,3	559,8	785,2
1963	199,5	396,0	424,9	747,9	399,6	451,5	765,5
1964	216,8	397,6	611,5	683,1	482,6	570,1	904,4
1965	143,5	375,3	521,6	545,2	426,3	411,7	772,8
1966	100,3	393,5	362,4	735,7	518,5	595,0	729,9
1967	141,8	429,5	576,1	483,2	556,0	896,4	720,5
1968	233,2	407,5	348,0	368,2	290,0	259,7	558,5
1969	146,7	377,7	404,5	684,5	679,0	751,3	685,8
1970	143,6	350,1	293,0	406,8	297,3	177,0	683,1
1971	171,1	364,0	250,0	426,6	328,3	366,7	510,1
1972	149,8	300,1	368,3	471,7	245,4	116,7	523,4
1973	104,5	319,8	336,6	394,1	255,4	287,0	504,5
1974	133,9	306,6	407,9	556,4	330,0	366,3	615,6
1975	205,5	523,2	274,3	335,2	478,9	564,0	827,5
1976	121,5	329,9	532,5	> 603,1	378,4	387,8	704,5
1977	129,5	333,3	402,4	> 304,3	340,0	171,2	682,1
1978	119,5	462,3	514,5	539,2	320,4	323,4	662,8
1979	180,6	303,0	485,5	421,9	393,5	348,8	658,5
1980	213,5	441,0	489,9	409,0	380,8	377,7	495,4
1981	169,9	410,0	250,3	408,5	376,7	338,2	522,2
1982	111,1	223,2	276,9	471,2	485,3	309,5	391,4

TABLEAU 15 - FREQUENCE DES PRECIPITATIONS ANNUELLES NORMALES, DEFICITAIRES ET EXCEDENTAIRES, CALCULEE A PARTIR D'UN ECHANTILLON DE 20 STATIONS DU SAHEL OUEST-AFRICAIN (Période 1968-1982)

Année	Précipitation normales %	Déficit ⩾ 5 %	Déficit ⩾ 20 %		Excédent ⩾ 5 %	Excédent ⩾ 20 %	Localisation des excédents
1968	15 %	75 %	60 %		10 %	10 %	
1969	10,5 %	52,6 %	5,2 %		36,8 %	36,8 %	Sénégal, Haute-Volta
1970	5,2 %	78,9 %	57,9 %		15,8 %	0	
1971	15,0 %	75,0 %	60,0 %		10,0 %	5	
1972	0	100 %	95 %		0	0	
1973	0	94,7 %	84,2 %		5,2 %	0	
1974	5 %	75 %	45 %		20 %	0	
1975	10 %	45 %	35 %		45 %	10 %	Haute-Volta, Mali,Niger
1976	15 %	65 %	40 %		20 %	5 %	
1977	16,6 %	77,7 %	50 %		5,5 %	5,5 %	
1978	15 %	40 %	30 %		45 %	15 %	Haute-Volta, Niger
1979	10 %	80 %	35 %		10 %	0	
1980	5,2 %	68,4 %	36,8 %		26,3 %	5,2 %	Mali
1981	5,5 %	88,8 %	55,5 %		5,5 %	0	
1982	5,2 %	94,7 %	73,7 %		0	0	

TABLEAU 16 - DISTRIBUTION DES PLUIES PAR CLASSES DE HAUTEUR

(en %)

PERIODE 1945 - 1960						
p (mm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	>50
AGADES	77,3	12,7	5,2	3,8	0,4	0,4
TAHOUA	69,9	17,0	7,8	2,6	1,5	1,0
TILLABERI	64,6	17,7	8,7	4,5	1,8	2,6
TERA	53,0	24,2	12,0	5,3	2,7	2,7

PERIODE 1971 - 1980						
p (mm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	>50
AGADES	86,4	9,8	2,1	1,6	0	0
TAHOUA	71,5	16,4	6,4	2,3	2,9	0,3
TILLABERI	70,0	16,2	6,5	3,8	1,4	2,0
TERA	58,2	21,7	9,1	6,3	3,1	1,6

TABLEAU 17 - REPARTITION JOURNALIERE DES PLUIES

(N pluies nocturnes - J pluies diurnes)

STATION DE DOUENTZA

		1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	Totaux
Mai	N	1	-	3	1	2	1	2	-	10
	J		1	1	2	1				5
Juin	N	1	3	1	4	2	4	4	8	27
	J	4	1	-	3	2	-	2	1	13
Juillet	N	2	6	10	6	8	2	7	6	47
	J	6	2	2	9	4	4	2	3	32
Août	N	8	8	7	8	8	7	6	8	60
	J	5	2	2	1	6	4	2	1	23
Septembre	N	6	5	2	6	9	3	5	3	39
	J	6	5	4	1	4	-	-	2	22
Octobre	N	2	-	1	1	-	1	-	-	5
	J	1	-	2	-	-	-	1	1	5
Total	N	20	22	24	26	29	18	24	25	
	J	22	11	11	16	17	8	6	8	

(d'après Y. MONNIER)

TABLEAU 18 - STATIONS DE TOMBOUCTOU (MALI) ET DE DORI (HAUTE-VOLTA) -
DISTRIBUTION MENSUELLE DES VENTS EFFICACES (exprimée en %)

STATION	Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
TOMBOUCTOU	1972	0,27	0,83	2,67	5,9	10,24	15,97	16,10	15,42	8,2	9,23	6,64	8,49
	1973	8,50	8,24	10,62	10,15	8,83	13,45	17,15	7,25	7,71	2,11	4,15	1,78
DORI	1972	8,12	8,12	25,62	7,5	4,3	7,5	11,25	2,5	5,0	5,0	6,25	8,75
	1973	5,0	4,56	8,12	7,61	11,16	27,41	14,21	4,56	3,55	1,01	12,69	0

TABLEAU 19 - STATION DE DORI - DONNEES ANEMOMETRIQUES
1972 - 1973 (Fréquence exprimée en %)

Direction des vents en dizaines de degrés	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36
Vents annuels	7,74	10,19	7,16	3,43	0	4,16	8,15	11,06	7,45	4,47	6,70	4,45	1,96	0	2,37	7,31	5,42	7,91
Vents efficaces (> 5 m/s) Nov. 1972 à Sept.1973 inclus	9,70	16,50	8,25	1,45	0	12,13	11,16	12,13	2,42	2,91	0,9	2,91	0,9	0	1,94	4,36	0,9	11,16
Vents efficaces (saison sèche : Nov Mai inclus)	17,47	25,24	7,76	1,94	0	4,85	4,85	5,82	0,9	0,9	0,9	1,94	0,9	0	1,94	6,79	1,94	15,53
Vents efficaces (saison des pluies: Juin-Oct. inclus)	1,94	7,76	8,73	0,9	0	19,41	17,47	18,44	3,88	4,85	0,9	3,88	0,9	0	1,94	1,94	0	6,79

TABLEAU 20 - STATION DE TOMBOUCTOU - DONNEES ANEMOMETRIQUES

1972 - 1973 (Fréquence exprimée en %)

Direction des vents en dizaines de degrés	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36
Vents annuels	15,14	13,46	14,81	9,34	9,13	2,70	1,05	0,96	1,09	0,8	1,19	1,15	0,39	0,40	1,21	1,97	10,5	14,48
Vents efficaces (5m sec) Nov.1972 à Sept.1973 inclus	9,4	8,8	9,17	7,21	5,5	1,89	2,62	2,99	7,58	3,79	13,88	3,91	3,60	2,87	1,83	3,05	4,77	6,97
Vents efficaces (saison sèche : Nov.-Mai inclus)	16,19	14,51	16,31	10,46	8,21	2,69	0,7	0,7	1,46	1,12	1,68	1,34	0,89	0,2	1,34	3,82	7,87	10,23
Vents efficaces (saison des pluies: Juin-Oct. inclus)	1,47	2,01	0,6	3,35	2,27	0,9	4,82	5,63	14,87	6,97	28,41	6,97	6,85	6,03	2,41	2,14	1,07	3,08

TABLEAU 21 - HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR

Moyennes mensuelles des valeurs maximales

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
PODOR °	59	62	53	49	61	75	83	91	91	82	74	65	70
MATAM °	68	66	56	48	53	71	87	93	94	90	86	74	74
LINGUERE °	51	56	55	59	74	84	89	94	97	93	76	62	74
DIOURBEL °	68	66	71	76	82	88	92	95	97	95	87	72	82
DAKAR °	90	94	94	92	91	88	87	91	92	92	89	85	90
AGADES x	36	31	19	29	33	45	64	79	60	38	37	37	42
TAHOUA x	28	24	22	33	54	75	86	92	90	57	32	28	52
NGUIGMI x	45	40	42	53	70	81	85	89	86	64	47	45	57
TILLABERI x	41	39	42	52	64	77	86	93	91	76	57	53	64
NIAMEY x	37	31	32	47	64	76	87	93	91	76	55	44	61

° : Stations du SENEGAL
x : Stations du NIGER

TABLEAU 22 - HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR

Moyennes mensuelles des valeurs minimales

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
PODOR °	20	20	12	11	14	23	36	49	51	41	33	28	28
MATAM °	18	19	12	13	15	26	42	56	57	45	27	35	30
LINGUERE °	16	19	15	21	22	33	46	57	57	39	26	22	31
DIOURBEL °	19	16	15	16	21	32	49	57	58	44	26	20	31
DAKAR °	51	59	61	63	65	65	66	68	68	65	58	49	61
AGADES x	12	10	9	10	11	21	21	30	19	14	13	13	15
TAHOUA x	11	10	9	12	16	26	37	49	38	16	12	11	20
NGUIGMI x	17	15	13	17	19	26	33	44	34	21	19	17	23
TILLABERI x	12	10	10	15	22	33	45	55	47	26	15	14	25
NIAMEY x	11	8	9	15	24	36	48	58	51	30	15	13	27

° Stations du SENEGAL
x Stations du NIGER

TABLEAU 23 - LA TENSION DE VAPEUR (en mb)

Moyennes annuelles

Stations du NIGER °		Stations du SENEGAL°		Stations du SENEGAL[x]	
AGADES	10,0	PODOR	17,4	MATAM	18,6
TAHOUA	13,6	SAINT-LOUIS	23,1	LINGUERE	18,3
NGUIGMI	15,2	MATAM	18,6	PODOR	17,4
TILLABERI	16,9	LINGUERE	18,3	DIOURBEL	19,5
NIAMEY	16,6	DIOURBEL	19,5	SAINT-LOUIS	23,1
		DAKAR	23,2	DAKAR	23,2

° Classement selon les latitudes décroissantes

x Classement selon la longitude (d'Est en Ouest)

TABLEAU 24 - TENSION DE VAPEUR - MOYENNES MENSUELLES DES VALEURS JOURNALIERES

(en mb et 1/10e)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
AGADES .	5,0	4,9	5,5	7,6	9,4	12,3	17,4	21,2	15,3	9,5	6,6	5,6	10,0
TAHOUA .	5,2	5,3	6,2	10,0	15,5	20,9	23,3	25,5	24,8	13,9	7,2	5,7	13,6
NGUIGMI .	6,8	7,2	8,6	13,6	18,0	22,7	24,4	26,4	24,0	15,4	9,6	7,2	15,2
TILLABERI .	6,7	7,0	8,7	13,8	20,3	24,2	26,2	28,1	27,3	20,4	11,1	9,0	16,9
DORI .	7,4	7,4	8,9	12,5	19,4	23,0	25,4	26,9	26,5	20,4	11,6	8,4	16,4
NIAMEY .	6,5	6,2	7,7	13,9	20,8	24,1	25,8	27,1	26,8	20,8	11,6	7,9	16,6
LINGUERE x	8,7	9,7	11,5	14,1	17,7	22,5	26,6	28,5	27,9	24,0	16,2	10,8	18,3

. 1961-1970

x 1942-1971

TABLEAU 25 - DEFICIT DE SATURATION (en mb et 1/10e)

Moyennes mensuelles des valeurs journalières

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
AGADES .	18,8	22,7	28,5	36,8	40,1	39,7	29,3	21,7	29,1	30,8	23,1	20,2	28,4
TAHOUA .	23,9	28,9	35,7	40,8	37,1	26,1	17,5	14,1	15,3	29,5	28,9	25,4	26,9
NGUIGMI .	17,2	20,2	26,4	28,6	27,2	23,0	18,5	12,1	16,3	22,8	20,6	17,8	20,9
TILLABERI .	25,2	30,1	34,9	36,2	33,5	23,4	16,0	9,9	13,0	23,2	26,5	23,6	24,6
DORI .	21,0	26,6	32,3	36,2	31,7	22,3	13,9	9,2	11,3	20,8	23,8	20,9	22,0
NIAMEY .	24,2	30,3	36,2	37,8	31,8	20,8	13,6	9,0	11,4	22,6	25,3	25,2	24,0
LINGUERE x	23,6	23,7	26,5	27,8	27,2	21,4	13,5	8,4	10,1	15,8	20,3	19,4	19,8

. 1961-1970
x 1942-1971

TABLEAU 26 - VARIATIONS INTERANNUELLES DES PRECIPITATIONS (P) ET DE TENSION DE VAPEUR (Td) A DORI (HAUTE-VOLTA) DE 1956 A 1975

Année	Td	P	Année	Td	P	Année	Td	P	Année	Td	P
1956	17,3	731	1961	15,9	720	1966	16,6	736	1971	15,6	427
1957	17,6	665	1962	16,1	531	1967	15,9	483	1972	16,1	472
1958	16,8	580	1963	17,0	748	1968	17,0	368	1973	15,5	394
1959	17,1	494	1964	16,4	683	1969	17,9	684	1974	16,2	556
1960	16,0	473	1965	15,7	545	1970	16,7	407	1975	15,9	335

TABLEAU 27 - TENSION DE VAPEUR ET PLUVIOMETRIE
(1952-1953 années à pluviométrie excédentaire-
1972-1973 années à pluviométrie déficitaire)

	1952	1953		1972	1973
AGADES	10,8	12,7		8,9	7,3
TOMBOUCTOU	13,0	14,1		13,2	10,8
TAHOUA	13,1	14,1		12,8	12,0
MOPTI	17,1	19,2		15,5	14,3
NGUIGMI	16,6	16,4		14,4	11,8
TILLABERI	17,0	16,7		14,9	13,7
DORI	15,1	16,6		15,9	15,4

TABLEAU 28 - VARIATIONS SAISONNIERES DE LA TENSION DE VAPEUR DE 1951 A 1980 - STATION DE DORI

	J.F.M.	A.M.J.	J.A.S.	O.N.D.
Période 1951-1960	8,0	17,5	26,4	14,0
Période 1961-1970	7,4	19,0	26,6	13,5
Période 1971-1980	8,2	18,4	25,7	12,7
Moyenne 1951-1980	7,8	18,3	26,2	13,4

TABLEAU 29 - EVAPORATION - MOYENNES MENSUELLES

(Evaporation PICHE)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
AGADES .	349	374	458	449	492	416	314	212	321	412	372	352	4 521
TOMBOUCTOU x	295	334	423	450	468	376	290	204	228	340	314	281	4 003
PODOR -	187	204	301	340	371	313	240	142	116	165	164	159	2 702
LINGUERE -	449	457	572	580	484	317	206	123	109	193	359	384	4 233
TAHOUA .	329	356	409	392	349	253	180	126	142	291	320	300	3 447
DIOURBEL -	255	268	337	318	252	172	116	65	67	116	168	208	2 342
DAKAR .	103	74	82	85	79	86	89	72	69	84	100	130	1 053
MOPTI x	304	352	447	428	390	291	181	101	97	167	252	267	3 277
TILLABERI .	334	353	401	337	291	201	142	88	99	198	290	294	3 028
DORI °	297	311	381	368	314	223	148	93	108	206	256	268	2 973
NIAMEY .	317	363	422	381	317	219	145	87	104	227	264	284	3 130

. 1961 - 1970
° 1961-1973

x 1951 - 1980
- 1954 - 1970

TABLEAU N° 30

Tension de vapeur saturante (e_a) en millibars, en tant que fonction de la température de l'air (t) en °C

TEMPERATURE °C	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
E_a (millibars)	6,1	6,6	7,1	7,6	8,1	8,7	9,4	10,0	10,7	11,5	12,2	13,1	14,0	15,0	16,1	17,0	18,2	19,4	20,6	22,0

TEMPERATURE °C	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
E_a (millibars)	23,4	24,9	26,4	28,1	29,8	31,7	33,6	35,7	37,8	40,1	42,4	44,9	47,6	50,3	53,2	56,2	59,4	62,8	66,3	69,9

TABLEAU N° 31

Valeur de la fonction vent, $f(u) = 0,27 \left(1 + \frac{U}{100}\right)$ d'après le parcours du vent à une hauteur de 2 m, en km/jour

VENT (km/jour)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
	-	0,30	0,32	0,35	0,38	0,41	0,43	0,46	0,49	0,51
100	0,54	0,57	0,59	0,62	0,65	0,67	0,70	0,73	0,76	0,78
200	0,81	0,84	0,86	0,89	0,92	0,94	0,97	1,00	1,03	1,05
300	1,08	1,11	1,13	1,16	1,19	1,21	1,24	1,27	1,30	1,32
400	1,35	1,38	1,40	1,43	1,46	1,39	1,51	1,54	1,57	1,59
500	1,62	1,65	1,67	1,70	1,73	1,76	1,78	1,81	1,84	1,80
600	1,89	1,92	1,94	1,97	2,00	2,02	2,05	2,08	2,11	2,15
700	2,16	2,19	2,21	2,24	2,27	2,29	2,32	2,35	2,38	2,40
800	2,43	2,46	2,48	2,51	2,54	2,56	2,59	2,62	2,65	2,65
900	2,70									

TABLEAU N° 32

Valeurs du facteur de pondération (1-w) rendant compte de l'effet du vent et de l'humidité sur ET_o à différentes températures et altitudes

t°C	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
(1-w) à une altitude de :																				
0 m	0,57	0,54	0,51	0,48	0,45	0,42	0,39	0,36	0,34	0,32	0,29	0,27	0,25	0,23	0,22	0,20	0,18	0,17	0,16	0,15
500 m	0,56	0,52	0,49	0,46	0,43	0,40	0,38	0,35	0,33	0,30	0,28	0,26	0,24	0,22	0,21	0,19	0,18	0,16	0,15	0,14
1 000 m	0,54	0,51	0,48	0,45	0,42	0,39	0,36	0,34	0,31	0,29	0,27	0,25	0,23	0,21	0,20	0,18	0,17	0,15	0,14	0,13
2 000 m	0,51	0,48	0,45	0,42	0,39	0,36	0,34	0,31	0,29	0,27	0,25	0,23	0,21	0,19	0,18	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12
3 000 m	0,48	0,45	0,42	0,39	0,36	0,34	0,31	0,29	0,27	0,25	0,23	0,21	0,19	0,18	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11
4 000 m	0,46	0,42	0,39	0,36	0,34	0,31	0,29	0,27	0,25	0,23	0,21	0,19	0,18	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10

TABLEAU N° 33

Rayonnement extra-terrestre (Ra) exprimé en évaporation équivalente, mm/jour

HEMISPHERE NORD													HEMISPHERE SUD											
J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Lat.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
3,8	6,1	9,4	12,7	15,8	17,1	16,4	14,1	10,9	7,4	4,5	3,2	50°	17,5	14,7	10,9	7,0	4,2	3,1	3,5	5,5	8,9	12,9	16,5	18,2
4,3	6,6	9,8	13,0	15,9	17,2	16,5	14,3	11,2	7,8	5,0	3,7	48°	17,6	14,9	11,2	7,5	4,7	3,5	4,0	6,0	9,3	13,2	16,6	18,2
4,9	7,1	10,2	13,3	16,0	17,2	16,6	14,5	11,5	8,3	5,5	4,3	46°	17,7	15,1	11,5	7,9	5,2	4,0	4,4	6,5	9,7	13,4	16,7	18,3
5,3	7,6	10,6	13,7	16,1	17,2	16,6	14,7	11,9	8,7	6,0	4,7	44°	17,8	15,3	11,9	8,4	5,7	4,4	4,9	6,9	10,2	13,7	16,7	18,3
5,9	8,1	11,0	14,0	16,2	17,3	16,7	15,0	12,2	9,1	6,5	5,2	42°	17,8	15,5	12,2	8,8	6,1	4,9	5,4	7,4	10,6	14,0	16,8	18,3
6,4	8,6	11,4	14,3	16,4	17,3	16,7	15,2	12,5	9,6	7,0	5,7	40°	17,9	15,7	12,5	9,2	6,6	5,3	5,9	7,9	11,0	14,2	16,9	18,3
6,9	9,0	11,8	14,5	16,4	17,2	16,7	15,3	12,8	10,0	7,5	6,1	38°	17,9	15,8	12,8	9,6	7,1	5,8	6,3	8,3	11,4	14,4	17,0	18,3
7,4	9,4	12,1	14,7	16,4	17,2	16,7	15,4	13,1	10,6	8,0	6,6	36°	17,9	16,0	13,2	10,1	7,5	6,3	6,8	8,8	11,7	14,6	17,0	18,2
7,9	9,8	12,4	14,8	16,5	17,1	16,8	15,5	13,4	10,8	8,5	7,2	34°	17,8	16,1	13,5	10,5	8,0	6,8	7,2	9,2	12,0	14,9	17,1	18,2
8,3	10,2	12,8	15,0	16,5	17,0	16,8	15,6	13,6	11,2	9,0	7,8	32°	17,8	16,2	13,8	10,9	8,5	7,3	7,7	9,6	12,4	15,1	17,2	18,1
8,8	10,7	13,1	15,2	16,5	17,0	16,8	15,7	13,9	11,6	9,5	8,3	30°	17,8	16,4	14,0	11,3	8,9	7,8	8,1	10,1	12,7	15,3	17,3	18,1
9,3	11,1	13,4	15,3	16,5	16,8	16,7	15,7	14,1	12,0	9,9	8,8	28°	17,7	16,4	14,3	11,6	9,3	8,2	8,6	10,4	13,0	15,4	17,2	17,9
9,8	11,5	13,7	15,3	16,4	16,7	16,6	15,7	14,3	12,3	10,3	9,3	26°	17,6	16,4	14,4	12,0	9,7	8,7	9,1	10,9	13,2	15,5	17,2	17,8
10,2	11,9	13,9	15,4	16,4	16,6	16,5	15,8	14,5	12,6	10,7	9,7	24°	17,5	16,5	14,6	12,3	10,2	9,1	9,5	11,2	13,4	15,6	17,1	17,7
10,7	12,3	14,2	15,5	16,3	16,4	16,4	15,8	14,6	13,0	11,1	10,2	22°	17,4	16,5	14,8	12,6	10,6	9,6	10,0	11,6	13,7	15,7	17,0	17,5
11,2	12,7	14,4	15,6	16,3	16,4	16,3	15,9	14,8	13,3	11,6	10,7	20°	17,3	16,5	15,0	13,0	11,0	10,0	10,4	12,0	13,9	15,8	17,0	17,4
11,6	13,0	14,6	15,6	16,1	16,1	16,1	15,8	14,9	13,6	12,0	11,1	18°	17,1	16,5	15,1	13,2	11,4	10,4	10,8	12,3	14,1	15,8	16,8	17,1
12,0	13,3	14,7	15,6	16,0	15,9	15,9	15,7	15,0	13,9	12,4	11,6	16°	16,9	16,4	15,2	13,5	11,7	10,8	11,2	12,6	14,3	15,8	16,7	16,8
12,4	13,6	14,9	15,7	15,8	15,7	15,7	15,7	15,1	14,1	12,8	12,0	14°	16,7	16,4	15,3	13,7	12,1	11,2	11,6	12,9	14,5	15,8	16,5	16,6
12,8	13,9	15,1	15,7	15,7	15,5	15,5	15,6	15,2	14,4	13,3	12,5	12°	16,6	16,3	15,4	14,0	12,5	11,6	12,0	13,2	14,7	15,8	16,4	16,5
13,2	14,2	15,3	15,7	15,5	15,3	15,3	15,5	15,3	14,7	13,6	12,9	10°	16,4	16,3	15,5	14,2	12,8	12,0	12,4	13,5	14,8	15,9	16,2	16,2
13,6	14,5	15,3	15,6	15,3	15,0	15,1	15,4	15,3	14,8	13,9	13,3	8°	16,1	16,1	15,5	14,4	13,1	12,4	12,7	13,7	14,9	15,8	16,0	16,0
13,9	14,8	15,4	15,4	15,1	14,7	14,9	15,2	15,3	15,0	14,2	13,7	6°	15,8	16,0	15,6	14,7	13,4	12,8	13,1	14,0	15,0	15,7	15,8	15,7
14,3	15,0	15,5	15,5	14,9	14,4	14,6	15,1	15,3	15,1	14,5	14,1	4°	15,5	15,8	15,6	14,9	13,8	13,2	13,4	14,3	15,1	15,6	15,5	15,4
14,7	15,3	15,6	15,3	14,6	14,2	14,3	14,9	15,3	15,3	14,8	14,4	2°	15,3	15,7	15,7	15,1	14,1	14,1	13,5	13,7	14,5	15,5	15,3	15,1
15,0	15,5	15,7	15,3	14,4	13,9	14,1	14,8	15,3	15,4	15,1	14,8	0°	15,0	15,2	15,7	15,3	14,4	13,9	14,1	14,8	15,3	15,4	15,1	14,8

TABLEAU N° 34

Durée astronomique journalière moyenne d'heures d'insolation (N) d'après le mois et la latitude

LATITUDE NORD LATITUDE SUD	Jan. Juil.	Fév. Août	Mars Sept.	Avril Oct.	Mai Nov.	Juin Déc.	Juil. Janv.	Août Fév.	Sept. Mars	Oct. Avril	Nov. Mai	Déc. Juin
50°	8,5	10,1	11,8	13,8	15,4	16,3	15,9	14,5	12,7	10,8	9,1	8,1
48°	8,8	10,2	11,8	13,6	15,2	16,0	15,6	14,3	12,6	10,9	9,3	8,3
46°	9,1	10,4	11,9	13,5	14,9	15,7	15,4	14,2	12,6	10,9	9,5	8,7
44°	9,3	10,5	11,9	13,4	14,7	15,4	15,2	14,0	12,6	11,0	9,7	8,9
42°	9,4	10,6	11,9	13,4	14,6	15,2	14,9	13,9	12,9	11,1	9,8	9,1
40°	9,6	10,7	11,9	13,3	14,4	15,0	14,7	13,7	12,5	11,2	10,0	9,3
35°	10,1	11,0	11,9	13,1	14,0	14,5	14,3	13,5	12,4	11,3	10,3	9,8
30°	10,4	11,1	12,0	12,9	13,6	14,0	13,9	13,2	12,4	11,5	10,6	10,2
25°	10,7	11,3	12,0	12,7	13,3	13,7	13,5	13,0	12,3	11,6	10,9	10,6
20°	11,0	11,5	12,0	12,6	13,1	13,3	13,2	12,8	12,3	11,7	11,2	10,9
15°	11,3	11,6	12,0	12,5	12,8	1 ,0	12,9	12,6	12,2	11,8	11,4	11,2
10°	11,6	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7	12,6	12,4	12,1	11,8	11,6	11,5
5°	11,8	11,9	12,0	12,2	12,3	12,4	12,3	12,3	12,1	12,0	11,9	11,8
0°	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1

TABLEAU N° 35

Effet de la température f(t) sur le rayonnement de grande longueur d'onde (Rnl)

t°C	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36
f(t)	11,0	11,4	11,7	12,0	12,4	12,7	13,1	13,5	13,8	14,2	14,6	15,0	15,4	15,9	16,3	16,7	17,2	17,7	18,1

TABLEAU N° 36

Effet de la tension de vapeur f(ed) sur le rayonnement de grande longueur d'onde (Rnl)

	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
$f(ed) = 0,34-0,444 \sqrt{ed}$	0,23	0,22	0,20	0,19	0,18	0,16	0,15	0,14	0,13	0,12	0,12	0,11	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,07

TABLEAU N° 37

Effet du rapport entre les heures réelles et astronomiques d'insolation f(n/N) sur le rayonnement de grande longueur d'onde (Rnl)

n/N	0	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,35	0,4	0,45	0,5	0,55	0,6	0,65	0,7	0,75	0,8	0,85	0,9	0,95	1,0
f(n/N) = 0,1+0,9 n/N	0,10	0,15	0,19	0,24	0,28	0,33	0,37	0,42	0,46	0,51	0,55	0,60	0,64	0,69	0,73	0,78	0,82	0,87	0,91	0,96	1,0

TABLEAU N° 38

Coefficient de correction C dans l'équation de PENMAN présentée

	HR = 30 %				HR = 60 %				HR = 90 %			
Rs (mm/jour)	3	6	9	12	3	6	9	12	3	6	9	12
U jour (m/s)	U jour/U nuit = 4.0											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.79	.84	.92	.97	.92	1.00	1.11	1.19	.99	1.10	1.27	1.32
6	.68	.77	.87	.93	.85	.96	1.11	1.19	.94	1.10	1.26	1.33
9	.55	.65	.78	.90	.76	.88	1.02	1.14	.88	1.01	1.16	1.27
	U jour/U nuit = 3.0											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.76	.81	.88	.94	.87	.96	1.06	1.12	.94	1.04	1.18	1.28
6	.61	.68	.81	.88	.77	.88	1.02	1.10	.86	1.01	1.15	1.22
9	.46	.56	.72	.82	.67	.79	.88	1.05	.78	.92	1.06	1.18
	U jour/U nuit = 2.0											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.69	.76	.85	.82	.83	.91	.99	1.05	.89	.98	1.10	1.14
6	.53	.61	.74	.84	.70	.80	.94	1.02	.79	.92	1.05	1.12
9	.37	.48	.65	.76	.59	.70	.84	.95	.71	.81	.96	1.06
	U jour/U nuit = 1.0											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.64	.71	.82	.89	.78	.86	.94	.99	.85	.92	1.01	1.05
6	.43	.53	.68	.79	.62	.70	.84	.93	.72	.82	.95	1.00
9	.27	.41	.59	.70	.50	.60	.75	.87	.62	.72	.87	.96

TABLEAU N° 39

VARIABILITE SPECTRALE DE L'ALBEDO SPHERIQUE DE LA TERRE

(Kondratyev, 1969)

Surface	Spectre ultraviolet	Spectre visible	Spectre infrarouge	Spectre intégral
Surface de la terre	0,011	0,024	0,024	0,023
Nuages	0,200	0,251	0,222	0,232
Atmosphère	0,289	0,115	0,280	0,910
Planète terre	0,500	0,390	0,274	0,347

TABLEAU N° 40

Albedos de Sivkov comparés aux albedos de Grishchenko (entre parenthèses). Ces derniers recalculés par Cogley (1979)

'LATITUDE (deg.)	MONTH												
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year*
90	-- --	-- --	-- (.30)	.42 (.29)	.23 (.17)	.18 (.15)	.21 (.16)	.32 (.25)	-- (.32)	-- --	-- --	-- --	.25 (.19)
80	-- --	-- (.30)	.50 (.32)	.22 (.22)	.12 (.16)	.10 (.13)	.11 (.14)	.17 (.21)	.34 (.29)	-- (.30)	-- --	-- --	.15 (.18)
70	-- (.30)	.54 (.34)	.25 (.23)	.12 (.15)	.08 (.12)	.07 (.11)	.07 (.11)	.10 (.13)	.18 (.20)	.38 (.31)	-- (.30)	-- --	.11 (.14)
60	.47 (.34)	.26 (.24)	.13 (.16)	.07 (.10)	.06 (.09)	.05 (.08)	.05 (.09)	.06 (.10)	.10 (.14)	.20 (.22)	.38 (.32)	.55 (.36)	.10 (.12)
50	.23 (.22)	.14 (.16)	.08 (.11)	.05 (.08)	.05 (.08)	.04 (.07)	.04 (.07)	.05 (.08)	.07 (.10)	.11 (.14)	.20 (.21)	.27 (.24)	.08 (.10)
40	.12 (.15)	.08 (.11)	.06 (.08)	.05 (.07)	.04 (.07)	.04 (.07)	.04 (.07)	.04 (.07)	.05 (.08)	.07 (.10)	.11 (.14)	.14 (.16)	.06 (.09)
30	.08 (.10)	.06 (.09)	.05 (.07)	.04 (.07)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.07)	.04 (.07)	.05 (.08)	.07 (.10)	.08 (.11)	.05 (.08)
20	.06 (.08)	.05 (.07)	.04 (.07)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.07)	.04 (.07)	.05 (.08)	.05 (.09)	.04 (.07)
10	.05 (.07)	.04 (.07)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.07)	.04 (.07)	.05 (.07)	.04 (.07)
0	.04 (.07)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.07)	.04 (.07)	.04 (.07)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.06)	.04 (.07)	.04 (.06)

L'albedo calculé par Sivkov est la somme des moyennes mensuelles pondérées par les totaux de radiation mensuelle divisés par Q. D'après HENDERSON-SELLERS A., HUGHES N.A., 1981

TABLEAU N° 41

Réponses spectrales des objets analysés au spectrophotomètre Cary 17 D

N°	0,4-0,5 µm	0,5-0,6 µm	0,6-0,7 µm	0,7-0,8 µm	0,8-0,9 µm	Réflectance totale	Visible 0.5-0,7 µm	Proche infra - rouge 0,7-1,1 µm	7/5
C 1	4,55	7,42	5,84	41,20	52,79	26,81	6,63	47,00	9,03
C 2	13,00	23,60	39,47	54,05	63,49	45,15	31,53	58,77	1,60
C 3	6,75	8,12	9,39	12,00	11,00	10,20	8,75	11,50	1,17
C 4	12,00	15,68	19,44	23,36	31,11	22,39	17,56	27,23	1,60
C 5	17,00	26,81	34,35	40,43	45,74	36,83	30,58	43,08	1,33
C 6	39,00	44,50	50,10	55,09	62,07	52,94	47,30	58,58	1,23
C 7	8,50	11,04	12,64	14,95	16,95	13,89	11,84	15,95	1,34
C 8	6,50	9,90	12,36	14,50	14,60	11,57	11,13	14,55	1,18

TABLEAU N° 42

Réponses spectrales des objets analysés au spectrophotomètre Cary 17 D

N°	0,4-0,5 µm	0,5-0,6 µm	0,6-0,7 µm	0,7-0,8 µm	0,8-1,1 µm	Réflectance totale	Visible 0,5-0,7 µm	Proche Infra-rouge 0,7-1,1 µm	7/5
K 1	3,04	3,61	4,44	5,79	8,78	5,65	4,02	7,28	1,97
K 2	9,52	17,86	26,28	33,24	41,65	29,75	22,07	37,44	1,58
K 3	18,79	39,43	54,68	64,33	69,83	57,06	47,05	67,08	1,27
K 4	16,50	33,99	46,81	54,03	56,659	47,87	40,40	55,34	1,21
K 5	18,65	27,01	33,02	38,54	44,85	35,85	30,01	41,69	1,35
K 6	9,24	17,34	25,24	30,72	38,09	27,8	21,29	34,40	1,50
K 7	10,88	21,71	32,15	47,62	58,44	39,98	26,93	53,03	1,81
K 8	8,83	19,04	29,18	34,86	42,39	31,36	24,11	38,62	1,45
K 9	8,37	19,24	31,17	37,88	45,62	33,47	25,20	41,75	1,46
K 10	3,79	8,97	16,96	22,28	31,65	19,96	12,96	26,96	1,86
K 11	8,08	13,63	18,94	23,10	30,80	21,61	16,28	26,95	1,62
K 12	5,95	10,00	24,73	43,54	60,41	34,67	17,36	51,97	2,44
K 13	7,58	19,175	30,608	35,958	42,66	32,09	24,88	39,30	1,39
K 14	11,45	22,75	34,86	41,71	48,72	37,01	28,80	45,21	1,39
K 15	4,32	11,57	25,45	32,09	39,21	27,08	18,51	35,65	1,54
K 16	14,91	22,58	28,36	34,41	43,41	32,19	25,47	38,91	1,53
K 17	6,10	12,93	22,78	30,108	39,55	26,34	17,85	34,82	1,73
K 18	8,65	24,26	38,06	44,11	48,95	38,84	31,16	46,53	1,28
K 19	24,42	36,43	44,95	51,00	53,84	46,55	40,69	52,42	1,19
K 20	10,24	20,208	30,57	38,76	46,25	33,94	25,38	42,50	1,51
K 21	20,25	40,31	57,71	69,73	73,98	60,43	49,01	71,85	1,28
K 22	19,75	42,83	59,79	69,075	75,23	61,73	51,31	72,15	1,25

TABLEAU N° 43

Réponses spectrales des surfaces à partir des visées Matra

N°	MSS 4 0,5-0,6 µm	MSS 5 0,6-0,7 µm	MSS 6 0,7-0,8 µm	MSS 7 0,8-1,1 µm	Réflectance totale 0,5-1,1 µm	Visible 0,5-0,7 µm	Proche infra-rouge 0,7-1,1 µm	7/5
M 1	26,72	39,83	45,36	60,34	45,26	31,35	54,54	1,5
M 2	21,19	31,25	51,97	59,01	43,82	25,00	56,00	1,8
M 3	21,05	33,00	44,66	58,77	42,43	25,59	52,90	1,7
M 4	39,03	46,27	47,43	85,53	58,43	41,76	70,18	1,8
M 5	28,41	35,62	56,90	68,50	50,01	31,19	63,72	1,9
M 6	15,33	19,20	32,85	30,48	27,43	16,75	34,42	1,8
M 7	7,05	7,99	12,67	11,91	10,33	7,40	12,23	1,4
M 8	10,50	9,14	55,89	55,00	37,59	9,99	55,35	6,01
M 9	20,72	27,68	48,74	49,90	39,12	23,29	49,42	1,80
M 10	8,87	8,56	47,78	50,69	33,24	8,75	49,50	5,92
M 11	22,22	35,45	49,25	61,11	44,29	27,24	56,03	1,7
M 12	27,42	42,45	55,82	87,09	56,48	33,18	73,57	2,00
M 13	21,05	33,00	44,66	58,37	42,43	25,59	52,90	1,70
M 14	19,52	33,22	43,79	57,27	41,17	24,68	51,83	1,70
M 15	12,60	17,80	37,62	44,00	30,32	14,56	41,33	2,47
M 16	14,89	20,27	48,04	53,73	37,42	16,90	51,42	2,65
M 17	13,20	17,93	35,91	40,83	28,98	14,94	33,84	2,27
M 18	4,28	4,80	11,27	13,77	9,47	4,47	12,77	2,80
M 19	12,24	13,79	23,90	24,65	19,87	12,82	24,34	1,70
M 20	5,15	6,06	10,22	10,00	8,25	5,45	10,07	1,6
M 21	7,96	12,00	20,28	25,14	17,45	9,40	23,08	2,09

TABLEAU N° 44

Réponses spectrales des surfaces à partir des données Landsat

N°	MSS 4 0,5-0,6 µm	MSS 5 0,6-0,7 µm	MSS 6 0,7-0,8 µm	MSS 7 0,8-1,1 µm	Réflectance totale 0,5-1,1 µm	Visible 0,5-0,7 µm	Proche Infra-rouge 0,7-1,1 µm	7/5
L 1	36,07	47,57	45,03	47,58	44,07	41,82	46,30	1,00
L 2	38,92	46,02	43,88	45,33	43,52	42,47	44,55	0,9
L 3	37,02	47,57	46,58	48,53	44,92	42,29	47,55	1,02
L 4	38,44	46,02	45,03	59,83	47,33	42,23	52,43	1,3
L 5	38,92	47,18	48,12	49,00	45,81	43,00	48,56	1,03
L 6	39,39	48,74	48,90	52,29	47,33	44,06	50,59	1,07
L 7	37,66	42,42	42,34	58,42	47,20	39,83	53,32	1,37
L 8	38,12	43,50	45,24	47,47	43,96	40,58	46,76	1,09
L 9	18,13	12,30	13,68	8,74	12,64	15,46	10,31	0,71
L 10	17,20	13,01	12,23	6,90	11,66	15,26	8,59	0,53
L 11	18,13	13,73	12,59	7,82	12,41	16,12	9,33	0,56
L 12	14,41	10,50	8,60	5,98	9,45	12,62	6,81	0,56
L 13	35,33	43,50	44,15	45,54	42,36	39,06	45,10	1,04
L 14	41,57	56,38	57,43	58,71	53,65	48,97	58,07	1,04
L 14'	34,66	49,71	49,73	51,07	46,29	42,18	50,40	1,02
L 15	18,56	8,9	8,35	5,00	8,55	10,23	6,67	0,56
L 16	18,51	13,30	14,52	8,95	13,82	15,90	11,73	0,67
L 17	9,19	7,1	5,7	3,82	6,45	8,14	4,76	0,53
L 18	9,11	7,608	8,32	9,58	8,65	8,35	8,95	1,26
L 19	24,00	25,6	25,3	27,6	25,5	24,8	26,45	1,07
L 20	19,00	17,00	27,00	27,00	22,5	18,00	27,00	1,58
L 21	13,00	11,00	25,00	29,00	19,5	12,00	27,00	2,63

L 22	9,00	8,00	10,00	8,00	8,75	8,5	9,00	1,00
L 23	22,00	24,00	17,00	7,00	17,50	23,00	12,00	0,29
L 24	18,96	30,10	35,43	35,34	29,95	24,53	35,38	1,17
L 25	25,00	40,77	46,44	45,22	39,35	32,88	45,83	1,10
L 26	25,00	42,00	47,00	46,00	40,00	33,50	46,50	1,09
L 27	25,00	33,00	37,00	40,00	33,75	29,00	38,50	1,21
L 28	12,52	10,78	22,50	23,34	17,28	11,65	22,92	2,16
L 29	16,40	20,08	19,00	41,20	24,17	18,24	30,1	2,05
L 30	15,50	24,00	23,00	46,40	27,97	21,25	34,7	1,9
L 31	20,22	31,35	36,36	36,45	31,10	25,78	36,40	1,16
L 32	16,08	18,80	21,62	22,68	19,78	17,80	22,15	1,20
L 33	18,00	23,05	25,71	25,68	23,11	20,52	25,69	1,11
L 34	18,65	23,54	26,25	26,25	23,67	21,09	26,25	1,11
L 35	18,13	23,93	27,90	30,44	25,10	21,03	29,17	1,27
L 36	19,70	26,07	29,26	30,75	26,44	22,88	30,50	1,17
L 37	16,48	20,70	24,04	25,81	21,76	18,59	24,92	1,27
L 38	16,00	20,00	27,00	31,00	23,5	18,00	29,00	1,55
L 39	19,85	26,82	30,75	32,11	27,38	23,33	31,43	1,19
L 40	12,00	12,00	12,00	11,00	11,75	12,00	11,5	0,91
L 41	13,00	14,00	13,00	12,00	13,00	13,50	12,50	0,85
L 42	19,00	26,00	28,00	25,00	24,50	22,50	26,50	0,96
L 43	18,00	22,00	24,00	22,00	21,50	20,00	23,00	1,00
L 44	16,00	19,00	21,00	23,00	19,75	17,50	22,00	1,20
L 45	18,10	21,81	25,42	26,19	22,88	19,90	25,80	1,20
L 46	14,94	18,44	20,21	18,70	18,32	17,19	19,45	1,01
L 47	13,90	14,45	20,21	24,38	18,23	14,17	22,29	1,60
L 48	13,90	11,58	17,31	23,92	16,67	12,74	20,61	2,08
L 49	12,62	12,72	14,19	8,44	11,99	12,67	11,39	0,66
L 50	13,90	13,00	14,41	16,10	14,35	13,47	15,25	1,2

PLANCHE I

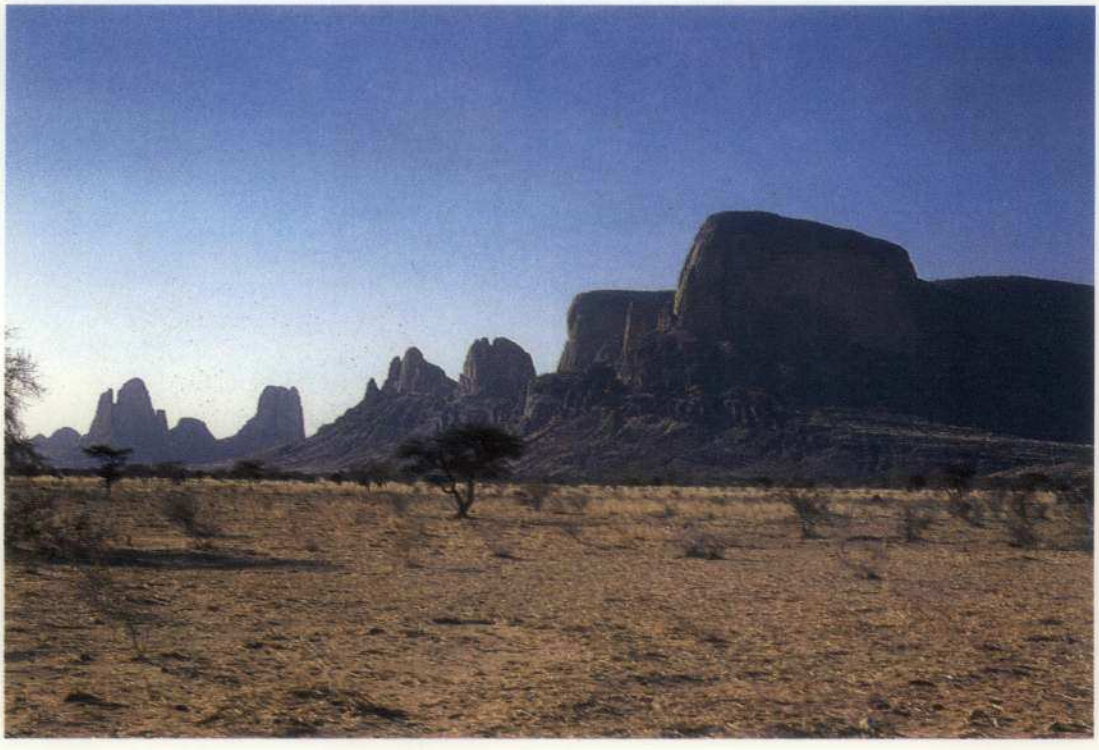


Photo A - Glacis sableux au sud du massif gréseux de Garémi (Mali)
Cl. A. COUREL

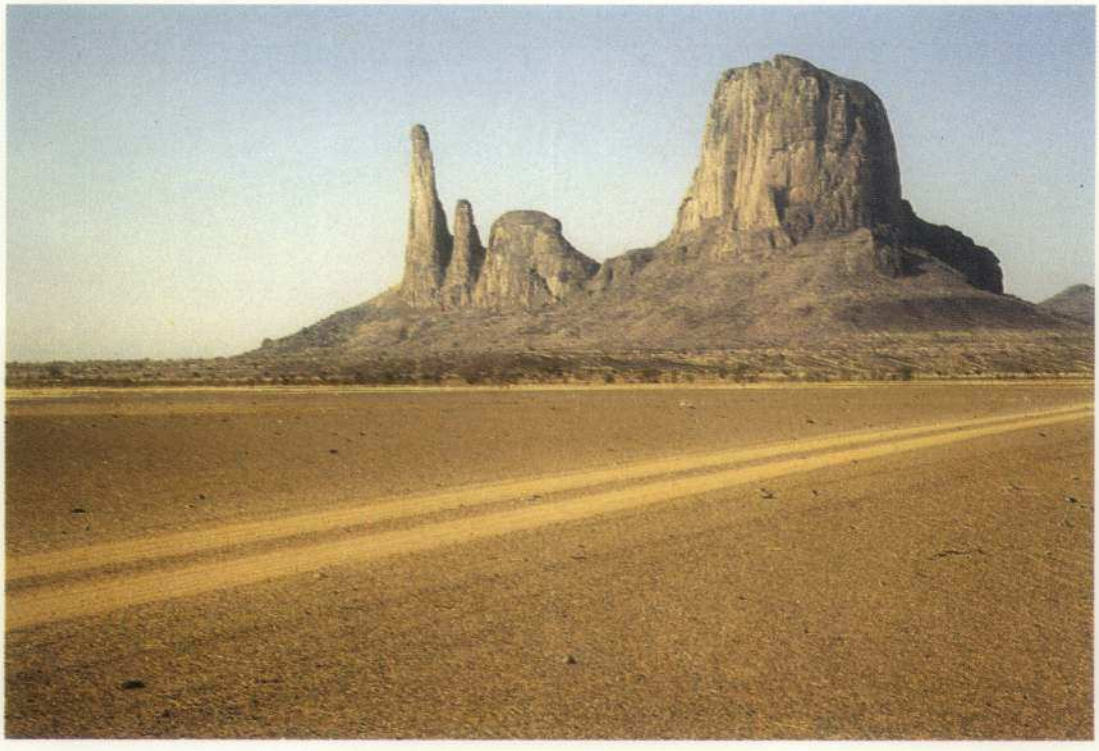


Photo B - Glacis sombre couvert de gravillons et de quartz ferruginisés au SE de la "Main de Fatima", Massif de Garémi (Mali). Cl. M.F. COUREL

PLANCHE II

PHOTO C - La plaine du Seno depuis les Monts Garémi. On notera la juxtaposition de surfaces caillouteuses nues et de plages de steppe. La densité des arbustes est de 50/ha environ. Cl. A. COUREL

PHOTO D - Steppe monophytique à Schoenefeldia gracilis et Acacia senegal à proximité des Monts Garémi (Mali). Cl. A COUREL **(Janvier 1978)**

PLANCHE III

PHOTO E - Balanites aegyptiaca déchaussé par le ruissellement sur glacis sableux entre Doundodji Parba (Ferlo, Sénégal) et la vallée sèche du Ferlo. Ici l'horizon B, brun-rouge, d'un sol ferrugineux est tronqué. Cl. Ph.C. CHAMARD

PHOTO F - Remaniements éoliens sur un ancien terroir du Diéri, à N'Diayène (Sénégal). Cl. M.F. COUREL

PLANCHE IV

PHOTO G - Ravines actuelles (bad lands) sur la rive sud du Tiongol Louguéré à 5 km à l'Est de Poram (Ferlo, Sénégal). Cl. Ph.C. CHAMARD

PHOTO H - Bois galerie d'Acacia adansonii, Piliostigma reticulatum et Ziziphus mauritania... dans la vallée du Tiongol Louguéré à Poram (Ferlo, Sénégal). Cl. Ph.C. CHAMARD

PLANCHE V

Photo I - Vendou Liou encore en eau en Février 1981. Cl. M.F. COUREL

Photo J - Vendou Nafa à sec (Février 1981) ceinturé de Mitragyna inermis.
Cl. M.F. COUREL

PLANCHE VI

PHOTO K - Acacia albida déchaussé par le vent à Oursi (Haute-Volta).
Cl. A. COUREL

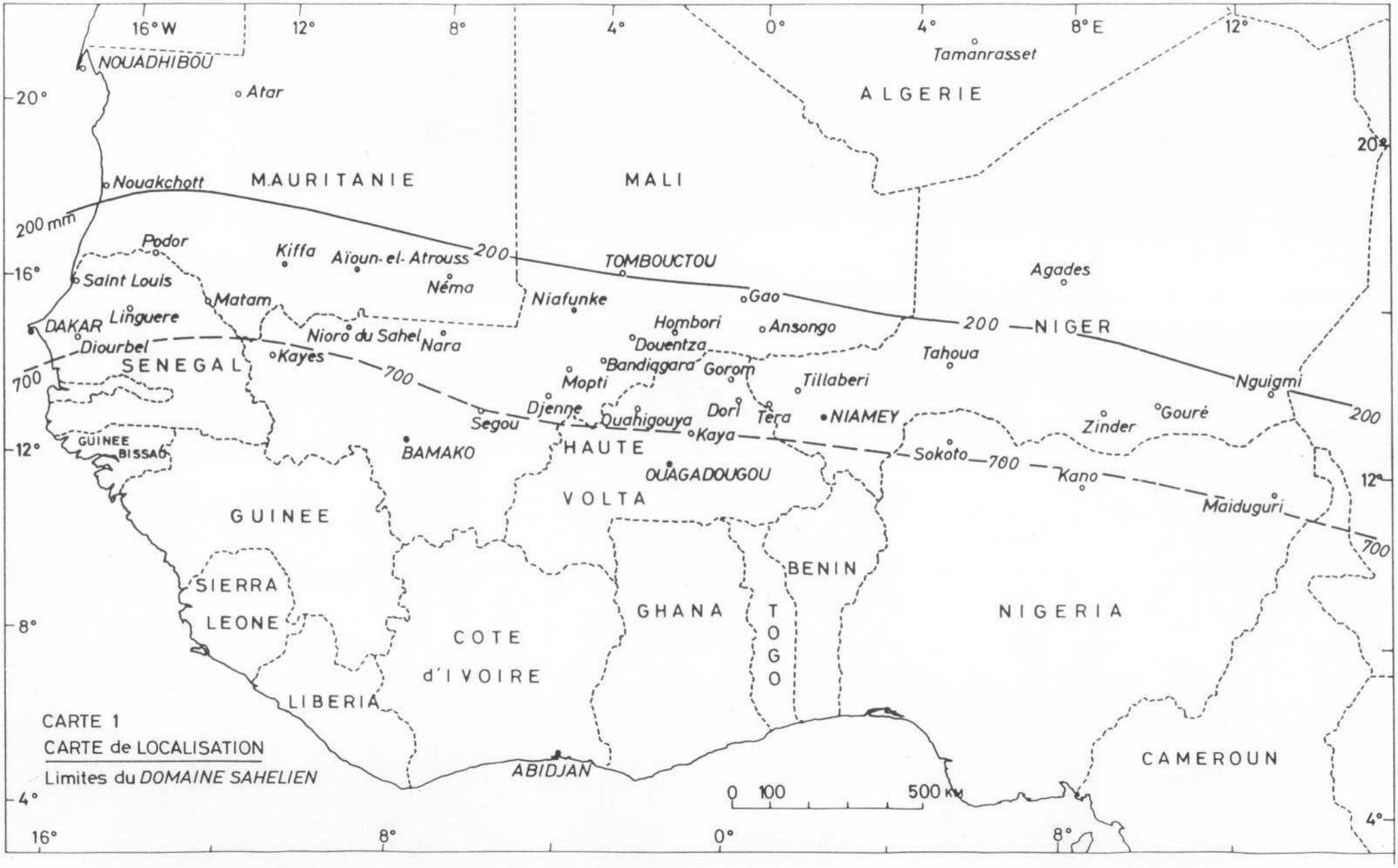
PHOTO L - Partie méridionale du champ de dunes vives d'Oursi (Haute-Volta).
Cl. M.F. COUREL

PLANCHE VII

PHOTO M - Trace de feu à l'Est de Dodji (Ferlo). Les plages blanches correspondent à des termitières arasées. Au premier plan, un Acacia seyal (tronc jaune), un Acacia senegal et au deusième plan (à gauche) des Balanites aegyptiaca. Cl. Ph.C. CHAMARD

PHOTO N - Dunes blanches à Râs-el-Mâ. Extremité occidentale de la cuvette du lac Faguibine. A l'arrière-plan, peuplement monophytique d'Acacia raddiana. Cl. M.F. COUREL

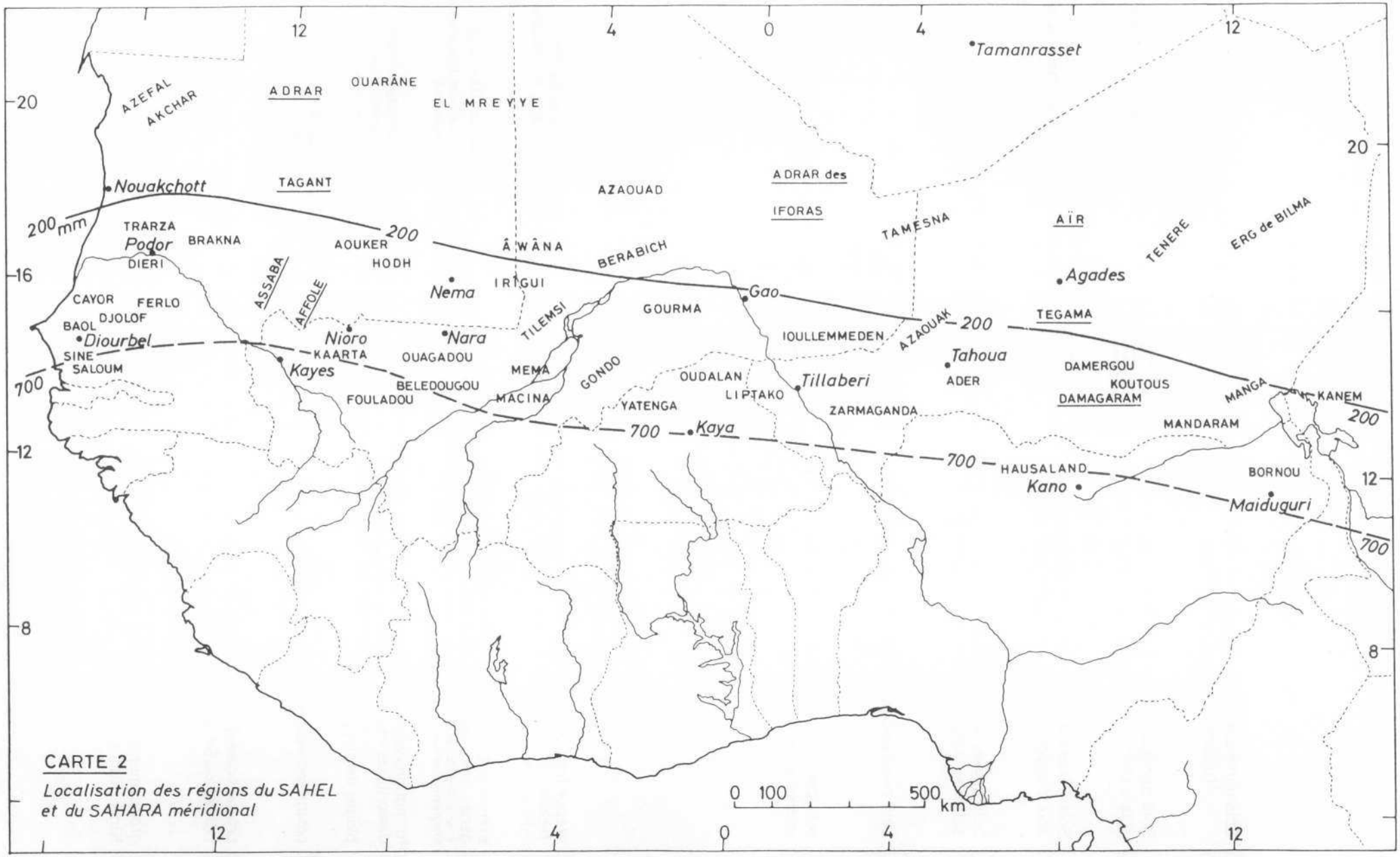
PHOTO O - Vue de la cuvette du lac Faguibine au nord d'Ader Mallène. Cl. M.F. COUREL



CARTE 1

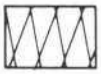
CARTE de LOCALISATION

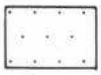
Limites du *DOMAINE SAHELIEN*

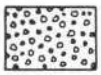

12
4
0
4
12
Tamanrasset
20
AZEFAL
AKCHAR
ADRAR
OUARÂNE
EL MREYYE
ADRAR des
IFORAS
AZAOUAD
Nouakchott
TAGANT
200 mm
200
TRARZA
Podor
BRAKNA
DIERI
AOUKER
HODH
ÂWÂNA
BERABICH
TAMESNA
AÏR
TENERE
ERG de BILMA
Agades
16
Nema
IRTGUI
Gao
CAYOR
FERLO
DJOLOF
BAOL
ASSABA
AFFOLE
TILEMSI
GOURMA
TEGAMA
Diourbel
Nioro
Nara
IOULLEMMEDEN
AZAOUAK
200
SINE
SALOUM
KAARTA
OUAGADOU
Kayes
Tahoua
DAMERGOU
KOUTOUS
DAMAGARAM
MANGA
KANEM
200
700
BELEDOUGOU
FOULADOU
MEMA
MACINA
GONDO
OUDALAN
LIPTAKO
Tillaberi
ADER
YATENGA
ZARMAGANDA
MANDARAM
700
Kaya
700
HAUSALAND
BORNOU
12
Kano
Maiduguri
700
8
8
CARTE 2
Localisation des régions du SAHEL
et du SAHARA méridional
0 100 500 km
12
4
0
4
12

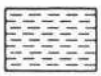
LEGENDE de la CARTE des SOLS (CARTE 3)

Sols minéraux bruts d'origine non climatique
lithosols sur roches diverses


Sols minéraux bruts d'origine climatique
sols d'ablation des déserts sur roches diverses

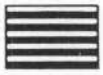

Sols minéraux bruts d'origine climatique
sols d'apport des déserts sur sables éoliens

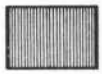

Sols peu évolués d'érosion
sols régiques sur matériau gravillonnaire

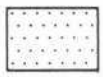

Sols peu évolués d'apport salés ou alcalisés

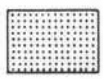
Sols peu évolués d'apport hydromorphes sur
matériau argilo-sableux

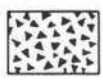
Vertisols topomorphes


Sols hydromorphes minéraux à pseudo-gley

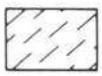

Sols halomorphes : sols salins et sols à
alcali lessivés

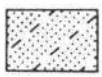

Sols isohumiques
sols brun rouge subarides sur sables éoliens

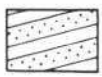

Sols à sesquioxydes
sols ferrugineux tropicaux peu lessivés sur
sables éoliens


Sols ferrugineux tropicaux lessivés concrétion

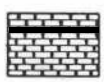
LEGENDE de la CARTE (CARTE 4)
des FORMATIONS VEGETALES

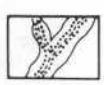

steppe très ouverte à Cenchrus, Panicum et Leptadenia pyro-
technica . Arbustes : Maerua et Acacia raddiana concentrés dans les couloirs
interdunaires .

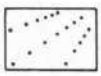

steppe arbustive et / ou arborée des ensembles dunaires homo-
gènes . Acacia senegal, Sclerocarya birrea, Guiera senegalensis, Commiphora africana,
Boscia , Grewia ... et le corpus d'annuelles caractéristiques : Cenchrus, Schoenefeldia, Chloris,
Eragrostis, Ctenium....

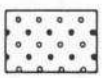

formations végétales caractéristiques des ensembles dunaires
discontinus – sur dune : steppe arbustive / arborée
– sur plaine interdunaire : fourrés, brousse tigrée, sols nus
plages de steppe....

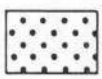
prairie marécageuse : typhaie, vétiveraie, bourgouttière....

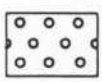

prairie boisée (delta du Niger) , bois ou forêts d'Acacia nilotica
(vallée du Sénégal) , groupements arborés des goulbi du Niger.

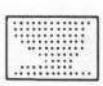

groupements arborés / arbustifs des grandes vallées sèches du
Niger (dallol)

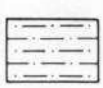

groupements arbustifs lâches limité
aux lits d'oueds et entailles

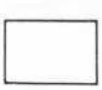

fourrés arbustifs clairs
Combretum glutinosum, Boscia senegalensis
Euphorbia balsamifera .....

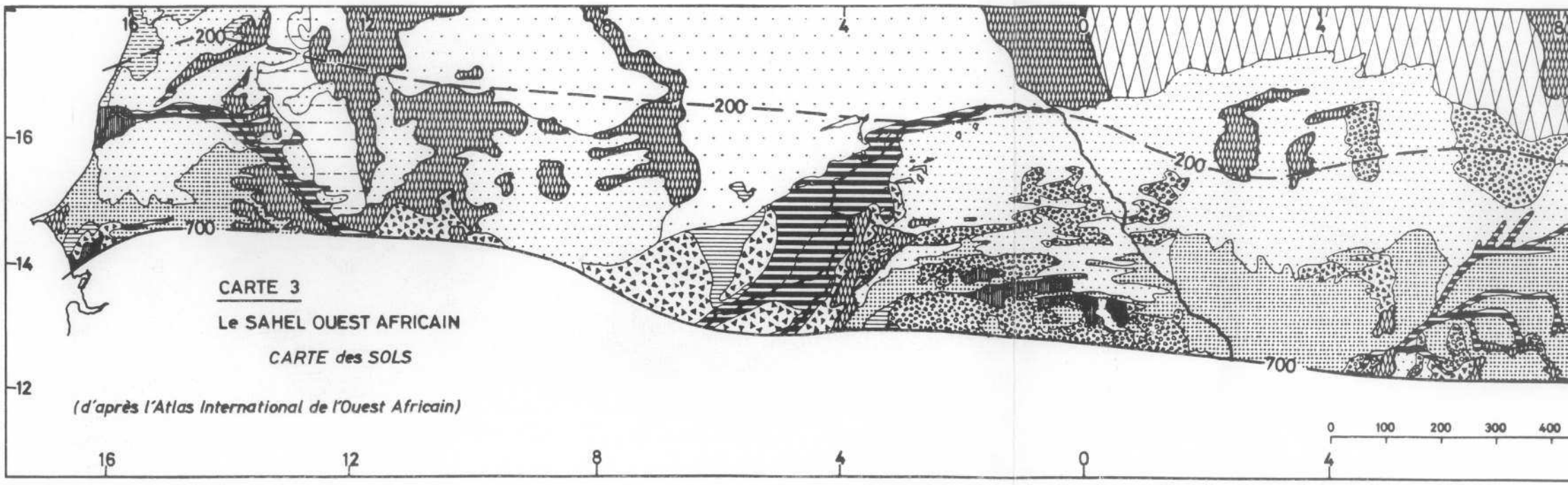

fourrés arbustifs denses
Combretum micranthum, Comb. nigricans
Grewia bicolor, Pterocarpus lucens, Feretia
apodanthera ....


steppe arborée .
strate herbacée souvent discontinue formée
d'annuelles et de vivaces (assez fréquentes)


formation arbustive et / ou arborée
des dépressions sablo-argileuses
sur steppe semi-ouverte


steppe à halophytes très ouverte
Sporobolus spicatus, Sp. robustus, Cressa
cretica, Salsola baryosma, Arthrocnemum
glaucum .....


surface nue

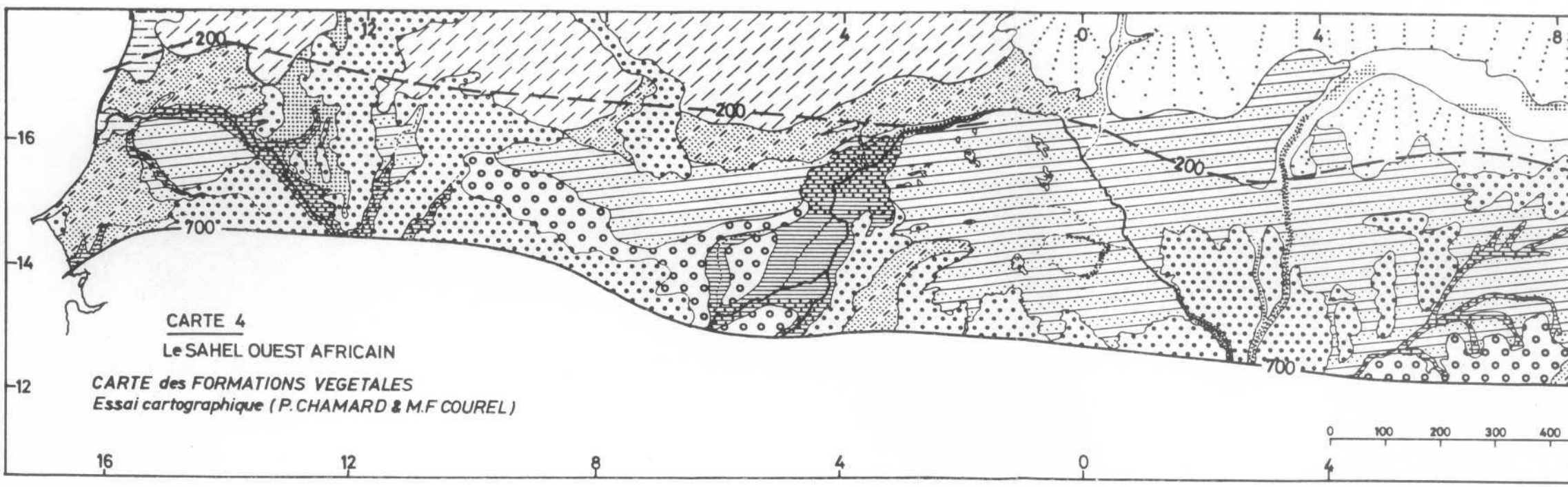


CARTE 3

Le SAHEL OUEST AFRICAIN

CARTE des SOLS

(d'après l'Atlas International de l'Ouest Africain)



CARTE 4

Le SAHEL OUEST AFRICAIN

CARTE des FORMATIONS VEGETALES

Essai cartographique (P. CHAMARD & M.F COUREL)

Compagnie IBM France

Réalisé sur les presses de l'Imprimerie d'Entreprise
USINE DE BOIGNY - ORLEANS – FRANCE

9402 - 01/1985