

Étude radiométrique des sols d'une zone sahélienne (programme Hapex-Sahel)

Analyse multi-échelle : du laboratoire au satellite



Université Louis Pasteur de Strasbourg

Ecole Nationale Supérieure de Physique de Strasbourg (ENSPS) Laboratoire des Sciences de l'Image, de l'Informatique et de la Télédétection (LSIIT) Groupement Scientifique de Télédétection Spatiale (GSTS)

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

Docteur de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg

Mention : Géosciences Spécialité : Géologie - Télédétection

par

Rachida HOUSSA

ETUDE RADIOMETRIQUE DES SOLS D'UNE ZONE SAHELIENNE (PROGRAMME HAPEX-SAHEL). ANALYSE MULTI-ECHELLE : DU LABORATOIRE AU SATELLITE

Soutenue le 11 Mars 1996 devant le jury composé de :

MM.

M. P. Stoll B. Cervelle R. Escadafal M. Raffy J. C. Pion Rapporteur interne Rapporteur externe Examinateur Directeur de thèse

n° 161

3 microfiches



Thèses et documents microfichés



Orstom, l'Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération

La loi du 1^{er} juillet 1992 (code de la propriété intellectuelle, première partie) n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article L. 122-5, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans le but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon passible des peines prévues au titre III de la loi précitée.

© ORSTOM éditions 1997, Paris

ISSN: 0767-922X ISBN: 2-7099-1344-5

AVANT-PROPOS

Le travail présenté dans ce mémoire a pu être réalisé et achevé grâce à l'aide, au soutien, aux conseils mais aussi aux critiques, heureusement constructives de plusieurs personnes qu'il m'est très agréable de remercier ici. Mon plus profond regret est de devoir ignorer ceux sans qui je n'aurais pu progresser.

Mes remerciements s'adressent en premier à Monsieur Jean-Claude Pion pour avoir dirigé mon travail pendant trois ans. Je lui suis reconnaissante de la confiance qu'il m'a montré durant toute cette période ; je le remercie pour sa grande disponibilité et les séances de travail très intenses et riches d'enseignements.

Je remercie ensuite Monsieur Marcel Raífy qui m'a accueilli au sein de son laboratoire et pour l'intérêt qu'il a accordé à mon travail, surtout pour la partie qui concerne le changement d'échelle. Malgré ses lourdes responsabilités, il a toujours pu me consacrer des séances de travail pour m'expliquer et m'éclaircir sur les théories qu'il a mis au point et aussi pour discuter avec moi l'avancement de mon travail.

Je remercie Monsieur Marc Philippe Stoll pour les discussions qu'on a eu ensemble dans la salle d'informatique ou dans son bureau. Je le remercie aussi pour avoir accepté d'être mon rapporteur interne.

Monsieur Bernard Cervelle, je le connaîs par ses travaux auxquels je me suis souvent référée et j'ai eu l'occasion de le rencontrer lors de mon passage dans son laboratoire pour faire les mesures spectrophotométriques. Je le remercie de m'avoir facilité l'accès dans son laboratoire et d'avoir accepté d'être un des rapporteurs externes de ma thèse.

Monsieur Richard Escadafal, je le connaît d'après ses nombreux travaux qui ont été de bons guides durant mes trois années de travail. Je le remercie d'avoir accepté de m'honorer en participant à mon jury de thèse. Je pense qu'il est toujours très agréable de rencontrer en personne l'auteur des livres qu'on a tout le temps sur son bureau.

Comme cela apparaîtra progressivement à la lecture de ce mémoire, son aboutissement est le résultat de travail sur le terrain et au laboratoire avec l'aide et la collaboration de plusieurs équipes techniques et scientifiques, que j'ai le plaisir de remercier ici.

Lors de mon cours séjours à Niamey au Niger en décembre 1993, j'ai bénéficié de l'aide des chercheurs du centre ORSTOM de Niamey. Je voudrais remercier Messieurs Alain Casenave et François Lenoir de m'avoir facilité l'accès à leurs matériels. Monsieur F. Lenoir accompagné de M. Estève m'ont aidé à faire ma première tournée sur le terrain et à reconnaître les principales formations géologiques. Je remercie également Bernard Mougenot qui m'a fait profiter de sa grande expérience de prélèvement des mesures radiométriques sur le terrain. Je re-remercie une autre fois Monsieur F. Lenoir et B. Mougenot pour leur hospitalité qui m'a vraiment touché. Avant de quitter Niamey, je voudrais remercier Julien Bonfort, stagiaire à l'ORSTOM, qui m'a hébergé et qui a facilité mes déplacements à Niamey. Je remercie aussi mon collègue de l'école d'Hiver de Niamey Monsieur Abdoulkarim Traore, chef de la division climatologique au Centre de Météorologie de Niamey, qui a bien voulu me procurer les valeurs de visibilités qui ont été nécessaires pour les corrections atmosphériques des données satellitaires. Pendant mon passage au laboratoire de minéralogie de l'université Paris VI, Renaud Mathieu m'a initié à l'utilisation du spectrophotomètre et aux traitements des données. Même après son départ au Chili, il a continué à répondre aux différentes questions que je lui posais, je le remercie profondément.

A Strasbourg, les ingénieurs et les techniciens du Centre de Géochimie de la surface ont réalisé les mesures chimiques et minéralogiques. Ils m'ont aidé à dépouiller les résultats, je les remercie beaucoup.

Au sein de l'équipe du CEREG de l'Institut de Géographie de Strasbourg, j'ai bénéficié de l'aide de Monsieur Jean Pierre Blanck pour la réalisation des analyses granulométriques. Je le remercie pour son aide et sa gentillesse. Madame Martine Trautmann m'a guidé pour faire les analyses granulométriques. Merci Martine pour ton aide et ta sympathie. Toujours au CEREG, Je présente mes amitiés à Monique et Isabelle.

Avant de retourner dans mon équipe du GSTS, j'aimerais remercier Monsieur Didier Tanré qui, au cours de mon passage à Lille en juillet 1994, a accepté de me recevoir un aprèsmidi, malgré son emploi du temps très chargé. Je le remercie pour la discussion et les explications qu'il m'a donné et aussi pour le logiciel 6S, en me faisant l'honneur d'être parmi les premiers à l'utiliser.

Dans mon laboratoire, je remercie Monsieur Yves Besnus du GSTS et Hervé Yésou du SERTIT d'avoir fait la lecture et la relecture de ce travail, mais aussi de tous les travaux que j'ai déjà publiés. Je les remercie pour les discussions qu'on a souvent eu ensemble, pour les conseils, les critiques et les encouragements qu'ils m'ont accordés avec une très grande amitié. Je remercie également Caroline qui m'a initié aux programmes de changement d'échelle.

Je remercie tous ceux qui m'ont formé à la télédétection et aux traitements d'images, je pense à Hubert Scius, mon ex-collègue de bureau. Je remercie tous les chercheurs permanents et non permanents du GRTR et du SERTIT qui ont toujours répondu à mon appel lorsque j'avais des problèmes avec "Imagine" ou avec des paramètres physiques.

Mes remerciements s'adressent également aux personnels de la bibliothèque de l'ENSPS et du CGS qui ont toujours facilité mes recherches bibliographiques. Je remercie aussi Joëlle et Danielle pour les services administratifs. Enfin mes amitiés à mes collègues du GRTS : Fatima et Wolfgang.

Avant de fermer cet avant-propos, j'aimerais dire un mot à mon meilleur ami de Strasbourg Abdessalam Abdellouas. Les années de Maîtrise, de DEA et de thèse qu'on a passé ensemble étaient très agréables, pleines d'amitié et de fraternité. Je te remercie pour les bon moments qu'on a passé à discuter, à bavarder ou à évoquer les souvenirs d'enfance et d'adolescence. Je regrette que tu ne puisses assister à ma soutenance, mais je te souhaite tout de même un bon séjours aux USA et que notre amitié continue pour toujours. Je présente aussi mes amitiés à ta femme Nathalie pour sa gentillesse et à notre amie et compatriote Khadija. Je termine en remerciant la famille Tridemy pour les services qu'ils m'ont rendu, leur gentillesse et leur chaleur méditerranéenne.

Finalement je remercie ma mère et mon père dont les sacrifices m'ont permis de mener à bien mes études et qui m'ont inlassablement soutenue et encouragée. Je remercie mes deux soeurs et leurs conjoints, mes deux frères et leurs conjointes, leurs enfant pour l'amour familial qui nous a toujours réuni. Je remercie toute ma famille, unité indissociable, pour leur soutien moral mais surtout financier durant toutes les années que j'ai passé en France. Que ce travail soit le gage de toute l'affection et de toute la reconnaissance que je leur porte.

RESUME

Le travail présenté dans ce mémoire entre dans le cadre du programme international HAPEX-SAHEL qui s'est déroulé au Niger, en Afrique de l'Ouest. L'objectif de ce travail était de caractériser, dans le domaine spectral du visible au moyen infrarouge $(0,4-2,4 \mu m)$, les paysages d'érosion et de dégradation des sols nus à l'aide des données de télédétection multi-échelles. Aux paramètres physico-chimiques décrivant les sols, données géochimiques, granulométriques et mesures spectrophotométriques de laboratoire, ont été confrontées des mesures radiométriques, issues des données de terrain (radiomètres portables Cimel et Barringer), d'avion (NS001 Thematic Mapper Simulator) et de satellites (SPOT et Landsat Thematic Mapper). Les données aéroportées et satellitaires couvrent la saison des pluies et la saison sèche. De plus, les données SPOT s'étalent sur une période de 4 ans (1988-1992).

La zone d'étude est le site de Banizoumbou constitué du bassin versant de Sama Dey. Il se situe sur les formations gréseuses du Continental Terminal et se caractérise par 3 principaux types de sols : les cuirasses, les sols ferrugineux et les formations sableuses.

Il y a une forte concordance entre les mesures spectrophotométriques de laboratoire et les mesures radiométriques de terrain qui ont permis de trouver une relation qualitative et quantitative entre la réponse spectrale des sols et leurs principaux composants minéralogiques : quartz, kaolinite, goethite et hématite. De plus à partir des mesures radiométriques de terrain il a été possible de mettre en évidence l'effet important de la composition granulométrique et de la rugosité du sol sur la réponse spectrale de celui-ci. Par la suite les données radiométriques de terrain ont été utilisées pour la calibration et l'interprétation des mesures de télédétection aéroportées et satellitaires.

L'ensemble des images aéroportées et satellitaires a été soumis à des corrections géométriques, radiométriques et atmosphériques afin de comparer les différentes données d'une manière quantitative et d'en extraire les paramètres des sols.

- L'étude de ces données de télédétection a permis d'identifier, par le biais d'indices radiométriques (Indice de Rougeur, Indice de Couleur, Indice de Brillance et rapport TM5/TM7), les différents types de sols en fonction de leurs compositions minéralogiques et granulométriques.

- On a pu mettre en évidence l'effet de l'humidité durant la saison des pluies et des aérosols désertiques durant la saison sèche sur l'information donnée par certains indices radiométriques.

- La comparaison multidate des données SPOT, à l'aide du rapport XS2/XS1 nous a facilité l'identification des années les plus sèches et la délimitation des zones les plus exposées au processus de désertification.

La comparaison multi-échelle entre les données aéroportées acquises à une très haute résolution spatiale (1,5 m) et les données Landsat TM de basse résolution spatiale (30 m) a été réalisée à l'aide d'outils nouveaux pour l'analyse des changements d'échelle. La méthode de changement d'échelle a été appliquée essentiellement pour le rapport TM5/TM7. Les résultats de cette application ont montré que pour des sols nus, le calcul du rapport TM5/TM7 à partir des données TM donne une bonne approximation des valeurs que l'on aurait obtenu avec les données avion de 1,5 m de résolution spatiale. Il en résulte que les cartographies effectuées sur la base du rapport TM5/TM7 à partir des données TM, sont d'une approximation correcte malgré la résolution moyenne de ce capteur.

Mots clés : HAPEX-SAHEL, cuirasse, sols sableux, sols ferrugineux, minéralogie, granulométrie, spectrophotomètre, radiomètres, NS001 TMS, Landsat TM, SPOT, Indices radiométriques, changement d'échelle.

I

.

6~

t

ŀ. -

·

ABSTRACT

This study was part of the HAPEX-SAHEL international programme. The aim was to analyze, in a Sahelian area, the spectral properties of soils submited to degradation process using multi-scale remote sensing data: laboratory spectrophotometric measurements, radiometric field data and time series of aircraft and satellite imagery (1988, 1990, 1991 and 1992). The spectral range used was the visible, near and middle infrared.

The sample area is situated in the South-West of Niger (western Africa). This area is developed over a sandstone formation and shows three groups of soils: ferricrust soils, ferruginous soils and eolian sandy formations.

For the highest level of radiometric and spatial resolution, i. e. measurements taked with field radiometers (Cimel and Barringer) and laboratory spectrophotometer, the results indicate a very high correlation between field and laboratory data. The quantitative analysis of the relationship between radiometric indices (redness index, colour index, brithness index and TM5/TM7 ratio) and physico-chemical soil characteristics shown that the influence of the granulometric distribution on spectral response is as important as the mineralogical composition.

The same investigations were done at a lower scale of spatial resolution based on the processing and analysis of geometriclly and radiometriclly corrected airborne and satellite data, i. e. NS001 TMS, SPOT and Landsat TM imagery. The major results are the following:

- Both aircraft and satellite data allowed to identify, with radiometric indices, different types of soils in accordance with their mineralogical and granulometric compositions.

- The effect of moisture and desertic aerosols on the spectral response of data acquired during wet and dry seasons respectively, are pointed out.

- The multidate comparison of SPOT data, based on the XS2/XS1 ratio, allowed to identify the areas the more exposed to the desertification process.

This "unique" remotely sensed data set offers the opportunity to study the change of scale problem. This was done using the TM5/TM7 ratio in order to study the influence of resolution spatial change on the accuracy of the kaolinite detection and quantification. It is shown that for bare soils, the spatial resolution have a limited effect on the information derived from airborne and satellite sensors.

Keywords. HAPEX-SAHEL, Ferricrust soils, ferruginous soils, sandy soils, mineralogy, granulometry, spectrophotometer, radiometers, NS001 TMS, Landsat TM, SPOT, radiometric indices, change of scale.

. .

.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

PREMIERE PARTIE : GENERALITES ET CADRE DE L'ETUDE

Chapitre 1. RAPPELS GENERAUX SUR LA TELEDETECTION

I - RAPPELS ET DEFINITIONS	5
1 - LE RAYONNEMENT ÉLECTROMAGNÉTIQUE 2 - PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DU RAYONNEMENT ÉLECTROMAGNÉTIQUE 3 - LE RAYONNEMENT SOLAIRE 4 - INTELETOR DES DACTEURS EXTERNES SUB LA RÉPONSE SPECTRALE	5 6 9
4 - INFLUENCE DES FACTEURS EXTERNES SUR LA REPONSE SPECTRALE DES SURFACES NATURELLES	12
5 - SIGNATURES SPECTRALES D'OBJETS DANS LE VISIBLE, LE PROCHE ET LE MOYEN INFRAROUGE	12
II - CONCLUSIONS	15
Chapitre 2. LE CADRE REGIONAL	17
I - PROFIL STRATIGRAPHIQUE ET TOPOGRAPHIQUE	18
A - PROFIL STRATIGRAPHIQUE	
1 - LE SOCLE PRÉCAMBRIEN 2 - LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE 3 - LE QUATERNAIRE 4 - LES TYPES DE SOLS	19 19 20 21
B - SCHEMA TOPOGRAPHIQUE	
1 - LE PLATEAU CUIRASSÉ 2 - LE VERSANT SABLEUX 3 - LE BAS-FOND	· 22 23 23
II - CADRE CLIMATIQUE	24
1 - SAISON HUMIDE 2 - SAISON SÈCHE	24 26
III - COUVERTURE VEGETALE	28
1 - VÉGÉTATION NATURELLE 2 - CULTURES	28 28
IV - LA MESOFAUNE	28
V - CONCLUSIONS	28

۲<u>..</u>.

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DES RELATIONS ENTRE LA REFLECTANCE DIFFUSE ET LES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES SOLS

.

•

Chapitre 3. CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES SOLS	
I - PRELEVEMENT ET IDENTIFICATION DES ECHANTILLONS	29
II - LES METHODES ANALYTIQUES DE LABORATOIRE	32
1 - MÉTHODES GÉOCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUE 2 - MÉTHODES GRANULOMÉTRIQUES	32 32
III - RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES, MINÉRALOGIQUES ET GRANULOMÉTRIQUES	33
1 - GÉOCHIMIE ET MINÉRALOGIE 2. CORDÉLATION ENTRE LES PROPRIÉTÉS MINÉRALOGIQUES ET	33
GRANULOMÉTRIQUES	36
GRANULOMÉTRIQUES DES TROIS CLASSES DE SOLS ÉTUDIÉS	37
IV. CONCLUSIONS	38
Chapitre 4. LES MESURES SPECTROPHOTOMETRIQUES DE LABORATOIRE	
I - LES PROPRIETES SPECTRALES DES PRINCIPAUX COMPOSANTS MINERALOGIQUES DES SOLS ETUDIES	39
1 - LE QUARTZ (SiO ₂) 2 - LA KAOLINITE (Al ₂ Si ₂ O5(OH)4) 3 - LA GOETHITE (FeO(OH)) ET L'HÉMATITE (Fe ₂ O3) 4 - LA GIBBSITE (Al(OH)3)	39 40 40 41
II - MATERIELS ET METHODES	42
III - RESULTATS DES MESURES	.42
A - INTERPRETATION QUALITATIVE DES SPECTRES DE SOLS	
B - ETUDE QUANTITATIVE DE LA RELATION ENTRE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE ET LA REPONSE SPECTRALE DES SOLS	
1 - APPROCHE COLORIMETRIQUE : DOMAINE SPECTRAL DU VISIBLE	45
MOYEN INFRAROUGE	54
IV - CONCLUSIONS	55
Chapitre 5. LES MESURES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN	
I - MATERIELS ET METHODES	57
1 - DESCRIPTION DES RADIOMÈTRES 2 - CONDITIONS DE MESURE	57 60

Sommaire

II - RAPPELS BIBLIOGRAPHIQUES	60
1 - les propriétés spectrales des canaux SPOT et landsat TM 2 - indices radiométriques	60 61
III - RESULTATS ET DISCUSSION	64
A - INTERPRETATION QUALITATIVE DE LA SIGNATURE SPECTRALE DES SOI	_S
B - INFLUENCE DE L'HUMIDITE SUR LA REPONSE SPECTRALE DES SOLS	
C - INTERPRETATION QUANTITATIVE DES MESURES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN	
 1 - ÉTUDE DES RELATIONS ENTRE LES INDICES RADIOMÉTRIQUES, LES PROPRIÉTÉS MINÉRALOGIQUES ET LA COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE DES SOLS 2 - RELATION DES INDICES RADIOMÉTRIQUES AVEC LE DEGRÉ D'ALTÉRATION DES SOLS 	67 74
IV - CONCLUSIONS	76
Chapitre 6. COMPARAISON ENTRE LES MESURES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN ET LES DONNEES SPECTROPHOTOMETRIQUES DE LABORATOIRE	
I - LES DONNEES DE SIMULATION	77
 1 - LES INDICES RADIOMÉTRIQUES DES DONNÉES DE SIMULATION 2 - L'EFFET DE LA SENSIBILITÉ RELATIVE ET DE LA LARGEUR DE LA FENÊTRE SPECTRALE SUR LA RÉFLECTANCE D'UNE BANDE SIMULÉE 	78 78
II - COMPARAISON ENTRE LES MESURES DE LABORATOIRE ET LES DONNÉES DE SIMULATION	80
1 - INDICE DE ROUGEUR 2 - COMPARAISON ENTRE LES RAPPORTS 1615/2200 NM ET TMS5/TMS7	80 81
III. COMPARAISON DES DONNEES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN AVEC LES MESURES DE LABORATOIRE ET LES DONNEES DE SIMULATION	82
1. INDICE DE ROUGEUR 2 - LE RAPPORT TM5/TM7	82 83
VI - CONCLUSIONS	85

.

u

SYNTHESE ET ENSEIGNEMENTS DE LA DEUXIEME PARTIE

.

TROISIEME PARTIE : ANALYSES DES DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES

Chapitre 7. METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES	
I - LES DONNEES AEROPORTEES	91
1 - DESCRIPTION DE L'AVION C-130 ET DU CAPTEUR MULTISPECTRAL NS001 2 - DESCRIPTION DES DONNÉES AÉROPORTÉES UTILISÉES	92 93
II - LES DONNEES SATELLITAIRES	94
1 - LES PLATES-FORMES SPATIALES SPOT ET LANDSAT TM 2 - DESCRIPTION DES DONNÉES SATELLITAIRES UTILISÉES	94 96
III - METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES	96
1 - CORRECTIONS GÉOMÉTRIQUES	97
1-1. Méthode de recalage1-2. Résultats de recalage des images avions et satellitaires	
2 - CORRECTIONS RADIOMÉTRIQUES	103
 2-1. Calcul de la luminance exo-atmosphérique 2-2. Calcul de la réflectance exo-atmosphérique 2-3 - Calcul de la réflectance propre à la cible 	105 106
IV - CONCLUSIONS	113
Chapitre 8. ANALYSE DES RESULTATS DE DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES	
I - DONNEES AEROPORTEES : NS001 THEMATIC MAPPER SIMULATOR	115
I - ANALYSE DES CANAUX BRUTS DES IMAGES	116
2 - TRAITEMENT DES DONNÉES RADIOMÉTRIQUES	121
II - DONNEES SATELLITAIRES SPOT ET LANDSAT TM	132
1 - DONNÉES SATELLITAIRES EN CANAUX BRUTS	132
2 - DONNÉES RADIOMÉTRIQUES	140
3 - COMBINAISON BINAIRE DE DEUX INDICES RADIOMÉTRIQUES	158
III - CONCLUSIONS	159

Chapitre 9. EFFET DU CHANGEMENT D'ECHELLE SUR LE CALCUL D'UN INDICE RADIOMETRIQUE D'INTERET GEOLOGIQUE

I - NOTIONS DE CHANGEMENT D'ECHELLE ET D'HOMOGENEITE D'UN PIXEL	161
1 - HOMOGÉNÉITÉ D'UN PIXEL 2 - CHANGEMENT D'ÉCHELLE	161 161
II - RAPPELS THEORIQUES	163
III - APPLICATION DE LA METHODE DE SPATIALISATION	165
1 - Choix des données 2 - Application de la méthode générale 3 - résultats et discussion	165 168 168
IV - CONCLUSIONS	174

SYNTHESE ET ENSEIGNEMENTS DE LA TROISIEME PARTIE

۰.

CONCLUSIONS GENERALES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

. . r-• .

Liste des figures

Figure 1. Onde simple.

Figure 2. Le spectre électromagnétique.

Figure 3. Luminance d'une source étendu, L.

Figure 4. Schéma illustrant les notions de réflexion spéculaire et de réflexion diffuse.

Figure 5. Le concept de la réflectance bidirectionnelle.

Figure 6. Les spectres du rayonnement solaire aux limites supérieure et inférieure de l'atmosphère. Les parties ombrées correspondent à l'absorption gazeuse.

Figure 7. Influence de la diffusion atmosphérique et de l'environnement sur le signal satellitaire.

Figure 8. Exemple de spectres de réflectance de sols et de végétation.

Figure 9. Exemples de spectres de réflectance de différents types de sols.

Figure 10. Situation géographique du Super Site Central Est de Banizoumbou.

Figure 11. Profil stratigraphique du bassin des Iullemmeden Ouest, région Sud-Ouest du Niger.

Figure 12. Schéma Topographique du Super Site Central Est de Banizoumbou.

Figure 13. Précipitations annuelles enregistrées : a) à la station 1 en 1991 ; b) à la station 2 en 1992 ; c) à la station 3 en 1992.

Figure 14. Répartition journalière des précipitations enregistrées durant la saison des pluies 1992 par la station 2.

Figure 15. Localisation des principales sources des aérosols désertiques.

- Figure 16. Relation entre l'indice d'altération Ri et la teneur des sols en éléments chimiques SiO₂, Al₂O₃ et Fe₂O₃.
- Figure 17. Relation entre : a) la teneur en quartz et le pourcentage de la fraction sableuse ; b) la teneur en kaolinite et le pourcentage de la fraction argileuse.

Figure 18. Spectre de réflectance diffuse d'un quartz broyé à trois tailles de particules.

Figure 19. Spectre de réflectance d'une kaolinite de Géorgie (USA), broyée à 50 µm.

Figure 20. Spectre de réflectance diffuse. a) goethite ; b) hématite.

Figure 21. Spectre de réflectance diffuse d'une gibbsite broyée à 50 µm.

Figure 22. Les signatures spectrales caractéristiques des principaux types de sols du site de Banizoumbou.

Figure 23. Exemple d'une planche du code Munsell, correspondant à une teinte.

- Figure 24. Courbes de reproduction des couleurs monochromatiques par mélange de rouge, de vert et de bleu.
- Figure 25. Diagramme binaire des coordonnées chromatiques x et y des sols du site de Banizoumbou.
- Figure 26. Diagramme binaire de la teneur en hématite et de l'Indice de Rougeur.
- Figure 27. Relation entre la fraction granulométrique dominante (125-250 µm) et l'IR_{CIE} des sols contenant moins de 1 % d'hématite.
- Figure 28. Spectre de réflectance continu. Exemple de l'échantillon G1. Localisation du segment [1460nm,1770nm] et du pic 2200 nm.
- Figure 29. Diagramme de corrélation entre le rapport 1615/2200 nm et la teneur en kaolinite.
- Figure 30. Photographie du radiomètre Barringer.
- Figure 31. Photographie du radiomètre Cimel.
- Figure 32. Localisation des bandes spectrales correspondant aux canaux SPOT multispectral et Landsat TM sur d'un spectre continue.
- Figure 33. Signatures spectrales caractéristiques des principaux types de sols du site de Banizoumbou mesurées par radiomètres de terrain.
- Figure 34. Effet de l'humidité sur la signature spectrale des sols.
- Figure 35. Relation entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite pour l'ensemble des sols de Banizoumbou.
- Figure 36. Relation entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite pour les sols contenant plus de 1 % d'hématite.
- Figure 37. Relation entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite pour les sols contenant moins de 1 % d'hématite.
- Figure 38. Diagramme binaire entre l'Indice de Couleur et la teneur totale en oxy-hydroxydes de fer de l'ensemble des sols de Banizoumbou.
- Figure 39. Relation entre l'Indice de Couleur et la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer pour des sols sableux.
- Figure 40. Relation entre l'Indice de Couleur et la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer des sols ferrugineux.
- Figure 41. Diagramme binaire entre le rapport TM5/TM7 et la teneur en kaolinite.
- Figure 42. Relation entre l'Indice de Brillance et la teneur en quartz des sols du site de Banizoumbou.
- Figure 43. Relation entre l'Indice de Rougeur et l'indice d'altération des sols contenant plus de 1% d'hématite.
- Figure 44 . Diagrammes binaires entre l'indice d'altération Ri et a) l'Indice de Brillance, b) l'Indice de Couleur, c)le rapport TM5/TM7.

Figure 45. Signatures spectrales de sols calculées à partir des données de simulation des canaux vert, rouge et proche infrarouge pour SPOT et Landsat TM.

Figure 46. Corrélation entre les indices radiométriques simulés pour SPOT et Landsat TM.

- Figure 47. Différence entre IRSSPOT et IRSTM pour les sols étudiés.
- Figure 48. Corrélation entre les rapports 1615/2200 nm et TMS5/TMS7.
- Figure 49. Diagrammes de corrélation entre Indice de Rougeur de laboratoire (Exemple IR_{CIE}) et Indices de Rougeur calculés à partir des mesures effectuées avec le radiomètre Barringer. a) IR_{TM}; b) IR_{SPOTb}.
- Figure 50. Diagramme binaire entre les rapports TM5/TM7 et TMS5/TMS7.
- Figure 51. Diagramme de combinaison binaire entre Indice de Rougeur et Indice de Brillance.
- Figure 52. Vue générale de l'avion C-130.
- Figure 53. Vue générale du satellite SPOT.
- Figure 54. Vue détaillée du capteur Landsat TM.
- Figure 55. Distorsions dans l'image dues aux mouvements de la plate-forme.
- Figure 56. Comparaison des valeurs de Tg calculées à partir des données de radiosondage et du modèle standard du code 6S. Exemple de l'image Landsat TM acquise le 04/10/1992.
- Figure 57. Relation entre la visibilité (km) et l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm.
- Figure 58. Comparaison entre la réflectance exo-atmosphérique et la réflectance propre au sol obtenues par les capteurs SPOT, Landsat TM et NS001 TMS.
- Figure 59. Histogramme de l'indice de végétation NDVI.
- Figure 60. Exemple de répartition des polygones-test dans un diagramme binaire de deux canaux.
- Figure 61. Exemples de diagramme de comparaison des intervalles de confiance (à 95 %) des polygones-test.
- Figure 62. Signatures spectrales des trois principaux types de sols du site de Banizoumbou,. déterminées à partir des données avion TMS. a : NS001g ; b : NS001m ; c : NS001p.
- Figure 63. Signatures spectrales, des sols G, DEC et SEB, simulées par rapport aux bandes spectrales du capteur NS001 TMS.
- Figure 64. Comparaison des spectres de la réflectance des sables blancs (SEB) et des sables rouges (SER).
- Figure 65. Variation de l'Indice de Brillance d'un état de surface à l'autre dans l'ordre des teneurs en quartz croissantes.
- Figure 66. Courbes des valeurs d'Indice de Brillance simulées par rapport aux canaux TMS et Barringer (TM).

- Figure 67. Comparaison des valeurs d'Indice de Brillance calculées à partir des données NS001p et celles acquises par le radiomètre de terrain Barringer.
- Figure 68. Variation du rapport TM6/TM7 calculées pour les données avion TMS.
- Figure 69. Comparaison des valeurs du rapport TM6/TM7 du NS001p avec celles du rapport TM5/TM7 du radiomètre Barringer (TM).
- Figure 70. Signatures spectrales, des principaux types de sols du site de Banizoumbou, déterminées à partir des données satellitaires.
- Figure 71. Comparaison des valeurs d'Indice de Brillance calculées à partir des données Landsat TM et Barringer (TM).
- Figure 72. Indice de Brillance calculé pour les images SPOT acquises à la fin de la saison des pluies.
- Figure 73. Indice de Rougeur calculé pour les images SPOT acquises à la fin de la saison des pluies.
- Figure 74. Indice de Brillance calculé sur les données des images SPOT de saison sèche et celles du radiomètre Cimel.
- Figure 75. Indice de Rougeur calculé sur les données des images SPOT de saison sèche et celles du radiomètre Cimel.
- Figure 76. Indice de Couleur calculé sur les données des images SPOT de saison sèche et celles du radiomètre Cimel.
- Figure 77. Diagramme Binaire de combinaison de l'Indice de Rougeur et l'Indice de Brillance.
- Figure 78. Domaine spectral in situ (haute résolution de 1,6 m).
- Figure 79. Représentation graphique de la fonction R(L).
- Figure 80. Comparaison de $E_{v/s}$ et $E_{v/TM}$ pour l'ensemble des 100 pixels Ω .
- Figure 81. Spectres de réflectance des principaux types d'états de surface. (données Landsat TM).

Liste des tableaux

Tableau I. Principales fenêtres atmosphériques.

- Tableau II. Schéma d'évolution morphogénétique de la vallée du Niger durant le Plio-Quaternaire.
- Tableau III. Définition des différents types d'états de surface rencontrés dans le SSCE de Banizoumbou.

Tableau IV. Les classes granulométriques retenues au cours de cette étude.

Tableau Va. Résultats des analyses géochimiques données en pourcentage pondéral.

Tableau Vb. Teneurs en carbone total et soufre exprimées en pourcentage.

- Tableau VI. Composition minéralogique des différents types de sols et leur indice d'altération.
- Tableau VII. Composition granulométrique des différents types de sols.
- Tableau VIII. Les coordonnées chromatiques (x, y), la longueur d'onde dominante λd et les couleurs Munsell des sols du site de Banizoumbou.
- Tableau IX. La teneur en hématite et les valeurs d'Indices de Rougeur IR_{CIE} et IR_{Hel} des sols du site de Banizoumbou.
- Tableau X. Composition granulométrique en % des échantillons après broyage.
- Tableau XI. Les bandes spectrales des canaux du radiomètre Barringer.
- Tableau XII. Les bandes spectrales des canaux du radiomètre Cimel.
- Tableau XIII. Les valeurs d'Indice de Rougeur (IR×100) et la composition granulométrique des sols sableux ayant moins de 1 % d'hématite.
- Tableau XIV. Les valeurs d'Indice de Rougeur (IR×100) et la composition granulométrique des sols ferrugineux contenant moins de 1 % d'hématite.
- Tableau XV. Comparaison des valeurs d'Indice de Couleur (IC×100), de la composition granulométrique, de la teneur en oxy-hydroxyde de fer (H+G) et de la kaolinite des sols ferrugineux.
- Tableau XVI. Comparaison des valeurs du rapport "TM5/TM7 × 100" avec la teneur en kaolinite et la composition granulométrique des sols de la zone de Banizoumbou.
- Tableau XVII. Comparaison des valeurs de l'Indice de Brillance (IB) avec la teneur en quartz et la composition granulométrique des sols étudiés.
- Tableau XVIII. Comparaison des valeurs d'Indice de Rougeur et de l'indice d'altération Ri.
- Tableau XIX. Comparaison entre les largeurs des fenêtres spectrales des canaux SPOT (XS1, XS2 et XS3) et celles des canaux homologues de Landsat TM (TM2, TM3 et TM4).

Tableau XX. Matrice de corrélation des Indices de Rougeur.

Elec

Tableau XXI. Matrice de corrélation des Indices de Rougeur des sols.

Tableau XXII. Comparaison des valeurs (× 100) des rapports 1615/2200 nm, TMS5/TMS7 et TM5/TM7.

Tableau XXIII. Les longueurs d'onde des canaux du capteur multispectral NS001.

Tableau XXIV. Caractéristiques des images avions étudiées.

Tableau XXV. Principales caractéristiques des capteurs Landsat TM et SPOT HRV.

Tableau XXVI. Les principales caractéristiques des images SPOT et Landsat étudiées.

- Tableau XXVII. Valeurs (moyenne et écart-type) de luminance de chaque canal de l'image NS001p avant et après recalage.
- Tableau XXVIII. Le nombre de points de contrôle et l'erreur estimée en pixels pour la transformation géométrique des images SPOT et Landsat TM.
- Tableau XXIX. Les valeurs de C_i des trois bandes des images SPOT étudiées, telles qu'elles sont données dans les entêtes.
- Tableau XXX. Luminance maximum et minimum enregistrées au niveau des différents canaux TM (w.m⁻².sr⁻¹.µm⁻¹).
- Tableau XXXI. Les valeurs de $E_{sun\lambda}$ (mw.cm⁻².µm⁻¹) calculées pour le capteur NS001.
- Tableau XXXII. Les valeurs de E_{sun} (mw.cm⁻².µm⁻¹) du capteur Landsat-4 Thematic Mapper.

Tableau XXXIII. Les valeurs de $E_{sun\lambda}$ (w.m⁻².µm⁻¹) du capteur SPOT HRV2.

- Tableau XXXIV. Les valeurs de 1550nm et de visibilité (km) correspondant aux dates d'acquisition des données avion et satellitaires.
- Tableau XXXV. Différence φ^* φ_c calculée pour les différents canaux des capteurs SPOT, Landsat TM et NS001 TMS.
- Tableau XXXVI. Rappel des principales caractéristiques des images avion NS001 TMS.

Tableau XXXVII. Dates et heures d'acquisition des images satellitaires étudiées.

Tableau XXXVIII. Conditions géométriques d'acquisition des images Landsat TM et SPOT.

Tableau XXXIX. Matrice de corrélation des canaux SPOT et Landsat TM.

Tableau XL. Différences entre les réflectances mesurées dans les canaux homologues.

Tableau XLI. Indice de Rougeur calculé à partir des données Landsat TM et Barringer (TM).

Tableau XLII. Rapport TM5/TM7 calculé avec les données Landsat TM et Barringer (TM).

Tableau XLIII. Indice de Rougeur calculé avec les données SPOT acquises à la fin de la saison des pluies et celles du Cimel.

Tableau XLIV. Moyennes et écart-types du rapport (XS2/XS1 ×100) calculé pour les zones extraites des plateaux Est et Nord du site de Banizoumbou.

Tableau XLV. Bandes spectrales des canaux composant le modèle étudié.

Tableau XLVI. Statistiques des résultats d'application de la méthode de spatialisation.

- Tableau XLVII. Résultats statistiques des écarts entre les modèles, exprimés en erreurs relatives.
- Tableau XLVIII. Erreurs relatives correspondants à une zone à mélange sol-végétation extraite du plateau.

Tableau XLIX. Erreurs relatives correspondants à une zone à sol nu, extraite du versant.

Liste des planches

- Planche 1. Photographies de quelques états de surface caractéristiques de la zone de Banizoumbou.
- Planche 2. Image avion avant (a) et après (b) recalage, exemple NS001p.
- Planche 3. Visualisation en composition colorée de l'image avion NS001m. Combinaison des canaux TM3 (rouge), TM2 (vert) et TM1 (bleu).
- Planche 4. Classification de l'image NS001g
- Planche 5. Classification de l'image NS001m
- Planche 6. Classification de l'image NS001p
- Planche 7. Visualisation en composition colorée de l'image Landsat TM. Combinaison des canaux TM4 (rouge), TM7 (vert) et TM1 (bleu).
- Planche 8. Visualisation en composition colorée SPOT. Combinaison des canaux XS3 (rouge), XS2 (vert) et XS1 (bleu). A : image du 01 septembre 1991 (saison humide); B : image du 16 février 1991 (saison sèche).
- Planche 9. Visualisation en composition colorée de : A) l'image SPOT du 5 octobre 1992 par la combinaison des canaux XS3 (rouge), XS2 (vert) et XS1 (blcu) ; B) l'image Landsat TM du 4 octobre 1992 par la combinaison des canaux TM4 (rouge), TM3(vert) et TM2 (blcu).
- Planche 10. Classification d'une image acquise pendant la saison sèche. Exemple, image SPOT du 16 février 1991.
- Planche 11. Classification d'une image acquise pendant la saison humide. Exemple, image SPOT du 5 octobre 1992.
- Planche 12. Classification de : A) l'image SPOT (05/10/1992) par combinaison des canaux XS3, XS2 et XS1 ; B) l'image Landsat TM par combinaison des canaux TM4, TM3 et TM2.
- Planche 13. Visualisation en niveaux de gris d'un néocanal, Indice de Brillance, de l'image Landsat TM.
- Planche 14. Comparaison multidate de l'Indice de Rougeur des images SPOT acquises en saison humide. A : SPOT (24/10/1988) ; B : SPOT (11/10/1990) ; C : SPOT (05/10/1992).
- Planche 15. Comparaison multidate du rapport XS2/XS1 des images SPOT acquises en saison humide. A : SPOT (24/10/1988) ; B : SPOT (11/10/1990) ; C : SPOT (05/10/1992).
- Planche 16. Photographies prises pendant la saison sèche. A) plateau Nord ; B) plateau Est.
- Planche 17. Extrait de l'image avion étudiée. L'image en niveaux de gris présentée correspond au canal TM7 visualisé avec une réduction de 5.
- Planche 18. Erreurs relatives calculées pour chaque pixel Ω , avec 1) $E_{v/s}$; 2) $E_{v/TM}$; 3) $E_{v/v}$.

INTRODUCTION GENERALE

Au cours de l'histoire de la terre, les climats ont constamment varié, entre le sec et l'humide, durant les ères géologiques. Les zones arides actuelles, en gros celles recevant moins de 400 mm de pluviosité moyenne annuelle, se situent en très grande partie, de part et d'autre des tropiques, elles représentent environ un tiers des terres émergées (Monod, 1973). Elles ont souvent été arides, notamment à l'ère quaternaire où elles ont connu de nombreuses alternances de climats hyper-arides, arides, semi-arides et même sub-arides, au cours des trois derniers millions d'années. Les données de la sédimentologie, de la paléontologie et de la préhistoire en témoignent.

Depuis l'époque historique, c'est à dire depuis 2500 ans, il n' y a aucune indication d'évolution climatique, à l'exception de quelques fluctuations plus ou moins mineures, telles les périodes de sécheresse prolongées dont la plus connue est celle de l'époque moderne qui s'est produite dans la région du Sahel de 1970 à 1985 (Le Houerou, 1992). Ces années de sécheresse ont provoqué essentiellement une réduction de la production agricole, activité principale dans cette région (Sivakumar, 1991). L'extension des paysages désertiques résulte en plus de la sécheresse, de la surexploitation de la végétation et des terres par l'Homme et ses animaux. En effet, les besoins d'une population croissante entraînent la destruction partielle ou totale de la végétation pérenne, par divers processus : cultures épisodiques et aléatoires, surpâturage continu et prolongé, collecte excessive du bois de feu et éradication des ligneux (Le Houerou, 1992).

La surface du sol n'étant plus protégée, devient la proie de l'érosion hydrique et éolienne. Tout le sol organique et le substrat friable peut ainsi être emporté en un petit nombre d'années laissant sur place une altération ou une roche dure impropre à la vie végétale.

L'action conjuguée d'une diminution des superficies à végétation et de l'augmentation des zones désertiques conduira à des modifications du cycle de l'eau. D'autre part, la possibilité du déplacement géographique des grandes zones climatiques peut poser des problèmes de modification de certains équilibres, non seulement du point de vue de la répartition entre précipitation et évaporation, mais également du point de vue de l'adaptation des productions agricoles et vivrières locales. Ce genre de problèmes se pose actuellement pour les régions sahéliennes, maghrébines et le sud de l'Europe. Pour faire face à ces problèmes, la communauté scientifique internationale pense qu'il est important de consacrer un effort particulier à la compréhension des mécanismes du climat et de leur évolution par les couplages entre l'atmosphère et les surfaces continentales. Ces études s'appuient à la fois sur les outils d'observation spatiaux et terrestres, et sur le développement de la modélisation numérique du climat. Les régions sahéliennes constituent notamment une zone d'étude prioritaire pour les programmes fédérateurs mis en place par cette communauté, tels le Programme Mondial de Recherche sur le Climat (PMRC), le Programme International Géosphère-Biosphère (IGBP) et le Programme Dimensions Humaines du Changement Global (HDGEC).

Dans le cadre de ce type de programmes internationaux de recherches sur les changements planétaires, on utilise généralement des modèles de Circulation Atmosphérique Générale (GCM). La maille de ces modèles s'étend de 10.000 à 25.000 km². Les données de télédétection sont bien entendu introduites dans ces modèles, principalement les données des satellites météorologiques (méteosat et NOAA/AVHRR). Mais, ces techniques ne donnent pas accès direct à tous les paramètres nécessaires pour caractériser une maille. Une étape intermédiaire, consiste donc à réaliser des études expérimentales sur le terrain pour collecter l'ensemble des données. L'interpolation entre les échelles couvertes par les mesures au sol et l'échelle des observations satellitaires est rendu possible par l'utilisation de la télédétection aéroportée. Des études pilotes en ce domaine ont déjà été réalisées. Citons le programme HAPEX-MOBILHY exécuté en 1986 dans le sud-ouest de la France, le programme FIFE en 1987 et 1989 au Kansas (USA) et le programme HAPEX-SAHEL qui a commencé en 1988 au Niger et dont la phase principale s'est déroulée en 1992.

Le travail présenté dans ce présent mémoire entre dans le cadre du programme HAPEX-SAHEL (Hydrologic-Atmospheric-Pilot-Experiment in the Sahel). Ce projet avait pour objectif d'acquérir l'ensemble des paramètres conditionnant les échanges entre l'atmosphère et la surface terrestre. Pour ce faire, on a eu recours à une combinaison d'instrumentation au sol, de données aéroportées et de données satellitaires. La stratégie devait permettre de comparer les mesures atmosphériques et de télédétection avec les mesures au sol. L'échelle spatiale de l'expérience reflète ces deux objectifs. Un grand domaine de 10.000 Km² est défini pour permettre la collecte des mesures globales en météorologie et en télédétection spatiale. A l'intérieur de cette région sont choisis trois super sites, cibles des études détaillées des processus biophysiques et hydrodynamiques.

Le programme HAPEX-SAHEL comprenait trois phases :

- une phase préparatoire qui s'est déroulée de 1988 à 1991, incluant la mise en place d'un dispositif au sol de suivi à long terme ;
- une période d'observation intensive qui s'est déroulée en 8 semaines, pendant la saison des pluies 1992, avec un temps fort au cours de laquelle les mesures au sol étaient complétées par les mesures avion ;
- une phase regroupant la fin du suivi à long terme (1991-1993) permettant de caractériser les grandes unités de la zone expérimentale et de surveiller leur évolution temporelle.

Ce programme a regroupé plus de deux cent chercheurs venant de l'Afrique, de l'Europe et de l'Amérique qui sont intervenus dans différents thèmes fédérés en 4 groupes.

- Télédétection, corrections et calibrations.
- Météorologie, climatologie, modélisation mésoéchelle et modélisation à grande échelle.
- Hydrologie et humidité.
- Flux de surface, flux aériens, écologie et végétation, modélisation solvégétation.

La contribution du Groupement Scientifique de Télédétection Spatiale de Strasbourg (GSTS), au sein du Laboratoire des Sciences de l'Image, de l'Informatique et de la Télédétection (LSIIT), à l'expérimentation HAPEX-SAHEL, entre dans le cadre du volet télédétection. Les contributions portent essentiellement sur la caractérisation des différents types de surface, en particulier la surface des sols, du point de vue spectral :

- dans le domaine du visible et du proche infrarouge, en relation avec les images SPOT, Landsat Thematic Mapper (TM) et les données avion NS001 (TMS);
- dans le domaine de l'infrarouge thermique, en relation avec les données satellitaires NOAA/AVHRR et les données avion TIMS.

Les travaux présentés dans ce mémoire concernent le premier domaine d'intervention du GSTS dans le programme HAPEX-SAHEL. Nous nous intéressons à l'étude radiométrique de la surface des sols nus, dans le domaine spectral du visible au moyen infrarouge, avec les objectifs suivants :

- analyser les différentes surfaces des sols par le biais des indices spectraux, en relation avec leurs propriétés physico-chimiques, à l'aide des mesures spectrophotométriques de laboratoire et des mesures radiométriques de terrain ;
- valider ces méthodes d'analyse spectrale sur des données spatialement intégrées et examiner le rôle de la variabilité à différentes échelles : terrain, avion et satellites ;
- étudier le rôle des paramètres de surface : humidité, granulométrie et densité de la végétation des zones d'environnement dans l'extraction de l'information à partir des données satellitaires multidates.

L'investigation de ces données multi-échelles structure le plan de ce mémoire en neuf chapitres groupés en trois parties.

La première partie est consacrée aux généralités et au cadre de l'étude.

Le premier chapitre comprend un bref rappel sur les bases physiques de la télédétection. Nous donnons un aperçu sur les propriétés physiques du signal propre aux objets détectés, ainsi que sur les facteurs externes qui peuvent avoir une influence sur cette réponse spectrale.

Le second chapitre présente le cadre de l'étude qui permet de situer la zone d'étude dans son contexte géologique, géomorphologique, pédologique et climatique.

La seconde partie est consacrée à l'étude des relations entre la réflectance diffuse et les caractéristiques physico-chimiques des sols.

Au troisième chapitre sont étudiées les caractéristiques géochimiques, minéralogiques et granulométriques des principaux types de sols de la zone d'étude.

Au quatrième chapitre sont examinées les données spectrophotométriques de laboratoire. Il s'agit d'étudier la relation qui existe entre la réponse spectrale et la composition minéralogique et granulométrique des sols. Ces mesures réalisées sur des échantillons broyés permettent essentiellement d'identifier l'effet de la minéralogie sur la réponse spectrale des sols.

Le cinquième chapitre est consacré à l'étude de la relation entre la réponse spectrale des sols mesurée sur le terrain, dans des conditions naturelles de surface, et la composition minéralogique et granulométrique de ces sols. Ces données radiométriques de terrain permettent de mettre en évidence l'effet important de la composition granulométrique et de la surface sur la réponse spectrale des sols.

- Au sixième chapitre est examinée la relation entre les mesures spectrophotométriques de laboratoire, les mesures radiométriques de terrain et les données de simulation des mesures de laboratoire par rapport aux canaux des radiomètres portables utilisés pour les mesures de terrain. Cette comparaison entre les mesures de laboratoire, les mesures de terrain et les données de simulation permet de vérifier l'efficacité des mesures de terrain et leur intérêt pour l'interprétation des données aéroportées et satellitaires.
- La troisième partie est consacrée à l'étude radiométrique des sols à l'aide des données aéroportées et satellitaires et à l'examen du problème de changement d'échelle.

Au septième chapitre sont présentés les données aéroportées et satellitaires étudiées, les méthodes de traitement utilisées et les résultats qui en découlent. Les méthodes de

traitement utilisées concernent les corrections géométriques et radiométriques des données.

Le huitième chapitre est consacré à l'étude des données aéroportées et satellitaires. Il s'agit de trouver la relation entre la réponse spectrale des sols et leurs compositions minéralogiques et granulométriques, d'examiner les effets des facteurs externes à la surface sur la réponse spectrale des sols et de comparer ces résultats avec ceux des données radiométriques de terrain.

Le neuvième chapitre est consacré à l'étude de l'effet de changement d'échelle sur l'information spectrale propre au sol nu. Le modèle théorique utilisé est la méthode de spatialisation développé au GSTS. Nous présentons un rappel théorique de ce modèle ainsi que les résultats de son application sur les données avion et satellitaires.

Première partie

GENERALITES ET CADRE DE L'ETUDE

.

CHAPITRE 1

RAPPELS GENERAUX SUR LA TELEDETECTION

La télédétection est, comme son nom l'indique, l'acquisition de l'information à distance sans contact direct avec l'objet détecté. La nature de cette information est basée sur les propriétés physiques de l'objet observé, en particulier ses propriétés optiques. Dans ce chapitre nous définissons un vocabulaire qui sera utilisé tout au long de ce travail. Puis nous donnons de brefs rappels sur les propriétés physiques du signal porteur de l'information en télédétection spatiale, les propriétés optiques des objets détectés (sols et végétations) et les principaux facteurs externes ayant une influence sur la réponse spectrale des surfaces naturelles. La description des capteurs utilisés et des propriétés spectrales caractéristiques des sols étudiés en relation avec leurs composants minéralogiques seront discutés, plus en détail, dans les prochains chapitres. Pour ces rappels on se réfère aux ouvrages de synthèse sur le sujet (Becker, 1978 ; Guyot, 1989 ; Bonn et Rochon, 1993).

I - RAPPELS ET DEFINITIONS

1 - LE RAYONNEMENT ÉLECTROMAGNÉTIQUE

Le rayonnement électromagnétique est l'énergie qui se propage sous forme d'ondes et interagit avec la matière de façon tantôt ondulatoire, tantôt corpusculaire suivant la longueur d'onde et le type de l'interaction. Il est caractérisé par cinq paramètres dépendant du temps : sa direction de propagation, son intensité dans chaque bande spectrale, sa fréquence, sa polarisation et sa phase (Figure 1).



Figure 1. Onde simple (Bonn et Rochon, 1993)

Le spectre du rayonnement électromagnétique est la distribution des fréquences depuis les rayons gamma jusqu'aux ondes hertziennes (Figure 2).



Figure 2. Le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1993)

2 - PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DU RAYONNEMENT ÉLECTROMAGNÉTIQUE

2-1. Les grandeurs liées à une source de rayonnement

- La puissance : c'est la quantité d'énergie, Q, émise par la source par unité de temps et dans toutes les directions. L'unité est le watt.

$$W = \frac{dQ}{dt}$$

- L'intensité : c'est la puissance émise par la source dans l'angle solide $d\Omega$ et dans une direction donnée. L'unité est le watt par stéradian.

$$I(\theta, \phi) = \frac{dW}{d\Omega}$$

- La luminance (en anglais : radiance) : la luminance d'une source étendue (L) est la puissance émise par unité d'angle solide et par unité de surface apparente. L'unité est le watt par mètre carré par stéradian (Figure 3).

$$L(\theta, \phi) = \frac{dW}{d\Sigma \cos\theta \, d\Omega}$$

Chap. 1



Figure 3. Luminance d'une source étendu, L

La luminance varie avec la longueur d'onde, on parle de "luminance spectrale" et on note L_{λ} . L'unité devient watt par stéradian par unité de surface par fraction de longueur d'onde.

Une surface pour laquelle la luminance L (θ, ϕ) est indépendante de l'angle de visée est dite lambertienne. C'est ainsi que, si on considère un radiomètre qui vise une surface lambertienne, le flux de rayonnement mesuré par ce radiomètre est constant et indépendant de l'orientation de l'axe de visée.

- L'émittance : c'est la puissance émise dans un hémisphère par unité de surface de la source. L'unité est le watt par mètre carré.

$$M = \frac{dW}{d\Sigma}$$

2-2. Les grandeurs liées à un récepteur de rayonnement

- l'éclairement (en anglais : irradiance) : c'est la puissance reçue par unité de surface du récepteur. L'unité est le watt par mètre carré.

$$E = \frac{dW}{d\Sigma}$$

L'éclairement varie avec la longueur d'onde, on parle d'éclairement spectral et on note E_{λ} . L'unité devient watt par unité de surface par fraction de longueur d'onde.

2-3. Réflexion du rayonnement électromagnétique par une surface

- Réflexion spéculaire : lorsqu'un rayonnement arrive sur un réflecteur spéculaire parfait, les angles d'incidence et de réflexion sont égaux et situés dans un plan perpendiculaire à la surface (Figure 4).

- Réflexion diffuse : un réflecteur diffusant correspond à toute surface qui réfléchit les rayons incidents dans de multiples directions à cause de l'irrégularité de la surface. Une surface parfaitement diffusante est dite lambertienne, sa réflectance est indépendante de l'angle de visée. Cependant, les surfaces naturelles sont généralement des réflecteurs diffusants non lambertiens. Leur réflectance varie en fonction de l'angle de visée (Figure 4).



Figure 4. Schéma illustrant les notions de réflexion spéculaire et de réflexion diffuse

- La réflectance bidirectionnelle φ_{λ} (θ_s , ϕ_s , θ_v , ϕ_v) : c'est le rapport entre la luminance réfléchie L_{λ} (θ_v , ϕ_v) dans une direction donnée et l'éclairement E_{λ} (θ_s , ϕ_s) provenant de la source. Pour les surfaces naturelles non lambertiennes, la réflectance bidirectionnelle se formule comme suit (Figure 5) :

$$\varphi_{\lambda}(\theta_{s}, \phi_{s}, \theta_{v}, \phi_{v}) = \frac{\pi L_{\lambda}(\theta_{v}, \phi_{v})}{E_{\lambda}(\theta_{s}, \phi_{s}) \cos\theta_{s}}$$



Figure 5. Le concept de la réflectance bidirectionnelle

8

3 - LE RAYONNEMENT SOLAIRE

3-1. Le rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère

Le soleil est la source d'énergie rayonnante la plus puissante qui existe dans les conditions naturelles dans le domaine spectral compris entre 0,3 et 3 μ m (Figure 6). L'éclairement spectral à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre est très proche de celui qui serait dû à un corps noir porté à 5900 K. L'éclairement solaire maximum se produit à 0,47 μ m. Environ 45 % de l'énergie totale est reçue dans le domaine du visible, de 0,4 à 0,7 μ m.

Le corps noir est un corps idéal, absorbant toute l'énergie émise par son environnement, quelle que soit la longueur d'onde et l'angle d'incidence. Il rayonne toute l'énergie interne sous forme d'ondes électromagnétiques dont la distribution d'énergie en fonction de la fréquence dépend de la température de surface du corps noir.



Figure 6. Les spectres du rayonnement solaire aux limites supérieure et inférieure de l'atmosphère. Les parties ombrées correspondent à l'absorption gazeuse (Guyot, 1989)

3-2. Le rayonnement solaire au niveau de la surface terrestre

Entre la surface terrestre observée et le capteur aéroporté ou satellitaire utilisé, il existe toujours une couche d'atmosphère qui modifie le signal reçu en perturbant les propriétés du rayonnement électromagnétique. Ces perturbations, qui affectent également le rayonnement incident, sont dues à deux phénomènes essentiels : l'absorption et la diffusion.

a - L'absorption

L'absorption du rayonnement par l'atmosphère est due aux transitions électroniques des atomes et molécules dans le visible et le proche infrarouge, ainsi qu'aux transitions de rotation

et de vibration des molécules dans l'infrarouge lointain. Les principaux gaz absorbants de l'atmosphère sont (Figure 6) : l'oxygène O_2 , l'ozone O_3 , la vapeur d'eau H_2O , le gaz carbonique CO_2 , l'azote N_2 , l'oxyde de carbone CO et le méthane CH₄.

Dans l'ultraviolet, l'absorption est due à la dissociation des molécules O₂, N₂ et surtout O₃ et à l'ionisation des molécules d'oxygène et d'azote. Ces interactions sont si intenses que les observations par télédétection sont presque impossible dans ce domaine spectral.

Dans le visible, le rayonnement est beaucoup moins absorbé par l'atmosphère. Les faibles bandes d'absorption qui y existent sont dues à l'ozone vers $0,6 \mu m$, à l'oxygène et à la vapeur d'eau entre 0,69 et $0,76 \mu m$.

Dans le proche infrarouge, les absorptions sont causées par les transitions de vibration des molécules et principalement celles de la vapeur d'eau. Les fenêtres où la transmission est élevée sont comprises entre 1,5 et 1,8 μ m, 2,05 et 2,4 μ m et entre 3,5 et 5 μ m.

Dans l'infrarouge lointain, les fortes absorptions sont dues à la vapeur d'eau et au gaz carbonique. Les fenêtres, où l'observation par télédétection est possible, sont situées entre 8,0 et 9,2 μ m et entre 10,2 et 12,4 μ m.

L'absorption par les gaz est donc très variable avec la longueur d'onde et limite le nombre de bandes spectrales dans lesquelles les mesures de télédétection peuvent être effectuées. Ces bandes spectrales, appelées fenêtres atmosphériques, qui sont peu affectées par l'absorption atmosphérique sont présentées dans le tableau I.

Fenêtres	de (µm)	à (μm)
Ultraviolet et visible	0,35	0,75
Proche infrarouge	0,77	0,91
	1,0	1,12
	1,19	1,34
Infrarouge moyen	1,55	1,75
	2,05	2,4
Infrarouge thermique	3,35	4,16
	4,5	5,0
	8,0	9,2
	10,2	12,4
	17,0	22,0

Tableau I. Principales fenêtres atmosphériques (d'après Bonn et Rochon, 1993).

Dans le visible, le proche et le moyen infrarouge, est mesuré le rayonnement solaire réfléchi par les objets terrestres. Dans l'infrarouge thermique, est mesurée l'énergie électromagnétique rayonnée par les objets terrestres, en fonction de leur température, de leur émissivité et de leur état de surface.

b - La diffusion atmosphérique

L'éclairement solaire global qui arrive à la surface de la terre est dû au rayonnement solaire direct et au rayonnement diffus. La composante diffuse résulte de la diffusion d'une partie du rayonnement par les molécules des gaz atmosphériques et par les aérosols en suspension dans l'air. La diffusion moléculaire n'a une influence prépondérante qu'aux plus courtes longueurs d'ondes ($\lambda < 0.55 \mu m$). Par contre, la diffusion par les aérosols intervient dans tout le spectre du rayonnement solaire. La diffusion atmosphérique a donc pour effet de perturber les mesures spectrales qui sont effectuées par un satellite (Figure 7).

Si on considère l'éclairement de la cible, il provient : du soleil, de l'atmosphère qui diffuse le rayonnement solaire direct et de l'environnement de la cible qui réfléchi le rayonnement reçu et dont une partie est dirigée vers la cible par la diffusion atmosphérique. La luminance mesurée par le satellite comporte également plusieurs composantes : le rayonnement qui provient de la cible, le rayonnement qui provient de la cible, le rayonnement qui provient de l'environnement de la cible et qui a été diffusé par l'atmosphère et le rayonnement solaire directement diffusé par l'atmosphère.

Pour extraire du signal composite reçu par le satellite l'information spectrale relative à la cible, il est nécessaire d'effectuer des corrections atmosphériques des données. Ces corrections seront expliquées dans un prochain chapitre.



Figure 7. Influence de la diffusion atmosphérique et de l'environnement sur le signal satellitaire

Pro-

1.1

4 - INFLUENCE DES FACTEURS EXTERNES SUR LA RÉPONSE SPECTRALE DES SURFACES NATURELLES

La réponse spectrale des surfaces naturelles peut être affectée par des facteurs qui leur sont extérieurs. Parmi ces facteurs, on peut citer la hauteur du soleil et l'angle zénithal de visée du satellite

4-1. La hauteur du soleil

La hauteur du soleil est un des paramètres importants qui affectent la réflectance naturelle.

- Cas des sols nus : l'effet de la hauteur du soleil sur les sols nus ou les surfaces minérales dépend de la rugosité de la surface. Lorsque le soleil est bas, une partie importante de la surface d'un sol irrégulier est recouverte par l'ombre. En visée verticale par le satellite, la réflectance est alors plus faible que lorsque le soleil est au zénith. Cet effet sera d'autant plus marqué que la surface du sol sera plus irrégulière.

- Cas des couverts végétaux : le rayonnement solaire pénètre d'autant plus profondément à l'intérieur d'un couvert végétal qu'il arrive moins incliné. La proportion des zones d'ombre évolue donc à un moment donné en fonction de la latitude et en un lieu donné en fonction de la saison et de l'heure de la journée. Dans le domaine du visible, les feuilles transmettent très peu le rayonnement et lorsque le soleil est bas, les zones d'ombre sont prédominantes ; donc la réflectance diminue. En revanche, dans le domaine du proche infrarouge la réflectance augmente car les phénomènes d'ombrage et de masquage diminuent, les feuilles supérieures du couvert végétal diffusant plus fortement.

4-2. Angle zénithal de visée du satellite

- Cas des sols nus : la réflectance d'un sol nu dépend de la proportion des zones ombrées et des zones éclairées. Celle-ci est fonction de la rugosité de la surface. Lorsque la visée du satellite s'écarte de la verticale, un poids relatif plus important est donné aux zones d'ombre et la réflectance diminue, excepté lorsque la visée est effectuée dans le sens des rayons solaires. Dans ce dernier cas, on observe un accroissement de la réflectance dû à la forte rétrodiffusion de la lumière par les surfaces très irrégulières.

- Cas des couverts végétaux : la réflectance, mesurée par un radiomètre qui vise un couvert végétal, résulte de la proportion de zones fortement éclairées et des zones à l'ombre.

Dans le domaine du visible, les feuilles absorbent la majorité du rayonnement qu'elles reçoivent. Les ombres qu'elles dessinent sur le sol sont donc bien marquées et, par ailleurs, le sol est généralement plus réfléchissant que la végétation (Figure 8). Ainsi lorsqu'on s'écarte de la verticale, la proportion du sol nu dans le champs de visée diminue et, par contre, la proportion d'ombre peut augmenter ; donc la réflectance diminue.

Dans le proche infrarouge, les phénomènes sont différents car le sol est moins réfléchissant que la végétation et les ombres sont beaucoup moins marquées que dans le visible. Pour des fortes inclinaisons, la réflectance augmente car les basses couches du couvert, masquées par les hautes couches, sont de moins en moins visibles lorsqu'on s'éloigne du nadir.

5 - SIGNATURES SPECTRALES D'OBJETS DANS LE VISIBLE, LE PROCHE ET LE MOYEN INFRAROUGE

Dans le domaine spectral du visible, du proche et du moyen infrarouge, défini habituellement comme s'étendant de 0,3 à 3 μ m, le phénomène qui domine en télédétection est la réflexion spéculaire ou diffuse.
Les surfaces rencontrées en télédétection peuvent être regroupées en trois ensembles principaux :

- les surfaces minérales, comme les roches et les sols ;
- les surfaces végétales ;
- les surfaces aquatiques, non étudiées dans ce mémoire.



Figure 8. Exemple de spectres de réflectance de sols et de végétation

5-1. Les surfaces minérales

Les surfaces minérales comme les roches, qui sont des mélanges de minéraux, ont un comportement spectral qui dépend de leur composition physico-chimique. Les propriétés spectrales des minéraux sont généralement déterminées au laboratoire à l'aide d'un spectromètre. On peut prendre comme références pour les signatures spectrales, les travaux de Hunt et ses collaborateurs, entre 1970 et 1979. Les phénomènes physiques qui influencent la forme des spectres de réflectance sont associés à deux types de processus différents :

- les transitions électroniques ;
- les vibrations ioniques.

a - Bandes d'absorption dues aux transitions électroniques

La plupart des bandes d'absorption des minéraux qui sont dues à des transitions électroniques, dans le domaine du visible et du proche infrarouge, sont produites par le fer sous forme d'ions ferreux Fe^{2+} ou ferriques Fe^{3+} (Hunt et al., 1971).

Les ions ferreux Fe^{2+} produisent une forte bande d'absorption à 1,1 µm et des bandes beaucoup plus faibles à 0,43, 0,45, 0,51 et 0,55 µm.

Les ions ferriques Fe^{3+} présentent deux fortes bandes d'absorption à 0,40 et 0,70 µm ainsi que des bandes plus faibles à 0,45, 0,49 et 0,87 µm.

b - Bandes d'absorption dues aux processus vibratoires

Les processus vibratoires qui conduisent à des bandes d'absorption intense correspondent à la vibration d'un anion entier à l'intérieur du réseau cristallin. L'exemple le plus important est celui de l'ion hydroxyle OH-.

Les vibrations des ions OH⁻ donnent une bande d'absorption vers 2,8 μ m. Une harmonique apparaît à 1,4 μ m et cette bande est certainement celle qui est observée le plus communément. Dans certains cas, le mode de vibration de OH⁻ peut se combiner à d'autres modes de vibration pour donner deux bandes centrées sur 2,2 et 2,3 μ m (Hunt et al., 1971).

c - Propriétés spectrales du sol

Les sols résultent de la transformation des produits d'altérations ou de dépôts par les processus complexes de la pédogenèse. Ces processus génèrent des produits minéralisés et des produits organiques ainsi que tout une série organo-minérale et humifère. Les spectres des sols comportent donc des bandes spectrales caractéristiques des différents minéraux qui entrent dans leur composition, mais ils présentent aussi des formes spécifiques aux sols.

En général, les sols présentent une réflectance croissante dans le visible et le proche infrarouge. Les différentes études réalisées sur des types de sol variés ont montré qu'ils avaient pratiquement tous des spectres de réflectance de formes semblables mais les niveaux de réflectance peuvent varier dans d'assez larges proportions (Figure 9). Les sols riches en fer, comme les sols cuirassés, montrent une forme particulière caractérisée par la présence des pics d'absorption dans le visible et le proche infrarouge (Figure 9).



Figure 9. Exemples de spectres de réflectance de différents types de sols

d - Analyse des facteurs qui perturbent la signature spectrale des sols

- Humidité : Au fur et à mesure qu'un sol devient plus humide, l'eau remplace l'air dans ses interstices et affecte en même temps ses propriétés optiques. Pour des sols caractérisés par une absence presque totale d'oxyde de fer, l'humidité préserve la forme du spectre mais elle diminue le taux de la réflectance (Bowers et Hanks, 1965; Cierniewski, 1985). Par contre dans les sols riches en oxydes de fer, l'humidité provoque des variations complexes et non homothétiques du spectre de réflectance (Bedidi et al., 1992).

- Teneur en matière organique : Lorsque la teneur en matière organique d'un sol est supérieure à 2 %, celle-ci affecte profondément sa réponse spectrale, notamment dans le domaine du visible et du proche infrarouge. L' infrarouge moyen est beaucoup moins sensible. La teneur en matière organique modifie les propriétés optiques du sol en agissant sur la capacité de rétention en eau et la stabilité des agrégats. La teneur élevée en matière organique peut masquer les bandes spectrales caractéristiques de certains minéraux comme les minéraux ferrugineux (Courault et al., 1988).

- Rugosité des sols : La réponse spectrale du sol dans le domaine du visible et du proche infrarouge dépend, en plus de sa composition chimique, de la taille des particules qui le constituent. Plus les particules sont fines et plus la réflectance est élevée. Pour des surfaces caillouteuses très rugueuses, les phénomènes d'ombrage et de masquage augmentent et la réflectance diminue. Les variations dues à la rugosité de la surface du sol peuvent donc être importantes et, dans certains cas, elles peuvent même être supérieures à celles produites par la croissance d'un couvert végétal.

5-2. Les surfaces végétales

Le comportement spectral de la végétation diffère sensiblement de celui des sols et des roches. La végétation est un milieu dont les propriétés spectrales varient en fonction de la saison et des phases de croissance.

Pour une feuille vivante, l'énergie solaire reçue est fortement absorbée dans le visible, où la réflectance ne dépasse pas 15 % en particulier vers le rouge. La transmittance dans le visible est également très faible, ce qui se traduit par une forte absorption. Par contre, dans le proche infrarouge, les feuilles se caractérisent par une forte réflectance. La transition entre le rouge et le proche infrarouge est très forte et se traduit par une pente abrupte de la courbe de la réflectance (Figure 8). Dans le moyen infrarouge, ce sont les bandes d'absorption de l'eau à 1450 et 1950 nm qui commandent l'absorption de la feuille.

Ces propriétés varient selon l'espèce végétale, le stade de croissance et la géométrie de la feuille. Les propriétés spectrales sont également affectées par les déficiences ou les excès en éléments minéraux, les périodes de sécheresse ou les infections parasitaires.

II - CONCLUSIONS

Les notions de base sur la physique du rayonnement électromagnétique présentées ici, ainsi que les mécanismes d'interaction du rayonnement entre la source, la cible et l'environnement constituent les principaux éléments qui ont guidés le travail présenté dans ce mémoire. Il s'agit, essentiellement, de déterminer les spectres caractéristiques des sols et de vérifier la relation entre la réponse spectrale des sols et leurs composants minéralogiques et granulométriques. Pour cette raison une élimination ou un affaiblissement des effets perturbateurs dus à l'atmosphère et à l'anisotropie de la cible est indispensable, ce qui nécessite d'abord une meilleure compréhension de ces phénomènes.

. . • · . L.,. .

-

and the second second

CHAPITRE 2

LE CADRE REGIONAL

La zone d'expérimentation HAPEX-SAHEL se situe aux alentours de Niamey au Niger, au cocur du Sahel, entre les longitudes 2 et 3° Est et les latitudes 13 et 14° Nord. Le relief est peu marqué avec un dénivelé maximal de 100 m sur les 10.000 Km² du degré carré. A l'intérieur de ce domaine trois "Super Sites" représentatifs ont été choisis pour le déroulement des expériences intensives locales : super site central Ouest, super site central Sud et super site central Est (Figure 10). Nous nous intéressons dans cette étude au super site central Est de Banizoumbou, qui est le nom du plus proche village.

Le Super Site Central Est (SSCE) de Banizoumbou est situé à 65 Km à l'Est de Niamey, entre les latitudes 13°29,21 et 13°40 et les longitudes 2°36,77 et 2°47,88. La partie centrale est constituée par le bassin versant de Sama Dey. Ce bassin comprend un système hydrologique temporaire. Il est limité par des plateaux cuirassés couverts par des bandes de végétation ligneuse appelées "brousse tigrée". Ces plateaux sont raccordés au bas-fond par des versants sableux résultant d'une accumulation éolienne.

Dans ce chapitre nous allons donner une description géologique et géomorphologique de la région de l'Ouest du Niger, dans laquelle se situe le Super Site Central Est de Banizoumbou.



Figure 10. Situation géographique du Super Site Central Est de Banizoumbou

I - PROFIL STRATIGRAPHIQUE ET TOPOGRAPHIQUE

A - PROFIL STRATIGRAPHIQUE

Pour cette partie géologique, nous nous sommes basés principalement sur les travaux de Gavaud (1977), Greigert et Pougnet (1967). La figure 11 présente le profil stratigraphique caractéristique de la région Sud-Ouest du Niger, qui est celle du bassin des Iullimmeden. Ce bassin recouvre la partie occidentale de la république du Niger et s'étend jusqu'aux territoires du Mali, du Bénin et du Nigéria.



Figure 11. Profil stratigraphique de la région Sud-Ouest du Niger (Greigert et Pougnet, 1967)

18

1 - LE SOCLE PRÉCAMBRIEN

1-1. Le Birrimien du Liptako

Les formations birrimiennes constituent, avec les granites qui leur sont associés, la quasi-totalité du Liptako. On englobe sous le nom de Liptako toute la région de la République du Niger située sur la rive droite du fleuve Niger. Ce système birrimien est divisé en deux séries, l'une à la base essentiellement constituée par des schistes et des quartzites feldspathiques, l'autre au sommet formée de roches vertes, de laves et de tufs volcaniques alternant avec des schistes et caractérisée par la présence d'horizons manganésifères. Le Birrimien inférieur et le Birrimien supérieur sont métamorphiques, fortement plissés et granitisés.

1-2. L'infra-Cambrien du Gourma

Les formations du Gourma n'occupent qu'une petite surface dans le Niger occidental. Elles s'étendent sur quelques dizaines de kilomètres de part et d'autre du fleuve, au Nord de notre zone d'étude. Ces formations sont discordantes sur le Birrimien et elles sont formées essentiellement de schistes argileux, chloriteux, sériciteux et kaoliniques à lentilles et horizons siliceux, plus rarement calcaires.

2 - LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

2-1. Le Continental intercalaire

Le terme de Continental intercalaire regroupe l'ensemble des formations apparemment continentales et le plus souvent très mal datées qui séparent les derniers dépôts primaires datés de la première transgression marine Crétacée.

2-2. Le Continental hamadien (Kilian, 1931)

Le continental hamadien représente les séries latérales continentales déposées après la transgression cénomanienne. Les travaux de cartographie de Greigert (1966) et des géologues pétroliers, ont montré que le Crétacé moyen et supérieur était constitué dans sa zone d'affleurement par des dépôts marins intimement mêlés à des dépôts continentaux : calcaires lacustres, vases, argiles, silts, grès et sables fins.

2-3. Le Paléocène

Le Paléocène est constitué par un ensemble de calcaire et de marnes blancs encadré par deux séries de schistes. Cette sédimentation est ainsi purement chimique, elle fait suite à la sédimentation finement détritique du Sénonien.

2-4. Le Continental Terminal

Dans le bassin des Iullimmeden, le Continental Terminal affleure sur plus de 90.000 Km². Il s'agit de monotones plateaux broussailleux de teintes rougeâtres profondément entaillés par les réseaux hydrographiques fossiles.

Greigert (1966) distingue dans le Continental Terminal de ce bassin trois séries qui n'ont aucune signification chronostratigraphique.

 Au sommet, les grès argileux du Moyen-Niger : c'est une série monotone de grès, de silts et d'argiles rougeâtre. Ils forment de larges plateaux à surface rigoureusement plane très caractéristiques sur les photos aériennes parce qu'ils sont couverts par la brousse tigrée.

- La série argilo-sableuse à lignites : il s'agit des sables, des argiles kaoliniques ou des vases déposées en régime oxydant ou en régime réducteur.
- La série sidérolithique de l'Ader Doutchi : cette série est caractérisée par des argiles ferrugineuses, des sables fins et des grès ferrugineux, le tout avec ou sans oolithes de goethite.

3 - LE QUATERNAIRE

Les paysages actuels de la vallée du Niger, aux alentours de Niamey, résultent d'une morphogenèse postérieure au Continental Terminal. Cette transformation morphogénique s'est déroulée en trois phases principales (Dubois et al., 1984).

1- La première phase correspond au développement d'un niveau cuirassé au sommet des dépôts néogènes du Continental Terminal. Ces cuirasses arment une surface plane qui constitue la plus haute surface morphologique observée dans la région.

2- La deuxième phase correspond à la période où le Niger entaille la surface cuirassée et sculpte les hauts versants de la vallée actuelle. Sur cette incision, se déposent deux terrasses conglomératiques, T1 et T2, étagées et indurées par le fer. La taille des galets qu'elles contiennent donne une idée de la forte compétence des eaux du Niger lors de leurs dépôts.

3- La troisième phase correspond à la dernière phase morphologique qui a commencé au début du Pléistocène supérieur (Tableau II). Durant cette phase le Niger édifie, en contrebas de T2, deux terrasses récentes, T3 et T4 constituées de matériaux plus fins et libres de toute ferruginisation.



Tableau II. Schéma d'évolution morphogénétique de la vallée du Niger durant le Plio-Quaternaire (Dubois et al., 1984)

20

Au cours du Pléistocène supérieur, les écoulements fluviatiles régressent lors d'une phase aride intervenant entre 35.000 et 30.000 BP. A la fin de la période Anté-ghazalienne et durant le Ghazalien, il se forme des dépôts fluviatiles de sables, de graviers et de galets de quartz. Ces dépôts sont recouverts en discordance par une formation sableuse, elle-même surmontée par une couche d'argiles grises, principalement des smectites. L'ensemble constitue la formation fluvio-palustre inférieure attribuée au Ghazalien supérieur. Les argilites supérieures correspondraient à l'optimum climatique humide de 22.000 BP.

Le sommet de la terrasse récente T3 est entaillé et comblé, dans les horizons somnitaux, par du sable d'origine éolienne. Cette entaille qui marque le retour à des conditions de pluviosité irrégulières, plus arides, est attribuée au Kanémien inférieur (20.000 BP à 17.000 BP). Il y a ensuite une lacune de dépôt. Il se dépose ensuite les alluvions sableuses et argilo-sableuses de la formation fluvio-palustre supérieure, dont la base a été datée d'environ 4000 BP. La dernière terrasse T4 est emboitée dans ces dépôts récents.

4 - LES TYPES DE SOLS

4-1. Les cuirasses supérieures

Dans la zone du Niger occidental, la cuirasse supérieure désigne l'entablement sommital de plateaux d'extensions variables. L'érosion n'en a laissé souvent qu'un semis de petites buttes tabulaires. Cette cuirasse est due à l'altération et à la concentration de solutions ferrugineuses dans une trame kaolinique héritée directement ou indirectement du manteau d'altération Paléocène (Gavaud, 1977). Micromorphologiquement, le squelette se réduit à des quartz. Le plasma est formé de kaolinite avec parfois quelques illites héritées des shales, de goethite et d'hématite en mélanges diversement dosés et cristallisés.

4-2. Sols ferrugineux lessivés

Les sols ferrugineux lessivés sont des sols plus récents qui se sont formés postérieurement aux cuirasses. Ils évoluent sur des produits plus ou moins directs de la délapidification des grès du Continental Terminal et sur des mélanges argilo-sableux de ce Continental Terminal et des apports éoliens. Ils peuvent reprendre également des matériaux dérivant du démantèlement des cuirasses antérieures.

4-3. Matériaux sableux

Les formations sableuses sont constituées de matériaux pauvres en minéraux altérables, hérités d'un long passé pédologique et éolien. Leur squelette est siliceux, d'origine locale, homogène dans le profil et la toposéquence. Au cours du temps, il s'est transformé plus dans sa granulométrie que dans sa morphoscopie. Il est formé de quartz et de moins de 15% de minéraux altérables, en principe des feldspaths, des micas et de très rares ferro-magnésien.

Les séquences à sols rubéfiés disparaissent des formations sableuses. elles sont remplacées par des sols bruns désertiques, peu évolués du fait de leur jeunesse, et d'un matériel presque entièrement quartzeux.

B - SCHEMA TOPOGRAPHIQUE

Un schéma synthétique des variations topographiques observées sur le Super Site Central Est de Banizoumbou montre de l'amont vers l'aval trois grands types de paysages : le plateau cuirassé, le versant sableux et le bas-fond. Chaque grand ensemble est subdivisé en plusieurs sous-ensembles bien distincts (Figure 12).



Figure 12. Schéma Topographique du Super Site Central Est de Banizoumbou (Epema et Van Oevelen, 1993)

1 - LE PLATEAU CUIRASSÉ

Le plateau cuirassé est constitué de trois unités bien distinctes :

- l'ensablement du plateau ;
- les zones couvertes par les brousses tigrées ;
- la bordure et le talus.

1-1. L'ensablement du plateau

L'ensablement du plateau est le point le plus haut de la séquence topographique. Il est constitué d'une formation dunaire aplanie, à flancs convexo-concave. Le matériel est très sableux avec moins de 10 % pour la fraction granulométrique inférieure à 50 microns.

1-2. Le plateau à brousse tigrée

La surface du plateau cuirassé est constituée d'une alternance de bande de sols nu (40-60m) et de bandes végétalisées (20-30m). Un transect de 74 m, sur un des plateaux qui limitent le bassin de Sama Dey, a été étudié par Courault, d'Herbes et Valentin (1990). Ce transect de 74 m, qui prend son origine au centre d'un fourré amont à l'Est et va jusqu'au centre d'un fourré aval à l'Ouest, est caractérisé par cinq principaux types de surface. - Le fourré proprement dit (0-9m) : caractérisé par un couvert dense ligneux et une litière quasi-continue sur une *croûte de décantation très poreuse* du fait de l'activité faunique des termites.

- La zone de " sénescence " (9-22m) : caractérisée par des placages de termites importants sur des branches mortes tombées au sol et la formation de *croûtes* structurales à trois micro-horizons.

- La bande nue (22-60m) : caractérisée par le développement d'une croûte d'érosion gravillonnaire à l'amont et d'une croûte de décantation à l'aval.

- Le front dynamique d'avancement du fourré (60-68m) : la *croûte de décantation* est de plus en plus fragmentée sous l'effet de la levée des herbacées et du développement naturel des ligneux.

- Le fourré à l'aval (68-74m), identique au premier.

1-3. Le rebord du plateau et le talus

La bordure du plateau présente une auréole de bandes nues plus larges que dans la brousse tigrée. Le talus est une zone intermédiaire entre le plateau et le versant sableux. Il présente une pente forte (25 à 30 %) à forte charge grossière.

2 - LE VERSANT SABLEUX

Le versant sableux est constitué d'un ensemble sableux rouge homogène, attribué à des dépôts éoliens qui pourraient appartenir à l'erg ancien datant de l'Ogolien (10.000 à 20.000 ans BP). On y distingue deux zones.

2-1. Le piémont dégradé

Le piémont est recouvert de surfaces enherbées et de sols sableux peu encroûtés. Une croûte d'érosion se développe sur les flancs de microbuttes enherbées.

2-2. La zone de champs et de Jachère

La pente diminue progressivement, et en se dirigeant de l'amont vers l'aval on distingue:

- des microbuttes sableuses colonisées par des herbacées et quelques arbustes ;
- des plages herbacées sableuses ;
- des champs cultivés et des jachères ;
- des zones défrichées ;
- une zone de cônes d'épandages, constituée de sable rouge clair.

3 - LE BAS-FOND

C'est une zone à pente très faible (1%), recouverte par du sable plus clair que tous ceux décrit précédemment.

3-1. Les bombements

Il s'agit d'une succession de bombements occupés par des Jachères ou des champs cultivés. Ces bombements sont limités par des axes d'écoulement des eaux soulignés par la végétation. Ces zones contiennent des sédiments grossiers.

E

3-2. Les chanfreins

Ce sont les zones de raccord entre les bombements et le marigot, à tendance convexe. La pente est plus forte (5%) et la surface des sols est très dégradée avec dominance des sols d'érosion.

II - CADRE CLIMATIQUE

Les principales caractéristiques climatiques du degré carré de Niamey sont celles d'un régime sahélien type (Courel, 1984). Le Sahel peut être défini comme étant la zone de l'Afrique, au Nord de l'équateur, qui est comprise entre les isohyètes 200 et 750-850 mm de pluviosité annuelle (Casenave et Valentin, 1989). Cette zone s'étend entre 10° et 20° Nord et elle voit passer le soleil au zénith deux fois par an. Il en résulte deux maxima annuels de température, le premier observé fin avril-début mai, le second fin octobre-début novembre. La température moyenne annuelle augmente du Nord au Sud mais le gradient reste faible (Berger, 1987). Les précipitations s'étendent sur trois ou quatre mois et divisent l'année en deux saisons : l'une humide avec un maximum en juillet-août, l'autre sèche d'Octobre à avril-mai.

1 - SAISON HUMIDE

Le régime de précipitation, tel qu'il existe à Niamey, est caractérisé par la répartition suivante des pluies au cours de la saison humide.

- En mai et juin, la saison des pluies commence. Les précipitations sont de l'ordre de 40 à 80 mm par mois.
- En juillet, août et septembre c'est le coeur de la saison des pluies. Les précipitations varient entre 100 et 200 mm par mois avec un paroxysme généralement en août.
- Pendant la première quinzaine d'octobre, on note encore quelques pluies, ensuite c'est la saison sèche qui va commencer.

Nous présentons ici un exemple des taux de précipitations enregistrés en 1991 et 1992 par trois stations qui appartiennent au réseau de pluviographes de l'expérience EPSAT-NIGER : "Estimation of Precipitation by SATellite-NIGER" (Lebel et al., 1992). Ces trois stations sont situées à l'intérieur du Super Site Central Est de Banizoumbou et leurs coordonnées géographiques sont les suivantes :

Station	Longitude	Latitude
1	2°39,6	13°31,1
2	2°40	13°32,6
3	2°42,8	13°32,7

La figure 13 présente les précipitations annuelles enregistrées aux trois stations. Cette figure montre que les précipitations sont concentrées sur la période de mai-juin à septembre. La station 1 enregistre, en 1991, des précipitations relativement importantes en avril et octobre. Il s'agit de pluies sporadiques qui sont tombées, en général, en une seule journée (le 14 avril : 26,5 mm; le 4 octobre : 38 mm).



Figure 13. Précipitations annuelles enregistrées : a) à la station 1 en 1991 ; b) à la station 2 en 1992 ; c) à la station 3 en 1992

La figure 14 présente la répartition journalière des précipitations pendant la saison des pluies 1992. On remarque que des pluies fortes ont été suivies par d'autres faibles, parfois par des journées sans pluies. Ce phénomène reflète le régime des pluies dans le Sahel. Elles sont caractérisées par une répartition aléatoire et discontinue dans le temps, parfois localement dans l'espace (Courel, 1984; Lebel et al., 1994).

25



Figure 14. Répartition journalière des précipitations enregistrées, durant la saison des pluies 1992

2 - SAISON SÈCHE

La saison sèche, dans la région du Sahel, s'étale entre fin octobre et début Mai. Elle est caractérisée par l'absence presque totale de pluie et par l'apport atmosphérique en aérosols désertiques. Ce dernier phénomène est observé essentiellement pendant les mois de janvier, février et mars.

26

2-1. Aperçu sur les aérosols désertiques

L'apport atmosphérique en aérosols désertiques est un phénomène habituel en Afrique, au sud du Sahel. Il est connu sous le nom de "brumes sèches". De nombreux travaux ont montré l'importance de cet apport (Bertrand 1976 et 1977 ; Domergue, 1980 ; d'Almeida, 1986 ; Gac et al., 1986 ; Tanré et al., 1988 ; Orange, 1990). Les zones sources sont les régions arides et semi-arides, essentiellement le Sahara (Coude-Gaussen et Rognon, 1983). Pour la région du Sahel, d'Almeida (1986) a identifié quatre zones sources (Figure 15).

- La première s'étend du Sahara marocain au Nord de la Mauritanie.
- La seconde est située à l'intérieur du triangle formé par le Hoggar, l'Adrar des Iforas et l'Aïr (NE de Gao).
- La troisième est située au Nord du Niger.
- La quatrième se trouve dans le Nord du Soudan.

L'agent de transport de ces aérosols désertiques est l'harmattan, alizé continental chaud et sec de direction NE-SW à E-W.



Figure 15. Localisation des principales sources des aérosols désertiques. (d'après d'Almeida, 1986 ; Orange, 1990) 1) Sahara Marocain et Nord Mauritanie ; 2) Hoggar, Adrar des Iforas et Aïr ; 3) Nord Niger et Tibesti ; 4) Nord Soudan.

Granulométrie. La composition granulométrique des aérosols désertiques est de type argilolimoneuse avec seulement 2,5 % de particules sableuses (Orange, 1990).

Chimie et minéralogie. L'étude chimique et minéralogique des constituants des aérosols montre une grande variation dans les produits transportés. On remarque la présence dominante de la silice (60 %), sous forme de quartz et de résidus de diatomées, et des minéraux argileux (15 à 20 %). Les minéraux argileux se répartissent selon les proportions suivantes : 57 % d'illite et 23 % de kaolinite. Les 20 % restants se partagent entre la chlorite et la smectite. Les minéraux secondaires sont par ordre d'importance la calcite, les plagioclases, les feldspaths alcalins et les amphiboles. On note aussi la présence des minéraux lourds titanifères, tels que l'anatase et le rutile.

III - COUVERTURE VEGETALE

La végétation dans la zone d'étude se répartit en fonction de trois principaux facteurs : la géomorphologie, la disponibilité en eau et l'influence humaine. On distingue pour cette zone deux principaux types de couverture végétale (Amoubuta, 1984 ; Grouzis, 1988).

1 - VÉGÉTATION NATURELLE

La répartition de la végétation varie en fonction de la situation morphologique et du type de sol.

- Les formations de brousse tigrée occupent les plateaux gréseux et cuirassés.
 Elles se présentent en bandes boisées de 20 à 30 m de largeur alternant avec des bandes nues de 40 à 60 m de large.
- Les formations de jachères occupent le substrat sableux du versant. Sur cette zone les savanes arbustives (Acacia albida, Balanites aegyptiaca...) ont presque totalement disparu en raison de l'extension des cultures. Il n'en subsiste que quelques taches réduites.

2 - CULTURES

L'activité agricole principale est la culture du mil (Penissetum sp.) qui représente 90 % des surfaces cultivées. Depuis quelques années, des cultures de contre-saison comme le niébé (Vigna unguiculata) sont pratiquées en saison sèche, au bord des mares temporaires. Ces cultures sont toutes manuelles et extensives : préparation succinctes par abattage des arbres, semis sans travail du sol, fumure naturelle par le bétail près des villages seulement.

IV - LA MESOFAUNE

Les termites développent l'activité faunique la plus répandue sur le site de Banizoumbou. D'une part, ils exercent sur les sols une action mécanique fréquemment soulignée (Duchaufour, 1977). D'autre part, ils jouent un rôle important dans le développement de la porosité des sols (Casenave et Valentin, 1989).

- Action mécanique. Les termites provoquent un remaniement de la partie supérieure du sol qui produit souvent une action de rajeunissement. L'action des termites a pour effet de ramener en surface une partie importante de la terre fine profonde. Les matériaux plus grossiers restent en profondeur.

- Développement de la porosité. Les termites, pour procéder à une récolte d'éléments végétaux, font déboucher leurs galeries à la surface du sol en détruisant d'éventuelles croûtes et glaçages. Elles ouvrent ainsi une porosité fonctionnelle, qui assure une infiltration effective à travers la surface du sol. Ces pores, bien que large de plusieurs millimètres, ne se repèrent pas aisément. Les placages de brindilles sont, en revanche, très facilement identifiables. Il s'agit de petits tunnels que les termites, pour se prémunir de la lumière, édifient autour des débris végétaux qu'ils récoltent.

V - CONCLUSIONS

Le Site Central Est de Banizoumbou est constitué principalement du bassin versant de Sama Dey. Ce bassin est développé sur les dépôts détritiques du Continental terminal. Les principaux reliefs caractéristiques de ce bassin sont formés au pliocène et sculptés ensuite tout au long du quaternaire. Ce sont les résultats de phénomènes marquant le plus souvent des variations climatiques. On distingue trois niveaux de surfaces morphologiques : les plateaux, les versants et le bas-fond. Sur ces trois niveaux géomorphologiques on rencontre trois principaux types de sols qui sont les cuirasses, les sols ferrugineux et les sables éoliens. Ces sols constituent les élements de base de l'étude radiométrique menée au cours de ce travail.

Deuxième partie

ETUDE DES RELATIONS ENTRE LE REFLECTANCE DIFFUSE ET LES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES SOLS

CHAPITRE 3

CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES SOLS

I - PRELEVEMENT ET IDENTIFICATION DES ECHANTILLONS

Les documents cartographiques disponibles sur la zone de Banizoumbou ont facilité nos travaux sur le terrain. Il s'agit de la carte topographique au 1/200.000 de l'IGN (France), d'une carte des états de surface au 1/200.000 (d'Herbes et al., 1992) et d'une spatiocarte des états de surface au 1/50.000 (Loireau et d'Herbes, 1993). L'analyse de ces documents a guidé les prélèvements des échantillons représentatifs des différents états de surface identifiés à l'échelle du bassin de Sama Dey.

Les prélèvements ont été effectués en surface et pour les dix premiers centimètres des sols, sur une superficie de 50 cm² au maximum. Le choix a été très sélectif, en raison des difficultés pour acheminer les matériaux jusqu'à Strasbourg.

Parmi tous les échantillons ramenés, 20 échantillons représentatifs des différents états de surface rencontrés dans les différentes situations topographiques du site de Banizoumbou, ont été analysés au laboratoire afin d'étudier leurs caractères géochimiques, minéralogiques et granulométriques. Ces caractéristiques physico-chimiques des sols seront mis ensuite en relation avec la réflectance diffuse des mêmes échantillons.

L'identification des échantillons est basée sur la nomenclature définie par Casenave et Valentin (1989) pour décrire les états de surface les plus fréquents dans le degré carré de Niamey (tableau III ; Planche 1).

Type de sol	Etat de surface	Description				
Cuirasse	G	Croûte avec 100 % de graviers				
	CG	Croûte avec plus de 50 % de graviers				
	DEC	Croûte non cultivée, développée sur une surface organisée				
Sols ferrugineux	RUIS	Croûte non cultivée, développée sur une surface sableuse				
	DES	Croûte non cultivée, peu développée				
	CI	Croûte cultivée avec plus de 80 % de la fraction < 50 µm				
	EOL	Croûte développée sur des sables éoliens				
	ERO	Croûte consolidée par la présence d'algues microscopiques				
Formations	SEB	Sable éolien blanc				
Sableuses	SER	Sable éolien rouge				
	TD	Termitière dissoute				

Tableau III. Définition des différents types d'états de surface rencontrés dans le SSCE de Banizoumbou

Chap. 3

PLANCHE 1

Exemples d'états de surface caractéristiques du SSCE de Banizoumbou

Ces photographies ont été prises durant la campagne de mesures de décembre 1993, dans les conditions naturelles de surface. Elles correspondent à l'endroit même du prélèvement des échantillons. La surface photographiée est d'environ 60 cm \times 60 cm.

1 - Sol gravillonnaire de la bordure du plateau (G).

2 - Croûte de dessication peu développée (DES). Elle est rencontrée sur le niveau le plus haut du versant.

3 - Croûte de décantation (DEC) développée sur les bandes nues du plateau.

4 - Croûte de ruissellement (RUIS) développée sur les bandes nues du plateau.

5 - Sables éoliens rouges (EOL) déposés au pied du talus.

6 - Sol sableux du versant consolidé par la présence d'algues qui lui donne une couleur noire (ERO).

7 - Sables éoliens blancs du bas-fond (SEB).

8 - Sables éoliens rouges du versant (SER).



31

II - LES METHODES ANALYTIQUES DE LABORATOIRE

1 - MÉTHODES GÉOCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

Les analyses chimiques des éléments dosés concernent d'une part SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Mn₃O₄, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O et la perte à 1000°C, qui correspond ici à l'eau de constitution des minéraux et au carbone organique, et d'autre part le carbone total et le soufre. Ces analyses ont été réalisées, sur une prise d'échantillon broyé et homogénéisé, au Centre de Géochimie de la Surface de Strasbourg (CGS).

- SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Mn₃O₄ et TiO₂ sont dosés au spectromètre d'émission d'arc.
- P₂O₅ est dosé au spectromètre à plasma.
- Na₂O et K₂O sont dosés au spectromètre de flamme.
- Le carbone et le soufre sont analysés par spectrométrie d'absorption infrarouge.

Les teneurs en éléments chimiques sont exprimées en pourcentage pondéral sur la roche séchée à 110 °C. Le carbone et le soufre sont dosés sur la roche séchée à 60°C.

Les analyses minéralogiques par diffractométrie des rayons X sur les échantillons bruts ont été réalisées également au CGS de Strasbourg. La composition semi-quantitative est obtenue en estimant les teneurs en minéraux à partir des formules chimiques de ceux-ci et de la composition chimique globale selon la méthode pratiquée par Dandjinou (1988), Pion et al. (1988).

2 - MÉTHODES GRANULOMÉTRIQUES

Les analyses granulométriques ont été réalisées au laboratoire de sédimentologie du Centre d'Études et de Recherches Eco-Géographiques de Strasbourg (CEREG).

Brièvement, la méthode d'analyse utilisée a comporté les principales étapes suivantes :

- dispersion par agitation dans l'eau additionnée d'un dispersant, l'héxamétaphosphate de sodium ;
- séparation entre les fractions supérieure et inférieure à 50 µm ;
- traitement de la fraction supérieure à 50 µm par tamisage ;
- traitement de la fraction inférieure à 50 µm par sédigraphie.

L'objectif de ces analyses est de caractériser la texture de chaque type de sol étudié, par la mesure de la proportion qu'occupe chaque constituant granulométrique dans le sol. Les différentes classes granulométriques retenues sont indiquées dans le Tableau IV.

Fraction granulométrique	Taille		
Graviers	= ou > 2 mm		
Sables grossiers	500-2000 μm		
Sables moyens	250-500 μm		
Sables fins	50-250 μm		
Limons	2-50 μm		
Argile	< 2 µm		

Tableau IV. Les classes granulométriques retenues au cours de cette étude (d'après Wentworth, 1984)

III - RESULTATS DES ANALYSES GEOCHIMIQUES, MINERALOGIQUES ET GRANULOMETRIQUES

L'ensemble des résultats des analyses géochimiques, minéralogiques et granulométriques sont présentés dans les tableaux Va, Vb, VI et VII.

1 - GÉOCHIMIE ET MINÉRALOGIE

1-1. Géochimie

L'ensemble des analyses géochimiques peut se synthétiser en ne prenant en compte que les éléments chimiques les plus abondants. La synthèse du tableau (Va) révèle les proportions suivantes :

- SiO₂, Al₂O₃ et Fe₂O₃ représentent plus de 80 % de la composition chimique des sols ;

- le titane (TiO₂) représente moins de 2 % ;

- les autres éléments chimiques (MgO, CaO, Mn₃O₄, P₂O₅, Na₂O et K₂O) sont en proportion négligeable (inférieur à 1 %).

Tableau Va. Résultats des analyses géochimiques donnés en pourcentage pondéral. Les teneurs inférieures au niveau de détection sont représentés par un trait (-); Na2O n'est pas représenté car il est inférieur au niveau de détection pour l'ensemble des échantillons

Type de sol	N° d'échantillon	SiO ₂	Al203	Fe203	TiO ₂	MgO	CaO	Mn ₃ O ₄	P2O5	К2О
	G1	24,7	14,4	48,3	0.97	0,08	-	0.02	0.25	-
Cuirasses	G2	21,9	21,1	42,6	1.35	0,06	0.24	0.06	0,35	0,05
	CG1	37,8	17,6	33,5	1,08	0,08	0.24	0.03	0,21	0.11
	CG2	63,4	10,0	18,5	0.82	0,04	-	0,03	0.17	0,08
	DEC	83,8	7.2	2,5	0.84	0,19	-	0.02	-	0,32
Í	RUIS	89.7	4.9	1,9	0,57	0,08	•	-	•	0.20
Sols	DES1	86,9	7.0	1,7	0.5	0,05	•	-	•	0.10
ferrugineux	DES2	73,8	10,4	8,0	0,99	0,16	0,24	0,02	0.15	0,29
	CI1	79,6	6.7	4,5	0,88	0,18		0,02	0.13	0,54
	CI2	58,0	19,4	4,9	1.82	0,43	0,3	0.04	0.19	0,79
	EOL1	94,9	2.2	1,0	0,31	0,05	•	-	-	0,11
	EOL2	91,3	3,8	0,8	0,42	0,07	0,24	0,01	0,01	0,12
	EOL3	97,3	0,9	0,6	0,22	0,04	0,24	0,01	0,01	0,08
	SER1	95,5	1.7	0,8	0,40		-	-	•	0.08
Sables éoliens	SER2	96,2	1.0	0,3	0,16	0,05	-	•	-	•
	SER3	91,7	3,6	1,1	0,31	0,05	0,24	0,01	0,01	0.12
	SEB1	95,9	1,8	0,5	0.35	0,05	•	-	-	0,18
	SEB2	92,4	3,2	1,0	0.52	0,09	0.24	0.01	0.01	0,17
	ERO	94,8	1.7	0.7	0.37	0,08	-	•	-	0.15
	TD	98.3	0,8	0.5	0,22	0.04	0,24	0.01	0.01	0.07

Le tableau Vb présente les résultats d'analyses en carbone total et en soufre réalisés uniquement sur 12 échantillons représentatifs des différents états de surface. Le carbone total comprend le carbone minéral, présent principalement dans les carbonates, et le carbone organique. Les très faibles teneurs en calcium et magnésium, éléments formant le plus souvent des carbonates, montrent que le carbone minéral ne peut être qu'en très faible abondance. Le carbone mesuré peut donc être considéré comme marqueur de la matière organique. Les teneurs en matière organique sont en général très faibles, inférieures à 0,5 % sauf pour les deux sols ferrugineux du bas-fond, CI1 et CI2, où elles sont de 2,17 et 3,4 % respectivement. Les teneurs en soufre sont très faibles, généralement inférieures à 0,2 %.

Type de sol	N° d'échantillon	Carbone total	Soufre	
Cuirasses	G1	0,18	0,12	
	CG1	0,25	0,05	
Sols ferrugineux pauvres	DEC	0,49	0,04	
en matière organique	RUIS	0,38	< 0,01	
	DES1	0,22	< 0,01	
sols ferrugineux avec	CI1	2,17	0,06	
matière organique	CI2	3,40	0,11	
	EOL1	0,24	< 0,01	
	SER1	0,16	< 0,01	
Sables éoliens	SER2	0,05	< 0,01	
	SEB1	0,2	< 0,01	
	ERO	0,39	< 0,01	

Tableau V b. Teneurs en carbone total et soufre exprimées en pourcentage

1-2. Minéralogie

L'analyse par diffractométrie RX montre une faible variabilité minéralogique des sols étudiés. Quatre espèces minéralogiques sont bien représentées : le quartz SiO₂, la kaolinite $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, la goethite FeO(OH) et l'hématite Fe₂O₃. La gibbsite Al(OH)₃ n'a été observée que dans un seul échantillon et en faible proportion, échantillon G2 avec 3,8 %, (Tableau VI).

Le quartz constitue le squelette de ces sols. Il disparaît progressivement en faveur des minéraux du plasma, tels que la kaolinite, la goethite et l'hématite. L'importance de l'une de ces deux phases, squelette ou plasma, est en relation étroite avec le degré d'altération. En effet, les grès et argilites du Continental Terminal ont subi une longue histoire géologique. Dans des conditions d'altération de type "ferrallitisation", une grande partie de la silice a pu se recombiner pour donner la kaolinite. D'autre part, une altération très poussée de la roche mère conduit à une concentration des oxydes de fer libérés. Le processus de cristallisation des oxydes de fer aboutit à la formation de la goethite ou de l'hématite (Bonneau et Souchier, 1979).

- La goethite confère aux sols une couleur ocre. Elle résulte d'une cristallisation progressive intervenant en milieu presque constamment humide.

- L'hématite est caractérisée par la couleur rouge. Elle se forme par cristallisation rapide, en milieu soumis à des phases de dessiceation accentuée. Dans les sols ferrugineux, l'hématite peut former avec la kaolinite des associations très stables, fortement colorées.

Le degré d'altération des sols peut être estimé à partir de l'indice d'altération Ri (Pedro, 1964, 1966, 1979; Tardy, 1969; Orange, 1990).

$$Ri = \frac{SiO_2}{AI_2O_3 + Fc_2O_3}$$

Ri mesure le degré de remplacement de la silice par l'alumine et le fer. Plus sa valeur est faible, c'est à dire, plus les teneurs en kaolinite et oxydes de fer sont importantes, plus le degré d'altération est important (Figures 16).



Figure 16. Relation entre l'indice d'altération Ri et la teneur des sols en éléments chimiques SiO₂, Al₂O₃ et Fe₂O₃

Les minéraux titanifères courants anatase TiO_2 , ilmenite $FeTiO_3$ ou rutile TiO_2 , n'ont pas été identifiés par les analyses aux rayons X. Cependant le titane analysé est probablement sous forme de rutile ou d'anatase microcristallin, trop peu abondant pour être détecté aux rayons X, comme c'est le plus souvent le cas dans les sols analogues.

Tableau VI. Composition minéralogique des différents types de sols et leur indice d'altération Q: Quartz; K: Kaolinite; Go: Goethite; H: hématite; Gi: Gibbsite; -: non détecté.

Type de sol	N° d'échantillon	% Q	% K	% Go	% H	% Gi	Ri
	Gl	8.0	36.0	47.0	6.0	-	0.93
Cuirasse sans gibbsite	CGI	17.08	44.56	33.27	3.56	-	1.65
	CG2	51.63	25.32	14.5	5.5	•	4.95
Cuirasse avec gibbsite	G2	-	47.1	40.0	0.02	3.8	0.77
	DEC	75.32	18,23	1.49	1.16	-	16.20
Sols ferrugineux pauvres en	RUIS	83.93	12,40	1.2	0.83	-	24.95
matière organique	DES1	78,66	17.72	1.04	0.76	-	18,27
	DES2	61.56	26,33	5.5	3,1	-	8.09
Sols ferrugineux avec matière	CII	71,7	17.0	2,62	2,13	-	14,14
organique	CI2	35.16	49.11	2.83	2.35	•	4.38
· ·	EOLI	92.31	5,57	0.65	0.42	-	56.86
	EOL2	86.83	9.62	0,46	0.39	-	36,01
	EOL3	96,24	2.28	0.38	0.26	•	128,97
	SERI	93,5	4.30	0.5	0.4	-	73,46
Sables éoliens	SER2	95.0	2,53	0.17	0.15	-	137,28
	SER3	87.46	9,11	0,64	0.53	-	36,24
	SEB1	93,78	4,6	0.3	0,22	-	76.95
	SEB2	88.63	8,10	0.58	0.48	-	40,93
	ERO	92.8	4.30	0,40	0,34	-	75,09
	TD	97.36	2.02	0.26	0.26	-	149.37

2. CORRÉLATION ENTRE LES PROPRIÉTÉS MINÉRALOGIQUES ET GRANULOMÉTRIQUES

Le tableau VII présente les pourcentages des différentes fractions granulométriques caractéristiques des sols.

- Les cuirasses sont caractérisées par une dominance des matériaux grossiers. Les limons et les argiles sont en faibles quantités.
- Les sols ferrugineux pauvres en matière organique présentent des teneurs élevées de la fraction inférieure à 50 μm (limon + argile) et des sables. Les graviers sont en très faible quantité.
- Les sols ferrugineux avec matière organique sont très riches en particules de taille inférieure à $50 \,\mu$ m, plus de $80 \,\%$. Le reste correspond à la fraction sableuse.
- Les formations sableuses sont évidement caractérisées par une dominance de la fraction sableuse (plus de 85 %) et de faibles teneurs en limons-argiles et la quasi-absence de graviers.

Type de sol	N° d'échantillon	% Argile	% Limon	% Sables	% Gravillons
	Gl	•	-	-	100
Cuirasse sans gibbsite	CG1	12,5	6,25	20,25	61,0
, i i i i i i i i i i i i i i i i i i i	CG2	4,5	4,5	42.0	49,0
Cuirasse avec gibbsite	G2	-	-	•	100
	DEC	19,5	18,5	61.0	1.0
Sols ferrugineux pauvres	RUIS	12,5	11,0	75,5	1.0
en matière organique	DES1	23,0	3.0	73,0	1.0
	DES2	22,0	14,0	64,0	-
Sols ferrugineux avec	CII	39,0	47.0	14.0	-
matière organique	CI2	60.0	38,0	2.0	-
	EOL1	4,5	1,2	94,0	0.3
	EOL2	14,0	2,5	83,5	-
	EOL3	7.0	7,0	85.8	0.2
	SER1	2,0	1.0	97,0	-
Sables éoliens	SER2	1.5	0,5	98,0	•
	SER3	12,0	2,0	86,0	•
	SEB1	3,0	6,0	91,0	-
	SEB2	10,5	7,5	82	-
	ERO	4,0	4.0	92,0	-
	TD	2,5	0,5	97,0	•

Tableau VII. Composition granulométrique des différents types de sols.

A l'exception des sols de cuirasse et à des sols ferrugineux avec matière organique (CI1 et CI2), pour lesquels plus de 80 % du matériel est inférieur à 50 μ m, les différents types de sols du site de banizoumbou sont caractérisés par une concentration de quartz dans la fraction sableuse (50-2000 μ m) et de la kaolinite dans la fraction argileuse (< 2 μ m). Ces résultats sont illustrés par les fortes corrélations d'une part entre le quartz et la fraction sableuse, r = 0,87 (Figure 17 a), et d'autre part entre la kaolinite et la fraction argileuse, r = 0,93 (Figure 17 b).

٠.



Figure 17. Relation entre : a) la teneur en quartz et le pourcentage de la fraction sableuse ; b) la teneur en kaolinite et le pourcentage de la fraction argileuse.

3 - CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES, MINÉRALOGIQUES ET GRANULOMÉTRIQUES DES TROIS CLASSES DE SOLS ÉTUDIÉS

3-1. Cuirasse

Si l'on excepte l'échantillon CG2 riche en quartz, les cuirasses des plateaux sont principalement constituées de goethite et de kaolinite. Ces deux minéraux figurent à peu près en même abondance. Dans ces sols, la goethite représente plus de 70 % de la teneur totale en oxy-hydroxydes de fer. Ces cuirasses sont caractérisées par une texture gravillonnaire avec plus de 50 % de graviers et par un degré d'altération très élevé. La teneur en matière organique est inférieure à 0,5%.

3-2. Les formations sableuses

Les formations sableuses, essentiellement les sables éoliens des versants et du bas-fond, sont caractérisées par une teneur élevée en quartz, supérieure à 85 %. La texture est sableuse. La teneur en matière organique est, là aussi peu abondante, inférieure à 0,5 %.

3-3. Les sols ferrugineux

Les sols ferrugineux sont riches en kaolinite, de l'ordre de 12 à 50 %. La goethite et l'hématite apparaissent en abondances à peu près égales et représentent à elles deux moins de

Ľ

9 %. Ces sols ferrugineux sont caractérisés par un degré d'altération intermédiaire entre les cuirasses et les formations sableuses. La texture est argilo-sableuse.

En ce qui concerne la matière organique, il apparaît deux ensembles distincts pour les sols ferrugineux du SSCE (Tableau Vb).

- Les sols ferrugineux très pauvres en matière organique, avec moins de 0,5 % de carbone organique.
- Les sols ferrugineux relativement riches en matière organique qui présentent entre 2,0 et 3,5 % de carbone. Ce sont des sols prélevés au fond de mares.

IV. CONCLUSIONS

Les analyses chimiques, minéralogiques et granulométriques ont permis d'identifier les principales caractéristiques physico-chimiques des sols du site de Banizoumbou. Elles mettent en évidence des différences importantes entre les trois types de sols les plus représentés sur ce site et pris en compte ici.

Ces différences sont suffisamment grandes pour conduire à des variations importantes des signatures spectrales, variations qui pourront être mise en relation avec celles des trois paramètres mesurés, chimiques, minéralogiques et granulométriques.

LES MESURES SPECTROPHOTOMETRIQUES DE LABORATOIRE

Les mesures au laboratoire ont été effectuées sur de petits échantillons, tous préparés selon une procédure normalisée. L'intérêt de ces données de laboratoire est d'obtenir des informations sur les bases physiques de l'interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière. Ces bases physiques vont permettre une meilleur compréhension des données spectrales de la télédétection spatiale.

Dans ce chapitre, nous nous proposons :

- d'établir les spectres continus caractéristiques des sols du SSCE de Banizoumbou dans le domaine spectral du visible au moyen infrarouge (400-2400 nm);
- de vérifier la correspondance entre les hauteurs des pics d'absorption des spectres et les principaux composants minéralogiques des sols ;
- d'étudier la relation quantitative entre la réponse spectrale des sols et les teneurs en minéraux d'altération tels que les oxy-hydroxydes de fer et la kaolinite.

Au chapitre 1, nous avons présenté un bref rappel sur les bases physiques de la réflexion diffuse des surfaces minérales et des sols. Nous nous contenterons ici de rappeler les caractéristiques spectrales des principaux composants minéralogiques des sols étudiés.

I - LES PROPRIETES SPECTRALES DES PRINCIPAUX COMPOSANTS MINERALOGIQUES DES SOLS ETUDIES

Les principaux composants minéralogiques des sols du SSCE de Banizoumbou sont le quartz, la kaolinite, la goethite et l'hématite. La gibbsite est présente en très faible quantité.

Les spectres de ces différents minéraux purs sont disponibles dans la littérature grâce principalement à la série des publications de Hunt (1977 et 1979), Hunt et Salisbury (1970 et 1976), Hunt et al. (1971 et 1973). Nous avons également utilisé des références tirées des travaux de Madeira (1993).

1 - LE QUARTZ (SiO_2)

Le quartz ne présente pas de niveaux énergétiques susceptibles de produire des variations spectrales remarquables dans le domaine du visible au moyen infrarouge (Figure 18).



Figure 18. Spectre de réflectance diffuse d'un quartz broyé à trois tailles de particules (Hunt et Salisbury, 1970)

2 - LA KAOLINITE (Al₂Si₂O₅(OH)₄)

Les principaux pics d'absorption de la kaolinite sont dus aux vibrations de l'ion hydroxyle (OH⁻). Il se situent dans le domaine spectral du proche et moyen infrarouge. Une bande d'absorption très forte apparaît vers 2200 nm, elle est due à la liaison Al-OH. D'autres bandes peuvent apparaître, dues aux liaisons Si-O-OH. La présence d'un niveau d'absorption vers 1400 nm et d'un replat vers 1900 nm, dans un spectre de kaolinite, indique la présence d'eau libre dans l'échantillon (Figure 19).



Figure 19. Spectre de réflectance d'une kaolinite de Géorgie (USA), broyée à 50 µm (Madeira, 1993)

3 - LA GOETHITE (FeO(OH)) ET L'HÉMATITE (Fe2O3)

La goethite et l'hématite sont caractérisées par la présence des ions ferriques où le fer est trivalent (Fe³⁺). Ces ions ferriques sont responsables d'une bande d'absorption dans le

visible en raison des transitions électroniques, puis dans le proche infrarouge à cause de l'effet du champ cristallin (Figure 20).

Les pics d'absorption de l'hématite et de la goethite situés, respectivement, vers 530 nm et 480 nm apparaissent comme un changement de pente. Cette différence de position du phénomène d'absorption de l'ion Fe³⁺ est, selon Sherman et Waite (1985), responsable de la différence de couleur entre les deux minéraux.

- La goethite présente un phénomène d'absorption localisé à 480 nm, ce qui lui confère une couleur ocre.
- L'hématite présente un phénomène d'absorption situé vers 530 nm, ce qui lui donne une couleur rouge.





Figure 20. Spectre de réflectance diffuse. a) goethite ; b) hématite (Madeira, 1993)

4 - LA GIBBSITE (Al(OH)₃)

Comme pour la kaolinite, les pics d'absorption caractéristiques du spectre de la gibbsite sont dus aux vibrations des groupements ioniques OH⁻ dans le domaine du proche et moyen infrarouge. Les absorptions spectrales les plus remarquables sont proches de 1550 nm et aux alentours de 2300 nm. La présence d'eau libre dans l'échantillon se signale par un replat vers 1900 nm.

Chap. 4

Ę.



Figure 21. Spectre de réflectance diffuse d'une gibbsite broyée à 50 µm (Madeira, 1993)

II - MATERIELS ET METHODES

Les mesures spectrophotométriques de laboratoire ont été réalisées au laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. L'instrument de mesure est le spectrophotomètre CARY 2300 (Cervelle, 1988 ; Escadafal, 1989 ; Madeira, 1993). Cet appareil, muni d'une sphère intégratrice, permet de mesurer le spectre de la réflectance diffuse dans le domaine spectral compris entre 400 et 2400 nm. Les mesures se réalisent sur des petits échantillons, de l'ordre de 1 cm³, avec un pas de mesure de 1 nm.

Les mesures ont été effectuées sur l'ensemble des 20 échantillons représentatifs des différents états de surface du site de Banizoumbou. Les échantillons ont été broyés pour passer à travers un tamis de 1 mm. Les mesures au spectrophotomètre ont été réalisées sur une prise d'échantillon homogénéisée puis placée dans une boite couverte d'une lame de verre spécial, transparent aux longueurs d'onde utilisées. Les anomalies crées par ce verre introduisent une erreur maximale inférieure ou égale à 1 %. La mesure de la réflectance diffuse de chaque échantillon est normalisée par rapport à la réponse spectrale d'un étalon standard de réflectance. Cet étalon est le sulfate de baryum dont la réflectance totale est proche de 100 % dans le domaine spectral utilisé.

III - RESULTATS DES MESURES

A - INTERPRETATION QUALITATIVE DES SPECTRES DE SOLS

L'analyse qualitative des signatures spectrales des sols consiste en l'étude de la forme de la courbe, par simple comparaison avec les courbes des minéraux purs (Mathews et al., 1973; Bauer et al., 1980; Stoner et Baumgardner, 1981; Baumgardner et al., 1985). La présence des oxy-hydroxydes de fer et des ions hydroxyles, en quantités suffisantes, est marquée par des bandes d'absorption respectivement dans le visible-proche infrarouge (400-900 nm) et le moyen infrarouge (2200-2300 nm).

Pour la série des 20 échantillons étudiés, nous avons établi cinq types de courbes spectrales correspondant aux cinq principaux types de sols du SSCE de Banizoumbou (Figure 22).

- Les cuirasses sans gibbsite.

- Les cuirasses avec gibbsite.

- Les formations sableuses.

- Les sols ferrugineux pauvres en matière organique.

- Les sols ferrugineux avec matière organique.



Figure 22. Les signatures spectrales caractéristiques des principaux types de sols du site de Banizoumbou. a : Cuirasse (courbe 1 : sol sans gibbsite ; courbe 2 : sol avec gibbsite). b : sols sableux. c : sols ferrugineux (courbe 1 : sol pauvre en matière organique ; courbe 2 : sol avec matière organique).

- La courbe a1 : correspond à la réponse spectrale d'un échantillon sans gibbsite, échantillon G1 (47 % de goethite, 36 % de kaolinite, 8 % de quartz et 6 % d'hématite). Sur le spectre, mesuré entre 400 et 2400 nm, on identifie des phénomènes d'absorption à des niveaux variés.

Dans le visible et le très proche infrarouge (400-900 nm), les phénomènes d'absorption sont dus à la présence de goethite ou d'hématite. Cette présence est marquée par des pics d'absorptions aux environs de 650 nm et 900 nm. Le pic à 650 nm est surtout dû à la combinaison des deux minéraux. Les événements spectraux à 480 nm pour la goethite et à 530 nm pour l'hématite sont marqués par des changements de pente très faibles.

Dans le proche infrarouge, le phénomène d'absorption aux alentours de 1400 nm est dû à la présence chevauchée des effets des molécules d'eau (H₂O) et de l'ion OH⁻.

Dans le moyen infrarouge, la kaolinite est marquée par un phénomène d'absorption vers 2200 nm dû à l'ion hydroxyle OH⁻. La variation spectrale vers 1900 nm est attribuée à la présence d'eau (H_2O).

- La courbe a2 : correspond à la signature spectrale de l'échantillon de cuirasse à gibbsite, échantillon G2 (47,1 % de kaolinite, 40 % de goethite, 3,8 % de gibbsite et 0,02 % d'hématite). La forme de la courbe est similaire à celle de la courbe a1. Le pic d'absorption aux alentours de 2300 nm de la gibbsite passe inaperçu, masqué par celui de la kaolinite présente en quantité importante (47,1 %).

- La courbe b : correspond à la signature spectrale d'un sable éolien, échantillon SER2 (95 % de quartz, 2,53 % de kaolinite, 0,17 % de goethite et 0,15 % d'hématite). Elle est caractéristique de la réponse spectrale des formations sableuses. Celles-ci contiennent moins de 15 % de minéraux d'altération : oxy-hydroxydes de fer et kaolinite. La forme monotone de la courbe, dans le visible et le proche infrarouge, témoigne de la faible teneur en oxy-hydroxydes de fer responsables des phénomènes d'absorption dans ce domaine de longueur d'onde. Dans le moyen infrarouge, la kaolinite est relativement bien marquée par un phénomène d'absorption aux alentours de 2200 nm.

- La courbe c1 : correspond à la signature spectrale d'un sol pauvre en matière organique, échantillon DEC (75,32 % de quartz, 18,23 % de kaolinite, 1,49 % de goethite, 1,16 % d'hématite et 0,5 % de carbone organique). Cette signature spectrale est peu différente de celles des cuirasses.

- La courbe c2 : correspond à la réponse spectrale d'un sol ferrugineux à matière organique, échantillon CI1 (71,7 % de quartz, 17% de kaolinite, 2,62 % de la goethite, 2,13 % d'hématite et 2,17 % de carbone organique). Cette courbe se distingue de la précédente par une forme croissante continue entre le visible et le proche infrarouge. Les pics d'absorption des oxydes de fer entre 650 nm et 900 nm se trouvent masqués par la matière organique.

Ces résultats sont conformes à ceux qui ont été obtenus dans des régions à climat tempéré (Obukov et Orlov, 1964 ; Bowers et Hanks, 1965 ; Courault et al., 1988) et à climat tropical humide (Madeira, 1993). Les phénomènes d'absorptions caractéristiques des composants minéralogiques majeurs, kaolinite, goethite et hématite, des sols étudiés sont facilement identifiables sur les courbes de leurs signatures spectrales. La présence de la matière organique en quantité relativement peu élevée masque, dans le visible et le proche infrarouge, l'absorption par les oxydes de fer. Une quantité de 2 à 3 % de matière organique dans ces sols habituellement minéraux est suffisante pour montrer ce phénomène.

Cette étude qualitative, par simple comparaison avec les courbes des minéraux purs, est intéressante mais non suffisante. En effet, les sols sont des mélanges complexes de particules de nature, de taille et de forme très variés. On se propose alors de chercher des relations quantitatives entre des paramètres extraits des spectres de la réflectance diffuse des sols et les teneurs en minéraux majeurs : kaolinite, goethite et hématite.

B - ETUDE QUANTITATIVE DE LA RELATION ENTRE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE ET LA RÉPONSE SPECTRALE DES SOLS

La mesure spectrale dans le domaine du visible au moyen infrarouge (400-2400 nm) a permis le développement de méthodes empiriques qui proposent des relations quantitatives entre composants des sols et réflectances diffuses.

De nombreuses études ont été réalisées dans ce domaine pour montrer les relations entre les teneurs en composants minéralogiques et les données de la réflectance diffuse.

Dans le domaine du visible et du proche infrarouge (400-900 nm), plusieurs auteurs ont établi des relations entre la goethite ou l'hématite et la réponse spectrale des sols, en se basant sur les méthodes citées ci-dessous :

- la méthode basée sur la théorie de Kubelka-Munk (Barron et Montalegre, 1986; Barron et Torrent, 1986; Cervelle, 1991). D'après ces auteurs, la théorie de Kubelka-Munk peut donner une vision générale de l'effet de pigment ferrique sur la couleur et par conséquent offrir la possibilité de choisir la couleur comme une source d'information pour l'étude minéralogique des sols;
- l'étude des absorptions des oxy-hydroxydes de fer à partir de la dérivée seconde de leurs spectres de réflectance (Kosmas et al., 1984 et 1986);
- la détermination des paramètres colorimétriques à partir des mesures spectrophotométriques (Torrent et al., 1980 ; Torrent et al., 1983 ; Barron et Torrent, 1986 ; Madeira, 1993).

Dans le domaine du proche et moyen infrarouge (1000-2400 nm), d'autres auteurs ont établi des relations quantitatives entre la réflectance diffuse et la teneur en kaolinite des sols en se basant sur les méthodes suivantes :

- la mesure de la surface d'absorption de la kaolinite (Prost et al., 1983) ;
- des méthodes d'analyses statistiques (Ben Dor et Banin, 1994).

Dans le présent travail, deux méthodes vont être adoptées pour trouver une relation quantitative entre les minéraux d'altération des sols (kaolinite, goethite et hématite) et leurs réflectances diffuses.

- La première méthode est basée sur la détermination des paramètres colorimétriques. Cette méthode établit, dans le domaine du visible, une relation quantitative entre les oxydes de fer et les paramètres colorimétriques déterminés à partir de la réflectance diffuse.
- la deuxième méthode est basée sur l'étude de la forme de la signature spectrale des sols. On se propose d'établir, dans le domaine du moyen infrarouge, une relation entre la teneur en kaolinite et l'intensité d'absorption de ce minéral.

1 - APPROCHE COLORIMETRIQUE : DOMAINE SPECTRAL DU VISIBLE

La couleur est un paramètre important dans les sciences de la terre. Elle est largement utilisée comme premier facteur d'investigation dans l'étude des sols. Cette importance attribuée à la couleur est basée sur le fait qu'elle est reliée aux propriétés physico-chimiques des sols (Mulders, 1987; Cervelle, 1991; Huete et Escadafal, 1991). Ainsi, la présence d'hématite donne au sol une couleur rouge alors que la goethite lui confère une couleur ocre (Schwertmann et Taylor, 1977). La présence da la matière organique, en quantité élevée, donne aux sols une couleur sombre (Courault et al., 1988).

j.

Les rappels bibliographiques sur les concepts colorimétriques que nous avons utilisés, sont basés sur les travaux des auteurs suivants : Shields et al., 1966 ; Cervelle et Malezieux, 1977 ; Wyszecki et Stiles, 1982 ; Melville et Atkinson, 1985 ; Escadafal, 1989 et 1993 ; Madeira, 1993.

1-1. Définition de la couleur

La couleur peut être définie comme une perception en réponse à la stimulation de la lumière. Un faisceau de lumière blanche peut être décomposé, par un prisme, en plusieurs rayons monochromatiques. Ces derniers sont des couleurs pures dans le spectre du visible. Elles sont rangées entre 0,4 microns (violet) et 0,7 microns (rouge).

Quand un objet est illuminé par une lumière blanche, il ne réfléchit pas toute la gamme des couleurs, mais il réfléchit uniquement dans une partie du spectre. On peut citer l'exemple d'un objet que l'on voit en rouge qui réfléchit dans les grandes longueurs d'onde du visible (rouge) et qui absorbe ou transmet dans les courtes longueurs d'onde (bleu et vert). Donc, une couleur peut être aussi définie comme une expression visuelle de l'absorption et de la transmission d'un objet, réduite à l'absorption pour un objet opaque.

1-2. Le système de couleur Munsell

Les premières utilisations de la couleur dans le domaine des sciences des sols sont basées sur l'observation visuelle et l'estimation de la couleur à partir de la charte Munsell. Les couleurs, dans le système Munsell, sont organisées d'une façon très hiérarchisée. On distingue d'abord la teinte (hue, en anglais), puis la clarté (value) et enfin la saturation (chroma). A chaque planche du code Munsell correspond une teinte, elle présente des échantillons de clarté croissante en ordonnée et de pureté croissante en abscisse (Figure 23). Pour les planches de couleur des sols, la gamme des clartés s'étend de 2,5 à 8, et la pureté de l à 8 (Escadafal, 1989).

Exemple de notation : 10YR6/4 avec Hue = 10YR, Value = 6 et Chroma = 4.

1-3. Le système colorimétrique international (C.I.E)

Le système des coordonnées chromatiques a été défini, en 1931, par la Commission Internationale de l'Eclairage (C.I.E.). Il est basé sur la sensation de vision humaine et sur le fait qu'une couleur peut être reproduite par un mélange de trois couleurs primaires, le rouge, le vert et le bleu (Red, Green, Blue), en adoptant les longueurs d'onde suivantes :

 $\lambda(R) = 700 \text{ nm}$ $\lambda(G) = 546 \text{ nm}$ $\lambda(B) = 436 \text{ nm}$

Dans ce système, une couleur quelconque peut être déterminée à partir de l'équation suivante :

$$\vec{C} = r\vec{R} + g\vec{G} + b\vec{B}$$

Cette équation exprime les pourcentages de rouge, vert et bleu à mélanger pour obtenir la couleur demandée. Cependant, le terme 'r' présente des valeurs négatives entre 400 et 600 nm avec un minimum autour de 510 nm (Figure 24).



Figure 23. Exemple d'une planche du code Munsell, correspondant à une teinte (Escadafal, 1989)



Figure 24. Courbes de reproduction des couleurs monochromatiques par mélange de rouge, de vert et de bleu (d'après Escadafal, 1989)

Pour éviter les problèmes qui peuvent être amenés par les valeurs négatives du terme 'r', la C.I.E. a défini un autre système basé sur les composantes trichromatiques X, Y, Z correspondant à trois couleurs primaires, dites virtuelles. On calcule ces couleurs virtuelles de la manière suivante :

X = 2,7659 R + 1,7519 G + 1,1302 BY = R + 4,5909 G + 0,06012 BZ = 0,0565 G + 5,5944 B
Y correspond à l'intensité de la couleur. Elle est définie par "la luminance" notée Y% déterminée par la relation :

$$Y\% = \frac{Y}{\Sigma \vec{Y_{\lambda}}}$$

où ΣY_{λ} est la somme des coefficients d'aptitude colorimétrique de l'oeil à son maximum de sensibilité spectrale ($\lambda = 550$ nm).

Les composantes trichromatiques X et Z n'ont pas de réalité physique (Escadafal, 1989).

Les coordonnées trichromatiques "x, y et z", destinées à la représentation graphique des résultats de mesures colorimétriques sont déduites des composantes X, Y, Z suivant la relation :

$$\frac{x}{X} = \frac{y}{Y} = \frac{z}{Z} = \frac{1}{x + y + z}$$

Selon le système scientifique actuellement utilisé, une couleur donnée est repérée par sa composante Y et ses coordonnées x et y.

1-4. Les coordonnées d'Helmholtz

En plus des coordonnées chromatiques x, y et Y, une couleur peut être aussi exprimée par sa purcté d'excitation noté 'Pe' et sa teinte exprimée en longueur d'onde dominante ' λ_d '. Si les coordonnées chromatiques x, y et Y facilitent la comparaison des couleurs, les coordonnées λ_d , Pe et Y% dites de Helmholtz permettent une interprétation visuelle significative de la couleur de l'échantillon.

Les coordonnées λ_d , Pe et Y% sont des paramètres physiques. Ils sont différents de la teinte "Hue", la saturation "Chroma" et la clarté "Value" de la couleur Munsell. Ces derniers sont de nature psychosensorielle (Madeira, 1993).

1-5. Calcul des Indices de Rougeur (IR)

Les Indices de Rougeur sont des indices colorimétriques qui ont été développés par Torrent et ses collaborateurs pour établir une relation entre la teneur des sols en hématite et leur réponse en réflectance diffuse (Torrent et al., 1980 ; Torrent et al., 1983 ; Barron et Torrent, 1986). Ces indices ont été calculés à partir :

- de la notation Munsell

IR_{MUNSELL} = $\frac{(10-H)*C}{V}$ (Torrent et al., 1980)

avec H : Hue ; C : Chroma ; V : Value ;

- des coordonnées chromatiques

$$IR_{CIE} = \frac{(x-k)^2}{(y-k)^* Y^2}$$

La valeur de la constante k, soustraite de x et y, est choisie pour permettre un étalement maximum des valeurs de l'Indice de Rougeur. Ainsi, on trouve dans la littérature :

k = 0,35 (Torrent et al., 1983);
k = 0,34 (Barron et Torrent, 1986);
k = 0,32 (Madeira, 1993).

Les IR_{CIE} n'ont pas de signification visuelle de couleur. Pour avoir un Indice de Rougeur basé sur les paramètres "teinte, saturation et clarté", Madeira (1993) a développé un nouvel indice basé sur les coordonnées d'Helmholtz (λ_d , Pe et Y%). Il l'a appelé Indice de Rougeur d'Helmholtz :

$$IR_{HEL} = \frac{(\lambda_d - 580)^* Pe}{(Y\%)^2}$$

Dans le présent travail, les Indices de Rougeur qui ont été utilisés sont IR_{CIE} avec k = 0.32 et IR_{Hel}. Le choix de la valeur k = 0.32, pour le calcul de IR_{CIE}, est dû au fait que les coordonnées chromatiques x et y sont au minimum égales à 0.32. La valeur k = 0.32 évite donc des valeurs négatives de IR_{CIE}.

1-6. les couleurs MUNSELL et les coordonnées chromatiques des sols du SSCE de Banizoumbou

Le tableau VIII présente les coordonnées chromatiques (x, y), la longueur d'onde dominante (λ_d) et les couleurs Munsell des sols du SSCE de Banizoumbou.

Types de sols	N° d'échantillon	x	v	λd	couleur Munsell
	C1	0 372	0.340	501.000	2 SVD 4/6
Cuiman and although		0,372	0,340	591.000	2.51 K4/0
Curasse sans gibbsite	CGI	0,395	0,358	587.500	2,5YR5/6
	CG2	0.382	0,348	<u>588,900</u>	5YR5/6
Cuirasse avec gibbsite	G2	0.376	0,343	589,800	2,5YR5/6
	DEC	0,364	0,353	583,000	5YR5/6
Sols ferrugineux pauvres	RUIS	0,355	0.346	583,100	5YR5/6
en matière organique	DES1	0.388	0,355	587.300	10R5/8
	DES2	0,378	0,356	585,200	5YR5,5/6
Sols ferrugineux avec	C11	0,350	0,345	582,200	10YR5/3
matière organique	CI2	0,358	0,349	583.000	5YR6/4
	EOL1	0.385	0,354	587.000	2,5YR5/6
	EOL2	0,370	0,353	584,300	2,5YR5/6
	EOL3	0,371	0,358	582,900	5YR5/6
	SER1	0.387	0,359	585,900	2,5YR6/8
Sables éoliens	SER2	0,361	0,354	582,000	5YR7/6
	SER3	0.385	0,359	585.600	10R5/8
	SEB1	0,358	0,350	582,400	7,5YR7/4
	SEB2	0,359	0,351	582,300	5YR5.5/6
	ERO	0,375	0,359	583,400	5YR5/8
	TD	0,389	0,360	585,700	5YR6/6

Tableau VIII. Les coordonnées chromatiques (x, y), la longueur d'onde dominante λd et les couleurs Munsell des sols du site de Banizoumbou

Les sols du SSCE de Banizoumbou sont caractérisés par une gamme de couleur Munsell comprise entre 10R (rouge) et 10YR (brun) avec une majorité des sols dans la planche 5YR (rouge-jaunâtre).

Les coordonnées chromatiques de ces sols sont caractérisées par une longueur d'onde dominante comprise entre 580 nm et 595 nm. Ce qui correspond à la gamme de couleur comprise entre le jaune et le rouge. La figure 25 montre le diagramme binaire des coordonnées chromatiques x et y des sols étudiés.



Figure 25. Diagramme binaire des coordonnées chromatiques x et y des sols du site de Banizoumbou.

L'examen de ce diagramme de la figure 25 montre deux classes.

1°) La première classe correspond aux sols à longueur d'onde dominante supérieure à 585 nm. Elle regroupe les sols de cuirasse (G1, G2, CG1 et CG2), certains sols ferrugineux (DES1 et DES2) et les sols éoliens rubéfiés du versant (EOL1, SER1 et TD).

2°) La deuxième classe correspond aux sols à longueur d'onde dominante inférieure à 585nm. Elle regroupe le reste des sols ferrugineux et des sables éoliens du versant (DEC, RUIS, ERO, EOL2, EOL3, SER2 et SER3), les sols bruns du bas-fond (SEB1 et SEB2) et les sols riches en matière organique (CI1 et CI2).

1-7. Les relations entre Indices de Rougeur et teneurs en hématite des sols étudiés

Le tableau IX présente pour chaque échantillon les valeurs des Indices de Rougeur IR_{CIE} et IR_{Hel} ainsi qu'un rappel de la teneur en hématite.

Pour l'ensemble des 20 échantillons étudiés, le diagramme binaire de la teneur en hématite et de l'Indice de Rougeur IR_{CIE} ou IR_{Hel} montre deux ensembles de points nettement séparés (Figure 26a).

- Le premier correspond aux sols à teneur en hématite > 1 %.
- Le second correspond aux sols à teneur en hématite faible, < 1 %.

÷.,

Types de sols	N° d'échantillon	IR _{CIE}	IR _{Hel}	% Hématite
	G1	4,01	0,73	6,00
Cuirasse sans gibbsite	CG1	3,13	0,54	3,56
. .	CG2	3,34	0,61	5,5
Cuirasse avec gibbsite	G2	2,77	0,51	0,02
	DEC	0,59	0,07	1,16
Sols ferrugineux pauvres en	RUIS	0,43	0,06	0,83
matière organique	DES1	1,52	0,26	0,76
. .	DES2	1,35	0,22	3,1
Sols ferrugineux avec	CI1	0,37	0,04	2,13
matière organique	CI2	0,48	0,06	2,35
	EOL1	1,93	0,33	0,42
	EOL2	0,72	0,11	0,39
	EOL3	0,91	0,11	0,26
	SER1	1,99	0,33	0,40
Sables éoliens	SER2	0,69	0,06	0,15
	SER3	1,26	0,20	0,53
	SEB1	0,55	0,06	0,22
	SEB2	0,47	0,05	0,48
	ERO	1,11	0,14	0,34
	TD	1,84	0,29	0,26

Tableau IX. La teneur en hématite et les valeurs d'Indices de Rougeur IR_{CIE} et IR_{Hel} des sols du site de Banizoumbou

a - Les sols à plus de 1 % d'hématite

Les sols contenant plus de 1 % d'hématite montrent une corrélation positive très nette qui conduit à des coefficients de corrélation proche de 1 avec r = 0.92 pour IR_{CIE} et r = 0.93 pour IR_{Hel} (Figure 26b).

Ces résultats sont conformes aux travaux qui ont été réalisés dans des zones à climat tempéré (Torrent et al., 1983) et des régions à climat tropical humide (Torrent et al., 1983; Madeira, 1993). Ces auteurs ont montré l'existence d'une corrélation positive élevée entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite des sols.

b - Les sols à moins de 1 % d'hématite

Les sols contenant moins de 1 % d'hématite montrent une tendance à une absence de corrélation, r = 0.32 pour IR_{CIE} et r = 0.26 pour IR_{HEL} (Figure 26c). Les valeurs de l'Indice de Rougeur de ces sols sont pourtant du même ordre que celles des sols contenant plus de l % d'hématite.

Ces résultats sont en désaccord avec les travaux qui ont été effectués sous différents climats tempéré (Torrent et al., 1983), tropical humide (Torrent et al. 1983; Madeira, 1993) et semi-aride (Pouget et al., 1990). Ces auteurs ont trouvé, pour des sols ayant moins de 1 % d'hématite, une corrélation positive élevée entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite.

Pour expliquer les fortes valeurs d'IR pour des sols pauvres en hématite, certains facteurs peuvent être mis en cause, en particulier l'effet de la matière organique ou l'effet de la taille des particules.



Figure 26. Diagramme binaire de la teneur en hématite et de l'Indice de Rougeur. Exemple : IR_{CIE}. a) L'ensemble des sols ; b) sols à plus de 1 % d'hématite ; c) sols à moins de 1 % d'hématite.

- L'effet de la matière organique. En général, les sols de cette zone sahélienne sont pauvres en matière organique et en contiennent moins de 0,5 %. Les sols des mares ont une teneur en matière organique de 2 à 3,5 %. Mais, les échantillons appartenant à cette catégorie de sols contiennent entre 2 et 4 % d'hématite. Ils correspondent donc au premier cas des sols présentant une corrélation élevée entre IR et teneur en hématite. L'effet de la matière organique ne peut donc expliquer les fortes valeurs de l'Indice de Rougeur du deuxième groupe.

- L'effet de la taille des particules. Pour faire des mesures spectrophotométriques au laboratoire, les échantillons ont tous été broyés légèrement, de la même manière durant 10 à 20 secondes, pour passer à travers un tamis de 1 mm. Après les mesures de la réflectance diffuse, ces échantillons ont été passés à sec à travers une colonne de tamis (1mm - 50µm). Le but était de connaître la fraction granulométrique dominante, après broyage, et son éventuel effet sur la réponse spectrale de l'échantillon en laboratoire. Cet effet de la fraction granulométrique à sec conserve les agglomérats et les pseudo-sables présents dans les sols. On parlera donc de "granulométrie apparente" dans ce chapitre, par opposition avec " la granulométrie réelle" présentée dans le tableau VII, chapitre 3.

1-8. L'effet de la fraction granulométrique apparente dominante sur le calcul de l'Indice de Rougeur des sols à moins de 1 % d'hématite

La composition granulométrique, après broyage, des échantillons de sols à moins de 1 % d'hématite est présentée dans le tableau X.

Les sols des formations sableuses sont caractérisés par une dominance de la fraction comprise entre 125 μ m et 250 μ m (plus de 50 %), sauf pour les deux échantillons SER1 et SER2. Si on enlève ces deux échantillons, le diagramme binaire entre la fraction 125-250 μ m et l'Indice de Rougeur montre une corrélation positive, avec des coefficients de corrélation élevés, r = 0,86, pour tous les sols sableux restants (Figure 27).

Pour les sols ferrugineux, il s'agit de la croûte de dessiccation DES1 et de la croûte de ruissellement RUIS. Les valeurs d'Indice de Rougeur de l'échantillon DES1 sont supérieures à celles de l'échantillon RUIS. Ces résultats peuvent s'expliquer par la différence de répartition granulométrique entre les deux échantillons : 43 % de la fraction supérieure à 250 µm pour DES1, contre 28 % pour RUIS. Ce qui amène, toujours, la fraction la plus grossière à avoir l'Indice de Rougeur le plus élevé.

<u>م</u>

L'échantillon G2, représentatif des sols cuirassés, présente après broyage une teneur élevée en particules de taille inférieure à 50 μ m. Cependant la valeur de son Indice de Rougeur est la plus élevée de l'ensemble des échantillons contenant moins de 1 % d'hématite. Ce résultat est dû à sa teneur élevée en kaolinite (47 %). Cette kaolinite fait partie de la formation d'altération des niveaux sous cuirasses, appelée "argile tachetée" ou "argile bariolée". Ces formations argileuses sont très colorées, de part la présence d'enduits et de cortex de goethite intimement mêlés aux kaolinites (Leprun, 1979).

Types de sols	N°d'échantillon	< 50 µm	50-125 μm	125-250 μm	250-500 μm	500-1000 μm
	G1	1,5	34.0	43,0	18,5	3.0
Cuirasse sans	CG1	34,0	42.0	22,0	2,0	-
gibbsite	CG2	1.0	25.0	40.0	25,5	8.5
Cuirasse avec gibbsite	G2	31,0	52,0	15,5	1,5	-
	DEC	0.5	14.0	45,0	39,5	1.0
Sols ferrugineux	RUIS	-	25.0	47,0	24,0	4.0
pauvres en M.O.	DES1	-	10.0	47,0	36,0	7.0
	DES2	1,0	16.0	57,0	26,0	-
Sols ferrugineux	CI1	100,0	-	-	-	-
avec M.O.	CI2	100.0	-	-	•	-
	EOL1	-	23.0	56,0	19.0	2,0
	EOL2	0.5	17.5	49,5	31,5	1,0
	EOL3	0,5.	26.5	53.0	18,0	2.0
Formations	SER1	1.0	12,5	43.0	39,5	4,0
sableuses	SER2	-	4.0	27.0	59,0	10.0
	SER3	0.5	16.5	55,0	27,0	1.0
	SEB1	0.5	30.5	51.0	16.5	1.5
	SEB2	-	23.0	51.0	24.0	2.0
	ERO	-	23.0	51.0	24,0	2.0
	TD	-	15.0	55.0	29.0	1.0

Tableau X. Composition granulométrique en % des échantillons après broyage



Fraction granulométrique dominante (%)

Figure 27. Relation entre l'abondance de la fraction granulométrique dominante (125-250 µm) et l'IR_{CIE} des sols contenant moins de 1 % d'hématite

2 - APPROCHE MORPHOLOGIQUE : DOMAINE SPECTRAL DU PROCHE ET MOYEN INFRAROUGE

Dans le domaine de la géologie, plusieurs auteurs ont utilisé le rapport $1,6/2,2 \mu m$ pour identifier les zones à minéraux hydroxylés à l'aide des données radiométriques (Abrams et al., 1977 ; Podwysocki et Segal, 1981 ; Land et Baird, 1981 ; Podwysocki et al., 1983 ; Sadowski et Abrams, 1983 ; Lyon et al., 1983 ; Elvidge et Lyon, 1985). Ces minéraux à groupement hydroxyle (OH⁻), dans notre cas la kaolinite et la gibbsite, sont caractérisés par une réflectivité maximale autour de 1,6 μm et une forte absorption vers 2,2 μm (Hunt, 1977,1979 ; Hunt et Ashley, 1979).

Les spectres continus des sols étudiés en laboratoire montrent tous une réflectivité maximale formant un palier dans le domaine spectral compris entre 1460 nm et 1770 nm (Figure 28). Ce palier est suivi d'une forte absorption vers 2200 nm. Pour étudier la relation entre la teneur en kaolinite et la réponse spectrale des sols, on propose d'utiliser le rapport 1615/2200 nm. Le niveau 1615 nm du spectre continu correspond au milieu du segment compris entre 1460 nm et 1770 nm. L'échantillon G2, représentatif du sol gravillonnaire, ne sera pas étudié de cette façon car il contient à la fois la kaolinite et la gibbsite. Ces deux minéraux présentent des pics d'absorption très proches, entre 2200 nm et 2300 nm, ce qui rend difficile leur séparation.



Figure 28. Spectre de réflectance continu. Exemple de l'échantillon G1. Localisation du segment [1460nm,1770nm] et du pic 2200 nm

La figure 29a présente le diagramme de corrélation entre le rapport 1615/2200 nm et la teneur en kaolinite de l'ensemble des 19 échantillons de sols sans gibbsite. La corrélation est bonne : r = 0,56, significativement différent de zéro à une probabilité de 99 %. On note pourtant une anomalie visible pour les deux échantillons les plus riches en kaolinite, CG1 et CI2, pour lesquels le rapport est anormalement faible. Le coefficient de corrélation passe à 0,73 si l'on élimine ces deux échantillons (Figure 29 b). En effet les deux échantillons CG1 et CI2 présentent à la fois les plus fortes teneurs en kaolinite, 45 % et 49 %, et les plus grands pourcentages de la fraction inférieure à 50 µm, 34 % et 100 %, respectivement. C'est l'abondance de cette fraction fine qui est très probablement responsable de ces anomalies.

Ces résultats mettent en évidence l'effet important de la granulométrie apparente sur la réponse spectrale des sols. Il sera intéressant de les comparer aux résultats de l'étude de la relation entre les mesures radiométriques de terrain et la composition granulométrique réelle des sols.



Figure 29. Diagramme de corrélation entre le rapport 1615/2200 nm et la teneur en kaolinite. a) corrélation calculée pour l'ensemble des sols sans gibbsite ; b) corrélation réalisée pour tous les échantillons sans gibbsite, sauf pour les sols CG1 et CI2

IV - CONCLUSIONS

Les mesures de la réflectance diffuse effectuées par le spectrophotomètre de laboratoire ont permis d'avoir des informations qualitatives et quantitatives sur les principaux types de sols du site de Banizoumbou.

L'analyse de la forme de la courbe a permis d'obtenir des indications sur les principaux minéraux composants les sols. Nous avons établi cinq types de spectres suivant l'analyse de la forme de la courbe. Il correspondent aux cinq types de sols caractéristiques du site d'étude. A savoir :

- les formations de cuirasse sans gibbsite ;
- les formations de cuirasse avec gibbsite ;
- les formations sableuses ;
- les sols ferrugineux pauvres en matière organique ;
- les sols ferrugineux avec matière organique.

L'utilisation des indices colorimétriques dans le visible ou des indices morphologiques dans le moyen infrarouge a permis d'établir une relation quantitative entre la réponse spectrale des sols et leurs teneurs en hématite et kaolinite. Dans le domaine du visible, la corrélation entre l'Indice de Rougeur "IR_{CIE} ou IR_{Hel}" et la teneur en hématite a mis en évidence deux classes de sols.

- La première classe correspond aux sols contenant plus de 1 % d'hématite. L'Indice de Rougeur calculé pour ces sols est contrôlé par l'abondance de l'hématite.

- La seconde classe correspond aux sols contenant moins de 1 % d'hématite. Ces sols présentent une corrélation faible entre la teneur en hématite et l'Indice de Rougeur. Les valeurs élevées de l'IR de ces sols sont probablement à mettre en relation avec la composition granulométrique résultant du broyage avant analyse.

Dans le domaine du moyen infrarouge le rapport 1615/2200 nm permet une bonne estimation semi-quantitative de la teneur en kaolinite. Cependant, cette estimation peut être perturbée par l'effet de la variabilité de la composition granulométrique résultant du broyage. Donc, l'effet perturbateur de la composition granulométrique sur la réponse spectrale des sols est un problème qui est posé dans ce chapitre. Il sera étudié d'une manière plus détaillée, lors de l'analyse des mesures radiométriques de terrain qui ont été effectuées dans des conditions naturelles de granulométrie et de rugosité de surface.

LES MESURES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN

Au cours du travail sur le terrain, des mesures radiométriques in situ ont été réalisées à l'aide de deux radiomètres portables. L'objectif de cette campagne de mesures était de pouvoir étudier, sur le terrain, la réponse spectrale des sols telle que le satellite l'observe, c'est à dire dans les mêmes conditions de rugosité, de patine, de débris de végétation à la surface, etc...

Dans ce chapitre, nous nous proposons :

- d'identifier les signatures spectrales correspondant aux différents types de sols caractéristiques du SSCE de Banizoumbou ;
- de vérifier l'effet de l'humidité sur la réponse spectrale des sols ;
- d'étudier la relation quantitative entre la réponse spectrale et la composition minéralogique des sols, par le moyen des indices radiométriques ;
- de préciser l'effet de la composition granulométrique sur la réponse spectrale et les valeurs des indices radiométriques ;
- de comparer les résultats obtenus avec les travaux réalisés par d'autres auteurs sur d'autres régions à climat différents.

Au début de ce chapitre, nous présenterons les matériels et méthodes utilisés au cours des campagnes de mesures 1992 et 1993. Puis, nous ferons un bref rappel sur le comportement spectral des canaux SPOT et Landsat TM, vis à vis des composants minéralogiques des sols étudiés, c'est à dire le quartz, la kaolinite, la goethite et l'hématite. Nous ferons également un rappel bibliographique sur les indices radiométriques utilisés.

I - MATERIELS ET METHODES

Les mesures radiométriques de terrain ont été réalisées sur deux années, au cours de deux saisons distinctes :

- à la fin de la saison des pluies en septembre 1992, pendant la période d'observation intensive (POI);

- durant la saison sèche, en décembre 1993.

Durant ces campagnes de mesures, deux radiomètres ont été utilisés : le Barringer et le Cimel. Ces radiomètres sont équipés de filtres qui sont adaptés aux canaux spectraux des satellites SPOT et Landsat Thematic Mapper.

1 - DESCRIPTION DES RADIOMÈTRES

1-1. Le radiomètre Barringer

Le radiomètre Barringer ou HHRR (Hand-Held Ratioing Radiometer) est un instrument électro-optique qui permet de mesurer l'énergie réfléchie par une cible donnée. Ce radiomètre a été développé par l'Institut de Technologie de Californie pour l'utiliser dans les applications des sciences de la terre, telles que l'identification des roches et des minéraux sur le terrain (Figure 30). Il est commercialisé par Barringer, une fondation de recherche de l'Institut de Californie (Gladwell et al., 1983 ; Whitney et al., 1983 ; Kahle, 1984).



Figure 30. Photographie du radiomètre Barringer

Les spécifications de ce radiomètre sont les suivantes.

- Il couvre le domaine spectral du visible au moyen infrarouge $(0,4-2,5 \,\mu\text{m})$. Des possibilités d'extension de la bande spectrale de 0,3 à 3,5 μ m existent.
- Il est équipé de deux barillets comprenant chacun un système de rotation de 5 filtres. Les filtres sont choisis par l'utilisateur selon ses besoins. Nous avons utilisé pour notre radiomètre les filtres correspondants aux canaux de mesure de la réflectivité de Landsat TM, SPOT multispectral et SPOT panchromatique (Tableau XI); Le canal SPOT Panchromatique ne sera pas exploité au cours de ce travail.
- La source de lumière est fournie par les radiations solaires ou par une lumière artificielle ; dans notre cas, il s'agit de la lumière solaire.
- Le champs de vision est de 12°.
- La mesure peut être effectuée dans une gamme de température ambiante de 5°C à 40°C. Cette température maximale peut être atteinte dans les régions sahéliennes à certaines heures de la journée.

Les mesures de la réflectance peuvent se faire de deux manières différentes : soit par méthode de rapport de deux canaux (ratio) ; soit par mesure de la réflectance pour chaque canal séparément. Dans nos études, nous avons utilisé la deuxième méthode de mesure.

La réflectance de l'échantillon étudié, mesurée dans chaque canal, est normalisée par rapport à la réflectance d'une cible standard à réflexion presque totale. La cible utilisée est en spectralon commercialisée par la société LABSPHERE (USA). La réflectance retenue est donnée par l'équation suivante :

Réflectance (%) = $\frac{\text{Réflectance mesurée au sol}}{\text{Réflectance de la cible standard}} \times 100$

		BARRINGER	
Barillets	Filtre	Canal	Longueur d'onde (µm)
	1	TM1	0,45-0,52
	2	TM2	0,52-0,6
1	3	TM3	0,63-0,69
	4	TM4	0,76-0,9
	5	TM5	1,55-1,75
	1	XSI	0,5-0,59
	2	XS2	0,61-0,68
2	3	XS3	0,79-0,89
	4	Panchromatique	0,51-0,73
	5	TM7	2,1-2,35

Tableau XI. Les bandes spectrales des canaux du radiomètre Barringer

1-2. Le radiomètre Cimel

Le radiomètre Cimel CE310 (Figure 31) est un radiomètre de terrain qui a été conçu par Guyot et al. (1984). Il permet de mesurer la réflectance d'une cible dans les mêmes bandes spectrales que le satellite SPOT (Tableau XII).

Il est constitué de deux têtes séparées à trois canaux chacune. Une tête de mesure de la luminance est destinée à viser le sol et une tête de mesure d'éclairement vise vers le ciel. Un boîtier ou "central d'acquisition", relié par câbles, permet une lecture directe par relevés manuels ou sur cartouche avec un coffret spécial (Mougenot, 1988).



Figure 31. Photographie du radiomètre Cimel

Les caractéristiques de ce radiomètre sont les suivantes :

- un champ de visé de 12°;
- la stabilité de son étalonnage ;
- la possibilité d'effectuer des mesures simultanées sur trois canaux en luminance, éclairement ou facteur de réflectance.

La réflectance retenue est celle donnée directement par le boîtier de mesure. Elle correspond à la valeur du rapport luminance sur éclairement.

Tableau XII. Les bandes spectrales des canaux du radiomètre Cimel

	CIMEL
Canal	Longueur d'onde (µm)
XS1	0,5-0,59
XS2	0,6-0,69
XS3	0,79-0,9

2 - CONDITIONS DE MESURE

Les conditions expérimentales sur le terrain étaient les suivantes :

- radiomètre placé en visée verticale à 1 m du sol ;
- surface de mesure de 40×30 cm² maximum ;
- mesures réalisées sous un ciel clair entre 9h et 16h heure locale ;
- le radiomètre a été maintenu en direction des rayons du soleil afin d'éviter l'effet de l'ombre par le trépied qui sert de support ;
- les mesures ont été effectuées sur des surfaces naturelles : état originel de patine et de rugosité.

Des mesures spectrales ont été acquises pour les principaux états de surface caractéristiques du site de Banizoumbou. Pour chaque état de surface que nous avons étudié :

- une seule mesure a été réalisée avec le radiomètre Barringer dans les dix canaux et à l'endroit même du prélèvement de l'échantillon ramené au laboratoire ;
- dix mesures ont été réalisées à l'aide du radiomètre Cimel sur un profil de 20 m avec un pas de 2 m.

II - RAPPELS BIBLIOGRAPHIQUES

1 - LES PROPRIÉTÉS SPECTRALES DES CANAUX SPOT ET LANDSAT TM

Chacun des canaux SPOT (XS1, XS2 et XS3) et Landsat TM (TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 et TM7) aide à l'identification des objets caractérisés par des propriétés spectrales typiques du domaine optique que le canal encadre. Les propriétés spécifiques de chaque canal utilisé, par rapport aux constituants des sols étudiés, peuvent être résumées très schématiquement de la manière suivante (Figure 32).

- Le canal TM1 (bleu) est sensible aux petites longueurs d'onde. Il permet de distinguer les sols contenant du fer trivalent (Fe^{3+}), élément chimique présent dans les oxy-hydroxydes de fer tels que l'hématite (Fe_2O_3) et la goethite (FeOOH).

- Les canaux TM2 et XS1 (vert) permettent, également, la détection des minéraux à oxy-hydroxyde de fer.
- Les canaux TM3 et XS2 (rouge) sont aussi sensibles à l'abondance des minéraux contenant du fer trivalent.
- Les canaux TM4 et XS3 (proche infrarouge) correspondent à la réflectance maximale de la végétation. Les objets minéraux peuvent présenter des pics d'absorptions dus aux transitions du réseau cristallin.
- Le canal TM5 (moyen infrarouge) est neutre par rapport aux sols et à la végétation. La limite inférieure de ce canal est voisine du niveau d'absorption de l'eau aux alentours de 1,4 μm. Donc les variations, qu'on peut enregistrer au niveau du TM5 dépendent surtout de l'humidité des objets détectés.
- Le canal TM7 (moyen infrarouge) correspond à une réflectance des objets minéraux plus importante que celle de la végétation. Cette bande permet la discrimination des objets minéraux contenant la liaison chimique Al-OH⁻. Cette liaison présente des pics d'absorption vers 2,2 μ m et 2,3 μ m, ce qui a pour effet la diminution de la réflectance des minéraux hydratés tels que la kaolinite et la gibbsite. La présence d'un pic d'absorption de l'eau libre (H₂O) vers 1,9 μ m peut être marquée par une baisse de la réflectance sur le TM7.



Figure 32. Localisation des bandes spectrales correspondant aux canaux SPOT multispectral et Landsat TM au niveau d'un spectre continu

2 - INDICES RADIOMÉTRIQUES

Les indices radiométriques sont en général développés sous forme de rapport simple de deux canaux (Cx/Cy) ou de rapport normalisé (Cy-Cx/Cy+Cx). L'analyse spectrale par le moyen des indices radiométriques est une méthode classique et efficace. Elle permet la détection des objets par la différence de leurs réponses spectrales enregistrées dans les différents canaux (Conradsen et Harpoth, 1984 ; Fraser et Green, 1987 ; Drury et Hunt, 1989 ; Frazier et Cheng, 1989 ; Fraser, 1991 ; Ramasamy et al., 1993).

Dans ce mémoire, au chapitre 4, deux indices empiriques ont été utilisés pour trouver une relation quantitative entre la réponse spectrale des sols et leurs composants minéralogiques.

- Dans le domaine spectral du visible, l'Indice de Rougeur a été utilisé pour quantifier la teneur en hématite des sols.
- Dans le moyen infrarouge, le rapport 1615/2200 nm a été utilisé pour quantifier la teneur en kaolinite.

Ces deux indices ont été adaptés aux données des canaux SPOT multispectral et Landsat TM, afin d'établir des corrélations quantitatives entre les composants minéralogiques des sols et les données radiométriques enregistrées au niveau des canaux des radiomètres portables ou bien des capteurs embarqués sur des avions ou des satellites.

Dans ce chapitre, d'autres indices radiométriques vont être utilisés, tels que l'Indice de Couleur et l'Indice de Brillance.

2-1. Indice de Rougeur (IR)

L'Indice de Rougeur, développé à partir des données colorimétriques (chapitre 4), a été adapté aux données radiométriques des canaux SPOT multispectral (Pouget et al., 1990) et Landsat TM (Madeira, 1993). Les équations sont les suivantes :

$$IR_{SPOT} = \frac{(XS_2)^2}{(XS_1)^3}$$
 (Pouget et al., 1990)

$$IR_{TM} = \frac{(TM_3)^2}{TM_1 \times (TM_2)^3}$$
 (Madeira, 1993)

Dans le but de réaliser des comparaisons entre les valeurs IR_{TM} et IR_{SPOT} , l'équation de IR_{TM} (Madeira, 1993) a été ajustée pour présenter le même poids que IR_{SPOT} . L'équation de IR_{TM} qui a été utilisée au cours de ce travail est la suivante :

$$IR_{TM} = \frac{(TM_3)^2}{TM_1 \times (TM_2)^2}$$
 (Houssa et al., 1995)

2-2. Le rapport TM5/TM7

Les minéraux d'altération à groupements hydroxyle OH⁻, comme la kaolinite, sont identifiés dans le domaine spectral du moyen infrarouge 1,1-2,5 μ m (Hunt, 1979). Les canaux correspondant à cette bande de longueur d'onde sont TM5 (1,55-1,75 μ m) et TM7 (2,1-2,35 μ m).

Plusieurs auteurs ont utilisé ces deux canaux sous forme de rapport (TM5/TM7) ou de différence normalisée (TM5-TM7/TM5+TM7) pour identifier les silicates et les alumino-

silicates à groupements hydroxyles (Elvidge et Lyon, 1985 ; Drury et Hunt, 1989 ; Nash et Wright, 1994).

Dans le présent travail, et en liaison avec le rapport 1615/2200 nm utilisé au cours de l'étude des mesures spectrophotométriques de laboratoire, nous avons utilisé le rapport TM5/TM7. L'objectif est de pouvoir réaliser par la suite une comparaison entre les données spectrophotométriques de laboratoire et les données radiométriques de terrain.

2-3. Indice de Couleur (IC)

La couleur d'un sol dépend de sa composition minéralogique et de sa texture. La présence dans le sol, en quantité variable, d'hématite et de goethite produit une gamme de couleur qui varie entre le jaune et le rouge (Soileau et Mc Cracken, 1967 ; Davey et al., 1975 ; Bigham et al.,1978). L'Indice de Couleur calculé à partir des canaux du visible, le vert et le rouge, montre une corrélation positive avec la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer des sols (Escadafal et Pouget, 1989 ; Pouget et al., 1990 ; Escadafal et Huete, 1991 ; Madeira, 1993 ; Escadafal et al., 1994). Les équations sont les suivantes :

$$IC_{SPOT} = \frac{XS_2 - XS_1}{XS_2 + XS_1}$$

$$IC_{TM} = \frac{TM_3 - TM_2}{TM_3 + TM_2}$$

La relation entre l'Indice de Couleur et la teneur totale en oxy-hydroxydes de fer peut être perturbée par deux facteurs :

- une teneur élevée en matière organique ou en argile ;

- un taux d'humidité élevé.

Des variations de ces deux facteurs affectent fortement la couleur des sols et par conséquent les valeurs de l'Indice de Couleur (Frazier et Cheng, 1989; Bedidi et al., 1992).

2-4. Indice de Brillance (IB)

L'Indice de Brillance est un indice très classique qui est le plus souvent utilisé pour distinguer les différents types des sols selon leur taux de brillance. Ces indices sont calculés avec les équations suivants :

$$IB_{TM} = \sqrt{(TM_2^2 + TM_3^2 + TM_4^2)/3}$$
$$IB_{SPOT} = \sqrt{(XS_1^2 + XS_2^2 + XS_3^2)/3}$$

Dans le cas des mesures radiométriques réalisées après une période de pluie, l'Indice de Brillance permet de mettre en évidence le degré d'humidification d'un sol (Saint et al., 1981). En effet, les sols à texture sableuse, caractérisés par un taux de drainage élevé, présentent les valeurs d'Indice de Brillance les plus fortes. Par contre, les sols à texture argileuse, dont la capacité de rétention est plus élevée, présentent les valeurs d'Indice de Brillance les plus faibles.

III - RESULTATS ET DISCUSSION

A - INTERPRETATION QUALITATIVE DE LA SIGNATURE SPECTRALE DES SOLS

De la même manière que les mesures spectrophotométriques de laboratoire, les mesures radiométriques de terrain ont permis d'établir cinq types de signatures spectrales caractéristiques des principaux types de sols du degré carré de Niamey : les cuirasses avec et sans gibbsite, les formations sableuses, les sols ferrugineux avec matière organique et les sols ferrugineux pauvres en matière organique (Figure 33).

Les signatures spectrales qui seront discutées dans ce paragraphe sont celles qui correspondent aux canaux Landsat TM, car ils couvrent tout le domaine spectral étudié (400-2400 nm).



Figure 33. Signatures spectrales caractéristiques des principaux types de sols du site de Banizoumbou mesurées par radiomètres de terrain. 1 : cuirasse avec gibbsite (G2);
2 : cuirasse sans gibbsite (G1); 3 : sol sableux (SEB1); 4 : sol ferrugineux pauvres en matière organique (DEC); 5 : sol ferrugineux avec matière organique (C11).

Pour l'ensemble des signatures spectrales, la forme de la courbe varie surtout dans le domaine du visible et proche infrarouge. En revanche, dans le domaine du moyen infrarouge, toutes les courbes présentent une baisse de l'intensité de la réflectance pour le canal TM7. Cette baisse est due au phénomène d'absorption introduit par l'ion OH⁻ de la kaolinite. Le taux d'absorption augmente avec la teneur en kaolinite des sols.

Les variations de la forme observées dans le visible et le proche infrarouge sont les suivantes.

- La courbe 1 : correspond à la réponse spectrale de l'échantillon G2 (47,1 % de kaolinite, 40 % de goethite, 3,8 % de gibbsite et 0,02 % d'hématite). Elle est représentative des sols cuirassés contenant de la gibbsite. Cette courbe ne présente pas de variation spectrale entre TM1 et TM2 à cause de la faible teneur en hématite. En revanche, une très légère concavité vers le bas s'observe vers TM3 due à la forte teneur en goethite.

- La courbe 2: : correspond à l'échantillon G1 (47 % de goethite, 36 % de kaolinite, 8 % de quartz et 6 % d'hématite). Elle représente la signature spectrale des cuirasses sans gibbsite. Cette courbe est légèrement concave dans le visible, convexe dans le proche infrarouge. La forme concave, entre TM1 et TM3, est due aux phénomènes d'absorption attribués à la présence d'hématite et de goethite dans le sol (Sherman et Waite, 1985).

- La courbe 3 : correspond à l'échantillon SEB1 (93,78 % de quartz, 4,6 % de kaolinite, 0,3 % de goethite et 0,22 % d'hématite). Elle représente la signature spectrale des formations sableuses. La forme de la courbe est rectiligne croissante dans tout le domaine du visible et proche infrarouge et le taux de réflexion est élevé. Ceci est dû à la prédominance du quartz, élément minéralogique sans variation spectrale importante dans ce domaine optique (Hunt et al., 1971).

- Les courbes 4 et 5 : représentent respectivement les sols ferrugineux pauvres en matière organique et les sols ferrugineux avec matière organique.

* La courbe 4 : correspond à l'échantillon DEC (75,32 % de quartz, 18,23 % de kaolinite, 1,49 % de goethite, 1,16 % d'hématite et 0,5 % de carbone organique). Elle est caractérisée par une forme légèrement concave dans le visible, convexe dans le proche infrarouge. Cette forme marque la présence d'hématite et de goethite dans ce type de sols.

* La courbe 5 : correspond à l'échantillon CI1 (71,7 % de quartz, 17 % de kaolinite, 2,62 % de goethite, 2,13 % d'hématite et 2,17 % de carbone organique). Cette courbe est rectiligne croissante dans le visible, très légèrement concave vers le haut dans le proche infrarouge. L'absence de forme concave entre TM1, TM2 et TM3, malgré la présence d'hématite en teneur relativement élevée, s'explique par l'effet de la matière organique qui masque les pics d'absorption des oxydes de fer.

Ces résultats sont en accord avec les travaux d'autres auteurs qui ont travaillés dans des zones climatiques tempérées, arides et semi-arides (Bigham et al., 1978; Price, 1990; Fraser, 1991).

B - INFLUENCE DE L'HUMIDITE SUR LA REPONSE SPECTRALE DES SOLS

La figure 34a montre une comparaison entre les réponses spectrales acquises à la fin de la saison des pluies (septembre 1992) et pendant la saison sèche (décembre 1993). On remarque que :

> - pour les formations sableuses, la réflectance mesurée à la fin de la saison humide est beaucoup plus faible que celle mesurée durant la saison sèche. La différence

de réflectance entre les deux saisons est élevée et homothétique dans tout le domaine spectral du visible au moyen infrarouge (Figure 34b) ;

- pour les sols ferrugineux, les réflectances mesurées durant les deux saisons humides et sèche sont très voisines. La différence du taux de réflectance est faible et non homothétique dans tout le domaine spectral du visible au moyen infrarouge (Figure 34b).

La différence de comportement, vis à vis de l'humidité, entre les formations sableuses et les sols ferrugineux peut être expliquée par le fait que les sols ferrugineux sont plus riches que les sols sableux en minéraux d'altération, tels que les oxy-hydroxydes de fer et les minéraux à hydroxyles. La présence de ces minéraux dans les sols entraîne des phénomènes d'absorption qui font que d'après Bedidi et al. (1992), l'effet de l'humidité sur les sols n'est pas homothétique dans tout le domaine spectral optique.

La différence de réflectance entre la saison humide et la saison sèche, élevée pour les sols sableux et faible pour les sols ferrugineux, peut s'expliquer par une différence de drainage entre les deux types de sols. D'après Rognon (1994), le phénomène d'assèchements successifs dans la région du Sahel a entraîné une diminution de la capacité de drainage des sols riches en argiles. Ainsi dans les formations sableuses, l'extraction de l'eau reste beaucoup plus facile que dans les sols riches en argiles.



Figure 34. Effet de l'humidité sur la signature spectrale des sols. a : Comparaison des réponses spectrales pendant la saison des pluies et la saison sèche. b : différence de la réflectance des sols entre la saison sèche et la saison des pluies

C - INTERPRETATION QUANTITATIVE DES MESURES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN

Nous allons étudier, dans ce qui suit, la relation entre les indices radiométriques et la composition minéralogique des sols, ainsi que l'effet de la composition granulométrique sur les valeurs des indices radiométriques. Par la suite, nous allons suivre les variations des valeurs des indices radiométriques en fonction du degré d'altération des sols (Houssa et al., 1995).

1 - ÉTUDE DES RELATIONS ENTRE LES INDICES RADIOMÉTRIQUES, LES PROPRIÉTÉS MINÉRALOGIQUES ET LA COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE DES SOLS

Les données qui seront traitées ici sont celles correspondant aux mesures réalisées durant la saison sèche. En effet, les mesures acquises à la fin de la saison des pluies sont incomplètes car elles ne couvrent pas toutes les situations topographiques de la zone de Banizoumbou, en raison de la présence d'eau libre sur les versants et dans les bas-fond. Les échantillons correspondant à ces mesures de saison sèche sont : G1, CG2, DEC, RUIS, DES1, CI1, EOL1, ERO, SEB1 et SER1. Tous les états de surface sont représentés, excepté la termitière dissoute (TD).

Les valeurs des mesures acquises, durant la saison sèche, par les radiomètres Barringer et Cimel sont présentées dans les tableaux I et II, annexe 1.

1-1. Indice de Rougeur (IR)

Comme pour les données spectrophotométriques de laboratoire, le diagramme binaire entre la teneur en hématite et IR, calculé à partir des mesures radiométriques de terrain, montre deux ensembles de points bien distincts (Figure 35). Ce phénomène est vrai pour les mesures réalisées avec les deux radiomètres Barringer et Cimel.



Figure 35. Relation entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite pour l'ensemble des sols de Banizoumbou

Les sols à teneur en hématite supérieure à 1 %, c'est à dire entre 1 et 6 %, présentent une forte corrélation entre IR et la teneur en hématite, r = 0.93 à 0.99 (Figure 36).



Figure 36. Relation entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite pour les sols contenant plus de 1 % d'hématite

Les sols à teneur en hématite inférieure à 1 % montrent une faible corrélation, r = 0,19 à 0,23 (Figure 37). On a vu précédemment que les valeurs de IR et la faible corrélation de ce dernier avec la teneur en hématite devaient pouvoir s'expliquer par l'effet de la composition granulométrique (chapitre 4). C'est pourquoi, pour analyser le comportement des sols contenant moins de 1 % d'hématite, nous avons séparé les échantillons suivant leur type de texture : sols sableux et sols argilo-sableux.



Figure 37. Relation entre l'Indice de Rougeur et la teneur en hématite des sols contenant moins de 1 % d'hématite

* Les sols sableux (EOL1, ERO, SEB1 et SER1). Les sols sableux présentent de très faibles teneurs en hématite (< 0,5 %). Cependant, les valeurs de leur Indice de Rougeur sont élevées ; elles sont proches de celles des sols de cuirasse contenant entre 5 et 6 % d'hématite.

L'échantillon de sable blanc SEB1 présente la plus faible valeur de IR. Elle est liée à sa composition granulométrique très fine (Tableau XIII). Ce résultat est conforme au phénomène d'augmentation de la réflexion diffuse en fonction de la diminution de la taille des particules (Bigham et al., 1978 ; Barron et Torrent, 1986 ; Crowley et Vergo, 1988).

L'échantillon de sable éolien EOL1 présente la valeur la plus élevée de IR. Cependant, il contient, en comparaison avec les échantillons des sols d'érosion ERO et de sable rouge SER1, une quantité plus élevée de particules fines (50-250 mm) et devrait avoir un IR plus faible. Ce résultat peut être expliqué par le fait que l'échantillon EOL1 contient aussi des particules supérieures à 2 mm. La présence des particules de taille supérieure à 2 mm, même en très faible quantité (0,3 %), entraîne une augmentation de la rugosité de la surface qui produit une diminution générale de la réflectance. Ce phénomène conduit alors à des valeurs d'Indice de Rougeur élevées.

Pour ces formations sableuses, il semble que les valeurs de IR soient contrôlées par la taille des particules. S'il en est ainsi, l'Indice de Rougeur n'est pas toujours utilisable pour l'estimation de la teneur des sols en hématite. Ces résultats confirment ceux obtenus par les mesures spectrophotométriques de laboratoire et différent des résultats des travaux de Pouget et al. (1990). Ces auteurs ont montré que pour des sols à texture sableuse d'une région aride, l'Indice de Rougeur est très corrélé avec la teneur en hématite même s'il existe en très faible quantité. La différence est peut être à chercher dans une différence de zones climatiques qui entraîne une différence de type de sols.

 Tableau XIII. Les valeurs d'Indice de Rougeur (IR*100) et la composition granulométrique des sols sableux ayant moins de 1 % d'hématite.

	Con	nposition	granulo	métrique (%) Barringer			Cimel		
	< 50 µm	50-250 μm	250-500 μm	500- 2000 μm	> 2 mm	% Hématite	IR _{TM}	IR _{SPOTb}	IR _{SPOTc}
EOL1	5,7	48,2	42,0	3,8	0,3	0,42	39,0	16,5	20,5
ÉR()	8,0	34,0	46,0	12,0	-	0,34	30,0	15.0	12.4
SEB1	9,0	60,4	29,5	1,1	-	0,22	14,0	6,0	6,4
SER1	3,0	31,6	60,7	4,7		0,4	29,0	13,5	17.6

* Les sols ferrugineux (DES1 et RUIS). Les deux échantillons DES1 et RUIS présentent à peu près la même teneur en hématite (0,8 %) et la même distribution de la taille des particules. Cependant, la valeur de IR de DES1 est nettement supérieure à celle de RUIS (Tableau XIV). Ce résultat est peut être à mettre en rapport avec la plus grande richesse en kaolinite de l'échantillon DES1 par rapport à l'échantillon RUIS. Plusieurs auteurs ont en effet montré que, a teneur égale en oxy-hydroxyde de fer, la couleur des sols pourrait être modifiée par l'abondance de l'argile (Escadafal, 1993 ; Frazier et Cheng, 1989).

 Tableau XIV. Les valeurs d'Indice de Rougeur (IR*100) et la composition granulométrique des sols ferrugineux contenant moins de 1 % d'hématite

	% gra	Composition nulométriq	on uc			Barr	inger	Cimel
	< 50 µm	50-2000µm	> 2 mm	% Hématite	% Kaolinite	IRTM	IRSPOTh	IRSPOTC
DES1	26	73,0	1	0,76	17,72	28,5	12,0	21.1
RUIS	23,5	75,5	1	0,83	12,40	10,3	6.0	8.3

1-2. Indice de Couleur (IC)

La figure 38 montre le diagramme binaire entre IC et la teneur totale en oxy-hydroxydes de fer des différents types de sols. Il n'existe aucune corrélation significative pour les mesures acquises, dans les conditions normales de la surface, par les deux radiomètres. Les variations

minéralogiques ne guident pas celles de l'Indice de Couleur. On peut chercher si la granulométrie est un paramètre déterminant. Pour cela, nous avons considéré les sols selon les différents types de texture granulométrique sableuse et argilo-sableuse.



Figure 38. Diagramme binaire entre l'Indice de Couleur et la teneur totale en oxy-hydroxydes de fer pour l'ensemble des sols de Banizoumbou

* Les sols sableux (EOL1, ERO, SEB1 et SER1). La relation entre IC et la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer montre une corrélation croissante élevée. Le coefficient de corrélation est r = 0.94 à 0.98 (Figure 39). Ces résultats sont conformes aux travaux réalisés sous climat semi-aride ou tropical humide (Pouget et al., 1990; Madeira, 1993).

De plus, si on se rapporte au tableau XIII, on remarque que l'ordre des IC croissant sur la figure 39 est le même que celui de la taille des grains (SEB1-ERO-SER1-EOL1). Le paramètre IC est donc également contrôlé par la granulométrie.



Figure 39. Relation entre l'Indice de Couleur et la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer pour les sols sableux

* Les sols ferrugineux (DEC, RUIS, DES1 et CI1). Contrairement aux sols sableux, les sols ferrugineux présentent une faible corrélation entre IC et la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer, r = 0.35 à 0.54 (Figure 40). Ceci est due à l'interaction complexe entre les propriétés

minéralogiques, la teneur en matière organique et la composition granulométrique des sols. Ces paramètres agissent tous plus ou moins sur l'Indice de Couleur. Les quelques observations ci-dessous illustrent cette complexité (Tableau XV).



Figure 40. Relation entre l'Indice de Couleur et la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer des sols ferrugineux

Les échantillons DES1 et DEC présentent, à peu près, la même teneur en kaolinite (18 %). En comparaison avec le sol à croûte de décantation (DEC), le sol à croûte de dessiccation (DES1) montre, malgré sa faible teneur en oxy-hydroxyde de fer, une valeur élevée de IC. Ceci est peut être lié à sa plus faible teneur en particules de taille inférieure à 50 μ m.

L'échantillon RUIS, représentatif de la croûte de ruissellement, présente la plus faible valeur de IC. Elle peut résulter de teneur en kaolinite relativement faible, par rapport aux autres types de sols ferrugineux.

L'échantillon CI1, prélevé au fond d'une mare, montre une faible valeur de IC malgré sa teneur élevée en oxy-hydroxyde de fer. Ce résultat peut s'expliquer par sa texture limoneuse (86% de particules < 50 μ m) ou sa teneur élevée en matière organique (2,17 %).

Tableau XV. Comparaison des valeurs d'Indice de Couleur ($IC \times 100$), de la composition granulométrique, de la teneur en oxy-hydroxyde de fer (H+G) et de la kaolinite des sols ferrugineux

	% Composition granulométrique					Barr	inger	Cimel
	< 50 µm	50-2000 μm	> 2 mm	% (H + G)	% Kaolinite	ICTM	ICSPOTh	ICSPOTC
DES1	26	73	1	1,8	17.72	28.0	23.0	33,3
DEC	38	61	1	2.65	18.23	14.0	21.5	20,0
RUIS	23,5	75,5	1	2,03	12,40	12.0	12.0	17,7
CII	86	14	-	4,75	17.0	15.0	23,0	17,4

1-3. Le rapport TM5/TM7

Le rapport TM5/TM7 est, comme on l'a vu un marqueur possible de la kaolinite. Cependant la corrélation entre le rapport TM5/TM7 et la teneur des sols en kaolinite est faible (r=0,46). Mais, le diagramme binaire entre ces deux paramètres fait bien ressortir la distribution de la kaolinite en trois classes distinctes. Ces classes correspondent aux trois groupes majeurs des sols caractéristiques de la zone d'étude (Figure 41).

- La classe 1, à teneur en kaolinite supérieure à 20 %, correspond aux sols de cuirasse à texture gravillonnaire.
- La classe 2, à teneur en kaolinite compris entre 10 et 20 %, correspond aux sols ferrugineux à texture argilo-sableuse ou limoneuse.
- La classe 3, à teneur en kaolinite inférieure à 10 %, correspond aux formations sableuses à texture sableuse.



Figure 41. Diagramme binaire entre le rapport TM5/TM7 et la teneur en kaolinite

Les sols de cuirasse montrent une augmentation des valeurs de TM5/TM7 en fonction de la teneur en kaolinite et de la taille des particules (Tableau XVI).

Pour les formation sableuses, SEB1 et SER1 présentent la même valeur de TM5/TM7 liée à leur teneur en kaolinite presque identique. Le sol EOL1 présente une valeur TM5/TM7 plus élevée qui peut être due à sa teneur en kaolinite légèrement plus élevée et aussi à son hétérogénéité granulométrique.

Pour les sols ferrugineux, la surface du sol à croûte de dessication DES1 montre la valeur la plus élevée de TM5/TM7 qui peut être due à sa granulométrie grossière. Le sol du fond de la mare CI1 présente la plus faible valeur du rapport TM5/TM7. Ceci est peut être due à sa composition granulométrique très fine (86 % de particules < 50 μ m) ou à sa teneur élevée en matière organique (2,17 %).

Comme pour l'Indice de Texture (TM5-TM7/TM5+TM7) utilisé par Madeira (1993), le rapport TM5/TM7 semble permettre la discrimination des sols suivant leurs granulométries. On peut noter également que si on considère séparément les sols sableux et les sols cuirassés, TM5/TM7 croit avec la teneur en kaolinite.

		Compositi	on granulome	étrique (%)	Kaolinite	
Type de sol	Echantillons	< 50 µm	50-2000 μm	> 2 mm	(%)	TM5/TM7
Cuirasse	G1		-	100	36,0	147,5
	CG2	9,0	42,0	49,0	25,32	106,0
	EOL1	5,7	94,0	0,3	5,57	116,6
Sols sableux	ERO	8,0	92,0	-	4,30	126,2
	SEB1	9,0	91,0	-	4,6	113,0
	SER1	3,0	97,0	-	4,30	113,0
	DES1	26,0	73,0	1,0	17,72	135,9
Sols	DEC	38,0	61,0	1,0	18,23	127,7
ferrugineux	RUIS	23,5	75,5	1,0	12,40	114,2
	CI1	86,0	14,0	-	17,0	105,6

Tableau XVI. Comparaison des valeurs du rapport "TM5/TM7 × 100" et de la teneur en kaolinite des sols de la zone de Banizoumbou

1-4. Indice de Brillance (IB)

Le quartz est un minéral souvent blanc qui donne aux sols qui le contiennent un taux de brillance élevé. Le diagramme établis, pour l'ensemble des 10 échantillons, entre l'Indice de Brillance et la teneur en quartz montre une corrélation très significative avec r = 0,79 à 0,89 (Figure 42).



Figure 42. Relation entre l'Indice de Brillance et la teneur en quartz des sols du site de Banizoumbou

Les sols de cuirasse (G1 et CG2) présentent les valeurs de IB les plus faibles. Elles sont dues aux faibles teneurs en quartz et très probablement à leur texture gravillonnaire (Tableau XVII).

Les sols sableux (EOL1, ERO, SEB1 et SER1) présentent, à peu près la même quantité de quartz. Cependant, les valeurs de IB sont très différentes. L'échantillon SEB1, représentatif des sables blancs, montre la valeur de IB la plus élevée. Elle est liée à la granulométrie très fine de l'échantillon (Tableau XVII). L'échantillon ERO, représentatif de la croûte d'érosion, présente la valeur la plus faible de IB. Cela est peut être due à la présence dans cette croûte d'algues microscopiques, en surface, qui lui donnent une teinte noirâtre, ce qui fait baisser le taux de réflectance de cet état de surface.

Pour les sols ferrugineux, la croûte RUIS présente en comparaison avec DEC la valeur la plus faible de IB malgré sa teneur la plus élevée en quartz. Ceci peut être lié à sa granulométrie plus grossière.

On peut conclure que pour un ensemble de sols de compositions granulométriques différentes, malgré la corrélation significative entre l'Indice de Brillance et la teneur en quartz, le paramètre granulométrie peut introduire des modifications non négligeables au niveau de l'information apportée par cet indice.

	• C	ompositio	n granulor	nétrique (^e	%)		Barringer		
	< 50 µm	50-250 μm	250-500 μm	500-2000 μm	> 2 mm	% Quartz	IB _{TM}	IB _{SPOTb}	IB _{SPOTc}
G1	-	-	-	•	100	8,0	15,0	17,4	17,2
CG2	9	20	10	12	49	51,63	21,0	23,0	24,2
EOL1	5,7	48,2	42,0	3,8	0,3	92,31	33,3	34,0	39,2
ERO	8,0	34,0	46,0	12,0	-	92,80	29,0	34,6	34,2
SEB1	9,0	60,4	29,5	1,1	-	93,78	51,5	47,5	47,7
SER1	3,0	31,6	60,7	4,7	-	93,5	40,0		39,5
DES1	26	52,7	16,3	4,0	1	78,66	34,0	33,0	36,6
DEC	38	39,7	14,3	7,0	1	75,32	34,0	36,4	34,7
RUIS	23,5	45,3	19,2	11	1	83,93	32,0	33,5	33.2
CII	86.0	14.0		_		717	27.8	34 5	201

 Tableau XVII. Comparaison des valeurs de l'Indice de Brillance (IB) avec la teneur en quartz et la composition granulométrique des sols étudiés

2 - RELATION DES INDICES RADIOMÉTRIQUES AVEC LE DEGRÉ D'ALTÉRATION DES SOLS

Dans ce paragraphe, nous étudions les variations des indices radiométriques (IR, IC, IB et TM5/TM7) et de l'indice d'altération Ri, calculées à partir de l'équation présentée au chapitre 3.

$$Ri = \frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$$

Cette comparaison est effectuée sur les échantillons de saison sèche sélectionnés précédemment.

La relation entre IR et Ri montre, pour les sols contenant plus de 1 % d'hématite, une forte corrélation négative avec r = -0.97 à -0.98 (Figure 43). Cette corrélation est indépendante de la texture des sols. En revanche, pour les sols contenant moins de 1% d'hématite, la loi précédente reste valable uniquement si on considère séparément les sols ferrugineux à texture argilo-sableuse et les sables éoliens à texture sableuse. Le Tableau XVIII montre que pour les sols sableux, comme pour les sols ferrugineux, l'indice d'altération décroît avec l'augmentation de l'Indice de Rougeur.

Chap. 5



Figure 43. Relation entre l'Indice de Rougeur et l'indice d'altération des sols contenant plus de 1% d'hématite

Tableau XVIII. Comparaison des valeurs d'Indice de Rougeur et de l'indice d'altération Ri.

			Barı	ringer	Cimel	
Type de sol	Texture	Echantillons	IR _{TM}	IRSPOTH	IRSPOTC	Ri
		EOL1	39,0	16,5	20,5	56.86
Sols sableux	sableuse	ERO	30,0	15,0	12,4	75,09
		SEB1	14,0	6,0	6,4	76,95
		SER1	29,0	13,5	17,6	73,46
Sols	argilo-sableuse	DES1	28,5	12,0	20,1	18.27
ferrugineux	_	RUIS	10,3	6,0	8,3	24,95

Le diagramme binaire entre Ri et les autres indices radiométriques IC, IB et TM5/TM7 permet de distinguer les trois groupes majeurs des sols de la zone d'étude (Figure 44). Les cuirasses, très altérées, correspondent à un indice d'altération très faible (0 à 10). Les sols ferrugineux, moyennement altérés, ont un indice d'altération faible, compris entre 10 et 30. Les sols sableux, peu altérés, ont un indice d'altération fort, compris entre 60 et 80.



Figure 44 . Diagramme binaire entre l'indice d'altération Ri et a) l'Indice de Brillance, b) l'Indice de Couleur, c) le rapport TM5/TM7.

▲ Sols cuirassés ■ Sols ferrugineux ● Sols sableux

IV - CONCLUSIONS

Les mesures radiométriques de terrain ont permis de confirmer et de détailler le rôle important de la composition granulométrique sur la réponse spectrale des sols. Il apparaît en effet que, dans les conditions naturelles de rugosité de la surface, la signature spectrale des sols est contrôlée aussi bien par ses propriétés minéralogiques que par sa composition granulométrique.

Pour les sols contenant plus de 1 % d'hématite, l'Indice de Rougeur présente une corrélation positive avec l'abondance de ce minéral. Par contre, pour les sols contenant moins de 1% d'hématite, les valeurs de l'Indice de Rougeur sont fortement contrôlées par la composition granulométrique. Ces résultats confirment ceux trouvés à partir des mesures spectrophotométriques de laboratoire.

Pour les sols cuirassés caractérisés par des fortes teneurs en kaolinite et oxy-hydroxydes de fer, les différents indices radiométriques calculés (IR, IC et TM5/TM7) présentent des corrélations importantes avec les minéraux d'altération.

Pour les sols sableux pauvres en minéraux d'altération, les valeurs d'Indice de Rougeur, d'Indice de Couleur et du rapport TM5/TM7 croissent avec l'augmentation de la taille des particules et de l'hétérogénéité granulométrique.

Pour les sols ferrugineux, à texture argilo-sableuse, il est difficile d'établir une corrélation entre les indices radiométriques (Indice de Rougeur, Indice de Couleur et le rapport TM5/TM7) et l'abondance en minéraux d'altération. La cause en est l'interaction complexe entre la teneur en oxy-hydroxydes de fer, la teneur en kaolinite et la composition granulométrique.

CHAPITRE 6

COMPARAISON ENTRE LES MESURES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN ET LES DONNES SPECTROPHOTOMETRIQUES DE LABORATOIRE

Comme nous l'avons vu au chapitre 5, les mesures radiométriques de terrain permettent d'étudier la réponse spectrale des sols en place, tel que le satellite peut les observer. Ces mesures in situ constituent donc une étape importante entre les mesures de laboratoire, réalisées sur de petits échantillons bien préparés, et les données aéroportées ou satellitaires acquises sur de larges surfaces.

On se propose dans ce chapitre d'établir une comparaison entre les mesures radiométriques de terrain acquises par les radiomètres Barringer et Cimel et les mesures spectrophotométriques de laboratoire réalisées sur les mêmes échantillons et dans le même domaine spectral (400-2400 nm). Pour ce faire, les courbes continues spectrophotométriques de laboratoire ont été découpées pour obtenir les réponses correspondant aux canaux utilisés dans les radiomètres Barringer et Cimel. Le découpage ainsi obtenu donne une simulation des canaux SPOT et Landsat TM. L'intérêt de cette démarche est le suivant :

- vérifier s'il existe une concordance entre l'information radiométrique apportée par les mesures de laboratoire et celles de terrain;
- examiner la fiabilité des mesures réalisées par les deux radiomètres, ainsi que leur efficacité pour l'interprétation des mesures aéroportées et satellitaires ;
- voir l'effet de la sensibilité du capteur, de la largeur de la bande spectrale et du champ de visée sur la réponse spectrale du sol.

La comparaison entre les mesures radiométriques de terrain, les mesures spectrophotométriques de laboratoire et les données de simulation sera réalisée à partir du calcul des indices radiométriques étudiés aux chapitres précédents : Indice de Rougeur, Indice de Couleur, Indice de Brillance et rapport TM5/TM7 (ou 1615/2200 nm).

I - LES DONNÉES DE SIMULATION

La simulation d'un canal SPOT ou Landsat TM des radiomètres Barringer et Cimel, à partir des mesures spectrophotométriques de laboratoire, se réalise par une intégration de la réflectance diffuse correspondant à la largeur de la fenêtre spectrale de cette bande pondérée par la sensibilité relative du capteur (Tableaux I et II, annexe 2).

L'équation de calcul d'une bande spectrale, par simulation, est la suivante (Markham et Barker, 1987; Markham et Ahmad, 1990; Madeira, 1993).



- RS : réflectance d'une bande spectrale simulée. Pour un canal TM ou SPOT, on va noter respectivement TMS ou XSS
- R_{λ} : réflectance diffuse dans la longueur d'onde λ
- S_{λ} : valeur de la sensibilité du capteur dans la longueur d'onde λ
- $-\lambda$ inf et λ sup : limites inférieure et supérieure de la bande spectrale

Le calcul a été effectué par pas de 10 nm. Les valeurs ainsi obtenues sont appelées les données de simulation. Elles concernent les 20 échantillons utilisés pour les mesures spectrophotométriques de laboratoire.

1 - LES INDICES RADIOMÉTRIQUES DES DONNÉES DE SIMULATION

Les indices radiométriques calculés à partir des valeurs des bandes simulées XSS du capteur SPOT ou TMS du capteur Landsat TM sont les suivantes :

- l'Indice de Rougeur noté IRS ;

$$IRS_{SPOT} = \frac{(XSS_2)^2}{(XSS_1)^3}$$

$$TMS_{TM} = \frac{(TMS_3)^2}{TMS_1 \times (TMS_2)^2}$$

- l'Indice de Couleur noté ICS ;

$$ICS_{SPOT} = \frac{XSS_2 - XSS_1}{XSS_2 + XSS_1} \qquad IC S_{TM} = \frac{TMS_3 - TMS_2}{TMS_3 + TMS_2}$$

- l'Indice de Brillance noté IBS ;

$$IBS_{SPOT} = \sqrt{(XSS_1^2 + XSS_2^2 + XSS_3^2)/3}$$

$$IBS_{TM} = \sqrt{(TMS_2^2 + TMS_3^2 + TMS_4^2)/3}$$

- le rapport <u>TMS5</u>.

2 - L'EFFET DE LA SENSIBILITÉ RELATIVE ET DE LA LARGEUR DE LA FENÊTRE SPECTRALE SUR LA RÉFLECTANCE D'UNE BANDE SIMULÉE

Les canaux vert, rouge et proche infrarouge du capteur SPOT (XS1, XS2 et XS3) couvrent des bandes spectrales très peu différentes de celles de leurs homologues du capteur Landsat TM : TM2, TM3 et TM4 (Tableau XIX). Cependant les sensibilités relatives de ces capteurs sont différentes (Tableaux I et II, annexe 2).

Capteur	Canaux	Fenêtre spectrale (µm)
SPOT	XS1 XS2 XS3	0,5-0,59 0,61-0,68 0,79-0,89
Landsat TM	TM2 TM3 TM4	0,52-0,6 0,63-0,69 0,76-0,9

Tableau XIX. Comparaison entre les largeurs des fenêtres spectrales des canaux SPOT (XS1, XS2 et XS3) et celles des canaux homologues de Landsat TM (TM2, TM3 et TM4)

Les différences entre les réponses spectrales simulées par rapport aux canaux SPOT et Landsat TM, à partir d'un même spectre mesuré au laboratoire, sont très faibles (Figure 45).

Les corrélations entre IRS_{SPOT} et IRS_{TM}, ICS_{SPOT} et ISS_{TM}, IBS_{SPOT} et IBS_{TM} sont excellentes. Les coefficients de corrélation sont de l'ordre de 1 (Figure 46).

Les canaux vert, rouge et proche infrarouge du capteur SPOT donnent quasiment la même information spectrale que leurs homologues du capteur Landsat TM. Par conséquent, les différences qu'on peut observer entre les données d'un capteur à canaux SPOT et celles d'un capteur à canaux TM homologues ne peuvent être liées à la largeur de la bande et aux sensibilités spectrales des capteurs.



Figure 45. Signatures spectrales de sols calculées à partir des données de simulation des canaux vert. rouge et proche infrarouge pour SPOT et Landsat TM. 1 : sols cuirassés ; 2 : sols sableux ; 3 : sols ferrugineux.



Figure 46. Corrélation entre les indices radiométriques simulés pour SPOT et Landsat TM

II - COMPARAISON ENTRE LES MESURES DE LABORATOIRE ET LES DONNÉES DE SIMULATION

Les indices radiométriques qui ont été calculés à partir des mesures de laboratoire sont l'Indice de Rougeur (IR_{CIE}, IR_{Hel}) et le rapport 1615/2200 nm. Ces indices sont des indices bruts calculés à partir de valeurs correspondant chacune à un seul point du spectre. Les indices simulés sont calculés à partir de valeurs intégrées sur des bandes spectrales incluant ces points. La largeur des bandes spectrales doit avoir une influence sur la valeurs de ces indices. On se propose de tester cet effet pour les canaux SPOT et Landsat TM en comparant les indices simulés avec les indices bruts. Pour ceci nous allons faire les comparaisons entre les indices suivants :

- les Indices de Rougeur calculés à partir des mesures de laboratoire (IR_{CIE}, IR_{He}) et ceux déterminés à partir des données de simulation (IRS_{SPOT}, IRS_{TM});
- les rapports 1615/2200 nm et TMS5/TMS7.

1 - INDICE DE ROUGEUR

Dans le tableau XX sont présentés les coefficients de corrélation entre les différents Indices de Rougeur.

	Données de laboratoire		Données de simulation				
			Barringer		Cimel		
	IR _{CIE}	IRHel	IRSSPOTD	IRSTM	IRSSPOTe		
IRSSPOTC	(),99	0,99	1,00	0,99	1,00		
IRSTM	0,98	0,97	0,99	1,00			
IRSSPOTE	(),99	0,99	1,00		-		
IRHel	1,00	1,00					
IRCIE	1,00						

Tableau XX. Matrice de corrélation des Indices de Rougeur IRS_{SPOTb} : mesure par Barringer : IRS_{SPOTc} : mesure par Cimel

Les Indices de Rougeur Simulés (IRS_{SPOT} et IRS_{TM}) et les indices calculés à partir des coordonnées chromatiques (IR_{CIE} et IR_{Hel}) sont très corrélés. Les coefficients de corrélation sont proches de 1. Les IRS permettent, alors, de faire les mêmes estimations quantitatives que IR_{CIE} et IR_{Hel}.

IRS_{SPOT} et IRS_{TM} sont très corrélés, r = 0.99. Les valeurs de IRS_{TM} sont cependant légèrement supérieures à celles de IRS_{SPOT} avec une différence comprise entre 0,5 et 3 % (Figure 47). Ce résultat montre que, pour une même signature spectrale des sols dans le visible, IRS_{SPOT}, calculé à partir des valeurs des deux canaux vert (XS1) et rouge (XS2), permet d'avoir approximativement la même information quantitative que celle donnée par IRS_{TM}, calculé à partir des valeurs des trois canaux bleu (TM1), vert (TM2) et rouge (TM3). L'Indice de Rougeur obtenu avec les canaux SPOT est sous-estimé d'une valeur qui n'excède jamais 3 % (Houssa et Pion, 1995 a).



Les échantillons des sols

Figure 47. Différence entre IRSSPOT et IRSTM pour les sols étudiés

2 - COMPARAISON ENTRE LES RAPPORTS 1615/2200 NM ET TMS5/TMS7

La corrélation entre les rapports 1615/2200 nm et TMS5/TMS7 montre un coefficient de corrélation très élevé, r = 0.97 (Figure 48).

Le rapport 1615/2200 nm a été calculé à partir des réponses spectrales relevées pour les longueurs d'onde 1615 nm et 2200 nm. La valeur de 1615 nm correspond au milieu du palier d'absorption minimale du sol, alors que le pie 2200 nm correspond au niveau d'absorption maximale du sol dû à la présence de la kaolinite. Le rapport TMS5/TMS7 est calculé à partir des valeurs intégrées sur les bandes spectrales correspondant aux canaux TM5 (1550-1750 nm) et TM7 (2100-2350 nm). Dans la zone sahélienne étudiée la présence de la gibbsite est fort probable. Or ce minéral, caractérisé par un niveau d'absorption proche de 2300 nm, voisin de celui de la kaolinite, n'a pas été identifié par les analyses aux rayons X des sols étudiés. La forte corrélation entre les deux rapports 1615/2200 nm et TMS5/TMS7 confirme l'absence de la gibbsite. En effet, il peut y avoir confusion entre gibbsite et kaolinite avec le rapport TM5/TM7, qui utilise la moyenne de toute la bande TM7. Mais il n'y a pas d'hésitation avec le rapport 1615/2200 nm qui utilise une valeur centrée parfaitement sur 2200 nm.(Houssa et Pion, 1995 a).



Figure 48. Corrélation entre les rapports 1615/2200 nm et TMS5/TMS7

III. COMPARAISON DES DONNÉES RADIOMETRIQUES DE TERRAIN AVEC LES MESURES DE LABORATOIRE ET LES DONNÉES DE SIMULATION

Les mesures radiométriques de terrain concernent les mesures acquises pendant la saison sèche pour les 10 états de surfaces de la zone de Banizoumbou. Pour chaque état de surface, il s'agit d'une mesure réalisée dans chaque canal du radiomètre Barringer et de la moyenne des 10 mesures prises par le radiomètre Cimel.

La comparaison des mesures radiométriques de terrain avec les mesures spectrophotométriques de laboratoire et les données de simulation a été réalisée à l'aide de l'Indice de Rougeur et du rapport TM5/TM7.

1. INDICE DE ROUGEUR

Le tableau XXI présente les coefficients de corrélation des différents Indices de Rougeur calculés pour les différents états de surface de la zone de banizoumbou.

	Données laboratoire		Données de simulation			Données de terrain		
			Barringer		Cimel	Barri	Barringer	
	IR _{CIE}	IR _{Hel}	IRS _{SPOTb}	IRS _{TM}	IRS _{SPOTc}	IR SPOTb	IR _{TM}	IR _{SPOTc}
IR _{SPOTc}	0,86	0,87	0,90	0,90	0,90	0,84	0,88	1,00
IR _{TM}	0,78	0,77	0,84	0,85	0,84	0,83	1,00	
IR SPOTb	0,91	0,90	0,92	0,92	0,92	1,00		
IRSSPOTC	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00			
IRS _{TM}	0,97	0,97	0,99	1,00				
IRS SPOTE	0,99	0,99	1,00		•			
IR _{Hel}	1,00	1,00						
IRCIE	1,00		<i>.</i>					

Tableau XXI.	Matrice d	e corrélation d	es Ind	ices de	e Rougeur a	les sols
--------------	-----------	-----------------	--------	---------	-------------	----------

- Une corrélation élevée existe entre les différents indices. Les coefficients de corrélation sont compris entre 0,77 et 0,99. Ces résultats expriment la similitude des mesures des réponses spectrales par les radiomètres de terrain, Cimel et Barringer, et le spectrophotomètre de laboratoire.

- La forte corrélation entre les mesures de laboratoire réalisées sur des échantillons broyés et les mesures de terrain acquises dans les conditions naturelles de patine à la surface justifie l'hypothèse que la patine n'intervient pas de façon significative sur les mesures de terrain réalisées dans cette zone sahélienne (Houssa et Pion, 1995 a).

- Pour les mesures radiométriques de terrain acquises par le radiomètre Barringer, on remarque que IR_{CIE}, IR_{Hel}, IRS_{SPOT} et IRS_{TM} présentent une corrélation plus élevée avec IR_{SPOTb} qu'avec IR_{TM} (Tableau XXI ; Figures 49). Or les mesures réalisées en un point donné avec le radiomètre Barringer ont été faites sans déplacement de l'appareil, à l'endroit même du prélèvement des échantillons ramenés au laboratoire, et dans des conditions constantes d'éclairement. Cette différence peut être attribué au fait que les canaux TM du visible ont été montés au niveau du barillet 1 et ceux du SPOT ont été montés au niveau du barillet 2. Les deux barillets sont distants de 3,5 cm et sont à 1 m de la cible visée. Donc, leurs champs de visée ne sont pas totalement superposables.

2 - LE RAPPORT TM5/TM7

Le diagramme binaire entre les rapports TM5/TM7 des données de terrain et TMS5/TMS7 des données simulées montre un coefficient de corrélation relativement faible, r = 0.68 (Figure 50).




Figure 49. Diagrammes de corrélation entre Indice de Rougeur de laboratoire (Exemple IR_{CIE}) et Indices de Rougeur calculés à partir des mesures effectuées avec le radiomètre Barringer. a) IR_{TM} ; b) IR_{SPOTb}



Figure 50 Diagramme binaire entre les rapports TM5/TM7 et TMS5/TMS7

84

Lorsqu'on sépare les sols suivant le type de texture granulométrique, on remarque que, pour chaque type de sols caractérisés par une texture granulométrique bien précise, les rapports TM5/TM7, TMS5/TMS7 et 1615/2200 nm varient dans le même sens (Tableau XXII). Ces résultats confirment donc la similitude entre les mesures de laboratoire, les données de simulation et les mesures de terrain réalisées dans le domaine spectral du moyen infrarouge.

Type de sols	Etats de surface	1615/2200 nm	TMS5/TMS7	TM5/TM7
·	G1	152,1	128,3	147,5
Cuirasse	CG2	137,2	117,5	106,0
	EOL1	130,6	111,2	116,6
	ERO	118,8	105,3	126,2
Sols sableux	SEB1	114,6	102,3	113,0
	SER1	117,6	104,3	113,0
	DES1	163,3	127,4	135,9
Sols	DEC	130,7	111,8	127,7
Ierrugineux	RUIS	124,1	109,3	114,2
	CII	122,3	108,8	105,6

Tableau XXII. Comparaison des valeurs (× 100) des rapports 1615/2200 nm, TMS5/TMS7 et TM5/TM7

VI - CONCLUSIONS

La comparaison entre les mesures spectrophotométriques de laboratoire, les mesures radiométriques de terrain et les données de simulation a permis de tirer les conclusions suivantes.

- Il existe une très forte corrélation entre les indices calculés à partir des mesures de laboratoire (Indice de Rougeur et rapport 1615/2200 nm) et leurs équivalents calculés à partir des données de simulation par rapport aux canaux des radiomètres Barringer et Cimel. Donc la discrimination de l'hématite et de la kaolinite est possible en ne considérant que les parties du spectre correspondant aux pics d'absorption de ces minéraux.
- Les données simulées par rapport aux canaux vert, rouge et infrarouge des capteurs Landsat TM et SPOT sont très similaires. Ces résultats montrent l'effet négligeable de la différence de sensibilité de ces capteurs sur la réponse spectrale acquise pour un même état de surface et dans les mêmes conditions d'illumination.
- Les mesures spectrophotométriques de laboratoire, réalisées sur des échantillons broyés, présentent une corrélation positive élevée avec les mesures radiométriques de terrain acquises dans les conditions naturelles de patine à la surface. Donc la patine ne présente pas, dans cette zone sahélienne, un effet important sur les mesures de terrain.

- La forte corrélation entre les paramètres calculés à partir des mesures de laboratoire, lesquelles sont considérées comme les données spectrales de références, et des mesures de terrain montre une bonne concordance entre celles-ci. Les effets instrumentaux, en particulier les largeurs des bandes et les sensibilités relatives des capteurs, n'introduisent pas de différences significatives. Le traitement au laboratoire ne change pas assez la réponse des sols étudiés pour modifier l'information apportée par les paramètres radiométriques calculés. Les mesures de terrain peuvent par conséquent être considérées comme fiables et pourrons servir de base pour l'interprétation des données acquises à d'autres échelles, aéroportées et satellitaires.

SYNTHESE ET ENSEIGNEMENTS DE LA DEUXIEME PARTIE

I - SYNTHESE

le Super Site Central Est du degré carré de Niamey est constitué de trois groupes majeurs de sols.

- Les cuirasses.

- Les formations sableuses.

- Les sols ferrugineux.

1 - LES CUIRASSES

Les sols de cuirasse occupent les bordures des plateaux.

Géochimie et minéralogie. Les sols de cuirasse renferment de 0 à 50 % de quartz, 25 à 50 % de kaolinite, 14 à 47 % de goethite, 0 à 6 % d'hématite et 0 à 4 % de gibbsite (observée dans une seule cuirasse). Ces sols sont donc caractérisés par un degré d'altération élevé et une paleo-hydratation très marquée des oxy-hydroxydes de fer dont 70 % au moins est représenté par la goethite.

Granulométrie. La texture est de type gravillonnaire avec plus de 50 % des particules de taille supérieure à 2 mm.

Couleur. Les sols de cuirasse sont caractérisés par une longueur d'onde dominante comprise entre 587 nm et 591 nm ce qui correspond à la couleur rouge.

Propriétés spectrales. Les signatures spectrales des sols de cuirasse sont caractérisées par la présence d'événements spectraux bien individualisés, correspondant aux pics d'absorptions des minéraux suivants :

- la goethite et l'hématite dans le visible ;
- la kaolinite dans le moyen infrarouge.

L'utilisation des indices radiométriques permet la discrimination semi-quantitative des minéraux d'altération. En effet, ces sols de cuirasse montrent des valeurs élevées des indices radiométriques tels que l'Indice de Rougeur, l'Indice de Couleur et le rapport TM5/TM7. Ces derniers croissent, respectivement, avec l'augmentation de l'hématite, la teneur totale en oxy-hydroxyde de fer et la kaolinite.

2 - LES FORMATIONS SABLEUSES

Les sols sableux occupent le plus haut niveau du plateau, les versants et le bas-fond.

Géochimie et minéralogie. Les sols sableux sont très siliceux avec plus de 85 % de quartz. Les minéraux d'altération représentent moins de 15 %, ce qui correspond à un degré d'altération faible.

Granulométrie. La texture est de type sableuse avec plus de 80 % de la fraction comprise entre 50 et 2000 μ m. Les sables des bordures de plateaux sont caractérisés par la présence de particules de taille supérieure à 2 mm, en très faible quantité (< 0,5 %). Lorsqu'on se dirige du versant vers le bas-fond, la granulométrie devient de plus en plus fine.

Couleur. Les sols sableux sont caractérisés par une large gamme de couleur allant de 7,5 YR dans le bas-fond à 10 R en haut des versants en bordure des plateaux. Cette variation de couleur s'exprime par des valeurs de longueur d'onde dominante comprise entre 582 nm et 587 nm.

Les propriétés spectrales. Les signatures spectrales des sables ne montrent aucune variation spectrale importante, faute de minéraux caractérisés par des pics d'absorption dans le domaine spectral du visible au moyen infrarouge. Les sables blancs à granulométrie fine sont caractérisés par un taux de réflexion très élevé, la réflexion maximale est égale à 70 % vers 1650 nm.

Pour ces sols sableux, la corrélation entres indices radiométriques et composants minéralogiques est fortement contrôlée par la composition granulométrique des sols.

Les sols sableux rouges du versant et plus particulièrement les sables proches du plateau montrent, malgré leur degré d'altération faible, des valeurs d'indice radiométrique calculées à partir des mesures de terrain, aussi élevées que celles des sols de cuirasse très altérés. Ces sables rouges sont en particulier caractérisés par : la présence, en très faible quantité, de particules de taille supérieure à 2 mm, l'absence de l'effet de la patine sur leurs réponses spectrales et une faible teneur en matière organique (< 0,5 %). Ces caractères expliquent alors l'effet important de la taille des particules et de leur organisation à la surface sur la réponse spectrale des sols.

L'effet important de la composition granulométrique sur la réponse spectrale de ces sols sableux illustre bien les travaux de pédologie de terrain effectués par Gavaud (1977). Cet auteur a montré que les transformations géologiques qu'ont subi les formation sableuses éoliennes de cette zone sahélienne dans le passé ont surtout concerné la granulométrie des formations dunaires.

Le diagramme binaire établi entre l'Indice de Rougeur et l'Indice de Brillance (Figure 51) permet la discrimination entre les sables les plus anciens et les sables les plus récents. En effet, plus le sol sableux est ancien, plus son Indice de Rougeur est élevé et son Indice de Brillance est faible. C'est le cas des sols EOL1 plus anciens que SER1, eux même plus anciens que SEB1.

88



Figure 51. Diagramme binaire entre Indice de Rougeur et Indice de Brillance. Exemple : données acquises par les canaux TM du radiomètre Barringer

3 - LES SOLS FERRUGINEUX

Les sols ferrugineux sont localisés à l'intérieur du plateau, sur le versant et le bas-fond.

Géochimie et minéralogie. Les sols ferrugineux sont caractérisés par un degré d'altération intermédiaire entre les sols de cuirasse et les formations sableuses. Ils contiennent 35 à 85 % de quartz, 17 à 50 % de kaolinite, 1 à 3 % de goethite et 0,5 à 3 % d'hématite. La teneur en matière organique est inférieure à 0,5 %, sauf pour les sols de mares où elle est comprise entre 2 et 3,5 %.

Granulométrie. Par rapport aux cuirasses et aux formations sableuses, les sols ferrugineux sont caractérisés par des teneurs élevées de la fraction inférieure à 50 μ m (23 à 98 %). La fraction sableuses est de 2 à 75 %. Les gravillons représentent 1 %.

Couleur. La couleur des sols varie entre 10 YR (brun) pour les sols de mare à 10 R (rouge) pour les sols de versant. La longueur d'onde dominante est comprise entre 582 nm et 588 nm.

Propriétés spectrales. Les signatures spectrales sont caractérisées par les pies d'absorptions correspondant aux minéraux d'altération : goethite, hématite et kaolinite. Ce n'est pas le cas pour les sols de mares, où les niveaux d'absorptions de la goethite et de l'hématite sont masqués par la présence de la matière organique.

La discrimination des minéraux d'altération à l'aide des indices radiométriques est difficile à réaliser à cause de l'interaction complexe des effets des oxy-hydroxydes de fer, de la kaolinite et de la composition granulométrique.

II - ENSEIGNEMENTS

Les principaux enseignements tirés de cette deuxième partie sont les suivants.

1°/ Au cours du traitement des données de laboratoire et des mesures de terrain, nous avons étudié plusieurs indices radiométriques parmi lesquels, l'Indice de Rougeur. Cet indice a été

utilisé par de nombreux auteurs pour quantifier la teneur en hématite des sols des régions tempérés, arides, semi-arides et tropicales humides. Dans le domaine sahélien étudié, nous avons montré que cet indice ne peut servir à déterminer le pourcentage d'hématite que pour certains types de sols riches en fer et non pour l'ensemble du paysage. Nous avons mis en évidence un seuil de 1 % d'hématite au dessous duquel l'indice communément utilisé n'est plus valable. Pour des teneurs supérieures à 1 % d'hématite, l'Indice de Rougeur est tout à fait valable pour quantifier ce minéral.

2°/ Les mesures spectrophotométriques de laboratoire effectuées sur des échantillons broyés sont fortement corrélées avec les données radiométriques de terrain acquises dans des conditions naturelles de patine à la surface. Donc, dans cette zone sahélienne, la patine n'a pas d'effet important sur les mesures radiométriques de terrain.

3°/ Dans les mêmes conditions d'illumination et de prise de vue, la différence de la sensibilité entre les canaux vert, rouge et proche infrarouge du capteur SPOT et ceux du capteur Landsat TM a un effet négligeable sur la mesure de la réponse spectrale des sols.

4°/ Les chapitres 4, 5 et 6 ont permis de mettre en évidence les relations qui existent entre la réponse spectrale des sols dans le domaine optique et leurs propriétés minéralogiques et granulométriques. La réponse spectrale étudiée a été obtenue à partir des mesures prises à petites échelles, de l'ordre de quelques centimètres pour les mesures de laboratoire et de quelques décimètres pour les mesures de terrain. Les données de laboratoire et celles de terrain sont fortement corrélées ce qui montre la fiabilité des mesures acquises par les radiomètres Cimel et Barringer. Ces données peuvent donc être utilisées, dans les prochains chapitres, pour l'interprétation des données de télédétection aéroportées et satellitaires dont la résolution spatiale varie considérablement entre 0,6 m à 30 m.

Troisième partie

ANALYSES DES DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES

••••

CHAPITRE 7

METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES

Dans ce chapitre, nous donnerons une description des données aéroportées et satellitaires utilisées, ainsi que les différentes méthodes de traitements appliquées.

I - LES DONNEES AEROPORTEES

Les avions sont des plates-formes d'emploi très souple. Ils permettent l'embarquement de poids considérables ainsi que le contrôle précis des capteurs en vol (Bonn et Rochon, 1993). Cependant, les avions ont trois limitations importantes.

- La prise répétitive des données n'est pas garantie à cause des perturbations dues aux conditions météorologiques.
- Le territoire couvert, lors d'une seule mission, est assez limité.
- Les coûts sont élevés.

Au cours de l'expérimentation HAPEX-SAHEL, l'utilisation des données avion a été l'une des principales stratégies adoptées. La finalité était de pouvoir relier par des données intermédiaires les mesures in situ réalisées à une échelle locale et les données satellitaires acquises à l'échelle globale, pour un site ou pour tout le degré carré. Un autre but était de permettre l'étude dans le détail des informations dégradées par la basse résolution spatiale des satellites.

Trois avions ont participé, durant la période d'observation intensive, à l'expérience HAPEX-SAHEL.

- Le C-130 de la NASA (National Aeronautics and Space Agency; Ames Research Center).
- L'avion français ARAT.
- Le MERLIN IV de METEO-FRANCE.

Les avions C-130 et ARAT ont été utilisés dans une première phase, entre le 23 Août et le 20 Septembre 1992, pour les mesures de la télédétection. Dans une deuxième phase, entre le 21 et le 28 septembre 1992, le MERLIN IV et également l'ARAT ont été utilisés pour les mesures des flux. Dans le volet télédétection, l'avion ARAT a été utilisé pour les mesures de l'humidité de la surface et la caractérisation des aérosols à l'aide des deux instruments : PORTOS et POLDER. L'avion C-130 avait à son bord, des capteurs de mesures spectrales :

- le NS001 Thematic Mapper Simulator (TMS), qui mesure la réponse spectrale du bleu à l'infrarouge thermique ;
- le capteur "Thermal Infrared Multispectral Scanner" (TIMS) qui mesure la réponse spectrale dans l'infrarouge thermique.

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes intéressés à l'étude de la réponse spectrale des sols dans le domaine spectral du visible au moyen infrarouge. Donc, les données que nous avons utilisées sont celles acquises par le capteur NS001 Thematic Mapper Simulator, à bord de l'avion C-130.

1 - DESCRIPTION DE L'AVION C-130 ET DU CAPTEUR MULTISPECTRAL NS001

- L'avion C-130. C'est l'un des avions qui ont été utilisés par le Centre de Recherche de la NASA pour les sciences appliquées aux ressources de la terre, comme l'agriculture, les forêts, l'hydrologie, la géologie, etc... (Schmugge et Janssen, 1988; NASA C-130, 1990).

L'avion C-130 est caractérisé par une capacité de vol à faible et moyenne altitude et par une vitesse modérée (Figure 52). Il peut transporter à bord des capteurs multispectraux, des caméras vidéo, des radiomètres et des radars altimètres. Parmi les capteurs multispectraux qui se trouvaient à bord du C-130 au cours de la campagne HAPEX-SAHEL, se trouvait le NS001 Thematic Mapper Simulator.



Figure 52. Vue générale de l'avion C-130

- Le NS001 Thematic Mapper Simulator. Il s'agit d'un capteur multispectral développé par la NASA à la fin des années 1970 (Richard et al., 1978). Il permet la simulation des capteurs multispectraux Thematic Mapper des satellites Landsat 4 et Landsat 5. Le NS001 comprend les sept canaux du satellite Landsat TM, plus un canal supplémentaire dont la bande spectrale est comprise entre 1,13 et 1,35 µm (Tableau XXIII).

Canal	Longueur d'onde (µm)
1	0,458-0,519
2	0,529-0,603
3	0,633-0,697
4	0,767-0,910
5	1,13-1,35
6	1,57-1,71
7	2,10-2,38
8	10,9-12,3

Tableau XXIII. Les longueurs d'onde des canaux du capteur multispectral NS001

Comme on s'intéresse à l'étude de la réflectance des sols dans le domaine spectral du visible au moyen infrarouge, le canal 8 de l'infrarouge thermique ne sera pas utilisé dans ce travail. De même, le canal TM5 ne sera pas exploité pour l'étude radiométrique des sols car ce canal couvre la bande spectrale 1130-1350 nm. Au niveau de cette bande, l'absorption atmosphérique par la vapeur d'eau est très importante (Tanré et al., 1990). Aucune comparaison n'est donc possible entre ce canal et les données satellitaires.

Les caractéristiques du capteur NS001 sont les suivantes :

- angle de visée instantané : 2,5 mradian ;

- angle de visée du capteur : 100°;
- ligne de balayage : 699 pixels ;
- résolution spatiale : 7,6 m pour une altitude de 3040 m.

2 - DESCRIPTION DES DONNÉES AÉROPORTÉES UTILISÉES

Au cours de ce travail et parmi les nombreuses acquisitions du C-130, nous avons choisi d'utiliser trois images avions qui correspondent à trois niveaux d'altitude et qui couvrent une partie ou tout le site de Banizoumbou, zone de notre étude.

Les caractéristiques de ces trois images sont présentées dans le tableau XXIV.

	Image 1	Image 2	Image 3
Date	17 / 09 / 1992	06/09/1992	12/09/1992
Heure (GMT)	de 9 : 45 à 9 : 47	de 9 : 6 à 9 : 23	de 13 : 28 à 13 : 34
Altitude du vol (mètre)	4754	1523	243
Taille de pixel (mètre)	11,8	3,8	0,6
Notation utilisé	NS001g	NS001m	NS001p

Tableau XXIV. Caractéristiques des images avions étudiées

II - LES DONNEES SATELLITAIRES

Les données satellitaires utilisées, au cours de ce travail, sont les données SPOT multispectral et Landsat Thematic Mapper.

1 - LES PLATES-FORMES SPATIALES SPOT ET LANDSAT TM

Les satellites SPOT (Satellite Probatoire d'Observation de la Terre) et Landsat (Land Satellite) sont caractérisés par une orbite héliosynchrone. L'intérêt de cette orbite est qu'elle permet le passage d'un satellite au-dessus d'un point géographique quelconque, approximativement à la même heure locale. D'autre part, l'altitude de vol des satellites, entre 700 et 800 km, permet d'assez bonne résolution au sol avec les capteurs utilisés actuellement.

- Satellite SPOT. Les descriptions du satellite français SPOT ont été publiées par le CNES et SPOT IMAGE (Guides des Utilisateurs SPOT, 1986). Ce satellite comporte deux scanneurs multibandes HRV (Haute Résolution Visible) à barrettes de 6000 éléments (Figure 53). Il est équipé de trois bandes spectrales, dans le visible et le proche infrarouge, qui offrent une bonne limite de résolution radiométrique avec une tache élémentaire observée sur le terrain qui correspond à environ 20 m en visée verticale.



Figure 53. Vue générale du satellite SPOT

- Satellite Landsat Thematic Mapper. Le premier satellite Landsat a été lancé en 1972, sous l'administration de la NASA, avec un scanneur mécanique MSS (Multi-Spectral Scanner). Il comportait quatre bandes spectrale dans le visible et le proche infrarouge et présentait une résolution spatiale de 80 m. Landsat-4 en 1982 puis Landsat-5 en 1985 ont été lancés avec un nouveau scanneur, le Thematic Mapper (TM), à plus haute limite de résolution (Figure 54). Il possède sept bandes spectrales plus fines, du bleu à l'infrarouge thermique et une tache élémentaire au sol de 30 mètres (pixel).



Figure 54. Vue détaillée du capteur Landsat TM

le tableau XXV présente les principales caractéristiques des capteurs Landsat 4 et 5 Thematic Mapper et SPOT I et 2 HRV.

	Landsat-4-5 TM		SPOT-1-2	2 HRV
Bandes spectrales (µm)	TMI	0,45-0,52	XS1	0,50-0,59
	TM2	0,52-0,60	XS2	0,61-0,69
	TM3	0,63-0,69	XS3	0,79-0,90
	TM4	0,76-0,90		
	TM5	1,55-1,75	Panchromatique	0,51-0,73
	TM6	10,4-12,5	(P)	
	TM7	2,10-2,35		
Résolution spatiale	30 m (sa	uf TM6 120 m)	XS 20 m ;	P 10 m
Heure de passage		9 h 30	10 h 30	
Répétitivité	16 jours		26 jours	
Prise de vue		au nadir	dc (-27°) à	à (+27°)

2 - DESCRIPTION DES DONNÉES SATELLITAIRES UTILISÉES

Nous avons utilisé, au cours de ce travail, une image Landsat TM et sept images SPOT qui s'étalent sur une période de 4 ans et couvrent aussi bien les saisons pluvieuses que les saisons sèches. L'image Landsat TM a permis d'étudier la réponse spectrale des sols dans tout le domaine spectral du visible au moyen infrarouge (0,45-2,35 μ m). Les images SPOT ont permis de réaliser une comparaison multidate des données de réflexion des sols de la zone de Banizoumbou.

Les principales caractéristiques de ces images sont présentées dans le tableau XXVI.

Tableau XXVI. Les principales caractéristiques des images SPOT et Landsat étudiées. La latitude et la longitude sont données pour le centre de la scène. ϕ_s : azimut solaire, θ_s : angle zénithal solaire, θ_v : angle de visée

	Landsat		SPOT					
		Image 1	Image 2	Image 3	Image 4	Image 5	Image 6	Image 7
Instrument	Landsat 4	SPOT 1	SPOT 1	SPOT 2				
Capteur	TM 10	HRV 2						
Trace et rang	192-51	62-323	62-323	62-323	62-323	62-323	62-323	62-323
Date	04/10/92	24/10/88	11/10/90	16/02/91	01/09/91	18/06/92	05/10/92	15/10/92
Heure	9h 17	10h 16	10h 28	10h 16	10h 28	10h 33	10h 37	10h 45
Latitude	13°00 N	13°31 N	13°31 N	13°31 N	13°31 N	13°31 N	13°31 N`	13°31 N
longitude	3°06 E	2°52 E	2°51 E	2°51 E	2°50 E	2°41 E	2°40 E	2°39 E
φs	115°	142°5	139°8	133°7	101°7	58°6	140°3	150°5
θs	39°	31°7	26°3	37°	20°2	20°7	23°7	25°4
θv	Nadir (0°)	-18°3	2°02	-18°3	2°02	8°	14°5	26°5

III - METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES

Les données de télédétection satellitaires ou aéroportées se présentent, juste après leur acquisition, sous une forme qui ne permet pas l'extraction facile et immédiate des informations recherchées. D'où la nécessite de procéder à des transformations qui rendent les données plus accessibles et exploitables. Cette opération se fait en deux étapes.

- La phase de prétraitement.
- La phase de traitement.

- La phase de prétraitement. Les traitements préliminaires ou prétraitements sont en général réalisés par les opérateurs des satellites. Ils comprennent les traitements suivants :

- l'élimination ou du moins la réduction du bruit provenant des instruments de mesure. Il s'agit en particulier d'une égalisation des détecteurs ;
- une correction géométrique liée aux déformations systématiques introduites par le système, c'est la correction liée à la rotation de la terre.

Pour les données SPOT, toutes les scènes ont été fournies avec ces corrections standard de niveau 1B. La scène Landsat TM a également été acquise avec les corrections standard et sans aucun recalage géométrique particulier.

- La phase de traitement. Les traitements des données de la télédétection sont réalisés par l'utilisateur. Suivant le type d'informations qualitatives ou quantitatives que celui-ci désire obtenir, on peut distinguer entre deux types de traitements.

- Le traitement pour l'analyse qualitative est la méthode la plus utilisée. Il consiste à améliorer la qualité de l'image pour la photo-interprétation.
- Le traitement pour l'analyse quantitative est l'extraction de l'information contenue dans les données de télédétection, en rapport avec des critères mathématiques. Ces derniers établissent des liens quantitatifs entre l'information et l'objet étudié (Bonn et Rochon, 1993).

Les images reçues par l'utilisateur peuvent contenir des déformations spatiales. Avant de passer à l'étape de l'analyse qualitative ou quantitative, des corrections géométriques particulières des images sont nécessaires.

Dans notre travail, on s'est intéressé à extraire une information quantitative concernant la réponse spectrale des sols. Donc, la méthode de traitement que nous avons utilisée est celle de l'analyse quantitative. Cette méthode est surtout basée sur la technique de correction radiométrique.

Nous présentons, dans la suite de ce chapitre, une description des méthodes de correction géométrique et radiométrique qui ont été utilisées au cours de ce travail, ainsi que les résultats de ces corrections sur les données de télédétection aéroportées et satellitaires étudiées.

Nous devons préciser que les différents traitements ont été effectués à l'aide des logiciels Erdas 7.5 et Imagine 8.1. Les données satellitaires sont étalées sur 8 bits ou 256 valeurs en compte numérique (DN). Les données avion ont été fournies en 16 bits sous forme de luminance apparente.

1 - CORRECTIONS GÉOMÉTRIQUES

Les images des données de télédétection présentent des déformations spatiales qui peuvent avoir plusieurs origines, tels que la courbure de la terre, la variation d'altitude du sol, le mouvement de la plate-forme, etc... (Bonn et Rochon, 1993). Ces distorsions sont toujours plus fortes et plus complexes pour des capteurs aéroportés que pour des capteurs satellitaires. La cause en est les turbulences atmosphériques qui affectent le vol des avions. La figure 55 présente une illustration schématique des types de déformations liées au changement d'attitude de la plate-forme, tels que le roulis, le tangage et le lacet.



Figure 55. Distorsions dans l'image dues aux mouvements de la plate-forme (Bonn et Rochon, 1993 ; Guide des Utilisateurs de données SPOT, 1986)

Le roulis, le tangage et le lacet sont les trois axes d'un repère orthonormé de l'orbite du satellite. L'origine de ce repère coïncide avec le centre de la masse du satellite.

- Axe de lacet : porté par la direction géocentrique et orienté dans le sens opposé à la terre.
- Axe de Roulis : situé dans le plan d'orbite, orienté dans le sens de mouvement et perpendiculaire à l'axe de lacet.
- Axe de tangage : perpendiculaire aux deux axes précédents, c'est à dire, perpendiculaire au plan de l'orbite.

La correction géométrique des images de télédétection peut se faire de deux manières différentes :

- par des modèles mathématiques basés sur la connaissance des paramètres liés à l'acquisition des données (Zhang et al., 1994 ; Bannari et al., 1995) ;
- par recalage entre une image déformée (image source) et une carte ou une image considérée de référence (image destination). Cette opération se fait à l'aide de points amers, appelés aussi points de contrôle ou point de calage. Cette

transformation ne demande aucune connaissance, à priori, des conditions d'acquisition.

Dans notre cas, nous avons utilisé la deuxième méthode car nous ne possédions pas tous les paramètres du système d'acquisition des images.

1-1. Méthode de recalage

Cette méthode consiste à rééchantillonner les données de manière à rectifier leur distorsion géométrique et à aligner leur définition spatiale (Joly, 1986). Le rééchantillonnage nécessite de rechercher des points de contrôle. Ces points amers correspondent à quelques pixels de l'image dont la localisation précise va servir à rectifier les déformations de l'image source. Leur choix est donc déterminant quant à la qualité de l'image recalée qui en résultera. Toutefois, une bonne qualité de recalage dépend principalement du nombre de points amers et de leur dispersion sur l'image. D'autre part, les déformations importantes, par exemple celles des données aéroportées, ne sont rectifiables qu'avec des polynômes de degré élevé. Chaque point amer, choisi est défini par ses coordonnées en ligne et colonne sur l'image source et l'image destination. Les couples de coordonnées des différents pixels échantillonnés servent à construire la matrice de transformation de l'image déformée. Les coefficients de la matrice de transformation décrivent des équations polynomiales.

Exemple de polynôme de degré 1.

$$x' = a_0 + a_1x + a_2y$$

 $y' = b_0 + b_1x + b_2y$

x' et y' sont les coordonnées de l'image déformée (image source). x et y sont les coordonnées de l'image de référence (image destination).

La matrice de transformation intervient pour calculer les nouvelles coordonnées de chaque point de l'image source. Le principe retenu pour ce calcul d'affectation est fondé sur la moyenne pondérée ou sur le choix du plus proche voisin. Le second principe est plus rapide et il présente l'avantage de ne pas introduire de changements sur les valeurs radiométriques de l'image, ce qui est important dans le cas où l'on veut effectuer une analyse quantitative des données de télédétection.

1-2. Résultats de recalage des images avions et satellitaires

a - Recalage des images avions

Les données avions que nous avons reçues sont très déformées et les valeurs radiométriques ont été fournies sous forme de luminances étalées sur 16 bits. Avant de faire le recalage géométrique, nous avons procédé à une transformation des valeurs radiométriques de 16 bits en 8 bits. Cette opération a été faite à l'aide du programme "algebra" du logiciel Erdas.

Le recalage des images avions a été réalisé par la méthode du choix des points amers par rapport à des images de référence. Le polynôme de transformation choisi, a été de degré 3. Parfois, deux transformations d'ordre 3 ont été appliquées successivement car les déformations étaient très complexes et un seul recalage ne permettait pas la correction de l'ensemble de la zone.

Les principales transformations appliquées sont les suivantes.

L'image NS001g, de résolution spatiale 11,8 m, a été recalée par rapport à une image SPOT panchromatique de résolution spatiale 10 m. Cette image avion a subi deux transformations successives de degré 3. La première transformation a été réalisée avec 33 points de contrôles et une erreur totale de 2,15 pixels. La deuxième transformation a repris l'image résultant de la première transformation avec 22 points amers et une erreur totale de 0,5 pixel.

L'image NS001m, de résolution spatiale 3,8 m, a été recalée par rapport à une photo aérienne numérisée de résolution spatiale 2 m. Cette image NS001m est peu déformée. Donc, elle n'a subi qu'une seule transformation d'ordre 3, suivi d'une rotation (transformation d'ordre 1). La transformation d'ordre 3 a été réalisée avec 47 points de contrôle et une erreur totale de 0,8 pixel.

L'image NS001p, de résolution spatiale 0,6 m, a été recalée par rapport à une photo aérienne numérisée de résolution spatiale 1 m. Cette image NS001p a subi deux transformations successives d'ordre 3. La première avec 19 points amers et une erreur totale de 0,76 pixel. la deuxième avec 19 points amers et une erreur totale de 0,5 pixel.

La méthode de transformation utilisée est celle du plus proche voisin. Cette méthode n'altère que très peu les valeurs radiométriques de l'image. Un exemple des valeurs radiométriques d'une image avion, avant et après recalage, est donné dans le tableau XXVII. Sur la planche 2, nous donnons un exemple d'image avion avant et après recalage.

		TMI	TM2	TM3	TM4	TM5	TM6	TM7
Avant recalage	Moyenne	71,29	62,21	64,61	102,35	80,28	72,51	49,50
	Ecart-type	39,61	34,77	39,62	22,36	17,73	28,97	32,98
	Moyenne	70,99	61,74	64,09	102,05	80,17	72,45	49,19
Après recalage	Écart-type	39,33	34,21	38,97	21,67	16,16	28,24	31,98

 Tableau XXVII. Valeurs (moyenne et écart-type) de luminance de chaque canal de l'image

 NS001p avant et après recalage

b - Recalage des images satellitaires

Les images satellitaires SPOT et Landsat TM acquises ne sont pratiquement pas déformées. Cependant, on s'intéresse à faire des comparaisons multidates des données satellitaires ce qui nécessitent de pouvoir superposer toutes les images, d'où l'intérêt de faire des corrections géométriques. Dans ce cas, les transformations sont d'ordre 1 car il s'agit d'une simple translation. Le recalage des différentes images a été effectué par rapport à l'image SPOT acquise le 5 / 10 / 1992. La méthode de transformation est celle du plus proche voisin.



Planche 2. Image NS001p A : avant recalage B : après recalage surface couverte est de 3,9 km × 0,8 km



Les valeurs de Ci des images SPOT étudiées sont présentées dans le tableau XXIX.

Tableau XXIX.	Les valeurs de	C _i des trois l	bandes des	images S.	POT é	tudiées,	telles	qu'elles
		sont donnée	es dans les d	entêtes				

	Image 1	Image 2	Image 3	Image 4	Image 5	Image 6	Image 7
	24/10/88	11/10/90	16/02/91	01/09/91	18/06/92	05/10/92	15/10/92
XS1	0,81125	1,03161	1,19105	1,158080	0,67631	1,14270	0,780630
XS2	0,86078	1,10406	1,19661	1,170660	0,6838	1,15913	0,567160
XS3	0,97244	0,96060	1,27554	1,26201	0,745	1,26032	0,84189

b - Données Landsat TM

L'équation linéaire qui permet de calculer la luminance exo-atmosphérique d'une bande de visible, proche ou moyen infrarouge d'une image Landsat TM est la suivante (Robinove, 1982 ; Markham et Barker, 1987 ; Chavez, 1989).

$$L_i^* = L_{(Min)\lambda} + \left(\frac{L_{(Max)\lambda} - L_{(Min)\lambda}}{255}\right) \times DN_i$$

- L_i^* est la luminance exo-atmosphérique de la bande i. L'unité est le w.m⁻².sr⁻¹.µm⁻¹.
- $L_{(Min)\lambda}$ et $L_{(Max)\lambda}$ sont les valeurs de la luminance mesurée pour chaque bande, respectivement pour DN = 0 et DN = 255. Ces valeurs sont étalées entre 0 et 255 car les données Landsat TM sont codées sur 8 bits.

Au cours de notre travail, les valeurs de $L_{(Min)\lambda}$ et $L_{(Max)\lambda}$ qui ont été utilisées pour la correction de l'image Landsat TM sont présentées dans le tableau XXX.

Tableau XXX. Luminance maximum et minimum enregistrées au niveau des différents canaux TM (w.m⁻².sr⁻¹.µm⁻¹). Ces valeurs sont déterminées après le 15 Janvier 1984 (d'après Markham et Barker, 1987)

	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
L _(Min)	-1,5	-2,8	-1,2	-1,5	-0,37	-0,15
L _{(Max)λ}	152,1	296,8	204,3	206,2	27,19	14.38

2-2. Calcul de la réflectance exo-atmosphérique

Les valeurs de la luminance exo-atmosphérique ont été transformées en valeurs de réflectance exo-atmosphérique. En effet, on s'intéresse plus à la réflectance qu'à la luminance, car notre objectif est de comparer avec les données en réflectance acquises sur le terrain. La relation qui relie les deux grandeurs physiques est linéaire et s'exprime par l'équation suivante.

$$\varphi^* = \frac{\pi \times d^2 \times L^*}{E_{sun\lambda} \times \cos\theta_s}$$

- d est la distance terre-soleil le jour de l'acquisition de l'image

- $E_{sun\lambda}$ est l'éclairement exo-atmosphérique moyen. L'unité est le w.m⁻².µm⁻¹

 $-\theta_s$ est l'angle zénithal solaire en degré

Les valeurs de $E_{sun\lambda}$ correspondant aux capteurs satellitaires SPOT et Landsat TM existent dans la littérature grâce aux travaux publiés par Begni (1988) pour les données SPOT ; Markham et Barkher (1987) pour les données landsat TM. En revanche, les paramètres nécessaires pour les corrections radiométriques des données avion NS001 sont peu publiés car la plupart des travaux réalisés sur ce type des données sont plutôt de type qualitatif que quantitatif (Markham et Ahmad, 1990). Donc pour transformer les valeurs de la luminance enregistrée au niveau des capteurs NS001 en valeurs de réflectance exoatmosphérique, nous avons calculé les valeurs de $E_{sun\lambda}$ caractéristiques des capteurs NS001 Thematic Mapper Simulator à partir de l'équation suivante (Markham et Barker, 1987).

$$E_{sun\lambda} = \frac{\sum_{i=1}^{n} RSR(i) \times E_{sun\lambda}(i)}{\sum_{i=1}^{n} RSR(i)}$$

- $E_{sun\lambda}(i)$: est l'éclairement solaire à chaque longueur d'onde λ du spectre solaire (Labs et Neckel, 1968 ; Arvesen et al., 1969 ; Thekaekara, 1972 ; Iqbal, 1983 ; Neckel et Labs, 1984). D'après Markham et Barker (1987), les meilleurs valeurs à retenir pour $E_{sun\lambda}$ sont celles calculées à partir des valeurs de $E_{sun\lambda}(i)$ publiées par Nickel et Labs (1984) pour la bande spectrale 330-1250 nm et par Iqbal (1983) pour la bande spectrale 1250-2500 nm.
- RSR : est la réponse spectrale relative d'un capteur donné, à chaque longueur d'onde λ .

Les valeurs RSR utilisées sont celles publiées par Markham et Ahmad (1990). Alors que pour $E_{sun\lambda}(i)$, nous avons utilisé :

- les valeurs publiées par Nickel et Labs (1984) pour la bande spectrale 450-1250, c'est à dire pour les canaux TM1, TM2, TM3 et TM4.
- les valeurs publiées par Arvesen et al. (1969) pour la bande spectrale 1250-2400 nm, c'est à dire, les canaux TM5, TM6 et TM7.

Les valeurs de $E_{sun\lambda}$, utilisées au cours de ce travail, pour la correction des données NS001, Landsat TM et SPOT sont présentées respectivement dans les tableaux XXXI, XXXII et XXXIII.

Tableau XXXI. Les valeurs de $E_{sun\lambda}$ (mw.cm⁻².µm⁻¹) calculées pour le capteur NS001

	Neckel et I	Labs (1984)	Arvesen et al. (1969)			
TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM6	TM7
0,458-0,519	0,529-0,603	0,633-0,697	0,767-0,910	1,13-1,35	1,57-1,71 µm	2,10-2,38
μm	μm	μm	μm	μm		μm
196,2	183,9	155,4	107,6	51,39	23,90	7,32

Tableau XXXII. Les valeurs de $E_{sun\lambda}$ (mw.cm⁻². μ m⁻¹) du capteur Landsat-4 Thematic Mapper (d'après Markham et Barker, 1987)

	Neckel et I	Eqbal	(1983)		
TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
0,45-0,52 μm	0,52-0,60 µm	0,63-0,69 µm	0,76-0,90 µm	1,55-1,75 μm	2,10-2,35 µm
195,8	182,8	155,9	104,5	21,93	7,452

Tableau XXXIII. Les valeurs de $E_{sun\lambda}$ (w.m⁻².µm⁻¹) du capteur SPOT HRV2 (d'après Begni, 1988).

XS1	XS2	XS3
1840	1570	1040

2-3 - Calcul de la réflectance propre à la cible

La réflectance exo-atmosphérique φ^* enregistrée au niveau des capteurs satellitaires ou aéroportés contient, en plus de l'information propre à la cible, d'autres facteurs d'origines diverses et différentes, tels que : l'effet atmosphérique, l'effet de l'environnement et l'effet bidirectionnel (Tanré, 1982 ; Tanré et al., 1979, 1981, 1982 et 1987). La réflectance φ^* doit être corrigée de l'influence de ces facteurs, afin d'extraire la réponse spectrale propre au sol.

a - L'effet de l'environnement

Dans le cas d'un sol non homogène, le signal d'une cible de petite taille est perturbée par la réponse spectrale des cibles voisines. La modélisation de cette contribution a été décrite plus en détail par Tanré et ses collaborateurs (1981).

Durant notre étude, nous avons considéré le sol nu comme homogène. En effet, il est toujours possible de trouver sur le site de Banizoumbou des plages de sol nu d'une dimension supérieure à un ou plusieurs pixels satellitaires. Donc, l'effet de l'environnement a été négligé.

b - L'effet bidirectionnel

Les effets bidirectionnels ou effets angulaires sont des éléments perturbateurs responsables de variations de la réflectance de surface en fonction de la géométrie d'observation (Roujean, 1991). Ces effets bidirectionnels méritent d'être pris en considération dans le cas de suivi temporel ou de comparaison multicapteurs. Plusieurs travaux de modélisation de l'effet bidirectionnel ont été publiés (Kriebel, 1978 ; Tanré et al., 1979, 1982 ; Royer et al., 1985 ; Bowker et Davis, 1992 ; Jacquemoud et al., 1992 ; Shoshany, 1992 ; Cierniewski et Courault, 1993 ; Gibbs et al., 1993 ; Liu et al., 1994).

Au cours de notre travail, nous avons réalisé tout d'abord une comparaison entre les données Landsat TM acquises le 04/10/1992 et les données SPOT du 05/10/1992. Ensuite, nous avons effectué une comparaison multidate entre les données SPOT prises entre 1988 et 1992. Ces différentes données sont caractérisées par des conditions géométriques d'acquisition différentes, ce qui peut avoir une influence importante sur les valeurs propres aux sols enregistrées au niveau des capteurs. Pour réduire les effets bidirectionnels, plusieurs auteurs ont proposés l'utilisation de la méthode de normalisation par le choix de la réflectance des objets pseudo-invariables, telles que les routes asphaltées (Hertzog et Sturm, 1975; Blanc et al., 1978; Royer et al., 1988; Schott et al., 1988; Chavez, 1988; Hall et al., 1991; Muller, 1993). Cette méthode n'a pas pu être appliquée à cause de l'absence de grande route qui traverse le site de Banizoumbou. La comparaison multidate a été réalisé par le choix de la méthode du rapport simple de deux canaux qui permet, également, d'affaiblir les effets bidirectionnels (Royer et al., 1985).

c - Effet atmosphérique

Les effets atmosphériques sont dus aux phénomènes de diffusion et d'absorption du rayonnement électromagnétique par les gaz et les particules en suspension : molécules et aérosols. Généralement les bandes spectrales d'observation des capteurs satellitaires et aéroportés sont choisies dans des fenêtres atmosphériques transparentes et l'absorption par les gaz peut être négligée. Donc, les effets atmosphériques sont principalement le résultat de la diffusion atmosphérique.

De nombreux algorithmes ont été établis pour quantifier les effets atmosphériques sur les données aéroportées et satellitaires (Otterman et al., 1980 ; Deschamps et al., 1981 ; Chavez, 1988 ; Kaufman, 1988 ; Fraser et al., 1992 ; Singh, 1992 ; Gonima, 1993). Des modèles assez complets de correction atmosphérique existent. Les plus connus de ces modèles sont repris dans des logiciels comme le logiciel LOWTRAN (Kniezys et al., 1988), le logiciel 5S (Tanré et al., 1990) et le logiciel 6S qui est une version développée du précédent (Tanré et al., 1994). Les logiciels 5S (Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) et 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) semblent être les plus performants pour la correction des données de télédétection enregistrées dans la bande spectrale du visible au moyen infrarouge (Markham et al., 1992; Bonn et Rochon, 1993).

d - Correction atmosphérique des données avion et satellitaires

Les données aéroportées et satellitaires étudiées ont été corrigées à l'aide du logiciel 6S. A la différence de 5S, le logiciel 6S tient compte de l'élévation de la plate-forme ce qui est important pour la correction atmosphérique des données avion. Ce logiciel permet, dans le domaine du spectre solaire, la simulation des radiations issues de l'interaction sol-atmosphère et qui sont enregistrées au niveau des capteurs satellitaires ou aéroportées sous forme de réflectance exo-atmosphérique ϕ^* .

$$\varphi^* = Tg \left(\varphi_a + \varphi_c \frac{T(\theta_s)T(\theta_v)}{1 - s\varphi_c}\right)$$

 ϕ^* : réflectance exo-atmosphérique

 ϕ_c : réflectance de la cible au sol

 ϕ_a : réflectance intrinsèque à l'atmosphère

s : albédo sphérique de l'atmosphère.

 $T(\theta_s)$: transmittance totale (directe + diffuse) dans la direction d'illumination θ_s

 $T(\theta_v)$: transmittance totale (directe + diffuse) dans la direction de visée θ_v

Tg : transmission gazeuse totale

En général 1-s ϕ_c est faible, il peut être négligé.

Connaissant les conditions géométriques d'acquisition, la teneur en vapeur d'eau, l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm, ou la visibilité en Km, et l'altitude du capteur, le code 6S permet de calculer les valeurs de φ_a , Tg, T(θ_s) et T(θ_v). Par la suite, la réflectance propre au sol φ_c est calculée en inversant l'équation précédente.

$$\varphi_{c} = \frac{\frac{\varphi^{*}}{Tg} \cdot \varphi_{a}}{T(\theta_{s})T(\theta_{v})}$$

Pour les corrections atmosphériques appliquées aux données avion et satellitaires étudiées, les entrées principales du code étaient les suivantes.

1°/ Les conditions géométriques. Il s'agit de connaître l'angle zénithal solaire θ_s , l'angle zénithal de visée θ_v , l'azimuth solaire ϕ_s , l'azimuth satellitaire ϕ_v et la date d'acquisition de l'image en mois et jours.

 2° /Les données de radiosondage. Il faut connaître l'altitude, la pression, la température, la densité de vapeur d'eau et la densité d'ozone. Les mesures de radiosondage, réalisées par l'équipe du Centre National de Recherches Météorologique de Toulouse, étaient disponibles uniquement pour certaines dates d'acquisition qui correspondent à la période d'observation intensive. Il s'agit des données avion, Landsat TM et SPOT acquises en septembre et début octobre 1992. Pour le reste des données acquises en dehors de cette période, nous avons utilisé le modèle atmosphérique standard, plus spécialement le modèle continental intégré au logiciel. Les données de radiosondage ou le modèle atmosphérique continental permettent de calculer la transmission gazeuse totale Tg.

La figure 56 montre une comparaison des valeurs de Tg, pour la date d'acquisition de l'image Landsat TM, calculées à partir des données de radiosondage et du modèle standard. Dans les deux cas, les valeurs de Tg sont très voisines.



Les canaux Landsat TM

Figure 56. Comparaison des valeurs de Tg calculées à partir des données de radiosondage et du modèle standard du code 6S. Exemple de l'image Landsat TM acquise le 04/10/1992

 3° / L'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (1550 nm). Les valeurs de 1550 nm ont été fournies par le Laboratoire Optique Atmosphérique de Lille. Elle correspondent, également, à certaines dates d'acquisition des données de télédétection pendant la période d'observation intensive. Pour le reste des données, nous avons utilisé les données de la visibilité (V) fournies par la Direction de la Météorologie Nationale du Niger.

Le Tableau XXXIV présente les valeurs de 1550nm et de la visibilité utilisées pour la correction atmosphérique des données de télédétection étudiées.

<u>{</u>....

Image	Valeur entrée au code 6S	Valeur calculée par le code 6S		
	L550nm	Visibilité (km)		
NS001g (17/09/1992)	0,456	9,53		
NS001m (06/09/1992)	0,4	11,23		
NS001p (12/09/1992)	0,4	11,23		
Landsat TM (04/10/1992)	0,616	6,54		
	Visibilité (km)	1550nm		
SPOT (24/10/1988)	18	0,277		
SPOT (11/10/1990)	15	0,316		
SPOT (16/02/1991)	5	0,78		
SPOT (01/09/1991)	20	0,258		
SPOT (18/06/1992)	15	0,316		
SPOT (05/10/1992)	10	0,432		
SPOT (15/10/1992)	13	0,352		

Tableau XXXIV. Les valeurs de 1550nm et de visibilité (km) correspondant aux dates d'acquisition des données avion et satellitaires

Le code 6S permet de relier l'épaisseur optique des aérosols et la visibilité. Les résultats fournissent de bonnes approximations lorsque les visibilités sont supérieures ou égales à 5 km (Figure 57).



Figure 57. Relation entre la visibilité (km) et l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm

Les valeurs des paramètres de sortie du code 6S, φ_a , Tg, T(θ_s) et T(θ_v) utilisées pour le calcul de la réflectance propre au sol φ_c des données NS001, landsat TM et SPOT sont présentées dans le tableau I, annexe 3.

e - Résultats des corrections atmosphériques

La figure 58 montre une comparaison entre la courbe de la réflectance exoatmosphérique ϕ^* enregistrée au niveau du capteur (NS001 TMS, SPOT ou Landsat TM) et la réflectance propre au sol ϕ_c obtenue après correction des effets atmosphériques. Les deux courbes montrent une allure générale similaire. En revanche le taux de réflectance au niveau des canaux est différents.

Le calcul de la différence entre $\phi^* - \phi_c$ permet de dégager les résultats ci-dessous (Tableau XXXV).

Capteur	Date	Canaux	φ [*] - φ _c
		XS1 (0,50-0,59 μm)	1,03
	11/10/1990	XS2 (0,61-0,69 μm)	-2,25
SPOT	(saison humide)	XS3 (0,79-0,90 μm)	-5,97
		XS1 (0,50-0,59 μm)	-0,55
	16/02/1991	XS2 (0,61-0,69 μm)	-6,42
	(saison sèche)	XS3 (0,79-0,90 μm)	-11,47
Landsat TM		TM1 (0,45-0,52 μm)	7,03
		TM2 (0,52-0,60 μm)	1,73
	04/10/1992	TM3 (0,63-0,69 μm)	-0,96
	(saison humide)	TM4 (0,76-0,90 μm)	-12,66
		TM5 (1,55-1,75 μm)	-7,72
		TM7 (2,10-2,35 μm)	-8,04
	<u> </u>	TM1 (0,458-0,519 μm)	3,32
NS001 TMS		TM2 (0,529-0,603 μm)	1,79
		TM3 (0,633-0,697 μm)	0,56
	12/09/1992 (saison humide)	TM4 (0,767-0,910 μm)	-6,66
		· TM5 (1,13-1,35 μm)	-16,45
	· · ·	TM6 (1,57-1,71 μm)	-2,12
		TM7 (2,10-2,38 μm)	-4,51

Tableau XXXV. Différence $\varphi^* - \varphi_c$ calculée pour les différents canaux des capteurs SPOT, Landsat TM et NS001 TMS

1°) Pour les données SPOT, la différence $\varphi^* - \varphi_c$ est très faible au niveau du canal vert (XS1), puis augmente au niveau de canal rouge (XS2) pour devenir très forte au niveau du canal proche infrarouge (XS3). Cette différence est beaucoup plus importante pour l'image acquise en saison sèche (février 1991) que pour celle acquise à la fin de la saison des pluies (octobre 1990). La cause en est la visibilité atmosphérique très faible (5 km) qui a été enregistrée le jour de l'acquisition de l'image du 16 février 1991. La diffusion et l'absorption par les aérosols introduisent, donc, une très forte baisse de la réflectance exo-atmosphérique enregistrée au niveau des capteurs satellitaires.



Figure 58. Comparaison entre la réflectance exo-atmosphérique et la réflectance propre au sol obtenues par les capteurs SPOT, Landsat TM et NS001 TMS courbe 1 : réflectance exo-atmosphérique ; courbe 2 : réflectance au sol

2°) Pour les données Landsat TM du 4 Octobre 1992 la différence φ^* - φ_c est :

- faible au niveau de TM2 et TM3;
- élevée au niveau de TM1, TM5 et TM7 ;
- très élevée au niveau de TM4 ;

La différence très élevée entre la réflectance propre au sol et la réflectance exoatmosphérique enregistrée au niveau du capteur satellitaire est le résultats de la diffusion et de l'absorption par la vapeur d'eau d'une part, et les aérosols atmosphériques d'autre part.

3°) Pour les données avion TMS du 12/09/92, la différence φ^* - φ_c est :

- très faible au niveau de TM2 et TM3 ;
- faible au niveau de TM1, TM6 et TM7;
- élevée au niveau de TM4 ;
- très élevée au niveau de TM5 ;

Ces résultats sont similaires aux données Landsat TM. La différence entre la réflectance propre au sol et la réflectance exo-atmosphérique est due aux phénomènes d'absorption et de diffusion par les molécules d'eau et les aérosols atmosphériques. Le canal TM5 du capteur avion TMS montre une différence $\varphi^* - \varphi_c$ très élevée (16 %) due au fait que ce canal est centré sur le domaine spectral d'absorption par les molécules d'eau.

IV - CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, nous avons présenté les données aéroportées et satellitaires utilisées pour l'étude des propriétés spectrales des sols du site de Banizoumbou. Une correction géométrique complexe par recalage a été appliquée sur les images avion très déformées. En revanche, le recalage simple des images satellitaires a été effectué dans le seul but de faciliter la comparaison multidate.

Dans le domaine correspondant au spectre solaire, le signal enregistré au niveau des différents capteurs contient, en plus de l'information propre au sol, des effets perturbateurs liés à l'étalonnage, à l'atmosphère et aux conditions géométriques d'observation. Pour une meilleure interprétation du signal propre au sol et pour pouvoir, par la suite, établir des comparaisons entre la réponse spectrale enregistrée au niveau des capteurs aéroportés ou satellitaires et les mesures radiométriques de terrain, des transformations de données numériques en luminance puis réflectances exo-atmosphériques ont été réalisées.

Par la suite des corrections atmosphériques ont été effectuées afin d'obtenir la réflectance propre au sol. Les résultats des corrections atmosphériques ont montré que la réflectance propre au sol est moyennement à fortement atteinte par les phénomènes de diffusion et d'absorption atmosphériques dans l'ensemble du domaine du spectre solaire, excepté pour les canaux vert et rouge.

. •

CHAPITRE 8

ANALYSE DES RESULTATS DE DONNEES AEROPORTEES ET SATELLITAIRES

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats des applications réalisées sur les données aéroportées et satellitaires utilisées. Le but de l'utilisation de ces données est d'obtenir une distribution spatiale de tous les états de surface rencontrés sur le site de Banizoumbou et d'aborder la compréhension de la réponse spectrale des sols à diverses dates et échelles par l'utilisation des méthodes appliquées sur les données radiométriques de terrain.

Les données aéroportées et satellitaires étudiées ont été acquises, ou bien à la fin de la saison des pluies (septembre et octobre), ou bien pendant la saison sèche (février et juin). Durant ces deux périodes, les réponses spectrales propres aux sols enregistrées au niveau des capteurs et qui ont été corrigées des effets atmosphériques peuvent contenir des effets perturbateurs dus à l'humidité des sols pendant la saison humide et aux flux des aérosols désertiques au milieu de la saison sèche. Pour mieux analyser la signature spectrale des sols, enregistrée depuis l'espace par chaque capteur, et comprendre les variations des indices radiométriques liés aux propriétés de la surface, il est nécessaire de connaître le niveau de l'humidité des sols pendant la saison des pluies et la composition minéralogique et granulométrique des dépôts formés, à la surface, par les poussières atmosphériques pendant la saison sèche.

Au cours de la période d'observation intensive, des mesures de l'humidité ont été réalisées sur le site de Banizoumbou par Chanzy et son équipe (1994). Les données de ces mesures sont disponibles dans la base de données HAPEX-SAHEL. Après consultation de ces données, il a été difficile d'établir une correspondance précise entre les lieux de réalisation de ces mesures et les états de surface que nous étudions. Donc, pour éviter toute comparaison douteuse, nous nous sommes contentés d'utiliser la distribution des précipitations dans la zone d'étude.

Un rappel bibliographique concernant la nature de la brume sèche, son origine, sa composition minéralogique et granulométrique, ainsi qu'un exemple de la répartition annuelle et journalière des précipitations dans la zone de Banizoumbou, ont été présentés au chapitre 2. Nous nous proposons dans ce qui va suivre de présenter et discuter les résultats de la manière suivante :

 extraire une première information générale à partir de l'image visualisée en mode coloré de trois canaux bruts;

- faire une classification des différents états de surface des sols dans le but d'avoir une idée sur leur distribution spatiale ;
- extraire l'information radiométrique propre à chaque classe et la confronter aux résultats des données terrain ;
- faire une comparaison multidate et multicapteur des différents résultats radiométriques.

I - DONNEES AEROPORTEES : NS001 THEMATIC MAPPER SIMULATOR

Nous rappelons que les images avions NS001 TMS utilisées sont au nombre de trois. Elles ont été prises en septembre 1992, à la fin de la saison des pluies, pendant la période d'observation intensive de l'expérience HAPEX-SAHEL. Les principales caractéristiques de ces images sont évoquées dans le tableau XXXVI.

Tableau XXXVI. Rappel des principales caractéristiques des images avion NS001 TMS

			la surface couverte	
Notation	date d'acquisition	résolution spatiale	en pixels	en km ²
NS001g	17/09/1992	10 m	839 × 1032	86,6
NS001m	06 / 09 / 1992	2 m	3166 × 4635	58,68
NS001p	12/09/1992	1 m	3925 × 821	3,23

La résolution spatiale retenue correspond à celle obtenue après correction géométrique des images (chapitre 7)

1 - ANALYSE DES CANAUX BRUTS DES IMAGES

1-1. Visualisation en composition colorée

Les images NS001g et NS001m couvrent une grande partie du bassin versant de Sama Dey (plus de 50 %). Elles ont été utilisées pour une visualisation en composition colorée. Le but est de réaliser une vue globale de la distribution des différents paysages caractéristiques de la zone d'étude. La visualisation a été réalisée par la combinaison des canaux TM1, TM2 et TM3. Ce mode de composition en couleurs "naturelles" permet de reconstituer sensiblement les couleurs perçues par l'oeil (Planche 3).

Une première vue globale des images permet de distinguer les trois entités géomorphologiques caractéristiques du site de Banizoumbou : les plateaux, les versants et le bas-fond.

Le grand plateau, à l'Est de la zone, se reconnaît par la forme de ses bordures sinueuses et par l'alternance entre les bandes de végétation (brousse tigrée) et les bandes de sols nus. La teinte de ce plateau est sombre. Elle résulte des faibles valeurs de la réflectance de ces zones.



Planche 3. Visualisation en composition colorée de l'image avion NS001m.
Combinaison des canaux TM3 (rouge), TM2 (vert) et TM1 (bleu). L'image est réduite par 5 et elle couvre une surface de 58,7 km2.
1 : plateau ; 2 : rebord du plateau ; 3 : buttes de cuirasse ; 4 : mare d'eau ; 5 : versant ; 6 : champs de mil et jachères ; 7 : bas-fond.

Le rebord du plateau présente une couleur légèrement rouge, due très probablement à la réflectance des sables éoliens rouges qui viennent butter contre la pente du talus. A l'Ouest, des buttes de cuirasse témoignent de la présence de plateaux cuirassés qui se sont érodés. A l'intérieur du grand plateau, on identifie une mare d'eau. Il s'agit d'un creux topographique dont le fond est colmaté et où l'eau a pu subsister. La présence de cette mare sur le plateau illustre la forme sub-horizontale de celui-ci.

Le bas-fond se reconnaît par la présence d'un marigot discontinu, de direction Nord-Sud, de forme rubanée et filiforme. Sur ce grand marigot arrivent des petits marigots de directions multiples. L'ensemble constitue des niveaux d'écoulement qui cessent d'exister à la fin de la pluie qui leur a donné naissance. Ils montrent une tendance générale à l'endoréisme (Estève, 1994). La teinte des sols est claire ce qui traduit la présence de matériaux très réfléchissants. Il s'agit de sables éoliens blancs.

Les plateaux se raccordent au bas-fond par des versants de teinte intermédiaire : sombre du côté des plateaux et qui devient de plus en plus claire vers le bas-fond. Ces versants sont occupés par des champs de mil et des jachères.

Ces entités géomorphologiques donnent des indications sur l'histoire géologique et paléo-climatique de la région pendant le quaternaire (Rougerie, 1960 ; Dresch, 1966 ; Collinet, 1988). D'après ces auteurs, les phases humides, pendant le quaternaire, ont permis l'instauration d'un réseau hydrographique actif qui a provoqué l'érosion et l'incision du plateau cuirassé. Les phases sèches ont provoqué la fossilisation des réseaux hydrographiques et facilité les transports par déflation éolienne. Cette alternance de phases sèches et humides peut d'ailleurs s'être répété depuis plus longtemps que le quaternaire.

1-2. Classification

Au cours de ce travail, on s'est intéressé essentiellement à la radiométrie des sols nus. Donc, l'élimination des surfaces couvertes de végétation est une étape nécessaire. Les sols à végétation correspondent aux zones de la brousse tigrée sur les plateaux, champs de jachères et champs de mil sur les versants et les bas-fonds. Ces zones ont été masquées en leur affectant la valeur 0, et apparaissent en noir sur les images. Le masque a été crée par le calcul, puis le seuillage d'un néocanal : l'indice de végétation normalisé (NDVI).

 $NDVI = \frac{Proche infrarouge - Visible}{Proche infrarouge + Visible}$

Le NDVI est compris entre -1 et 1. Pour éviter que le logiciel ne ramène les valeurs négatives à 0, on a ajouté la valeur 1 à la formule du calcul du NDVI. Puis, on a multiplié par 128 afin d'étaler les valeurs entre 0 et 255. Le NDVI ainsi modifié s'écrit :

 $NDVI = (\frac{Proche infrarouge - Visible}{Proche infrarouge + Visible} + 1) \times 128$

Le choix du seuil du masque a été effectué empiriquement par l'analyse de l'histogramme du NDVI. Tous les pixels présentant une valeur de NDVI supérieure ou égale à 183 ont été masqués (Figure 59).

Chap. 8



Figure 59. Histogramme de l'indice de végétation NDVI

Par la suite, une classification a été réalisée afin d'identifier le maximum de classes correspondant aux différents états de surface caractéristiques du site de Banizoumbou. Cette classification a été réalisée en trois étapes : anté-classification, classification et postclassification.

a - Anté-classification

L'étape anté-classification s'est déroulée de la manière décrite ci-dessous.

1°) Pour chaque image avion, la matrice de corrélation entre les différents canaux bruts a été établie. Les trois canaux les moins corrélés entre eux ont été affichés sur écran, en composition colorée. Le but était de pouvoir choisir le maximum de zones d'entraînement permettant une bonne classification. Les trois canaux les moins corrélés correspondant à chaque image avion sont les suivants :

- TM1, TM3 et TM6 pour NS001g,
- TM2, TM3 et TM7 pour NS001m,
- TM1, TM2 et TM6 pour NS001p.

2°) Le choix des zones d'entraînement a été réalisé selon la méthode supervisée, basée sur les connaissances acquises sur le terrain.

On signale ici qu'au cours de l'acquisition des mesures radiométriques sur le terrain, les points de prélèvements ont été repérés par leurs coordonnées géographiques, latitude et longitude, à l'aide d'un GPS (Geographic Position System). Malheureusement, nous n'avons pas pu reporter ces points sur les images de télédétection par défaut de carte à échelle très précise. La seule carte que nous possédions de la région est au 1/200.000. Donc, pour le choix des zones d'entraînement, nous nous sommes basés sur le repérage visuel des zones sur les images.
Les zones d'entraînement sont caractérisées par leurs valeurs radiométriques, dans tous les canaux de l'image, qui permettent de définir le centre du polygone-test. Pour chaque image, nous avons pu identifier six polygones-test.

- Les cuirasses du plateau 'G'.
- La croûte de décantation 'DEC'.
- La croûte de ruissellement 'RUIS'.
- Les sables rouges de versant 'SER'.
- Les sables blancs du bas-fond 'SEB'.
- La croûte de dessiccation, 'DES', confondue avec les sables éolien, 'EOL'.

Les sols du fond de mares n'ont pas pu être distingués, car ces zones sont en général couvertes par la végétation, essentiellement le mil.

Chaque polygone-test utilisé est caractérisé par une distribution à peu près gaussiénne d'une famille de pixels, entre 30 et 2100, à l'exception du plygone-test de la classe G où le nombre de pixels est égal à 12 pour l'image NS001p. Les polygones-test sont représentés par des ellipses dans un diagramme binaire de deux canaux (Figure 60).



Figure 60. Exemple de répartition des polygones-test dans un diagramme binaire de deux canaux

b - Classification

Les polygones-test retenus, pour chaque image, ont été utilisés pour la classification. La méthode des distances minimales a été choisie pour affecter chaque pixel de l'image au

polygone-test pour lequel la distance euclidienne calculée est minimale. Les résultats des classifications appliquées aux images avion sont présentés dans les planches 4, 5, et 6.

c - Post-classification

Les résultats de la classification et de la disjonction des polygones-test ont été évalués à partir d'une méthode statistique utilisant la moyenne (m) et l'écart-type (σ) de chacun d'eux dans chaque canal. Deux polygones-test sont considérés comme distincts si leurs intervalles de confiance sont disjoints, au moins dans un canal. Les intervalles $[m - \sigma, m + \sigma]$, $[m - 2\sigma, m + 2\sigma]$ et $[m - 3\sigma, m + 3\sigma]$ sont les intervalles de confiance à 68,27 %, 95,45 % et 99,73 % respectivement. Cette méthode a été appliquée aux différentes classes déterminées pour chaque image étudiée. La disjonction des polygones-test est assurée à une probabilité de 95 % ou plus (Figure 61).



Figure 61. Exemples de diagramme de comparaison des intervalles de confiance (à 95 %) des polygones-test

2 - TRAITEMENT DES DONNEES RADIOMETRIQUES

Comme nous l'avons signalé, les images avion étudiées ont été acquises à la fin de la saison des pluies (le 6, 12 et 17 septembre 1992) pendant la période d'observation intensive de l'expérience HAPEX-SAHEL. Au cours de cette période, les pluies ont été très importantes jusqu'au 14 septembre. Par la suite, les précipitations sont devenues sporadiques, puis absentes vers le mois d'octobre (Goutorbe et al., 1994 ; Lebel et al., 1994). Dans cette région du Niger, au cours de la saison humide, l'humectation affecte les horizons pédologiques situés jusqu'à 1,20 m de profondeur avec une proportion d'eau décroissante vers le bas (Le Fevre et al., 1994). Dans un sol à surface encroûtée par exemple, la teneur en eau maximale est de 13 % à proximité de la surface du sol et de 6 % à 1,20 m de profondeur.



Planche 4. Classification de l'image avion NS001g. L'image couvre une surface de 86,6 km².



Planche 5. Classification de l'image avion NS001m. L'image est réduite par 5 et elle couvre une surface de 58,7 km².



Planche 6. Classification de l'image avion NS001 L'image est réduite par 3, surface couverte est de 3,23 km².

Les réponses spectrales enregistrées par les capteurs optiques utilisés concernent les premiers centimètres de la surface. Donc le signal enregistré au niveau de ces capteurs contient, en plus de l'information propre au sol, l'effet de l'humidité de surface.

Dans ce qui va suivre, l'analyse des données radiométriques sera réalisée à partir des valeurs moyennes des polygones-test.

2-1. Analyse des signatures spectrales

La figure 62 présente les signatures spectrales correspondant aux trois principaux groupes de sols du site de Banizoumbou, c'est à dire : les cuirasses, les sols ferrugineux et les formations sableuses.

Pour l'ensemble des trois dates d'acquisition des images avion, la courbe SEB, représentative des formations sableuses, montre une réflectance plus élevée que les autres types de sols dans tous le domaine spectral du visible au moyen infrarouge. Cela est dû à la forte teneur des sables en quartz (> 80 %). A l'opposé, la courbe G, représentative des sols cuirassés montre une réflectance faible en raison de la forte teneur de ces sols en minéraux d'altération tels que les oxy-hydroxydes de fer et la kaolinite. Les sols ferrugineux, représentés par la courbe DEC, occupent une place intermédiaire par leur réflectance et leur composition minéralogique. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus avec les mesures radiométriques de terrain (figure 29, chapitre 5).

Pour comprendre la forme de chaque courbe des sols étudiés, nous avons procédé à une vérification à l'aide des données issues des échantillons de terrain. Nous avons tout d'abord réalisé une simulation des bandes NS001 TMS à partir des signatures spectrales continues mesurées au laboratoire pour les échantillons correspondant aux sols SEB, DEC et G, selon la méthode présentée au chapitre 6. Nous rappelons ici l'équation de calcul qui est la suivante :

$$RS(\%) = \frac{\sum_{\lambda inf}^{\lambda sup} R_{\lambda} \times S_{\lambda}}{\sum_{\lambda inf}^{\lambda sup} S_{\lambda}} \times 100$$

- RS : réflectance de la bande spectrale simulée.

- R_{λ} : réflectance diffuse dans la longueur d'onde λ

- S_{λ} : réponse spectrale relative du capteur utilisé à la longueur d'onde λ

 $-\lambda$ inf et λ sup : limites inférieure et supérieure de la bande spectrale

Les valeurs de la réponse spectrale relative pour chaque capteur NS001 TMS (Tableau I, annexe 4) ont été empruntées à Markham et Ahmad (1990).

Nous avons fait ensuite une comparaison visuelle entre la forme des courbes simulées (Figure 63) et les courbes déterminées à partir des données avion TMS (Figures 62).



Figure 62. Signatures spectrales des trois principaux types de sols du site de Banizoumbou,. déterminées à partir des données avion TMS. a : NS001g ; b : NS001m ; c : NS001p



Figure 63. Signatures spectrales, des sols G, DEC et SEB, simulées par rapport aux bandes spectrales du capteur NS001 TMS

La comparaison, entre les signatures spectrales simulées prises comme référence et les signatures avion a permis de dégager les remarques suivantes :

1 - Pour les sols de cuirasse, la réflectance enregistrée dans TM1 par le capteur avion est très faible, voir proche de la valeur 0 (Figure 62). D'après les mesures de terrain du radiomètre Barringer-TM et les données satellitaires Landsat TM, ces sols sombres ont généralement à l'état sec une réflectance qui varie entre 8 et 15 % dans le canal bleu. La réflectance observée ici est donc anormalement basse.

D'après Markham et Ahmad (1990) qui ont étudiés au laboratoire la radiométrie et la sensibilité des canaux NS001 TMS, la luminance enregistrée par le canal TM1 peut présenter dans le cas de mauvaises conditions atmosphériques des erreurs de l'ordre de plus ou moins 10 %. Or les données avion étudiées ont été acquises en septembre, à la fin de la saison des pluies et les visibilités horizontales enregistrées pour les dates d'acquisition des images variaient entre 9 et 12 km. Ces conditions atmosphériques défavorables peuvent être donc, à l'origine des valeurs très faibles enregistrées dans le canal bleu pour les sols de cuirasse.

2 - Pour le capteur avion, on remarque que la réflectance dans TM3 est inférieure à celle enregistrée dans le canal TM2 (Figure 62). Ce résultat est différent de celui de simulation (Figure 63). En effet, pendant la saison des pluies et lorsque le niveau d'humidité est très élevée, une pellicule d'eau sur les particules de sol ou bien une couche d'eau libre à la surface peuvent se former. En conséquence, une anomalie d'augmentation de la réflectance dans TM2 est remarquée. Elle est attribuée à la réflectance spéculaire de l'eau libre à la surface (Blanchard et al., 1974 ; Musick et Pelletier, 1986 ; Madeira, 1993). Ce phénomène peut expliquer les valeurs de réflectance élevées dans TM2, par rapport à TM3.

3 - Sur les signatures spectrales simulées (Figure 63), le passage du proche infrarouge (TM4) vers le moyen infrarouge (TM5 et TM6) est marqué par une courbe continue croissante. Pour les sols de cuirasse, on remarque une pente forte entre TM4 et TM5. Si on observe les signatures spectrales enregistrées dans les canaux NS001 TMS, on remarque une baisse de la réflectance entre TM4 et TM5-TM6, surtout pour les sols sableux et les sols ferrugineux. Les sols de cuirasse présentent une courbe croissante entre TM4 et TM5-TM6 mais la pente entre ces canaux est faible. Ce schéma différent entre simulation et données avion peut s'expliquer par l'effet de l'humidité sur les sols. Cette humidité se marque par une baisse de la courbe dans le domaine spectral du moyen infrarouge, à cause de l'absorption par la molécule d'eau aux alentours de 1,45 μ m et 1,95 μ m (Bowers et Hanks, 1965 ; Skidmorc et al., 1975 ; Bedidi et al., 1992, 1993).

4 - Les sols de la zone de Banizoumbou sont caractérisés par la présence de la kaolinite, 2 à 50 %. Ce minéral est caractérisé par un pic d'absorption vers 2,2 μm qui doit se marquer par une tendance à une baisse de la réflectance dans le canal TM7. C'est le résultat que l'on observe, excepté pour les sables blancs (SEB). Pour SEB, on remarque une augmentation de la réflectance vers le canal TM7. Nous avons fait une comparaison entre les réponses spectrales des sables blancs et des sables rouges et avons remarqué que ce phénomène est enregistré, seulement pour les sables blancs (Figure 64). Markham et Ahmad (1990) ont montré que le canal TM7 des données NS001 TMS, peut montrer des anomalies des valeurs enregistrées pour les cibles très brillantes. Nous nous trouvons probablement dans ce cas de figure de cibles brillantes pour les sables blancs éoliens du bas-fond.

2-2. Indices radiométriques

Les indices radiométriques qui ont été discutés au cours de ce travail sont : Indice de Rougeur, Indice de Couleur, Indice de Brillance et rapport TM6/TM7 (équivalent pour le capteur TMS de TM5/TM7 pour Landsat et Barringer).



Figure 64. Comparaison des spectres de la réflectance des sables blancs (SEB) et des sables rouges (SER)

a - L'indice de Rougeur

Madeira (1993) a étudié, au laboratoire, l'effet de l'humidité sur le calcul de l'Indice de Rougeur. Il a montré que pour des humidité faibles à moyennes, les valeurs d'Indice de Rougeur augmentent de 30 à 40 % par rapport à celles des sols secs. Quand l'humidité est maximale, on remarque une baisse des valeurs de l'Indice de Rougeur qui se rapprochent alors de celles des sols secs. Il a expliqué ce phénomène par l'effet de l'augmentation de la réflexion spéculaire.

Dans notre travail, l'Indice de Rougeur n'a pas été calculé pour les données avion TMS. La raison en est les valeurs très faibles, parfois nulles, du canal TM1. Ces valeurs peuvent fausser le calcul de l'Indice de Rougeur et ne correspondent qu'à des mauvaises conditions atmosphériques et non pas à la réalité sur le terrain.

b - L'Indice de Couleur

Dans les zones tropicales, les sols sont riches en goethite et hématite. Ces deux minéraux offrent aux sols une couleur qui varie entre le rouge et le jaune. Le calcul de l'Indice de Couleur est en étroite relation avec la couleur des sols. Cette couleur, qui dépend aussi bien de la composition minéralogique que granulométrique du sol, peut varier sous l'effet de l'humidité (Torrent et al., 1983 ; Prost et al., 1983 ; Courault et al., 1988). En effet, pour des sols tropicaux rouges, l'humidité a un effet important sur la couleur Munsell. Elle produit des variations importantes de la clarté, la teinte et la saturation (Madeira, 1993 ; Bedidi et al., 1990, 1992 ; Ciernievski, 1985). Or, l'Indice de Couleur calculé à partir des canaux vert et rouge varie fortement avec la teinte et la saturation de la couleur (Escadafal, 1993 ; Escadafal et al., 1993). Donc, le calcul de l'Indice de Couleur pour des sols humides est sans fondement car il donne des résultats trop variables et aléatoires pour leurs accorder de l'importance.

c - L'Indice de Brillance

Les sols humides sont plus sombres que les sols secs. L'Indice de Brillance, qui augmente avec la clarté des sols et diminue avec la croissance de l'humidité, permettra alors de séparer les sols suivant leurs degrés d'humidité (Mougenot, 1990; Saint et al., 1981). La figure 65 montre les courbes des valeurs d'Indice de Brillance des principaux états de surface identifiés pour chaque image avion TMS. Les états de surface présentent des valeurs d'Indice de Brillance plus ou moins identiques pour les trois dates d'acquisition. Donc, on peut penser que les sols du site de Banizoumbou ont eu sensiblement le même degré d'humidité pour les trois dates de prise de vue.



Figure 65. Variation de l'Indice de Brillance d'un état de surface à l'autre dans l'ordre des teneurs en quartz croissantes

Pour mieux comprendre l'effet de l'humidité sur la réponse spectrale des sols étudiés, nous avons réalisé une comparaison entre les valeurs d'Indice de Brillance de l'image NS001p acquise à une résolution spatiale de 0,67 m et les données de terrain prises par le radiomètre Barringer en décembre 1993, pendant la saison sèche. Mais, avant de faire cette comparaison, nous avons vérifié si les sensibilités relatives des capteur TMS et Barringer-TM peuvent être à l'origine d'une différence de la réponse spectrale enregistrée par ces deux instruments. Nous avons calculé l'Indice de Brillance à partir des données de simulation. Il s'agit de la simulation des bandes NS001 TMS et Barringer-TM à partir des signatures spectrales continues mesurées au laboratoire. Les deux courbes de l'Indice de Brillance simulées sont presque confondues (Figure 66).

La figure 67 montre que les deux courbes de IB(TMS) et de IB(Barringer-TM) présentent la même tendance générale. Donc, les variations de clarté d'un état de surface à l'autre ont peu changé. On remarque, également, que les valeurs IB(TMS) des sols humides sont proches, parfois confondues avec celles des sols secs, IB(Barringer-TM). C'est le cas de la croûte de décantation (DEC) et de la cuirasse (G). Ce résultat peut s'expliquer par une saturation en eau de ces sols argileux, ce qui augmente la réflectance par effet spéculaire. Le sable éolien rouge (SER) du versant montre une différence de l'ordre de 15 % entre IB(Barringer-TM) et IB(TMS). Ceci s'explique par une humidité faible à moyenne au niveau du versant. Ces résultats sont confirmés par les travaux de Chanzy et al. (1994). Ces auteurs ont montré, à l'aide de la radiométrie micro-onde et des mesures de l'humidité sur le terrain pendant la période d'observation intensive, que les sables éoliens du versant présentent par rapport à tous les sols du bassin de Sama Dey, l'humidité la plus faible en raison du ressuyage rapide.



Chap. 8

teneur en quartz en ordre décroissant

Figure 66. Courbes des valeurs d'Indice de Brillance simulées par rapport aux canaux TMS et Barringer (TM)



Figure 67. Comparaison des valeurs d'Indice de Brillance calculées à partir des données NS001p et celles acquises par le radiomètre de terrain Barringer

c - Le rapport TM6/TM7

Au cours de ce travail, nous avons utilisé le rapport TM5/TM7 pour la discrimination des sols suivant leur texture et leur teneur en kaolinite. L'équivalent de ce rapport pour les données avion TMS est le rapport TM6/TM7. Les canaux TM6 (1,57 à 1,71 μ m) et TM7 (2,10 à 2,38 μ m) sont très proches des pics d'absorption de l'eau : 1,45 μ m et 1,95 μ m. Donc, ces deux canaux sont très sensibles à l'effet de l'humidité. D'après Curcio et Petty (1951), le canal TM7 est deux fois plus sensible à l'humidité que le canal TM6. En plus, ces deux canaux sont sensibles à l'effet de la taille des particules et à la rugosité de la surface. Ces deux derniers paramètres étant sensiblement les mêmes dans les deux canaux, on les minimise mieux en prenant le rapport simple (TM6/TM7) qu'avec l'indice normalisé (TM6-TM7)/(TM6+TM7) (Obukov et Orlov, 1964 ; Orlov, 1966 ; Musick et Pelletier, 1986). Musick et Pelletier (1986) ont montré, par des travaux de laboratoire, que le rapport

TM5/TM7 de Landsat (l'équivalent de TM6/TM7 pour le TMS) augmente constamment avec l'humidité du sol. La pente de cette croissance varie en fonction du type de sol.

Nous avons calculé pour les trois images avion TMS étudiées le rapport TM6/TM7. La comparaison des valeurs de ce rapport, calculé pour chaque état de surface et chaque prise de vue, montre des valeurs voisines (Figure 68). Nous avons effectué également une comparaison entre les valeurs de TM6/TM7 calculées pour l'image NS001p et celles calculées avec les données Barringer-TM (Figure 69). On remarque que pour SEB, DES et DEC les valeurs de TM6/TM7 des données avion sur sols humides sont inférieures à celles de TM5/7 (Barringer-TM) sur sols secs. Ce résultat est contraire à ce que prévoyait les travaux de Musick et Pelletier (1986). En effet, pour SEB, DES et DEC, sur TM7 de TMS, la réflectance est supérieure ou voisine de celle de TM6 du même capteur. Ceci entraîne alors des valeurs du rapport TM6/TM7 inférieures ou égales à 1, faibles par rapport aux valeurs attendues. Dans notre cas, une augmentation d'humidité de certains sols entraîne une diminution du rapport TM6/TM7 des données avion alors qu'on attend une augmentation. Nous n'avons pas d'explications immédiates à donner de ce phénomène.



Figure 68. Variation du rapport TM6/TM7 calculées pour les données avion TMS



Figure 69. Comparaison des valeurs du rapport TM6/TM7 du NS001p avec celles du rapport TM5/TM7 du radiomètre Barringer (TM)

II - DONNEES SATELLITAIRES SPOT ET LANDSAT TM

Comme il a été expliqué au chapitre 7, nous avons utilisé au cours de ce travail une image Landsat TM avec les canaux du visible, proche et moyen infrarouge et sept images SPOT multispectrales. Ces images SPOT sont étalées sur quatre ans. L'objectif était de réaliser une comparaison multidate.

Les dates et les heures d'acquisition des images sont rappelées dans le tableau XXXVII.

Tableau XXXVII. Dates et heures d'acquisition des images satellitaires étudiées

	Landsat TM	SPOT HRV						
Date	4/10/92	5/10/92	15/10/92	18/06/92	01/09/91	16/02/91	11/10/90	24/10/88
Heure (GTM)	9h 17	10h 37	10h 45	10h 33	10h 28	10h 16	10h 28	10h 16

1 - DONNÉES SATELLITAIRES EN CANAUX BRUTS

1-1. Visualisation en composition colorée

Les sols du site de Banizoumbou sont caractérisés par la présence de trois composants minéralogiques importants : le quartz, les oxy-hydroxydes de fer (goethite et hématite) et la kaolinite. Les oxy-hydroxydes de fer sont caractérisés par des niveaux d'absorption dans le visible, vers 480 nm et 530 nm, et le proche infrarouge, au alentours de 900 nm. La kaolinite est caractérisée par un niveau d'absorption vers 2200 nm. La combinaison des trois canaux du visible, proche et moyen infrarouge de l'image Landsat TM les moins corrélés entre eux (TM1 : 0,45-0,52 μ m, TM4 : 0,76-0,90 μ m et TM7 : 2,10-2,35 μ m) permet, donc, une bonne discrimination des sols par leurs compositions minéralogiques (Planche 7).

La comparaison entre une image SPOT acquise à la fin de la saison des pluies et une autre prise en saison sèche montre que sur l'image de la saison sèche, la végétation verte est totalement absente sur les versants et le bas-fond et que les sols sont plus réfléchissants (Planche 8).

L'ensemble des images satellitaires SPOT et Landsat TM couvre une superficie de 100 km², plus grande que celle couverte par les données avion TMS, dont la superficie maximale est 80 km². Par suite, en plus des paysages identifiés sur les images TMS, on reconnaît sur ces images satellitaires les nouveaux paysages suivants :

- le plateau du Nord, qui se différencie du grand plateau de l'Est par la rareté de la végétation, Brousse tigrée, et la dominance des sols nus ;
- sur le grand plateau de l'Est s'individualise, vers l'Est, un cordon dunaire d'âge quaternaire de forme ovale, allongé en direction NE-SW.



Planche 7. Visualisation en composition colorée de l'image Landsat TM.
Combinaison des canaux TM4 (rouge), TM7 (vert) et TM1 (bleu). L'image couvre une surface de 100 km².
1 : plateau Nord ; 2 : plateau Est ; 3 : Dune de sable



Planche 8

A - Visualisation en composition colorée de l'image SPOT du 1 septembre 1991 (saison humide). Combinaison des canaux XS1 (rouge), XS2 (vert), XS3 (bleu). Surface couverte est de 100 km².



Planche 8

B - Visualisation en composition colorée de l'image SPOT du 16 février 1991 (saison sèche). Combinaison des canaux XS1 (rouge), XS2 (vert), XS3 (bleu). Surface couverte est de 100 km².

1-2. Comparaison des données SPOT (05/10/1992) et landsat TM

Les images Landsat TM (04/10/1992) et SPOT (05/10/1992) ont été acquises avec un décalage de seulement 25 heures. Donc, les facteurs perturbateurs intrinsèques aux sols, par exemples l'humidité et la rugosité (il n'a pas plu entre les deux acquisitions), sont les mêmes. La différence des réponses spectrales qui peut exister entre les deux images est attribuée, essentiellement, à la différence des capteurs et des conditions géométriques de prise de vue.

Les conditions géométriques de prise de vue des deux images SPOT et Landsat TM sont rappelées dans le tableau XXXVIII.

Tableau XXXVIII. Conditions géométriques d'acquisition des images Landsat TM et SPOT

	Heure (GTM)	θv	θs	фs
Landsat TM (04/10/1992)	9h 17	0°	39°0	115°
SPOT (05/10/1992)	10h 37	+14°5	23°7	140°3

Les deux images ont été prises dans un plan où \$\$ est compris entre 0° et 180°, avec une vision au nadir et un angle zénithal solaire plus élevé pour l'image Landsat TM. Pour l'image SPOT, la vision a été oblique vers l'Est. Cette différence des angles \$\$ et \$\$\$ peut introduire des différences dans les réponses spectrales enregistrées par les deux capteurs. En effet, pour des sols nus, la réflectance mesurée au nadir diminue lorsque \$\$ augmente. La cause en est l'augmentation des zones d'ombres. Pour la même cause et pour un angle \$\$ fixe, la réflectance mesurée par le capteur diminue lorsque celui-ci se trouve à l'Est, dans le sens opposé à la source (Kimes, 1983; Kimes et al., 1985; Royer et al., 1985; Roujean, 1991; Muller, 1993). Dans un domaine hétérogène avec des sols nus et de la végétation, l'effet des zones d'ombre est beaucoup plus important dans le visible que dans l'infrarouge. Ceci est dû à la forte diffusion de la végétation dans ce dernier domaine spectral (Kollenkark et al., 1981; Royer et al., 1985).

Après recalage de l'image Landsat TM par rapport à l'image SPOT (05/10/1992), une comparaison a été réalisée entre les canaux XS1, XS2, XS3 et leurs homologues TM2, TM3, TM4. La visualisation en composition colorée des images landsat TM et SPOT a été faite en Rouge, Vert, Bleu (RVB) par une combinaison des canaux TM4-TM3-TM2 pour l'image Landsat TM et XS3-XS2-XS1 pour l'image SPOT (Planche 9). La comparaison entre ces deux images marque, pour l'image SPOT, une dominance de la couleur verte correspondant aux sols nus, en revanche, la végétation est sombre. Sur l'image Landsat TM, les sols apparaissent en bleu-vert et la végétation en rouge vif.

Sur le tableau XXXIX, la matrice de corrélation entre les canaux TM2, TM3, TM4 et les canaux SPOT XS1, XS2, XS3 montre un coefficient de corrélation plus faible entre les canaux PIR (TM4 et XS3, r = 0.57), qu'entre les canaux rouges (TM3 et XS2, r = 0.92) et entre les canaux verts (TM2 et XS1, r = 0.87). Ce sont donc les canaux du proche infrarouge qui diffèrent le plus entre SPOT et TM.

	TM2	TM3	TM4	XS1	XS2	XS3
XS3	0,88	0,92	0,57	0,90	0,99	1,00
XS2	0,87	0,92	0,56	0,89	1,00	
XS1	0,87	0,83	0,62	1,00		-
TM4	0,66	0,57	1,00			
TM3	0,91	1,00		¢		
TM2	1,00		-			

Tableau XXXIX. Matrice de corrélation des canaux SPOT et Landsat TM

Pour mieux vérifier cette différence existant entre les données SPOT et Landsat TM, les canaux XS1, XS2, XS3 et TM2, TM3, TM4 ont été intégrés dans un fichier à six canaux. Puis la différence entre les données SPOT et Landsat TM a été calculée pour chaque bande spectrale. Les différences "SPOT - TM" sont présentés en moyennes et écart-types dans le tableau XL.

Tableau XL. Différences entre les réflectances mesurées dans les canaux homologues

	Moyenne de (SPOT - TM)	Écart-type de (SPOT - TM)
XS1 - TM2	0,71	1,23
XS2 - TM3	3,76	1,43
XS3 - TM4	-7,79	4,45

La moyenne des différences entre les canaux SPOT et Landsat TM montre une différence de l'ordre de 1 %, 4% et -8 %, respectivement pour les canaux vert, rouge et proche infrarouge (Tableau XL). Donc, la différence en valeur absolue de la réflectance entre les données SPOT et Landsat TM est faible au niveau du canal vert, puis elle croit dans le canal rouge pour devenir forte dans le proche infrarouge. Les bandes spectrales des capteurs SPOT et Landsat TM sont très similaires (Muller, 1993 ; Houssa et al., 1995 a). Donc, la différence que nous trouvons ici, entre les données SPOT et TM, ne peut s'expliquer que par l'effet bidirectionnel lié à la conjugaison de l'effet de l'angle zénithal solaire θ_s et de l'angle zénithal de visée θ_v , ainsi que de l'effet de l'ombre dans le visible et le proche infrarouge (Kimes et al., 1984 ; Royer et al., 1985).



Planche 9

A - Visualisation en composition colorée de l'image SPOT du 05 octobre 1992. Combinaison des canaux XS3 (rouge), XS2 (vert) et XS1 (bleu). Surface couverte est de 100 km².



Planche 9

 B - Visualisation en composition colorée de l'image Landsat TM du 04 octobre 1992. Combinaison des canaux TM4 (rouge), TM3 (vert) et TM2 (bleu). Surface couverte est de 100 km².

1-3 - Classification

Comme pour les images avion TMS, la classification des données satellitaires a été appliquée sur des images à végétation masquée. La classification utilisée est de type supervisée basée, pour le choix des zones d'entraînement, sur les connaissances acquises sur le terrain. L'individualisation des classes correspondant aux différentes zones d'entraînement a été basée sur la méthode de distance minimale qui permet d'affecter chaque pixel de l'image au polygone-test pour lequel la distance euclidienne est minimale. La vérification de la disjonction des polygones-test a été effectuée par la méthode des intervalles de confiance. Pour les familles de pixels situés à l'intérieur des polygones-test retenues, la disjonction est d'une probabilité de 95 %.

Pour toutes les images, nous avons pu distinguer les mêmes six classes (G, DEC, RUIS, DES, SER et SEB) qui correspondent aux principaux états de surface de la zone de Banizoumbou définis avec les images avion TMS. Sur l'image SPOT du 16/02/91 acquise en saison sèche, nous avons pu identifier une septième classe correspondant aux sables éoliens qui viennent butter contre les bordures des plateaux (Planche 10).

La classification sur des images prises en saison sèche (16/02/91 et 18/06/92) a été aisée et a donné de meilleurs résultats, car les sols étaient secs, très réfléchissants et de signatures spectrales bien distinctes. En revanche, la classification sur les images prises en septembre ou octobre, à la fin de la saison des pluies, a été plus difficile. La cause principale en est la différence de la réponse des sols à l'humidité qui rapproche parfois leurs signatures spectrales. Par exemple sur l' image SPOT du 15/10/92, on remarque que la croûte de décantation, qui existe normalement sur le plateau, apparaît également sur les versants et le bas-fond (Planche 11). D'après la réalité terrain, il ne s'agit pas de la croûte de décantation mais d'une croûte algaire de couleur noirâtre qui se développe durant cette période sur les sables des versants et du bas-fond (communication orale d'Herbes, 1993). Cette croûte algaire présente une signature spectrale proche de celle de la croûte de décantation. On remarque également qu'à certains endroits le sable éolien blanc se confond avec le sable éolien rouge. Ceci est dû aux effets de l'humidité qui subsistait encore au niveau du bas-fond et diminuait la réflectance des sables blancs en octobre 1992.

Afin de vérifier l'effet bidirectionnel sur la classification des images satellitaires, nous avons effectué la classification de l'image Landsat TM à l'aide des trois canaux TM2, TM3 et TM4 puis comparé avec la classification effectuée sur l'image SPOT du 05/10/1992 (Planche 12). La classification sur l'image Landsat TM offre une bonne discrimination des classes avec une image classifiée plus ou moins proche de celles des SPOT acquises en saison sèche. En revanche, la discrimination des différents états de surface à partir de l'image SPOT du 05/10/1992 a été beaucoup plus difficile et la qualité de l'image classifiée est moins bonne. On peut donc en conclure qu'aux difficultés rencontrées en raison de l'humidité pour les deux images, s'ajoutent les difficultés introduites par les prises de vues obliques et les effets de l'ombre pour l'image SPOT.

2 - DONNÉES RADIOMÉTRIQUES

Nous rappelons ici que l'analyse des données radiométriques a été réalisée à partir des valeurs moyennes des polygones-test déterminés pour la classification.

2-1. Analyse des signatures spectrales

La figure 70 présente les signatures spectrales de ceux des types de sols mis en évidence par la classification qu'on a précédement considérés comme les types principaux : cuirasses (G), sols ferrugineux (DEC) et sols sableux (SEB). Ces signatures spectrales sont déterminées à partir des données Landsat TM et SPOT multispectrales acquises en saison sèche et en saison humide.

Comme pour les données terrain et les données avion TMS, les états de surface SEB, DEC et G gardent des reflexions de même ordre de grandeur. SEB sont les plus réfléchissants alors que G sont les plus sombres. les états de surface DEC occupent une position intermédiaire.



Figure 70. Signatures spectrales, des principaux types de sols du site de Banizoumbou, déterminées à partir des données satellitaires. a : image Landsat TM ; b : image SPOT du 01/09/1991 ; c : image SPOT du 11/10/1990



Planche 10. Classification d'une image acquise pendant la saison sèche. Exemple, image SPOT du 16 février 1991. Surface couverte est de 100 km².



Planche 11. Classification d'une image acquise pendant la saison humide. Exemple, image SPOT du 5 octobre 1992. Surface couverte est de 100 km².



A - Classification de l'image SPOT du 5 octobre 1992 par l'utilisation des canaux XS3, XS2 et XS1. Surface couverte est de 100 km².



B - Classification de l'image Landsat TM du 4 octobre 1992 par l'utilisation des canaux TM4, TM3 et TM2. Surface couverte est de 100 km².

a - L'image Landsat TM

Sur la figure 70 a, on peut tirer les remarques suivantes :

Dans le domaine du visible (TM1, TM2 et TM3), la réflectance est croissante. Donc, l'effet de l'absorption par l'eau libre marqué au niveau des images avion TMS prises au mois de septembre ne s'observe plus. Ceci s'explique par le fait que la pluie est devenue rare à la fin du mois de septembre, puis absente en octobre. Les sols commencent donc à se ressuyer et deviennent de moins en moins humides.

Le passage entre TM3 et TM4 est marqué par une inflexion qui est due aux pics d'absorption par le fer (Hunt et al., 1971; Sherman et Waite, 1985; Drury et Hunt, 1989). Au niveau de TM4 est enregistré le taux maximal de réflexion.

Le passage entre le proche infrarouge (TM4) et le moyen infrarouge (TM5 et TM7) est marqué par une baisse de la réflectance. Cette baisse peut être due à l'effet de l'humidité résiduelle dans les sols, qui se traduit par une absorption au niveau du moyen infrarouge.

Le sol cuirassé (G) marque une très forte baisse pour TM7 par rapport à TM5. Cette chute est due à l'effet conjugué de la teneur en kaolinite (36 %) et de l'humidité.

b - Les images SPOT

Les images SPOT du 1/09/1991 et du 11/10/1990 ont été acquises dans les mêmes conditions géométriques de prise de vue (Tableau XXVI, Chapitre 7). Cependant, pour ces deux dates, les conditions d'humidité des sols sont différentes. En effet, pendant le mois de septembre, la pluie continuait à tomber et les sols étaient encore imbibés d'eau. Alors que, pendant le mois d'octobre, la pluie devient rare et les sols entament la phase de déshydratation. La comparaison des signatures spectrales des trois principaux types de sols du site de Banizoumbou, enregistrées pour ces deux dates, montre des courbes de forme continue croissante. Ces courbes sont rectilignes ou légèrement convexes pour les signatures spectrales du mois d'octobre (Figure 70 c), concaves pour celles du mois de septembre (Figure 70 b). Cette concavité est due à la différence faible entre les réflectances enregistrées entre les canaux vert et rouge. En effet, la présence d'eau libre au niveau des sols réduit la différence entre les canaux XS2 et XS1.

2-2. Indices radiométriques

L'Indice de Rougeur et l'Indice de Brillance ont été calculés pour chaque image Landsat TM ou SPOT. Nous avons également calculé le rapport TM5/TM7 pour l'image Landsat TM. Quant à l'Indice de Couleur, il a été calculé uniquement pour les images acquises en saison sèche. La raison en est d'éviter les erreurs qui peuvent être introduites par l'humidité sur les couleurs des sols.

L'évolution des indices radiométriques est analysée à l'aide de la comparaison avec les résultats des mesures radiométriques sur le terrain.

a - L'image Landsat TM

a1 - L'Indice de Brillance

La figure 71 présente une comparaison de la variation des IB calculés à partir des données Landsat TM et Barringer (TM) pour les principaux états de surface de la zone de Banizoumbou. Dans les deux cas, on remarque une croissance des valeurs de IB en fonction de la clarté des sols qui augmente des sols cuirassés des plateaux (G) vers les sables blancs du bas-fond (SEB). Cette augmentation de la clarté des sols est fonction de la composition minéralogique et granulométrique. Elle se traduit, sur une image IB affichée en noir et blanc, par des niveaux de gris sombres sur les plateaux et des niveaux de gris clairs vers le bas-fond (Planche 13).

Sur la figure 71, on remarque que les valeurs de IB pour les sables rouges (SER) et pour les sables blancs (SEB) sont voisines avec les données Landsat TM, alors que la différence est grande avec les données Barringer (TM). On peut observer cette même différence entre les sols ferrugineux (DES, DEC et RUIS) et les sols cuirassés (G). Ces résultats ne peuvent être attribués entièrement à une différence d'humidité des sols. L'effet de l'ombre peut aussi être évoqué, car à l'heure de l'acquisition de l'image (9h17) le soleil est moyennement élevé : 51°. Donc cette faible élévation du soleil a pu produire des zones d'ombre qui ont diminué la réflectance du sol dans le visible, plus sur les sols de cuirasse gravillonnaires que sur les autres en raison de sa plus grande rugosité.



Figure 71. Comparaison des valeurs d'Indice de Brillance calculées à partir des données Landsat TM et Barringer (TM)

a2 - Indice de Rougeur

Le tableau XLI présente les valeurs d'Indice de Rougeur calculées à partir des données Landsat TM et celles du radiomètre Barringer (TM).

Les données Landsat TM montrent, à une exception près, les mêmes variations générales que celles des données terrain.





Planche 13. Visualisation en niveaux de gris d'un néocanal, Indice de Brillance, de l'image Landsat TM. Surface couverte est de 100 km².

1) Pour les sols contenant plus de 1 % d'hématite (DEC et G), l'Indice de Rougeur augmente avec la teneur en hématite.

2) Pour les sols contenant moins de 1 % d'hématite, nous devons séparer les sols suivant leur texture granulométrique.

- Les sols sableux (SER et SEB) montrent, pour les données Landsat comme pour celles de terrain, une faible valeur pour SEB par rapport à SER. Ceci est dû à la granulométrie très fine de SEB.
- Pour les sols ferrugineux (DES et RUIS) à texture argilo-sableuse, on remarque une opposition entre les deux types de mesures. Pour les données terrain, nous avons montré au chapitre 5 que le sol DES présente un IR plus élevé que RUIS due aux effets conjugués de sa granulométrie, sa teneur en oxyde de fer et sa teneur en kaolinite. Pour les données Landsat TM, on remarque que RUIS présente la valeur de IR la plus élevée. Ce phénomène d'inversion peut être dû à l'effet de l'humidité aussi bien qu'à l'effet de l'ombre. Il est difficile de se prononcer sans indications supplémentaires sur les états de surface au moment des mesures satellitaires.

Tableau XLI. Indice de Rougeur calculé à partir des données Landsat TM et Barringer (TM)

		Indice de Rougeur (×100)		
Teneur en hématite	États de surface	Landsat TM	Barringer (TM)	
> 1 %	G	28,50	42,96	
	DEC	24,89	7,21	
	DES	29,78	28,51	
< 1 %	RUIS	37,33	10,27	
	SER	15,76	29,22	
	SEB	12,70	13,63	

a3 - Le rapport TM5/TM7

Le tableau XLII présente les valeurs du rapport TM5/TM7 calculées à partir des données Landsat TM et Barringer (TM).

Tableau XLII. Rapport TM5/TM7 calculé avec les données Landsat TM et Barringer (TM)

	Γ	Rapport TM5/TM7 (×100)		
Type de sols	États de surface	Landsat TM	Barringer (TM)	
Sols cuirassés	G	157,61	147,5	
<u>,,,,,</u> ,,, _,	DES	96,21	135,9	
Sols ferrugineux	DEC	106,36	127,7	
	RUIS	121,11	114,2	
Sols sableux	SER	108,0	112,9	
	SEB	106,0	113,0	

Les sols ont été séparés suivant leur type de texture granulométrique.

- Les sols cuirassés (G) montrent la valeur la plus élevée, due à la forte teneur en kaolinite (36 %).
- Les deux sols sableux présentent des valeurs de TM5/TM7 faibles et voisines dues à leurs teneurs en kaolinite peu différentes (4 à 5 %).
- Pour les sols ferrugineux (DEC, DES et RUIS) de texture argilo-sableuse, les valeurs de TM5/TM7 (Landsat) montrent une variation inverse à celle des valeurs de TM5/TM7 (Barringer). Ces résultats peuvent être expliqués par la différence d'humidité qui est très influente au niveau du moyen infrarouge et beaucoup plus pour TM7 que pour TM5 (Musick et Pelletier, 1986).

b - Images SPOT acquises pendant la saison des pluies

b1 - Indice de Brillance

La figure 72 présente les courbes de l'Indice de Brillance calculé à partir des données SPOT acquises à la fin de la saison des pluies. La tendance générale est la même pour toutes les scènes avec une croissance de IB des sols cuirassés les plus sombres vers les sables blancs les plus brillants. On remarque aussi les phénomènes suivants :

- les valeurs de IB du 01/09/91 sont les plus faibles. Il s'agit, sans doute, de l'effet de l'humidité qui est encore très fort en septembre et qui diminue en octobre ;
- les valeurs de IB calculées pour les images prises en mois d'octobre, surtout celles du 24/10/88, 11/10/90 et 05/10/92, sont plus au moins identiques. Les valeurs de IB pour l'image du 15/10/92 sont inférieures à celles de l'image du 05/10/92. Pourtant, l'effet de l'humidité doit être moins important en cette date du 15 octobre car il n'y a pas eu de pluies entre ces deux dates. Ces deux images ont été prises avec, à peu près, le même angle zénithal solaire (23°7 et 25°4). Mais L'image du 15 octobre a été acquise avec une visée plus oblique vers l'Est : 26°5 pour l'image du 15 octobre contre 14°5 pour l'image du 5 octobre. Pour des sols nus, lorsque la visée s'effectue vers l'Est dans la direction des rayons solaires réfléchis, à θs fixe, la réflectance des sols diminue quand θv augmente (Roujean, 1991). Cela peut donc expliquer les valeurs de réflectance relativement basses enregistrées le 15 octobre 1992.



Figure 72. Indice de Brillance calculé pour les images SPOT acquises à la fin de la saison des pluies

b2 - Indice de Rougeur

Le tableau XLIII présente les valeurs de IR calculées pour les images SPOT acquises au mois de septembre et octobre, ainsi que celles calculées à partir des mesures réalisées sur le terrain à l'aide du radiomètre Cimel en décembre 1993.

	Indice de Rougeur (×100)						
		Cimel					
	24/10/1988 11/10/1990 01/09/1991 05/10/1992 15/10/1992						
G	14,83	14,00	17,00	13,00	78,00	25,71	
DEC	13,24	15,57	13,89	17,89	50,79	9,78	
DES	15,32	13,32	23,06	21,02	67,00	21,05	
RUIS	14,02	14,68	17,13	18,31	62,48	8,33	
SER	10,52	10,89	10,00	11,30	43,29	17,60	
SEB	7,22	12,12	12,13	9,70	28,55	6,35	

Tableau XLIII. Indice de Rougeur calculé avec les données SPOT acquises à la fin de la saison des pluies et celles du Cimel

Toutes les images SPOT, excepté celle du 15/10/1992, présentent plus ou moins les mêmes valeurs, ce qui se traduit par des taux de réflexion très voisins pour les différentes dates (Figure 73). L'image du 15/10/1992 présente des valeurs de IR élevées, dues aux faibles valeurs de réflectance enregistrées dans les canaux vert et rouge. La cause en est probablement l'effet de l'angle de visée très oblique vers l'Est de cette image qui s'additionne à une faible humidité.



Figure 73. Indice de Rougeur calculé pour les images SPOT acquises à la fin de la saison des pluies

Les valeurs de IR pour les images du 24/10/1988 et 15/10/1992 présentent les mêmes variations générales que celle des IR calculés à partir des mesures faites par le radiomètre Cimel (Tableau XLIII). Donc, cela correspondrait plutôt à un schéma de saison sèche que l'on retrouve dans les deux dates les plus tardives, au moment ou l'effet de l'humidité devient plus faible. Les autres dates présentent des valeurs de IR donnant des courbes dont la forme générale est différente de celle de terrain (Tableau XLIII).

La comparaison des valeurs de IR de l'image du 1/09/1991 avec celles de l'image du 11/10/1990, acquises dans les mêmes conditions géométriques, angle de visée égal à +2°02 et angle zénithal solaire compris entre 20° et 26 °, montre une différence de l'allure générale qui ne peut être dû qu'à la différence de l'humidité (Tableau XLIII). Les valeurs de l'image du 1/09/1991 montrent une tendance générale plus proche de celle des IR calculés à partir des données Cimel, excepté pour les sols sableux. En effet pour l'image SPOT du 01/09/1991, les sables éoliens rouges du versant (SER) montrent un IR plus faible que celui des sables blancs du bas-fond, ce qui est contraire à la réalité terrain. Ce résultat ne peut s'expliquer que par le niveau élevé de l'humidité des sols au 1/09/1991 par rapport au 11/10/1990. Le niveau élevé d'humidité donne des valeurs de IR proches de celles qui peuvent être calculées pour des sols secs (Madeira, 1993). Le SER, présente une exception due à son humidité faible. La cause en est le phénomène de ressuyage rapide (Chanzy et al., 1994).

Sur les images d'Indice de Rougeur affichées en fausses couleurs (Planche 14), les faibles valeurs radiométriques correspondant à la couleur bleue sont observées essentiellement au niveau du bas-fond. Les plateaux et les rebords des plateaux apparaissent en couleur rouge. Ils correspondent à des valeurs d'Indice de Rougeur élevées. On remarque également que sur le plateau du Nord, la couleur rouge est plus intense que sur le grand plateau de l'Est. Ce contraste entre l'intensité du couleur des deux plateaux, supposés constitués des mêmes types de sols, s'accentue de plus en plus entre l'image acquise en octobre 1988 et celle prise en octobre 1992. Il correspond à une augmentation de l'Indice de Rougeur sur le plateau du Nord. Cette différence qui augmente d'année en année peut-elle correspondre à une variation de la dégradation des sols entre ces deux plateaux ?

Pour répondre à cette question et surtout pour réaliser une comparaison multidate efficace, l'utilisation de l'Indice de Rougeur comme élément de comparaison peut poser des problèmes liés à la différence d'humidité des sols et aux conditions géométriques d'acquisition des images. Pour éviter ces problèmes posés par l'hétérogénéité des données, nous avons choisi d'utiliser la méthode du rapport simple de deux canaux (ratio). Cette méthode est employée pour deux raisons : d'une part réduire l'effet de l'humidité (Musick et Pelletier, 1986) et d'autre part affaiblir l'effet bidirectionnel (Crane, 1971 ; Barnsley, 1983 ; Vincent, 1984 ; Royer et al., 1985). Le rapport simple utilisé est celui du canal rouge sur le canal vert XS2/XS1. Il a été calculé pour les images prises au mois d'octobre afin d'effectuer une comparaison multidate de 1988 à 1992.

b3 - Rapport XS2/XS1

A partir des mesures radiométriques de terrain, nous avons montré que pour un type de sol donné, le rapport canal rouge sur canal vert est très corrélé avec la teneur des sols en oxyhydroxydes de fer et, également, avec l'indice d'altération (Houssa et Pion, 1995 b).

La visualisation en fausses couleurs des images du rapport XS2/XS1 montre que, de la même manière que pour l'Indice de Rougeur, il existe une augmentation de l'intensité de la couleur rouge pour le plateau Nord, par rapport au plateau Est. Cette augmentation devient de plus en plus importante entre 1988 et 1992 (Planche 15). Pour vérifier si cette différence a une signification radiométrique, nous avons utilisé un extrait de 250 pixels pour chaque

image, sur chacun des deux plateaux. Puisque les images sont superposables, les extraits ont été réalisés pour la même zone de 500 m * 200 m. La moyenne et l'écart-type du rapport XS2/XS1 ont été calculés pour chaque extrait. Ils sont présentés dans le tableau XLIV.

Tableau XLIV. Moyennes et écart-types du rapp	oort (XS2/XSI ×100) calculé pour les zones
extraites des plateaux Est et No	ord du site de Banizoumbou
	a un brie de Barrigonnoon

	Platea	u EST	Plateau Nord		
Images	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	
24/10/1988	144,29	6,0	152,75	8,86	
11/10/1990	154,17	6,45	157,73	8,13	
05/10/1992	148,19	6,78	160,00	9,40	

Les extraits du plateau du Nord montrent des valeurs moyennes en XS2/XS1 légèrement plus élevées que pour le plateau Est. On remarque également, pour le plateau du Nord, une augmentation de XS2/XS1 entre 1988 et 1992. Cette augmentation progressive peut correspondre à un niveau de dégradation plus élevé sur le plateau du Nord que sur le plateau Est (Planche 16). En effet, le plateau du Nord est caractérisé par sa proximité de la route goudronnée qui se situe au Nord de la zone d'étude et par un processus de déboisement accéléré. Ce déboisement permet très probablement un apport de sables éoliens. Le déboisement lié à l'existence de la route joue un rôle accélérateur sur le mécanisme d'ensablement (Houssa et Pion, 1995 b).

c - Images SPOT acquises en saison sèche

Les figures 74, 75 et 76 présentent respectivement les variations des valeurs de IB, IR et IC calculées à partir des données SPOT des 16/02/1991 et 18/06/1992 et des données de terrain acquises par le radiomètre Cimel en décembre 1993. L'ensemble de ces données correspond à la saison sèche. Nous avons comparé les indices radiométriques calculés à partir des données SPOT avec ceux des données Cimel. Ces derniers montrent des variations fortes entre les différents états de surface. Ces variations sont peu marquées pour les données SPOT. Les images SPOT ont été acquises au premier semestre de l'année. Durant cette période, les apports atmosphériques en aérosols désertiques sont élevés, surtout vers le mois de février et le mois de mars. Cette brume sèche peut déposer une mince couche de sable à la surface et créer ainsi une sorte de lissage des réflectances et par conséquent des indices radiométriques des différents sols. D'autre part, ces aérosols sont caractérisés par de fortes teneurs en silice et une granulométrie fine, ce qui peut entraîner une augmentation de la réflectance des sols.



Planche 14. Comparaison multidate de l'Indice de Rougeur des images SPOT acquises en saison humide. A : SPOT (24/10/1988) ; B : SPOT (11/10/1990) ; C : SPOT (05/10/1992). Surface couverte est de 100 km².



Planche 15. Comparaison multidate du rapport XS2/XS1 des images SPOT acquises en saison humide. A : SPOT (24/10/1988) ; B : SPOT (11/10/1990) ; C : SPOT (05/10/1992). Surface couverte est de 100 km².


Planche 16. Photographies prises dans la zone de Banizoumbou durant la saison sèche. A : plateau Nord ; B : plateau Est.

156



Figure 74. Indice de Brillance calculé sur les données des images SPOT de saison sèche et celles du radiomètre Cimel



Figure 75. Indice de Rougeur calculé sur les données des images SPOT de saison sèche et celles du radiomètre Cimel



Figure 76. Indice de Couleur calculé sur les données des images SPOT de saison sèche et celles du radiomètre Cimel

3 - COMBINAISON BINAIRE DE DEUX INDICES RADIOMÉTRIQUES

La différenciation des différents états de surface, caractéristiques de la zone de Banizoumbou, par l'utilisation monodimentionnelle des indices radiométriques est limitée par les effets de l'humidité pendant la saison humide et par les effets des aérosols désertiques durant la saison sèche. Pour une meilleur individualisation des différents états de surface, une combinaison bidimentionnelle entre les indices radiométriques a été réalisée. Après différents essais, le diagramme binaire qui permet la meilleure discrimination des états de surface est celui qui combine l'Indice de Rougeur et l'Indice de Brillance. Ce résultat est valable aussi bien pour les données Landsat TM que pour les données SPOT acquises en saison humide ou en saison sèche (Figure 77). Trois sols sont individualisés par un seul des deux indices : G et SEB par l'Indice de Brillance, respectivement le plus faible et le plus élevé ; SEB et EOL par l'Indice de Rougeur, respectivement le plus faible et le plus élevé ; SEB et EOL par l'Indice de Rougeur, respectivement le plus faible et le plus élevé ; SEB et EOL par l'Indice de Rougeur, respectivement le plus faible et le plus élevé . Les quatre autres sols, SER, DES, DEC et RUIS nécessitent pour se distinguer les uns des autres l'analyse conjointe des deux indices, IR et IB.

Chap. 8

Ċ



Figure 77. Diagramme Binaire de combinaison de l'Indice de Rougeur et de l'Indice de Brillance

IV - CONCLUSIONS

Ce chapitre 8 a permis l'étude des propriétés spectrales des sols du site de Banizoumbou, à partir des données aéroportées NS001 multi-échelles et satellitaires SPOT et Landsat TM. Les données avion TMS et satellitaires Landsat TM ont permis de couvrir tout le domaine spectral du visible au moyen infrarouge. Les données SPOT multispectrales, acquises entre 1988 et 1992, ont autorisé le suivi multidate de la dégradation des sols.

La visualisation en composition colorée des canaux bruts des différentes données satellitaires et aéroportées à permis l'identification des principales entités géomorphologiques caractéristiques du bassin de Sama Dey. Ce sont les plateaux cuirassés, les versants et les bas-fond.

La classification supervisée des différentes images à permis l'identification de six principaux états de surface caractéristiques de la zone de Banizoumbou. Ces états de surface sont les suivants :

- les sols gravillonnaires ;
- la croûte de décantation ;
- la croûte de ruissellement ;
- la croûte de dessication ;
- les sables éoliens rouges ; ·
- les sables éoliens blancs.

Pour tous les capteurs et toutes les dates d'acquisition de l'image, l'analyse de la réponse spectrale des différents états de surface a permis d'identifier trois types de signatures spectrales caractéristiques des trois groupes majeurs de sols du site de Banizoumbou. Il s'agit des sols sableux, des sols ferrugineux et des sols cuirassés. Les différences de réflexion de ces sols majeurs sont similaires pour les différents capteurs et sont en accord avec les résultats des mesures radiométriques de terrain.

L'utilisation des indices radiométriques (Indices de Rougeur, Indice de Couleur, Indice de Brillance et le rapport TM5/TM7) pour la quantification des minéraux d'altération à partir des données aéroportées ou satellitaires a été confrontée aux effets de l'humidité, aux effets des aérosols désertiques et aux effets des conditions géométriques d'acquisition de l'image.

- L'Indice de Rougeur et le rapport TM5/TM7 ont été perturbés essentiellement par l'effet de l'humidité, non homogène entre les différents types de sols. Ce résultat confirme donc la nécessité que l'humidité des sols soit constante dans le cas d'utilisation de l'Indice de Rougeur ou du rapport TM5/TM7 pour l'estimation des minéraux d'altération.
- Les effets de l'humidité et de la brume sèche sur l'Indice de Brillance ont été marqués, essentiellement, par la diminution des différences de clarté entre les sols. En revanche l'évolution générale de la variation latérale entre les différents états de surface est restée identique à celle obtenue par les données radiométriques de terrain.
- l'Indice de Couleur a été perturbé par l'effet des aérosols désertiques qui déposent à la surface une mince pellicule riche en quartz laquelle perturbe la réponse spectrale propre au sol.

Donc, la discrimination des différents états de surface, à partir de l'analyse monodimentionnelle des indices radiométriques calculés pour des images acquises à la fin de la saison des pluies, a été limitée par la différence du comportement des sols vis à vis de l'humidité. Pour les images acquises pendant la saison sèche, ce sont les aérosols désertiques qui ont crée une sorte de rapprochement des réponses spectrales des différents types de sols. Dans ce cas, l'utilisation de la méthode de seuillage d'un néocanal (exemple IR) pour la cartographie des sols en fonction des teneurs en minéraux d'altération est différentes peuvent avoir la même valeur d'indice radiométrique. La cause en est les effets conjoints de la minéralogie et de la granulométrie d'une part, et d'autre part les facteurs externes perturbateurs : l'humidité, la brume sèche et les conditions géométriques. Pour obtenir une meilleure individualisation des différents états de surface, nous avons utilisé une combinaison bidimentionnelle des indices radiométriques, essentiellement, l'Indice de Rougeur et l'Indice de Brillance.

La méthode du rapport simple de deux canaux (ou ratio) a facilité la réalisation d'une comparaison multidate, entre les images SPOT acquises en octobre, en réduisant les effets bidirectionnels et la différence d'humidité entre les sols. L'utilisation du rapport XS2/XS1 a permis d'identifier la présence du processus d'ensablement lié à l'apport des sables éoliens et de suivre l'extension spatiale des zones dégradées.

CHAPITRE 9

EFFET DU CHANGEMENT D'ECHELLE SUR LE CALCUL D'UN INDICE RADIOMETRIQUE D'INTERET GEOLOGIQUE

Tout au long de ce travail, nous avons cherché à connaître la relation qui existe entre la réponse spectrale et les propriétés physico-chimiques des sols nus à diverses échelles. Pour cela, nous avons utilisé des mesures spectrophotométriques de laboratoire, des mesures radiométriques de terrain, des données aéroportées et des données satellitaires. Pour l'ensemble de ces données, à l'exception de celles de laboratoire, les mesures ont été réalisées sur la surface du sol dans son état naturel, à l'aide des capteurs de type SPOT multispectral ou Thematic Mapper. Les résolutions spatiales varient entre 0,30 m pour le radiomètre portable et 30 m pour le capteur satellitaire Landsat TM.

En télédétection, la réponse spectrale enregistrée au niveau de chaque capteur est en étroite relation avec les propriétés des objets qui se trouvent à l'intérieur de l'unité élémentaire d'observation (pixel). A l'intérieur de chaque pixel, tout changement dans les proportions et les dimensions des objets peut introduire une variation du signal mesuré. Ce phénomène introduit donc, deux notions importantes qui sont : l'homogénéité d'un pixel et le changement d'échelle.

1 - NOTIONS D'HOMOGENEITE D'UN PIXEL ET DE CHANGEMENT. D'ECHELLE

1 - HOMOGÉNÉITÉ D'UN PIXEL

En dehors de tout effet géométrique du capteur et après correction des effets atmosphériques, l'homogénéité du milieu couvert par un pixel est en relation avec ses propriétés spectrales. Dans notre étude, nous avons utilisé des indices radiométriques thématiques pour établir la relation qui existe entre la réponse spectrale et les caractéristiques physico-chimiques des sols. Donc, un pixel Ω sera considéré comme homogène, si en tous points ω_i de Ω , les valeurs de l'indice radiométrique étudié sont identiques. Dans le cas courant un pixel n'est pas rigoureusement homogène au sens défini ci-dessus. On appelle couramment pixel homogène un pixel pour lequel les valeurs de l'indice radiométrique sont à peu près identiques. Pour rester rigoureux, nous appellerons quasi-homogènes de tels pixels.

2 - CHANGEMENT D'ÉCHELLE

L'observation de la terre à partir de l'espace est conditionnée par plusieurs facteurs dont les échelles de temps et d'espace. La capacité de détection des changements qui se produisent au niveau des objets recouvrant la surface terrestre, à partir des données spatiales, est une fonction complexe des caractéristiques spatio-temporelles, de la résolution spatiale du capteur et de sa répétitivité temporelle (Townshend et Justice, 1988 ; Aman, 1991). Par exemple dans le cas de la végétation, le suivi de l'évolution d'un couvert végétal à l'échelle globale nécessite l'acquisition de données avec une grande répétitivité temporelle. Dans les faits, cette bonne répétivité n'est atteinte qu'avec des satellites qui ont une basse résolution spatiale. Dans le cas des sols, une meilleure compréhension du comportement spectral d'un sol à l'état naturel se réalise tout d'abord par une étude locale à l'aide d'un radiomètre ou spectroradiomètre portables (Escadafal et al., 1993). Ensuite, l'établissement d'une carte des états de surface, ou le suivi de la dégradation des sols et du phénomène de désertification, nécessitent des images satellitaires qui offrent des observations répétitives à l'échelle globale.

Cette question du passage du local au global ou du global au local constitue depuis quelques années le sujet d'innombrables travaux et débats scientifiques de haut niveau. Becker et Raffy (1987) ont montré que les variables pertinentes à l'échelle des mesures in situ (températures, humidité, caractéristiques biologiques du couvert végétal, etc...) ont un sens à l'échelle locale et ne sont plus toujours pertinentes lorsque l'on dégrade la résolution spatiale d'observation. Ce problème d'échelle représente, donc, un phénomène important à prendre en compte dans le cas d'estimation quantitative d'un paramètre de surface à partir des données satellitaires. Pour répondre en partie à ces problèmes, des études appropriées de passage de l'échelle locale à l'échelle globale ou de l'échelle globale à l'échelle locale ont été développées par plusieurs auteurs. On peut citer plus particulièrement les auteurs suivants : Xiang Ning Kong et Vidal-Madjar (1988) ; Jupp et al.(1988, 1989) ; Ramstein et Raffy (1989) ; Justice et al. (1989) ; Raffy (1992, 1994 a, 1994 b).

Dans ce chapitre, nous examinerons à la lumière d'outils nouveaux pour l'analyse des changements d'échelle et de l'hétérogénéité le problème suivant : peut-on considérer que le rapport TM5/TM7 obtenu avec le capteur de Thematic Mapper à 30 m de résolution permet une bonne approximation de la teneur en kaolinite, telle qu'on l'évaluerait in situ, au niveau de chaque point du pixel TM ?

Pour répondre à cette question, nous utiliserons les données haute résolution pour évaluer l'écart maximum entre les valeurs de TM5/TM7 obtenues par l'image basse résolution (Landsat TM) et des valeurs dites "réelles" ou de "référence". Celles-ci sont obtenues en dégradant les valeurs de mesures avion de haute résolution pour avoir une image équivalente à l'image TM de basse résolution. Ces écarts maximums seront obtenus à l'aide des méthodes d'enveloppes convexes (Raffy, 1992, 1994a et 1994b). Nous comparerons ensuite ces écarts extrêmes aux écarts réels.

Dans le cas qui nous intéresse, le domaine spectral in situ correspondant à la haute résolution de 1,6 m est décrit par la figure 78.



Figure 78. Domaine spectral in situ (haute résolution de 1,6 m)

II - RAPPELS THEORIQUES

La quantification d'une surface couverte est l'une des opérations essentielles en télédétection spatiale. Nous nous intéressons ici aux sols à kaolinite, mais le problème se pose évidemment pour toute couverture du sol. On cherche ainsi à quantifier les surfaces occupées par les zones brûlées pour en déduire le dégagement en CO_2 dans l'atmosphère, la végétation pour la biomasse, l'eau, la glace flottante, la neige, etc...

Or l'estimation de la surface couverte se fait à partir de la mesure satellitaire, celle-ci dépend a priori de la résolution spatiale des mesures radiométriques. En effet, si un pixel TM de 30 m de résolution est classé "sol à kaolinite" cela signifie-t-il que chacun des 900 sous-pixels de 1 m², ou chacun des 400 pixels de $(1,5m)^2$ est classable "sol à kaolinite" ?

Le problème général ainsi posé peut s'exprimer plus précisément de la façon suivante.

Soit Ω un pixel basse résolution (dans notre cas, le pixel TM de $(30m)^2$). On connaît la réflectance de Ω dans les bandes TM5 et TM7 que l'on note respectivement L_1 et L_2 que l'on écrira vectoriellement :

$$\mathbf{L} = (\mathbf{L}_1, \mathbf{L}_2)$$

Supposons un découpage de Ω en sous-pixels $\omega_1,...,\omega_N$ de taille aussi petite que l'on veut. Ici, nous considérons que les ω_i ont 1,6 m de côté. Nous supposerons que les ω_i sont assez petits pour être entièrement couverts de sol à kaolinite ou entièrement non couverts. On appellera "haute résolution" la résolution correspondant à ces pixels et leurs réflectances sont notées de la manière suivante :

$$\ell(\omega_i) = (\ell_1(\omega_i), \ell_2(\omega_i))$$

Nous pouvons maintenant préciser le problème. Sachant que \vec{L} se trouve dans le domaine spectral D_{Kaol} des sols à kaolinite (Figure 78), quel est la valeur maximum R^ et la valeur minimum R_{ν} de sous-pixels ω_i dont la réflectance $\vec{\ell}(\omega_i)$ appartient au domaine spectral des sols à kaolinite ?

La réponse à ce problème est donnée dans l'article de Raffy (1994 b). Les valeurs R_v et R^{\wedge} appelées respectivement borne inférieure et borne supérieure sont obtenues par l'algorithme suivant :

Soit la fonction $R(\vec{L})$ définie ainsi :

$$R(\vec{L}) = \begin{cases} 1 \text{ si } \vec{L} \in D_{Kaol} \\ 0 \text{ si } \vec{L} \notin D_{Kaol} \end{cases}$$

 $R(\vec{L})$ est représenté par la figure 79.

1°) On trace l'enveloppe concave supérieure du graphe de R. Cette surface représente le graphe d'une fonction dont la valeur pour \vec{L} est R^ (Figure 79).

2°) On trace l'enveloppe convexe inférieure du graphe de R. Cette surface représente le graphe d'une autre fonction dont la valeur en \vec{L} est R_{v} . (Figure 79).



Figure 79. Représentation graphique de la fonction $R(\overline{L})$

Nous pouvons donc donner numériquement la réponse au problème posé. En effet, si l'on imagine toutes les réflectances admissibles $\vec{\ell}(\omega_i) \in D$ des sous-pixels élémentaires de Ω ayant la valeur globale \vec{L} observable par TM, on trouvera dans le domaine D_{Kaol} la valeur R_v au maximum et la valeur R^ au minimum. On envisage ainsi tous les types de mélanges admissibles, c'est à dire toutes les réflectances donnant la mesure globale \vec{L} dans le domaine D.

Donc l'intervalle de longueur suivant :

$$E(\vec{L}) = R^{-}R_{v}$$

donne l'écart maximum entre les valeurs possibles de TM5/TM7 de Ω , lorsque la réflectance de Ω est \vec{L} .

Remarques.

1) L'écart E(L) est dû à deux phénomènes :

- la non-linéarité de l'indice $\frac{TM5}{TM7} = \frac{L_1}{L_2}$ par rapport à L_1 et L_2 ;

-

- l'hétérogénéité de Ω qui est traduite par l'étendu du domaine D(Figures 78 et 79).

2) Lorsque Ω est homogène on a $E(\overline{L}) = 0$, c'est à dire que les valeurs TM5/TM7 calculées par des mesures globales sont toujours exactement celles qu'on aurait in situ.

Raffy (1994 b) a défini également le modèle spatialisé qui permet de réduire au mieux l'écart $\vec{E(L)}$ pour l'estimation du pourcentage de couverture de Ω . Pour cela, on prend la valeur suivante :

$$V = \frac{1}{2} (R_v + R^{\wedge})$$

Cette valeur permet en effet de minimiser $E(\vec{L})$ en moyenne, lorsque les distributions dans D sont équiprobables.

Dans ce qui va suivre, nous calculerons l'écart E(L) et la valeur V. Puis nous les comparerons avec les valeurs TM5/TM7 réelles que l'on connaît grâce aux mesures avion.

III - APPLICATION DE LA METHODE DE SPATIALISATION

1 - CHOIX DES DONNÉES

Les données de télédétection utilisées pour l'étude du changement d'échelle sont uniquement l'image NS001 (TMS) acquise le 6 septembre 1992 et l'image Landsat TM acquise le 4 octobre 1992. Les raisons du choix de ces deux images sont les suivantes :

- elles couvrent presque toute la zone d'étude de Banizoumbou, donc tous les états de surface étudiés sont représentés;
- elles ont été prises par le même type de capteur qui est le Thematic Mapper et avec les mêmes bandes spectrales. Donc l'effet de la largeur de la bande spectrale sera éliminée;
- Les dates de prise de vue sont voisines.

Pour les deux images étudiées les effets atmosphériques sont corrigés, la végétation n'est pas masquée et le paramètre physique pris en compte est la réflectance propre au sol.

L'indice radiométrique relié aux propriétés de surface qui est étudié est le rapport TM5/TM7 (ou TM6/TM7 pour les données TMS). Ce rapport simple est très utilisé dans le domaine de la géologie pour l'identification des silicates et des alumino-silicates à groupement hydroxyle (Elvidge et Lyon, 1985 ; Drury et Hunt, 1989 ; Nash et Wright, 1994). Au cours du travail présenté aux chapitres 4, 5, 6 et 8 nous avons calculé, à partir des données radiométriques de terrain, des données aéroportées et des données satellitaires, le rapport TM5/TM7 pour la discrimination des différents types de sols en fonction de leur teneur en kaolinite. Les résultats de ces applications ont montré que pour un sol caractérisé par une composition granulométrique bien déterminée, les valeurs de TM5/TM7 croissent avec l'augmentation de la teneur en Kaolinite (Houssa et Pion, 1995 a).

Les bandes spectrales correspondant aux canaux TM5 et TM7 du landsat TM ou TM6 et TM7 du NS001 sont présentées dans le tableau XLV.

L'application de la méthode sur les autres indices radiométriques (Indice de Rougeur, Indice de Brillance et Indice de Couleur) utilisés au cours de ce travail n'a pas été réalisée pour les raisons citées suivantes :

- IR(TM) et IB(TM) sont calculés à partir de la combinaison de trois canaux. Les programmes de la méthode de spatialisation disponibles actuellement au GSTS de Strasbourg concernent uniquement le cas de deux canaux. Les développements futurs permettront certainement de traiter les combinaisons de trois canaux.
- L'Indice de Couleur n'a pas été calculé pour les données acquises en saison humide, à cause de la variation de la couleur liée à l'effet de l'humidité. L'utilisation des données acquises en saison sèche n'était pas possible par défaut de données avion à très haute résolution.

La	ndsat TM
TM5	1,55-1,75 μm
TM7	2,10-2,35 μm
NS	001 TMS
ТМб	1,57-1,71 μm
TM7	2,10-2,38 μm

Tableau XLV. Bandes spectrales des canaux composant le modèle étudié

Pour éviter toute confusion par la suite, nous allons parler du rapport TM5/TM7 aussi bien pour les données NS001 que pour les données Landsat TM.

Une image de référence de 2870 lignes \times 1990 colonnes a été extraite de l'image avion. Sur cette zone, sont représentés les principaux états de surface et types de végétation caractéristiques de la zone de Banizoumbou (Planche 17). Les pixels de cet extrait sont appelés pixels de haute résolution. Ils sont quasi-homogènes et on les note ω_i .

La même zone a été extraite à partir de l'image Landsat TM. Cette imagette présente une taille de 151 lignes × 95 colonnes. La taille du pixel satellitaire Ω , appelé pixel de basse résolution, est de 30 m. Le pixel Ω est constitué de 21 × 19 pixels ω_i . Nous rappelons, ici, que l'image avion utilisée est celle obtenue après correction géométrique (voir chapitre 7). Le pixel n'est pas carré et sa résolution est inférieure à 2 m (1,6 m en ligne × 1,4 m en colonne).

Pour éviter ce problème de recalage géométrique, nous avons considéré dans un premier temps, le pixel Ω obtenu à partir d'une scène landsat TM simulée. Il s'agit de l'image avion que nous avons dégradée pour obtenir une image satellitaire similaire à la véritable image Landsat TM. Par la suite, nous avons utilisé le pixel Ω appartenant à la vraie image Landsat TM.



Planche 17. Extrait de l'image avion étudiée. L'image en niveaux de gris présentée, correspond au canal TM7 visualisé avec une réduction de 5. La surface couverte est d'environ 13 km².

2 - APPLICATION DE LA MÉTHODE GÉNÉRALE

L'application de la méthode de spatialisation a été réalisée selon les étapes suivantes.

1) La simulation de la réflectance du pixel Ω est faite en dégradant les valeurs des mesures avion $\vec{\ell}(\omega_i) = (\ell_1(\omega_i), \ell_2(\omega_i))$ sur les ω_i qui composent Ω par la relation suivante:

$$\vec{L} = \sum_{i} \vec{\ell} (\omega_{i})$$

Le rapport TM5/TM7 de pixels ω_i de Ω de réflectance $\vec{\ell}(\omega_i) \in D_{Kaol}$ est noté Ind_V (v comme indice "vrai")

2) Le modèle TM5/TM7 a été calculé directement à partir des valeurs de réflectances L_1 et L_2 des deux données basse résolution :

- pixel Ω de l'image Landsat TM simulée et on note Ind_s = $\frac{L_1}{L_2}$;

- pixel Ω de l'image Landsat TM réelle et on note Ind_{TM}.

3) Les bornes R_v et R^h ainsi que le modèle spatialisé V ont été calculés à partir du domaine radiométrique D de l'image avion à haute résolution spatiale.

4) Nous avons calculé l'erreur relative des modèles Ind_s , Ind_{TM} et V par rapport à la quantité pertinente Ind_v . Cette erreur relative est exprimée en pourcentage. Les équations de calcul sont les suivantes :

$$E_{v/s} = \frac{|Ind_v - Ind_s|}{Ind_v} \times 100$$

$$E_{v/TM} = \frac{|Ind_v - Ind_{TM}|}{Ind_v} \times 100$$

$$E_{v/v} = \frac{|Ind_v - V|}{Ind_v} \times 100$$

L'ensemble des calculs a été réalisé sur des images codées en nombres réels (simple float). Le but est d'éviter l'arrondi des valeurs produit lors de l'utilisation des images codées sur 8 bits.

3 - RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le tableau XLVI présente les résultats d'analyses statistiques des images correspondants aux données et aux calculs suivants : - réflectances des canaux TM5 et TM7 des images avion, Landsat TM simulée et Landsat TM réelle ;

- modèles Ind_v, Ind_s, Ind_{TM} et V;

- écart entre les bornes inférieure et supérieure de l'ensemble convexe $|R^- R_v|$. Cet écart est appelé écart théorique ;

- écarts entre les modèles : $|Ind_v - Ind_s|$, $|Ind_v - Ind_{TM}|$ et $|Ind_v - V|$.

Ces résultats sont exprimés en valeurs minimale et maximale de l'intervalle de variation, en valeur moyenne et écart-type.

			E
	Min - Max	Moyenne	Ecart-type
TM5(avion)	6,0 - 61,0	32,65	9,19
TM7(avion)	1,0 - 60,0	27,99	12,44
TM5 (Landsat TM simulé)	12,1 - 53,2	32,63	7,01
TM7 (Landsat TM simulé)	5,1 - 55,5	27,96	9,08
TM5 (Landsat TM réel)	22,0 - 47,0	37,69	3,97
TM7 (Landsat TM réel)	14,0 - 50,0	33,04	5,99
Indv	0,9 - 2,7	1,30	0,24
Ind _s	0,9 - 2,5	1,22	0,19
IndTM	0,8 - 1,9	1,16	0,13
V	1,0 - 2,9	1,79	0,29
R^ - R	0,2 - 1,7	1,28	0,31
Ind _v - Ind _s	0,3.10 ⁻³ - 0,7	0,08	0,07
Ind _v - V	0,3.10 ⁻² - 1,7	0,49	0,13
Ind _v - Ind _{TM}	0,0 - 1,5	0,22	0,20

Tableau XLVI. Statistiques des résultats d'application de la méthode de spatialisation

La quantité pertinente Ind_v de l'indice radiométrique TM5/TM7 est comprise entre 0,9 et 2,7 avec une moyenne de 1,30.

Le modèle de spatialisation estime une erreur théorique $|R^- R_v|$ comprise entre 0,2 et 1,7 avec une moyenne de 1,28.

Le modèle TM5/TM7 calculé directement à partir des données Landsat TM simulée (Ind_s) varie entre 0,9 et 2,5 avec une moyenne de 1,22. Donc, la différence entre Ind_v et Ind_s est très faible. Elle est exprimée par une moyenne de l'ordre de 0,08 qui est inférieure à l'erreur théorique minimale.

Le modèle TM5/TM7 calculé directement à partir de l'image Landsat TM réelle, (Ind_{TM}), varie entre 0,8 et 1,9 avec une moyenne égale à 1,16. La moyenne de l'écart entre Ind_v et Ind_{TM} est de l'ordre de 0,22. Elle est voisine de l'erreur théorique minimale.

Ces résultats nous amènent à penser qu'il y a une grande homogénéité du milieu étudié par rapport à l'indice radiométrique utilisé TM5/TM7.

Les écarts entre les modèles ont été calculés également en terme d'erreurs relatives et ces résultats d'analyses statistiques sont données dans le tableau XLVII.

	Min-Max	Moyenne	Ecart-type
E _{v/s}	0-33 .	5	4,0
E _{v/v}	0-100	38	9,5
E _{v/TM}	0-80	15	11,5

Tableau XLVII. Résultats statistiques des écarts entre les modèles, exprimés en erreurs relatives

Le tableau XLVII indique une erreur moyenne relative de l'ordre de 5 % pour $E_{V/S}$, 15 % pour $E_{V/TM}$ et 38 % pour $E_{V/V}$. L'étude de l'erreur relative au niveau de chaque pixel Ω montre une répartition variable (Planche 18). En effet, au niveau des zones constituées de sols nus, $E_{V/S}$ et $E_{V/TM}$ sont beaucoup plus faibles que $E_{V/V}$. En revanche, au niveau des zones formées de sols et de végétations, $E_{V/V}$ est plus faible que $E_{V/S}$ et $E_{V/TM}$. Pour vérifier ces résultats plus en détail, nous avons extrait deux zones de 10 × 10 pixels dont l'un correspond à une zone formée de sols nus et l'autre correspond à une zone constituée d'un mélange sol-végétation. Les valeurs des $E_{V/S}$, $E_{V/TM}$ et $E_{V/V}$ de chaque pixel sont représentées dans les tableaux XLVIII et XLIX.

a - Zone à mélange sol-végétation

Cette zone a été extraite au niveau du plateau où la surface est caractérisée par une alternance de bandes nues et de bandes à végétation, essentiellement la brousse tigrée. Les pixels Ω couverts par la brousse tigrée sont caractérisés par des valeurs $E_{v/v}$ plus faibles que $E_{v/s}$ et $E_{v/TM}$. Pour l'ensemble de la scène de 10 × 10 pixels (Tableau XLVIII), on remarque que la méthode spatialisée permet une meilleure estimation dans les proportions suivantes:

- 14 % des pixels Ω , si on la compare avec le modèle Ind_s;
- 28 % des pixels Ω , si on la compare avec le modèle Ind_{TM}.

Ces pixels Ω pour lesquels la méthode spatialisée est plus performantes correspondent, surtout, aux pixels à végétation. Ces résultats sont en accord avec ceux des travaux de Grégoire (1993, 1995) qui montrent que les meilleures performances de la méthode spatialisée sont obtenues dans le cas des pixels les plus hétérogènes. En fait, dans les pixels hétérogènes où les objets ont les réflectances les plus contrastées.



Planche 18. Erreurs relatives calculées pour chaque pixel Ω , avec 1) $E_{V/S}$; 2) $E_{V/TM}$; 3) $E_{V/V}$.

erreur comprise entre 0 et 5 %
erreur comprise entre 6 et 10 %
erreur comprise entre 11 et 15 %
erreur comprise entre 16 et 20 %
erreur comprise entre 21 et 25 %
erreur comprise entre 26 et 30 %
erreur comprise entre 31 et 35 %
erreur supérieure à 35 %

La différence d'erreur entre l'image satellitaire simulée et l'image Landsat TM réelle (Figure 80) peut être attribuée aux problèmes de recalage de l'image avion et à la différence des conditions géométriques d'acquisition de l'image avion NS001 (TMS) et de l'image satellitaire Landsat TM. Elle provient aussi très probablement de la différence des niveaux d'humidité entre l'image avion du 6 septembre et l'image Landsat TM du 4 octobre.

	16	5	4	5	8	17	8	30	7	13
	3	0	6	24	33	6	47	0	48	38
	49	53	45	10	22	27	6	40	5	14
	4	9	4	3	5	3	7	0	0	1
	4	19	42	40	57	53	48	47	48	50
ļ	42	43	7	5	5	9	14	19	4	2
	3	3	1	3	0	17	20	0	0	0
	33	48	53	40	49	35	2	48	55	46
	35	0	5	0	20	9	48	41	10	2
	1	2	2	2	11	17	6	6	0	0
	50	51	51	59	40	28	9	48	48	40
	25	0	3	15	2	20	55	5	12	31
	3	4	1	2	1	3	17	1	19	2
	47	49	54	55	51	40	29	50	21	51
	17	18	19	13	0	1	31	16	18	21
	5	7	2	1	2	1	4	16	7	13
	49	47	53	56	56	58	53	5	8	20
	26	4	5	3	5	6	3	39	44	18
	0	1	7	9	20	19	20	13	17	22
	42	41	48	34	20	19	16	4	10	21
	11	9	3	19	33	25	27	_ 40	33	22
	3	6	16	5	7	14	8	9	2	0
	52	47	30	50	41	26	33	33	48	43
	8		21	9	12	29	23	19	11	46
	1	1	1	2	4	1	15	13	15	1
	45	53	53	52	53	46	36	1	- 38	55
	1	7	5	8	9	18	24	47	16	17
	0	1	4	4	13	0	0	16	16	15
	39	48	51	46	38	38	41	27	20	23
	1	5	4	10	20	12	7	27	.17	25

Tableau XLVIII. Erreurs relatives correspondant à une zone à mélange sol-végétatio	n
extraite du plateau. $E_{\nu/s}$ (normal), $E_{\nu/\nu}$ (gras) et $E_{\nu/TM}$ (italique)	



Figure 80. Comparaison de $E_{v/s \ et} E_{v/TM}$ pour l'ensemble des 100 pixels Ω

b - Zone à sols nus

La zone de sols nus a été extraite au niveau du versant. Pour tout les pixels Ω , les erreurs relatives $E_{V/S}$ et $E_{V/TM}$ sont toutes très inférieures à $E_{V/V}$ (Tableau XLIX). Ces résultats traduisent donc parfaitement l'homogénéité du pixel Ω vis à vis du modèle TM5/TM7 étudié. D'autre part, $E_{V/S}$ est strictement inférieur à $E_{V/TM}$ dans 84 % des cas. Cette différence est également due à l'effet du recalage, des conditions géométriques de l'acquisition de l'image et de l'humidité au sol.

2	3	6	5	6	5	6	1	2	7
50	52	45	46	40	34	43	52	53	42
9	8	0	0	0	30	13	3	12	25
4	5	3	4	3	3	0	1	1	2
50	47	54	50	45	53	53	54	50	51
1	11	16	7	0	20	15	7	8	16
2	3	2	2	1	1	2	1	2	4
47	47	49	52	51	51	50	55	53	51
1	11	18	3	8	13	10	1	2	3
3	3	1	1	1	1	3	2	3	5
48	54	52	50	50	56	55	52	50	47
25	7	12	19	3	6	11	3	17	15
6	3	2	9	2	4	0	0	1	1
45	53	48	40	44	46	46	49	52	50
2	3	11	6	21	20	23	22	16	· 17
2	3	1	1	1	3	2	3	2	3
44	47	52	52	51	44	52	47	52	46
7	16	2	8	9	8	17	19	16	6
4	2	5	3	4	5	4	2	3	5
42	50	43	47	46	48	50	56	57	51
3	14	13	6	7	15	5	1	9	7
8	6	3	3	4	8	8	2	2	3
42	46	46	48	51	50	43	58	59	52
11	12	11	10	9	9	17	14	8	15
6	3	5	4	1	1	1	0	2	2
48	54	45	40	53	50	51	54	47	54
0	7	16	27	15	6	5	18	7	22
4	4	3	5	3	2	2	3	2	4
51	50	51	47	43	50	54	47	53	49
4	4	13	11	10	6	8	14	8	2

Tableau XLIX.	Erreurs relatives correspondant à une zone à sol nu, extraite du versant	
	$E_{V/S}$ (normal), $E_{V/V}$ (gras) et $E_{V/TM}$ (italique)	

Nous pouvons alors conclure que l'utilisation du rapport TM5/TM7 du satellite Landsat TM, dans la zone de Banizoumbou au Sahel, donne une bonne approximation des valeurs que l'on aurait à la résolution de 1,6 m.

On peut dire que les résultats précédents sont dus à la répartition spatiale des milieux de la zone étudiée, avec des pixels de sols nus homogènes aux résolution de 1.5 m et 30 m. Sur des pixels hétérogènes de sol et de végétation, le rapport TM5/TM7 pourrait donner de grands écarts aux différentes résolution.

IV - CONCLUSIONS

L'application des méthodes de spatialisation, pour l'étude de l'effet du changement d'échelle spatiale sur l'étude radiométrique des sols, a été réalisée à partir de l'indice radiométrique TM5/TM7. Cet indice est très utilisé dans le domaine de la géologie pour la discrimination des sols argileux. Dans notre étude sur le site de Banizoumbou, nous avons montré que pour des sols de composition granulométrique bien définie le rapport TM5/TM7 est corrélé à la teneur en kaolinite.

Les résultats de l'application de la méthode de spatialisation ont montré que pour les sols nus, le passage d'un pixel local (2 m) à un pixel global (30 m) n'a pas d'effet important sur les valeurs de l'indice TM5/TM7. Les pixels les plus hétérogènes, constitués par un mélange de sol et de végétation, semblent être les plus affectés par l'effet de changement d'échelle. Dans ce cas, le modèle spatialisé permet d'avoir de meilleurs résultats du calcul de l'indice TM5/TM7.

Les différences des valeurs de TM5/TM7 qui existent entre les données avion (2 m) et les données Landsat TM (30 m) sont dues aux problèmes de recalage, aux conditions géométriques d'acquisition des deux images et aux effets de l'humidité au sol.

Dans le domaine géologique où le rapport TM5/TM7 est très utilisé et appliqué surtout pour des sols nus ou des affleurement rocheux non couvert par la végétation, les données Landsat TM donnent des résultats très performants non influencés par l'effet de la taille du pixel.

SYNTHESE ET ENSEIGNEMENTS DE LA TROISIEME PARTIE

Dans cette troisième partie, nous avons présenté les résultats des données aéroportées NS001 (TMS), satellitaires SPOT et Landsat TM utilisées pour l'étude des sols du Super Site Central Est de Banizoumbou. Ces données ont permis de mener à bien les études suivantes :

- identifier les principaux états de surface caractéristiques de la zone de Banizoumbou, ainsi que leur répartition spatiale ;
- étudier le comportement spectral des sols observés à différentes échelles, à l'état naturel, en saison sèche et en saison humide ;
- réaliser un suivi multidate des altérations et des dégradations des sols ;
- vérifier l'effet du changement d'échelle spatiale sur l'information enregistrée au niveau du capteur satellitaire.

I - SYNTHESE

Les principaux états de surface identifiés par les données aéroportées et satellitaires sont les suivants :

- les sols gravillonnaires (G);
- la croûte de décantation (DEC) ;
- la croûte de ruissellement (RUIS) ;
- la croûte de dessication (DES);
- le sable éolien rouge (SER) ;
- le sable éolien blanc (SEB).

Les signatures spectrales de ces différents états de surface obtenues par les données aéroportées et satellitaires (Figure 81) sont similaires à celles obtenues par les données de terrain. Cependant, le calcul des indices radiométriques, par la combinaison de deux ou trois canaux, est très perturbé par l'effet de l'humidité non homogène entre les différents états de surface. Il est également perturbé par l'effet des aérosols désertiques et l'effet des conditions géométriques d'acquisition de l'image.

1 - LES SOLS GRAVILLONNAIRES

Les sols gravillonnaires sont issus du démantèlement des cuirasses. Ils sont réparties essentiellement en bordures des plateaux cuirassés. En télédétection, ils sont caractérisés par une réflectance au sol très faible dans tout le domaine spectral du visible au moyen infrarouge $(0,4-2,4 \ \mu m)$, avec une moyenne minimale de 7 % au niveau du canal bleu et une moyenne maximale de 30 % au niveau du canal proche infrarouge. Ces taux de réflexion faibles

peuvent s'expliquer par la composition minéralogiques de ces sols riches en minéraux d'altération tels que la kaolinite et les oxy-hydroxydes de fer, ainsi que par leur composition granulométrique grossière de type gravillonnaire. La position de ces sols proche de la pente des plateaux peut également entraîner une perturbation de leur réponse spectrale par effet d'ombrage dans le cas d'acquisition d'une image à des angles très obliques.

Quelles que soient la date et la saison d'acquisition de l'image, les sols gravillonnaires présentent un Indice de Rougeur élevé et un Indice de Brillance faible. Ces deux indices permettent de bien les individualiser dans un diagramme binaire de IR et IB. De même, les sols gravillonnaires présentent un rapport TM5/TM7 très élevé.



Figure 81. Spectres de réflectance des principaux types d'états de surface. (données Landsat TM)

2 - CROÛTE DE DÉCANTATION, CROÛTE DE RUISSELLEMENT ET CROÛTE DE DESSICATION

DEC et RUIS se développent sur des sols ferrugineux situés essentiellement entre les bandes de brousse tigrée à l'intérieur des plateaux euirassés. DES se développe sur des sols ferrugineux situés sur les bordures des plateaux et au pied de ceux-ci.

Dans l'ensemble du domaine spectral du visible au moyen infrarouge, DEC, RUIS et DES présentent des réflectances très voisines (Figure 81). Toutefois, DES est plus brillant que DEC, lui même plus brillant que RUIS.

Les valeurs d'Indice de Rougeur et du rapport TM5/TM7 calculées pour ces trois états de surface sont très sensibles aux facteurs suivants :

- effets de l'humidité durant la saison humide ;
- effets des aérosols désertiques durant la saison sèche ;
- effet de l'ombre dans les conditions d'illumination et d'observation obliques.

Les valeurs d'Indice de Couleur calculés à partir des données acquises en saison sèche sont, également, perturbées par l'effet de la brume sèche.

Malgré les effets perturbateurs introduits par l'humidité, la brume sèche ou les conditions géométriques obliques, la combinaison binaire de l'Indice de Rougeur et de l'Indice de Brillance permet une très bonne individualisation des trois états de surface DEC, RUIS et DES.

3 - SABLES ÉOLIENS ROUGES

Les sables éoliens rouges sont rencontrés essentiellement sur les versants. Ils sont caractérisés par une réflectance au sol plus élevée que celles des sols ferrugineux dans tous le domaine spectral étudié (0,4-2,4 μ m). En comparaison avec tous les sols du site de Banizoumbou, les sables éoliens rouges sont les moins sensibles aux effets de l'humidité car ils sont ressuyés beaucoup plus facilement que les autres types de sols.

Pendant la saison sèche, la présence d'une couche d'aérosols désertiques à la surface du sol entraîne une augmentation de la réflectance du SER et en conséquence sa valeur de l'Indice de Brillance se rapproche de celle des sables éoliens blancs.

4 - SABLES ÉOLIENS BLANCS

Les sables éoliens blancs sont rencontrés, surtout, dans les bas fonds. Ils sont caractérisés par une réflectance très élevée dans tous le domaine spectral du visible au moyen infrarouge.

SEB est caractérisé par la valeur d'Indice de Brillance la plus élevée et à l'opposé la valeur d'Indice de Rougeur la plus faible. Dans un diagramme binaire entre IR et IB, les sables éoliens blancs occupent le pôle extrême opposé à celui des sols gravillonnaires.

Pendant la saison humide, les valeurs de l'Indice de Rougeur et du rapport TM5/TM7 des sables blancs sont perturbées, comme les sols ferrugineux, par l'effet de l'humidité.

II - ENSEIGNEMENTS

Les principaux enseignements qui se sont dégagées de cette troisième partie et qu'il nous semble important de rappeler ici, sont les suivants.

1) Les données aéroportées présentent des déformations complexes à cause des conditions atmosphériques qui peuvent perturber le vol de l'avion, au cours de l'acquisition de l'image. Pour une bonne exploitation des données aéroportées, une correction géométrique des images est nécessaire. La correction géométrique par recalage, par rapport à une image de référence, nécessite l'utilisation des matrices de transformation non linéaires de degré 3.

Les images satellitaires ne sont pas déformées. La correction géométrique de ces données se réalise dans le but d'obtenir des images superposables pour la comparaison multidate. Dans ce cas, la matrice de transformation est linéaire de degré 1.

2) Les corrections atmosphériques ont mis en évidence des perturbations de la radiométrie du signal propre au sol. Ces perturbations ne sont pas de même degré dans toutes les bandes spectrales du visibles au moyen infrarouge. Elles sont surtout importantes au niveau du bleu, du proche infrarouge et du moyen infrarouge. Il peut s'introduire des erreurs dans le cas d'utilisation de ces bandes spectrales, pour une quantification de l'information à partir des données non corrigées.

3) Les données aéroportées NS001 (TMS) prises à trois niveaux de résolution spatiale, les données landsat TM et les données SPOT multidate représentent un ensemble de données très hétérogène dans le temps et dans l'espace. Les corrections géométriques et atmosphériques que nous avons appliquées sur ces données ont été très pertinentes ce qui nous a permis d'identifier six principaux états de surface caractéristiques de la zone de Banizoumbou. Ces états de surfaces présentent des caractéristiques spectrales et radiométriques similaires à celles des données de terrain.

4) Le capteur NS001 peut présenter des anomalies au niveau du canal TM1, dans le cas d'observation d'une cible sombre, en relation avec de mauvaises conditions atmosphériques et au niveau du canal TM7 dans le cas d'observation d'une cible très réfléchissante.

5) L'utilisation de l'Indice de Rougeur et du rapport TM5/TM7 pour la quantification des minéraux d'altérations contenus dans des sols humides nécessite une homogénéisation du niveau d'humidité de l'ensemble des sols étudiés.

6) La comparaison des données acquises par les canaux TM2, TM3 et TM4 du capteur Landsat TM avec celles enregistrées au niveau des canaux XS1, XS2 et XS3 du capteur SPOT HRV pour la même zone et à la même date montre des différences dues aux effets bidirectionnels. Ces différences sont plus importantes pour le proche infrarouge que pour les canaux visibles.

7) L'utilisation monodimentionnel d'indices radiométriques pour la quantification des minéraux d'altérations peut être perturbée par l'effet de l'humidité durant la saison humide et par l'effet des aérosols désertiques pendant la saison sèche. Cependant, une combinaison bidimentionnelle de l'Indice de Rougeur et de l'Indice de Brillance permet une meilleure individualisation des différents états de surface.

8) L'utilisation de la méthode du rapport simple XS2/XS1 a permis de réaliser un suivi du processus d'ensablement lié à l'apport de matériaux éoliens, durant les quatre années de 1988 à 1992.

9) L'utilisation du rapport TM5/TM7 pour la quantification de la teneur en kaolinite des sols nus à partir des données satellitaires Landsat TM n'est pas affectée par l'effet de la taille du pixel qui est de 30 m. La différence qui peut exister entre les données aéroportées et satellitaires acquises à des dates très proches peut être expliquée par l'effet de recalage et par les conditions géométriques d'acquisition de l'image.

CONCLUSIONS GENERALES

Le travail présenté dans ce mémoire entre dans le cadre du programme international HAPEX-SAHEL qui s'est déroulé au Niger. L'objectif fondamental de notre participation à ce programme était de caractériser radiométriquement les différents types de sols, à partir de l'information spectrale obtenue à différentes échelles de résolution spatiale. Le domaine spectral étudié est celui du visible, proche et moyen infrarouge $(0,4-2,4 \mu m)$.

Pour ces investigations multi-scalaires, nous avons travaillé sur des données aux échelles suivantes :

- mesures spectrophotométriques de laboratoire réalisées sur des échantillons de taille égale à 1 cm³;
- mesures radiométriques de terrain réalisées sur un pixel de résolution spatiale de l'ordre de 0,3 à 0,4 m ;
- données aéroportées acquises par le capteur NS001 Thematic Mapper Simulator, à trois niveaux d'altitudes correspondant à trois niveaux de résolution spatiale de 0,6 m, 3,6 m et 11,8 m;

...

•••

- données satellitaires de type SPOT multispectral et Landsat TM respectivement de 20 et 30 m de résolution spatiale.

La démarche adoptée est la description qualitative de la signature spectrale des sols, ainsi qu'une étude quantitative des relations entre la réponse spectrale des sols et leurs compositions minéralogique et granulométrique. L'étude quantitative est réalisée à l'aide d'indices thématiques qui sont principalement l'Indice de Rougeur, l'Indice de Couleur, l'Indice de Brillance et le rapport TM5/TM7.

Avant de présenter les conclusions générales, nous établirons une synthèse concernant les caractéristiques spectrales des principaux types de sols étudiés. Nous proposons ensuite un ensemble de critiques et de perspectives qui devraient permettre d'élargir et d'extrapoler ce type d'études à d'autres régions du globe où les sols nus sont en abondance.

I - SYNTHESE GENERALE

La zone d'étude est le Super Site Central Est de Banizoumbou, situé dans le degré carré de Niamey où s'est déroulé l'expérience HAPEX-SAHEL entre 1988 et 1992. Ce site est constitué principalement du bassin versant de Sama Dey développé sur les dépôts détritiques du Continental Terminal. Les principaux paysages géomorphologiques caractéristiques de ce bassin sont anté-quaternaires, mais sculptés et remaniés tout au long du quaternaire en relation avec les variations climatiques. On distingue trois entités géomorphologiques, les plateaux, les versants et les bas-fonds, sur lesquelles se développent trois principaux types de sols, les cuirasses, les formations sableuses et les sols ferrugineux.

1 - LES CUIRASSES

Les sols de cuirasses occupent essentiellement les bordures de plateaux. Ces sols sont de type gravillonnaire avec plus de 50 % de particules de taille supérieure à 2 mm. Leur composition minéralogique est caractérisée par des fortes teneurs en minéraux d'altération tels que : la kaolinite (25 à 50 %), la goethite (14 à 47 %), l'hématite (0 à 9 %) et la gibbsite (0 à 4 %). Le quartz représente moins de 50 % et la matière organique moins de 0,5 %.

La couleur Munsell des échantillons de cuirasse ramenés au laboratoire varie entre 2,5 YR et 5 YR. La longueur d'onde dominante déterminée par spectrophotométrie est comprise entre 587 nm et 591 nm ce qui correspond à la couleur rouge. Sur les images d'avion et de satellites, les sols de cuirasses apparaissent sombres dans le cas de visualisation de l'image en composition colorée.

Le spectre continu des sols cuirassés, mesuré au laboratoire, présente des pics d'absorption caractéristiques des minéraux d'altération suivants :

- la goethite et l'hématite dans le visible et le proche infrarouge ;
- la kaolinite dans le moyen infrarouge.

Pour les sols cuirassés contenant à la fois la gibbsite et la kaolinite, le pic d'absorption de la gibbsite, vers 2,3 μ m, est masqué par celui de la kaolinite, vers 2,2 μ m. Ceci est dû à la forte teneur en kaolinite par rapport à la gibbsite.

Les spectres discontinus obtenus à partir des mesures radiométriques de terrain, des données aéroportées et des données satellitaires acquises sur la surface naturelle des sols, sont similaires. Ils sont caractérisés par le taux de réflectance le plus faible, en comparaison avec tous les autres sols du site de Banizoumbou. Ce résultat est à la fois fonction de la teneur élevée en minéraux d'altération et de la composition granulométrique de type gravillonnaire.

Les indices radiométriques calculés pour ces sols à partir de l'ensemble des données multi-échelles et multidates montrent, en comparaison avec les autres types de sols, les valeurs les plus élevées en Indice de Rougeur, Indice de Couleur et rapport TM5/TM7. Ces indices croissent, respectivement, avec la teneur en hématite, la teneur totale en oxy-hydroxydes de fer et la teneur en kaolinite. En revanche, ces sols présentent la valeur la plus faible d'Indice de Brillance. Sur un diagramme binaire de combinaison entre l'Indice de Rougeur et l'Indice de Brillance, les sols cuirassés occupent un pôle extrême du nuage de point correspondant aux différents types de sols, avec la valeur la plus élevée d'Indice de Rougeur et la valeur la plus faible d'Indice de Brillance. Cette propriété permet de les individualiser aisément pour des fins cartographiques

2 - LES FORMATIONS SABLEUSES

Les sols sableux occupent le plus haut niveau des plateaux, les versants et les bas-fond. Ces sols sont caractérisés par :

- une très forte teneur en quartz, avec plus de 80 % ;
- une faible teneurs en minéraux d'altération, moins de 15 % ;
- une très faible teneur en matière organique, moins de 0,5 %.

La texture est naturellement de type sableuse avec plus de 80 % de la fraction comprise entre 50 et 2000 μ m. Le reste correspond essentiellement à la fraction inférieure à 50 μ m. Toutefois, les sables de chaque entité géomorphologique présentent des caractéristiques granulométriques bien spécifiques.

- Les sables des plateaux sont caractérisés par une dominance, à peu près 80 %, des particules de taille moyenne comprise entre 200 µm et 500 µm.
- Les sables des versants proches des bordures de plateaux sont caractérisés par la présence des particules de taille supérieure à 2 mm, en très faible quantité (< 0,5 %). Le reste des sables de versant comprend 60 % de particules de taille moyenne et 30 % de particules de taille fine comprise entre 50 μm et 200 μm.
- Les sables des bas-fond montrent une dominance, à peu près 60 %, de particules de taille fine.

Sur les images avion ou Landsat TM, la visualisation en composition colorée des trois canaux du visible (TM1, TM2 et TM3) montre que les sables sont de couleur rouge du côté des plateaux et deviennent de plus en plus clairs vers le bas-fond. La détermination de la couleur Munsell au laboratoire montre une large gamme de couleur allant de 7,5 YR dans le bas-fond à 10 R en haut des versants et sur les plateaux. Cette variation de couleur s'exprime par des valeurs de longueur d'onde dominante, déterminés par spectrophotométrie, comprises entre 582 nm et 587 nm.

Pour ces sols sableux, le spectre continu mesuré au laboratoire ne montre aucune variation spectrale importante. Ceci est en relation avec la composition minéralogique pauvre en minéraux d'altération caractérisés par des pics d'absorption dans le domaine spectral du visible au moyen infrarouge. Les spectres discontinus déterminés par les données radiométriques de terrain, les données aéroportées et les données satellitaires montrent des taux de réflexion élevés dans tout le domaine spectral du visible au moyen infrarouge. Les sables blancs du bas-fond présentent les réflectances les plus élevées.

Les données radiométriques de terrain ont permis de montrer que les corrélations entre les indices radiométriques et les composants minéralogiques des sols sableux sont fortement contrôlées par la composition granulométrique. Les valeurs d'indices radiométriques calculées à partir des données aéroportées et satellitaires sont parfois perturbées par les effets de l'humidité pendant la saison des pluies, les effets des aérosols désertiques durant la saison sèche et les conditions géométriques d'acquisition de l'image. Néanmoins, la discrimination des différents types de sols est possible grâce à l'utilisation de la combinaison binaire de l'Indice de Rougeur et de l'Indice de Brillance. Au niveau de ce diagramme, les sables éoliens blancs des bas-fond occupent le pôle extrême du nuage de point correspondant aux différents types de sols. Ce pôle est opposé à celui des cuirasses avec la valeur la plus élevée d'Indice de Brillance et la valeur la plus faible d'Indice de Rougeur.

3 - LES SOLS FERRUGINEUX

Les sols ferrugineux sont situés à l'intérieur des plateaux et sur les versants et le basfond. Ils sont caractérisés par la présence de 35 à 85 % de quartz, 17 à 50 % de kaolinite, 1 à 3 % de goethite et 0,5 à 3 % d'hématite. La teneur en matière organique est inférieure à 0.5 %, sauf pour les sols de marcs où elle est comprise entre 2 et 3,5 %. La texture est principalement de type argilo-sableuse, excepté pour les sols de marcs qui ont une texture limoneuse.

La couleur Munsell déterminée au laboratoire varie entre 10 YR pour les sols de mares et 10 R pour les sols de versant, ce qui correspond à une variation en large gamme de la longueur d'onde dominante comprise entre 582 nm et 588 nm. Sur les images aéroportées et satellitaires, les sols de versant apparaissent plus clairs que les sols ferrugineux des plateaux. Les sols de mares sont difficiles à étudier car ils sont souvent couverts par la végétation.

Les spectres continus des sols ferrugineux montrent des pics d'absorption correspondant aux minéraux d'altération : goethite , hématite et kaolinite. Ce n'est pas le cas pour les sols de mares , où les niveaux d'absorption de la goethite et de l'hématite, dans le visible et le proche infrarouge, sont masqués par la présence de la matière organique. Les spectres discontinus obtenus à l'aide des données radiométriques de terrain, des données aéroportées et des données satellitaires acquises sur la surface naturelle des sols montrent des taux de réflexion intermédiaires entre les spectres de sables et ceux des cuirasses. Les mesures radiométriques de terrain ont permis de montrer que la discrimination des minéraux d'altération à partir d'utilisation des indices radiométriques est difficile à réaliser. La cause en est l'interaction complexe entre les oxy-hydroxydes de fer, la kaolinite et la taille des particules. Les valeurs d'indices radiométriques calculés à partir des données aéroportées et satellitaires présentent des perturbations dues aux effets de l'humidité pendant la saison humide, aux effets des aérosols désertiques durant la saison sèche ou aux conditions géométriques de l'acquisition de l'image. Cependant, la discrimination des différents types de sols est possible grâce à l'utilisation de la combinaison binaire de l'Indice de Rougeur et de l'Indice de Brillance.

II - CRITIQUES ET PERSPECTIVES

Le nombre d'échantillons analysés par les méthodes géochimiques, granulométriques et spectrophotométriques était relativement faible. Il est de ce fait difficile d'utiliser des méthodes statistiques adaptées à un grand nombre de données. Le choix des échantillons a été très sélectifs, de façon à ne prendre en compte que les différents types de sols représentatifs du site de Banizoumbou. La cause principale en est l'acheminement difficile des échantillons depuis Niamey jusqu'à Strasbourg. Les mesures radiométriques acquises par les radiomètres portables ont donc été limitées aux endroits précis des échantillonnages. En effet, nous voulions absolument comparer la réponse spectrale des sols en place et la composition minéralogique et granulométrique du sol à ce même endroit.

Les données avion à haute résolution spatiale fournies par la NASA sont arrivées avec beaucoup de retard (début de l'année 1995). Donc, nous n'avons pas pu les exploiter avant et durant la campagne de terrain de 1993, ce qui a limité le choix des emplacements de mesures représentatifs et significatifs.

Toutefois, les échantillons ramenés au laboratoire et les mesures radiométriques réalisées sur le terrain ont permis de répondre aux objectifs prévus au départ. Ils concernent surtout l'étude des relations entre la réponse spectrale des sols et leurs compositions minéralogiques et granulométriques. De même, les mesures de laboratoire et de terrain ont apporté des résultats similaires à ceux obtenus par les données aéroportées et satellitaires.

Les données aéroportées et satellitaires étudiées ont été acquises principalement à la fin de la saison des pluies, en septembre et octobre, ou au milieu de la saison sèche, en février. Durant ces deux saisons, l'effet de l'humidité pendant la saison des pluies ou des aérosols désertiques durant la saison sèche rend difficile l'utilisation monodimentionnelle d'indices radiométriques pour la quantification des minéraux d'altération. Nous estimons, que des données aéroportées ou satellitaires acquises aux mois de novembre et décembre permettent une meilleure utilisation des indices radiométriques, car les sols sont secs et la brume sèche n'est pas encore arrivée.

La méthode de spatialisation, qui est utilisée pour les indices de végétation au GSTS de Strasbourg, a été appliquée pour la première fois à des indices radiométriques d'intérêt géologique. Dans cette application, nous avons utilisé le rapport TM5/TM7. La méthode de spatialisation a montré que cet indice calculé pour des sols nus n'est pas influencé par la taille des pixels. Nous obtenons des rapports TM5/TM7 pertinents, aussi bien avec les données

182

Landsat TM de résolution spatiale 30 m, qu'avec des données aéroportées de résolution 2 m. Ce résultat reste propre à l'indice TM5/TM7 et à la zone d'étude. Pour la même zone, on envisage d'autres applications pour vérifier l'effet du changement d'échelle à l'aide d'autres indices radiométriques. On peut également utiliser des données de résolutions spatiales plus basses que celles de Landsat TM. Une autre application de la méthode de spatialisation est envisagée pour le même indice radiométrique TM5/TM7 mais dans des régions climatiques autres que sahéliennes.

L'ensemble des résultats obtenus au cours de ce travail correspond au domaine spectral du visible, proche et moyen infrarouge. Nous avons apporté une contribution à l'étude des sols nus de la zone de Banizoumbou à partir de la réponse spectrale dans le domaine optique. Dans le cadre du programme international HAPEX-SAHEL, nous possédons des données de télédétection correspondant au domaine spectral de l'infrarouge thermique et qui couvrent la zone de Banizoumbou. Il s'agit du canal thermique TM6 du capteur Landsat TM et des données avion TIMS. L'étape suivante, en collaboration avec nos collègues physiciens, est d'étudier ces données du domaine thermique pour les mêmes objectifs géologiques que ceux présentés dans ce mémoire. Il s'agit de rechercher la corrélation entre la composition minéralogique et granulométrique des sols nus et la réponse spectrale de ces sols dans le domaine thermique (8-14 µm). Nous pourrons ainsi voir si les données thermiques apportent une information supplémentaire ou différente des données optiques. Les données thermiques de l'image Landsat TM et des images TIMS ont été acquises à la fin de la saison des pluies 1992, à une période où les sols sont encore humides. On peut penser utiliser les images radar SAR du satellite ERS1 pour vérifier l'état d'humidité des sols à la fin de la saison des pluies. Les images radar existent et sont disponibles dans la base de données HAPEX-SAHEL, pour les laboratoires ayant participés au projet.

III - CONCLUSIONS GENERALES

Le programme HAPEX-SAHEL nous a offert une possibilité quasi-unique de travailler sur des données multi-échelles : terrain, avion, satellites multicapteurs et multidates. Grâce à la variabilité des outils employés et à l'intervention des équipes multidisciplinaires dans ce programme, nous avons pu d'une part choisir les données correspondant aux dates et à la zone qui nous intéresse et d'autre part, obtenir des informations sur les paramètres qui nous ont été nécessaires pour les traitements des données. Il s'agit plus particulièrement des données de radiosondage, des aérosols optiques atmosphériques et des visibilités nécessaires pour les corrections atmosphériques.

De ce travail qui a concerné l'étude radiométrique des sols à l'aide des données multi-échelles, nous avons dégagé deux ensembles de conclusions. L'un correspond aux propriétés spectrales des sols, à la validité des indices radiométriques et aux limites imposées par les facteurs externes aux propriétés physico-chimiques des sols. L'autre concerne les caractéristiques des instruments de mesures utilisés et de l'information offerte par ceux-ci.

1 - CARACTÉRISTIQUES DES INSTRUMENTS DE MESURES ET DES DONNÉES DE TÉLÉDÉTECTION AVANT TRAITEMENT

L'ensemble des mesures de terrain, d'avion et de satellites a été pris par le même type de capteur. Il s'agit du capteur Thematic Mapper ou bien SPOT HRV.

1°) Nous avons montré, au cours de l'étude des données de laboratoire et celles de terrain qu'il existe des corrélations très élevées entre les mesures spectrophotométriques de laboratoire, les mesures radiométriques de terrain acquises par les radiomètres Cimel et Barringer et les données de simulation des mesures de laboratoire par rapport aux capteurs des radiomètres de terrain. Ce résultat confirme donc, la fiabilité des mesures acquises par ces deux radiomètres portables et leur efficacité pour l'interprétation des données aéroportées ou satellitaires. 2°) Dans les mêmes conditions d'illumination et de visée, la différence de la sensibilité entre les canaux vert, rouge et proche infrarouge du capteur SPOT et leurs équivalents du capteur Landsat TM a un effet négligeable sur le calcul de la réponse spectrale des sols. Par conséquent dans le cas d'observation d'une même zone à la même date par deux capteurs, SPOT et Landsat TM, la différence entre les valeurs enregistrées par les canaux XS1, XS2 et XS3 et celles enregistrées par leurs homologues TM2, TM3 et TM4 est due principalement à la différence des angles de visée et des angles zénithaux solaires.

3°) Les canaux TM1 et TM7 du capteur NS001 (TMS) présentent des limitations observées dans les cas suivants :

- pour le canal TM1, à l'observation d'une cible sombre (sols gravillonnaires) et dans le cas de mauvaises conditions atmosphériques (visibilités horizontales très basses);
- pour le canal TM7, à l'observation d'une cible très réfléchissante (sables blancs).

4°) Les données avions présentaient des déformations géométriques très complexes et non identiques pour l'ensemble de l'image. L'utilisation successive de deux matrices de transformation, nous a permis d'obtenir des recalages très satisfaisants.

5°) Les corrections atmosphériques des données avion et satellitaires ont permis de montrer que, dans le domaine optique, les effets atmosphériques sur le signal propre au sol ne sont pas identiques dans tout ce domaine spectral. Ils sont beaucoup plus importants dans le proche et le moyen infrarouge que dans le visible. Donc, l'utilisation des bandes spectrales proche et moyen infrarouge non corrigées, pour la quantification de l'information, peut introduire de grandes erreurs dues aux perturbations atmosphériques.

Les différentes méthodes de corrections géométriques et atmosphériques appliquées sur les données avion et satellitaires ont permis de trouver des résultats similaires entre les différentes données multi-échelles (laboratoire, terrain, avion et satellites) et de réaliser une comparaison multidate.

2 - PROPRIÉTÉS SPECTRALES DES SOLS ET VALIDITÉ DES INDICES RADIOMÉTRIQUES

L'analyse radiométrique de l'information apportée par les différentes données multi-échelles a permis de tirer les conclusions suivantes.

1°) Dans les conditions naturelles de rugosité de la surface, les signatures spectrales des sols sont contrôlées aussi bien par la nature et la quantité des composants minéralogiques que par la composition granulométrique des sols. En effet, les données aéroportées et satellitaires montrent, comme les données de terrain, que l'évolution des indices radiométriques en fonction des teneurs en composants minéralogiques est valable pour un groupe de sols donné de texture granulométrique bien déterminée. Donc pour les images aéroportées et satellitaires, la cartographie des sols en fonction des teneurs en minéraux d'altération à l'aide de la méthode de seuillage d'un néocanal, par exemple l'Indice de Rougeur, est difficile à réaliser. Ceci est dû au fait que deux sols de composition minéralogique et granulométrique différentes peuvent avoir la même valeur d'indice radiométrique due à la forte interaction entre ces deux paramètres.

2°) Parmi les indices radiométriques étudiés, on doit noter les limites de l'Indice de Rougeur. Cet indice a été largement utilisé par de nombreux auteurs pour quantifier la teneur en hématite des sols des régions tempérées, arides, semi-arides et tropicales humides. Nous avons montré que cet indice ne peut servir à déterminer le pourcentage d'hématite que pour certains types de sols riches en fer et non pour l'ensemble du paysage de la zone sahélienne étudiée. Nous avons mis en évidence un seuil de 1 % d'hématite au dessous duquel l'indice communément utilisé n'est plus valable. Pour des teneurs supérieures à 1 % d'hématite, l'Indice de Rougeur est tout à fait valable pour quantifier ce minéral. Ces résultats ont été établis à l'aide des données spectrophotométriques de laboratoire et des données radiométriques de terrain puis confirmés par les données satellitaires.

3°) La réponse spectrale des sols mesurée sur une surface naturelle du domaine sahélien étudié n'est pas influencée par l'effet de la patine formée à la surface de ces sols. Ce résultat découle de la corrélation très élevée qui existe entre les mesures spectrophotométriques de laboratoire réalisées sur des échantillons broyés et les mesures de terrain acquises dans les conditions normales de la surface.

4°) La discrimination des différents états de surface, à partir de l'analyse monodimentionnelle des indices radiométriques a été limitée pour les images acquises à la fin de la saison des pluies par l'effet de l'humidité et pour les images acquises pendant la saison sèche, par l'effet des aérosols désertiques.

Pour les données aéroportées et satellitaires acquises pendant la saison humide, l'évolution de l'Indice de Rougeur ou du rapport TM5/TM7 entre les différents états de surface est perturbée par l'effet de l'humidité non homogène entre les différents types de sols. Ce résultat confirme, donc, la nécessité d'homogénéisation de l'humidité des sols dans le cas de l'utilisation de l'Indice de Rougeur ou du rapport TM5/TM7 pour estimer, respectivement, la teneur en hématite ou en kaolinite des sols humides. Pour l'Indice de Brillance, l'effet de l'humidité ne modifie pas la variation en fonction de la clarté des sols, mais il provoque une diminution de la différence des valeurs d'Indice de brillance entre ces derniers.

Pour les images acquises pendant la saison sèche, les aérosols désertiques favorisent une sorte de rapprochement des réponses spectrales des différents types de sols, ce qui produit une variation des indices radiométriques.

Dans les deux cas d'acquisition des images, une meilleure individualisation des différents états de surface est fournie par une combinaison bidimentionnelle des indices radiométriques, essentiellement l'Indice de Rougeur et l'Indice de Brillance.

5°) La méthode du rapport simple XS2/XS1 a facilité la comparaison multidate, entre des images SPOT acquises en octobre. Ce rapport réduit les effets bidirectionnels et la différence d'humidité entre les sols. L'utilisation de ce rapport XS2/XS1 a permis d'identifier la présence d'un processus d'ensablement lié à l'apport de particules éoliennes et de suivre l'extension spatiale des zones dégradées.

6°) La confrontation, à l'aide d'une méthode de spatialisation récente et performante, entre les données TM de résolution spatiale 30 m et les données aéroportées de résolution spatiale 1,5 m a été réalisée. Il a été ainsi possible de préciser l'influence de la résolution spatiale sur la stabilité des mesures. Les résultats obtenus montrent que dans le cas des sols nus, la résolution spatiale 30 m de l'image Landsat TM n'a pas d'effet sur les valeurs calculées pour le rapport TM5/TM7. La différence qui peut exister entre les données avion acquises à une très haute résolution (1,5 m) et les données satellitaires acquises à une résolution spatiale de 30 m est due essentiellement aux problèmes de recalage et aux variations des conditions géométriques d'acquisition des images. En revanche, dans le cas des pixels à mélange de sol et végétation, la différence entre les données avions et landsat TM est considérable. Dans ce cas la méthode de spatialisation permet une meilleur estimation des valeurs de TM5/TM7.

L'ensemble de cette étude nous a permis de caractériser, dans le domaine spectral optique, les sols du site de Banizoumbou à l'aide des données de télédétection multi-échelles. Sur le plan thématique, nous avons montré l'effet de l'interaction importante entre la composition minéralogique et granulométrique sur la réponse spectrale des sols. Nous avons validé des indices radiométriques permettant la discrimination des différents états de surface. De plus la méthode de spatialisation a permis de valider l'utilisation du rapport TM5/TM7 à une résolution spatiale moyenne (30 m).

.

ŀ.

. f

k

BIBLIOGRAPHIE

- ABRAMS M. J., ASHLEY R. P., ROWAN L. C., GOETZ A. F. H. et KAHLE A. B. (1977) -Mapping of hydrothermal alteration in Cuprite Mining District, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0.46 to 2.36 µm. Geology, 5, pp. 713-720.
- ALMEIDA (d') G. A. (1986) A model for Saharan dust transport. J. Climate and Appl. Meteo., 25, 7, pp. 903-916.
- AMAN A. (1991) Analyse des changements d'échelle spatiale à partir de données satellitaires : cas des Savanes d'Afrique de l'Ouest. Thèse d'Université, Toulouse 3, 220p.
- AMOUBUTA K. (1984) Contribution à l'édaphologie de la brousse tigrée de l'Ouest nigérien. Thèse Doctorat-Ingénieur, Nancy I, 116p.
- ARVESEN J. C., GRIFFIN R. N. J. et DOUGLAS B. P. J. (1969) Determination of extraterrestrial solar spectral irradiance from a reseach aircraft. Applied Optics, 8, 11, pp. 2215-2232.
- BANNARI A., MORIN D., BENIE G. B. et BONN F. J. (1995) A theoretical review of different mathematical models of geometric corrections applied to remote sensing images. *Remote Sensing Reviews*, 13, pp. 27-47.
- BARNSLEY M. J. M. (1983) The implications of view angle effects on the use of multispectral data for vegetation studies. Proceeding of the International Conference on Remote Sensing for Rangeland Monitoring and Management, Bedford, United Kingdom, pp. 166-177.
- BARRON V. et MONTALEGRE L. (1986) Iron oxides and color of triasic sediments: Application of the Kubelka-Munk theory. American journal of Science, 286, pp. 792-802.
- BARRON V. et TORRENT J. (1986) Use of Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *Jour. Soil. Sci*, 37, pp. 499-510.
- BAUER M. E., VANDERBILT V. C., ROBINSON B. F. et DAUGHTRY C. S. T. (1980) -Spectral properties of agricultural crops and soils measured from space, aerial, field and laboratory sensors, Proceeding of the 14th ISPRS congress, Hamburg, Germany, 23 (B-7), pp. 56-73.
- BAUMGARDNER M. F., SILVA L. F., BIEL L. L. et STONER E. R. (1985) Reflectance propertiers of soils. Adv. Agronomy, 38, pp. 1-44.
- BECKER F. (1978) Principes physiques et mathématiques de la télédétection. Notes de cours dispensés à l'Ecole d'été de physique spatiale du CNES, Rapport, Strasbourg, 107p.
- BECKER F. et RAFFY M. (1987) Problems related to the determination of land surface parameters and fluxes over heterogeneous media from satellite data. Advances Space Research, 7, 45, pp. 45-57.

- BEDIDI A., CERVELLE B., MADEIRA J. et POUGET M.(1990) Relation entre la courbe de rétraction hydrique de sols latéritiques et leurs caractéristiques spectrales. Actes des 2ème journées de Télédétection : Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales. 4-6 Décembre 1990. Ed. ORSTOM, Collection Colloques et Séminaires. Paris, pp 3-19.
- BEDIDI A., CERVELLE B., MADEIRA J. et POUGET M. (1992) Moisture effects on visible spectral characteristics of lateritic soils. *Jour. Soil. Sci*, 153, 2, pp. 129-141.
- BEDIDI A. et CERVELLE B. (1993) Diffusion de la lumière par des particules minérales. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XXVIII, n° 1, pp. 7-14.
- BEGNI G. (1988) Document de synthèse sur l'étalonnage absolu des données SPOT. Rapport CNES, 19p.
- BEN-DOR E. et BANIN A. (1994) Visible and near infrared (0.4-1.1 μm). Analysis of arid and semiarid soils. *Remote Sens. Environ.*, 48, pp. 261-274.
- BERGER A. (1987) Sécheresse et désertification au Sahel et en Ethiopie, phénomène naturel ou anthropique. Revue des questions scientifiques, 158, 2, pp. 133-172.
- BERTRAND J. (1976) Visibilité et brume sèche en Afrique. La météorologie, 6, pp.201-211.
- BERTRAND J. (1977) Action des poussières sub-sahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest. Thèse Sciences, Université Clermont-Ferrand, 197p.
- BIGHAM J. M., GOLDEN D. C., BUOL S. W., WEED S. B. et BOWEN L. H. (1978) Iron oxides mineralogy of weel-drained ultisols and oxisols: II. Influence on color, surface area and phosphate retention. Soil Sci. Soc. Am. J., 42, pp. 825-830.
- BLANC G., FONTANEL A., LALLEMAND C. et WADSWORTH A. (1978) Corrections radiométriques des enregistrements Landsat en vue d'une comparaison des chronoséquences. *Photo-Interprétation*, 5, pp. 30-35.
- BLANCHARD M. B., GREELEY R. et GOETTELMAN R. (1974) Use of visible, near infrared and thermal infrared remote sensing to study soil moisture. Proceedings of the 9th International Symposium on Remote Sensing of Environnement, pp. 693-700.
- BONN F. et ROCHON G. (1993) Précis de télédétection : Principes et méthodes. Volume 1, Ed. Presse de l'Université du Québec / AUPELF, 485 p.
- BONNEAU M. et SOUCHIER B. (1979) Pédologie : 2 Constituants et propriétés du sol, Ed. Masson, 460p.
- BOWERS S. A. et HANKS R. J. (1965) Reflectance of radiant energy from soils. Soil Sci., 100, pp. 130-138.
- BOWKER D. E. et DAVIS R. E. (1992) Influence of atmospheric aerosols and desert reflectance properties on satellite radiance measurements. *Int. J. Remote Sensing*, 13, 16, pp. 3105-3126.
- CASENAVE A. et VALENTIN C. (1989) Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Ed. ORSTOM, collection Didactiques, 280p.

- CERVELLE B. et MALEZIEUX J.M. (1977) Expressions quantitatives de la couleur, liées à la réflectance diffuse, de quelques roches et minéraux. Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallog., 100, pp. 185-191.
- CERVELLE B. (1988) Réflexion de la lumière solaire par les matériaux minéraux : quelques éléments. Actes des Journées de Télédétection : Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales, 14-17 Novembre 1988, Ed. ORSTOM, Collection Colloques et Séminaires, Paris, pp 3-18.
- CERVELLE B. (1991) Application of mineralogical constraints to remote sensing. Eur. J. Mineral., 3, pp. 677-688.
- CHANZY A., SCHMUGGE T. et FOREST C. (1994) Estimation de l'humidité du sol par radiométrie micro-onde; Application à l'estimation de l'évapotranspiration. Actes des Xème Journées hydrologiques, 13-14 Septembre 1994, ORSTOM, pp. 87-96.
- CHAVEZ P. S. (1988) An improved dark-objet substraction technique for atmospheric scatterring correction of multitemporal data. *Remote Sens. Environ.*, 24, pp. 459-479.
- CHAVEZ P. S. (1989) Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper multispectral images. *Photogram. Engin. Remote Sensing*, 55, 9, pp. 1285-1294.
- C. I. E. (1931) C. I. E. proceeding 1931. Cambridge university Press, Cambridge.
- CIERNIEWSKI J. (1985) Relation between soil moisture tension and spectral reflectance of different soils in the visible and near infrared range. Actes du 3ème Colloque International "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection", Les Arcs, France, 16-20 décembre 1985, pp. 429-432.
- CIERNIEWSKI J. et COURAULT D. (1993) Bidirectional reflectance of bare soil surfaces in the visible and near infrared range. *Remote Sensing Reviews*, 7, pp. 321-339.
- COLLINET J. (1988) Comportements hydrodynamiques et érosifs des sols de l'Afrique de l'Ouest. Evolution des matériaux et des organisations sous simulation des pluies. Thèse d'Université Louis Pasteur, Institut de géologie, Strasbourg, 513p + annexes.
- CONRADSEN K. et HARPOTH O. (1984) Use of Landsat Multispectral Scanner data for detection and reconnaissance mapping of iron oxide staining in mineral exploration, Central East Greenland. *Economic Geology*, 79, 6, pp. 1229-1244.
- COUDE-GAUSSEN G. et ROGNON P. (1983) Les poussières sahariennes. La recherche, 147, pp. 1050-1061.
- COURAULT D., GIRARD M. C. et ESCADAFAL R. (1988) Modélisation de la couleur des sols par télédétection. Actes du 4ème Colloque International "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection", Aussois, France, 18-22 Janvier 1988, pp. 357-362.
- COURAULT D., D'HERBES J. M. et VALENTIN C. (1990) Le bassin de Sama Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques. Programme HAPEX-SAHEL, Rapport ORSTOM, 36p.
- COUREL M.F. (1984) Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Thèse de doctorat d'état, Paris I, 407p.
- CRANE R. B. (1971) Prepocessing techniques to reduce atmospheric and sensor variability in multispectral scanner data. Proceeding of the 7th International Symposium on Remote Sensing of Environment, pp. 1345-1355.

- CROWLEY J. K. et VERGO N. (1988) Near infrared reflectance spectra of mixtures of kaolin-group minerals: use in clay mineral studies. *Clays and clay minerals*, 36, 4, pp. 310-316.
- CURCIO J. A. et PETTY C. C. (1951) The near infrared absorption spectrum of liquid water. Journal of the Optical Society of America, 41, pp. 302-304.
- DANDJINOU T. M. (1988) Télédétection des paysages latéritiques. Traitement d'images, intégration et synthèse de données multisources. Thèse d'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 240p.
- DAVEY B. G., RUSSEL J. D. et WILSON M. J. (1975) Iron oxide and clay minerals and their relation to color of red and yellow Podzolic soils near Sidney, Australia. *Geoderma*, 14, pp. 125-138.
- DESCHAMPS P. Y., HERMAN M. et TANRE D. (1981) Influence de l'atmosphère en télédétection des ressources terrestres. Modélisation et possibilité de correction. Actes du 1er Colloque International "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection", Avignon, France, 8-11 septembre 1981, pp. 543-558.
- DOMERGUE J. L. (1980) Contribution à l'étude des aérosols atmosphériques d'origine naturelle en Afrique de l'Ouest. Thèse Sciences, Université de Toulouse, 165p.
- DRESCH J. (1966) Les paysages tropicaux humides. Géographie générale. Encycl. "La Pléiade", Paris, pp. 609-711.
- DRURY S. A. et HUNT G. A. (1989) Geological uses of remotely-sensed reflected and emitted data of lateritized Archaean terrain in Western Australia. Int. J. Remote Sensing, 10, 3, pp. 475-497.
- DUBOIS D., ICOLE M. et TRICHET J. (1984) Evolution géomorphologique de la vallée du Niger aux abords de Niamey (république du Niger). *Bull. Soc. géol. France*, n° 6, pp. 1305-1318.
- DUCHAUFOUR P. (1977) Pédologie 1. Pédogenèse et classification. Ed. Masson, 477p.
- ELVIDGE C. D. et LYON R. J. P. (1985) Estimation of vegetation contribution to the 1.65/2.22 μm ratio in airborne thematic-mapper imagery of the Virginia Range, Nevada. Int. J. Remote Sensing, 6, 1, pp. 75-88.
- EPEMA G. F. et VAN OEVELEN P. J. (1993) Monitoring land surface characteristics in Niger using complementary SPOT and ERS-1 SAR data. Proceedings of SPOT-ERS1 colloquium, Paris, 10-13 May 1993, pp. 385-394.
- ESCADAFAL R. (1989) Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection. Applications : exemple de la région de Tataouine (Tunisie). Ed. ORSTOM. Collection Etudes et Thèses, Paris, 317p.
- ESCADAFAL R. et POUGET M. (1989) Comparaison des données Landsat MSS et TM pour la cartographie des formations superficielles en zone aride (Tunisie méridionale), Proceedings of the Workshop 'Earthnet pilot project on Landsat Thematic Mapper application', Décembre. 1987, Frascati (Italie), ESA, publ. SP-1102, pp. 301-307.
- ESCADAFAL R. et HUETE A. R. (1991) Etude des propriétés spectrales des sols arides appliquée à l'amélioration des indices de végétation obtenus par télédétection. C. R. Acad. Sci., Paris, 312, pp. 1385-1391.

-

- ESCADAFAL R. (1993) Remote sensing of soil color: Principles and Applications. Remote Sensing Reviews, 7, pp. 261-279.
- ESCADAFAL R., GOUINAUD C., MATHIEU R. et POUGET M. (1993) Le spectroradiomètre de terrain : un outil de la télédétection et de la pédologie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXVIII, n° 1, pp. 15-30.
- ESCADAFAL R., BELGHITH A. et BEN MOUSSA H. (1994) Indices spectraux pour la télédétection des milieux naturels en Tunisie aride. Actes du 6ème Colloque International "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection", Val d'Isère, France, 17-21 janvier 1994, pp. 253-259.
- ESTEVE M. (1994) Cartographie d'unités hydrologiques homogènes et modélisation hydrologique, exemple de l'expérience HAPEX-SAHEL. Actes des Xème Journées hydrologiques, 13-14 Septembre 1994, ORSTOM, pp. 115-123
- FRASER S. J. et GREEN A. A. (1987) A software defoliant for geological analysis of band ratios. Int. J. Remote Sensing, 8, 3, pp. 525-532.
- FRASER S. J. (1991) Discrimination and identification of ferric oxides using satellite Thematic Mapper data: A Newman case study. Int. J. Remote Sensing, 13, 3, pp. 635-641.
- FRASER R. S., FERRARE R. A., KAUFMAN Y. J., MARKHAM B. L. et MATTOO S. (1992) - Algorithm for atmospheric corrections of aircraft and satellite imagery. Int. J. Remote Sensing, 13, 3, pp. 541-557.
- FRAZIER B. E. et CHENG Y. (1989) Remote sensing of soils in the Eastern Palouse Region with Landsat Thematic Mapper. *Remote Sens. Environ.*, 28, pp. 317-325.
- GAC J. Y., CARN M., DIALLO M. I., ORANGE D. et TANRE D. (1986) Corrélation entre brumes sèches et visibilité horizontale au sol à partir des mesures quotidiennes au Sénégal pendant 3 années. C. R. Acad. Sc., Paris, 303, série II, p. 1025-1027.
- GAVAUD M. (1977) Les grands traits de la pédogenèse au Niger Méridional. Ed. ORSTOM, Collection Travaux et documents, 102p.
- GIBBS D. P., BETTY C. L., FUNG A. K., BLANCHARD A. J., IRONS J. R. et BALSAM W. L. (1993) - Automated measurement of polarized bidirectional reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 43, pp. 97-114.
- GLADWELL D.R., LETT R. E. et LAWRENCE P. (1983) Application of reflectance spectrometry to mineral exploration using portable radiometers. *Economic Geology*, 78, pp. 699-710.
- GONIMA L. (1993) Simple algorithm for the atmospheric correction of reflectance images. Int. J. Remote Sensing, 14, 6, pp. 1179-1187.
- GOUTORBE J. P., PERIS P. BESSEMOULIN P. CHAMPEAUX J. L. et PUECH D. (1994) - Variabilité spatiale des mesures météorologiques de surface pendant la période d'observations intensives d'HAPEX-SAHEL. Actes des Xème Journées hydrologiques, 13-14 Septembre 1994, ORSTOM, pp. 141-157.
- GREGOIRE H. C., RAFFY M et DONDAINAS N. (1993) Construction de modèles multispectraux pour milieux hétérogènes : application au LAI. Colloque sur les changements d'échelle dans les modèles de l'environnement et de la télédétection, 17-19 Mai 1993, Strasbourg, France, pp. 5-11.
- GREGOIRE H. C. (1995) Etude de l'hétérogénéité sub-pixellaire des milieux naturels observés par radiométrie multispectrale : application à la modélisation de l'état et de l'activité de la végétation. Thèse d'Université Louis Pasteur, Strasbourg 1, 237p.
- GREIGERT J. (1966) Description des formations crétacées et tertiaires du bassin de Iullemédin (Afrique occidentale). Publication des Mines et de la Géologie du Niger, n° 2, 234p.
- GREIGERT J. et POUGNET R. (1967) Essai de description des formations géologiques de la république du Niger. Ed. BRGM, 273 pp.
- GROUZIS M. (1988) Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens. Ed. ORSTOM, Collection Etudes et Thèses, 366p.
- Guide des Utilisateurs de Données SPOT (Anonymous 1986). Volume 1, manuel de références ; Volume 2, guide pratique. Rapport CNES, SPOT-IMAGES.
- GUYOT G., HANOCQ J. F., BUIS J. P. et SAINT G. (1984) Mise au point d'un radiomètre de simulation SPOT. Actes du 2ème Colloque International "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection", Bordeaux, France, 12-16 septembre 1983, pp. 233-242
- GUYOT G. (1989) Signatures spectrales des surfaces naturelles. Ed. PARADIGME, Collection Télédétection Satellitaire, 178p.
- HALL F. G., STREBEL D. E., NICKESON J. E. et GOETZ S. J. (1991) Radiometric rectification: toward a common radiometric response among multidate, multisensor images. *Remote Sens. Environ.*, 35, pp. 11-27.
- HERBES (d') J. M., COURAULT D., TIMOUK F. et VALENTIN C. (1992) Spatiocarte des états de surface, échelle 1/200 000, Programmes HAPEX-SAHEL et Salt, ORSTOM, Niamey, 1992.
- HERTZOG J. H. et STURM B. (1975) Preprocessing algorithms for the use of radiometric corrections and texture/spatial features in automatic land use classification. Proceeding of the 10th Symposium Remote Sensing Environment, ERIM, pp. 705-714.
- HOUSSA R., PION J. C. et YESOU H. (1995) Effects of granulometric and mineralogical composition on spectral reflectance of soils in a Sahelian area. Jour. Photogram. Remote Sensing, (sous presse).
- HOUSSA R. et PION J. C. (1995 a) Étude des propriétés spectrales des sols de la zone sahélienne : comparaison des mesures radiométriques de terrain avec les données spectrophotométriques de laboratoire. Soc. Fr. Photogram. Télédé. (sous presse).
- HOUSSA R. et PION J. C. (1995 b) Suivi de la dégradation des sols et des paysages d'érosion par imageries satellitaires (programme HAPEX-SAHEL). Actes du Forum MARISY'95, Ifran 16-18 Octobre, 1995, MAROC (sous presse).
- HUETE A. R. et ESCADAFAL R. (1991) Assessment of biophysical soil properties through spectral decomposition techniques. *Remote Sens. Environ.*, 35, pp. 149-159.
- HUNT G. R. et SALISBURY J.W. (1970) Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I Silicate minerals. *Modern Geology*, 1, pp. 283-300.

- HUNT G. R., SALISBURY J.W. et LENHOFF C.J. (1971) Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III Oxides and Hydroxides. *Modern Geology*, 2, pp. 195-205.
- HUNT G. R., SALISBURY J.W. et LENHOFF C.J. (1973) Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI Additional Silicates. *Modern Geology*, 4, pp. 85-106.
- HUNT G. R. et SALISBURY J.W. (1976) Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: XI Sedimentary rocks. *Modern Geology*, 5, pp. 211-217.
- HUNT G. R. (1977) Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42, pp. 501-513.
- HUNT G. R. (1979) Near infrared (1.3-2.4 µm) spectra of alteration minerals Potential for use in remote sensing. *Geophysics*, 44, pp. 1974-1986.
- HUNT G.R. et ASHLEY R.P. (1979) Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, 74, pp. 1613-1629.
- IQBAL M. (1983) Introduction to solar radiation. Academic, San Diego, Californie.
- JACQUEMOUD S., BARET F. et HANOCQ J.F. (1992) Modeling spectral and bidirectional soil reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 41, pp. 123-132.
- JOLY G. (1986) Traitements des fichiers-images. Ed. PARADIGME, Collection Télédétection Satellitaire, n° 3, 137p.
- JUPP D. L. B., STRAHLER A. H. et WOODCOCK C. E. (1988) Autocorrelation and regularization in digital images I. Basic theory. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 26, 4, pp. 463-473.
- JUPP D. L. B., STRAHLER A. H. et WOODCOCK C. E. (1989) Autocorrelation and regularization in digital images II. Simple image models. *IEEE Trans. Geosci. Remote* Sensing, 27, 3, pp. 247-258.
- JUSTICE C. O., MARKHAM B. L, TOWNSHEND J. R. G. et KENNARD R. L. (1989) -Spatial degradation of satellite data. Int. J. Remote Sensing, 10, 9, pp. 1539-1561.
- KAHLE B. A. (1984) Measuring spectra of arid lands. "Deserts and arid lands". Ed. Farouk EL-BAZ, Remote Sensing of Earth Resources and Environment, pp. 195-217.
- KAUFMAN Y. J. (1988) Atmospheric effet on spectral signature Measurements and corrections. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 26, 4, pp. 441-450.
- KILIAN C. (1931) Des principaux complexes continentaux au Sahara. C. R. Soc. Géol. Fr., pp. 109-110.
- KIMES D. S. (1983) Dynamics of directional reflectance factor distribution for vegetation canopies. *Applied Optics*, 2, 9, pp. 1364-1372.
- KIMES D. S., NEWCOMB W. W. et SCHUTT J. B. (1984) Directional reflectance factor distributions of a cotton row crop. Int. J. Remote Sensing, 5, 2, pp. 263-277.
- KIMES D. S., NEWCOMB W. W., TUCKER C. J., ZONNEVELD I. S., VAN WIJNGAARDEN W., DE LEEUW J. et EPEMA G. F. (1985) - Directional reflectance factor distributions for cover types of Northern Africa. *Remote Sens. Environ.*, 18, pp. 1-19.

- KNIEZYS F. X., SHETTLE E. P., GALLERY W. O., CHETWIND J. H., ABREU L. W., SELBY J. E. A., CLOUGH S. A. et FENN R. W. (1988) - Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN-7. (AFGL-TR-88-0177), Hanscom AFB, Massachusetts, Air Force Geophysics lab.
- KOLLENKARK J. C., VANDERBILT V. C., DAUGHTRY C. S. T. et BAUER M. E. (1981) - Canopy reflectance as influenced by solar illumination angle. AGRISTARS, SRP1-04039, NAS9-15466, 21p.
- KOSMAS C.S., CURI N., BRYANT R.B. et FRANZMEIER D.P. (1984) Characterisation of iron oxide minerals by second-derivative visible spectroscopy. *Soil Sci.*, 48, pp. 401-405
- KOSMAS C. S., FRANZMEIER D. P. et SCHULZE D. G. (1986) Relationship among derivative spectroscopy, color, crystallite dimensions and Al substitution of synthetic goethites and hematites. *Clays and clay minerals*, 34, 6, pp. 625-634.
- KRIEBEL K. T. (1978) Measured spectral bidirectional reflection properties of four vegetated surfaces. Applied Optics, 17, 2, pp. 253-259.
- LABS D. et NECKEL H. (1968) The radiation of the solar photosphere from 2000 Å to 100µm. Z. Astroph., 69, pp. 1-11.
- LAND H. R. et BAIRD K. W. (1981) Spectral stratigraphy of the fort union/wasatch transition, Patrick Draw Geosat Petroleum test site, Wyoming. Proceeding of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE., pp. 589-594.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M. GUILLOT B. et HUBERT P. (1992) - Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment. Hydrological Sciences Journal, 37, 3, pp. 201-215.
- LEBEL T., AMANI A. et TAUPIN J. D. (1994) La pluie au Sahel : une variable rebelle à la régionalisation. Actes des Xème Journées hydrologiques, 13-14 Septembre 1994, Ed. ORSTOM, pp. 189-202.
- LE FEVRE J., LAMOTTE M. et PEUGEOT C. (1994) L'évaporation pendant la saison humide au sein d'un sol sableux de la région de Niamey (Niger). Actes des Xème Journées hydrologiques, 13-14 Septembre 1994, Ed. ORSTOM, pp. 243-258
- LE HOUEROU H.N. (1992) Evolution climatique et désértisation. Ecole d'été (CNES), les climats subtropicaux et leur évolution: de l'observation spatiale à la modélisation. La-Londe-Les-maures, Septembre 1992, Ed. Cépaduès, pp. 639-668.
- LEPRUN J. C. (1979) Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse - Transformation - Dégradation. Mem. Sci. Géol., 58, Strasbourg, 224p.
- LIU C. H., CHEN A. J. et LIU G. R. (1994) Variability of the bare soil albedo due to different solar zenith angles and atmospheric haziness. *Int. J. Remote Sensing*, 15, 13, pp. 2531-2542.
- LOIREAU M. et D'HERBES J. M. (1993) Spatiocarte des états de surface, Banizoumbou, échelle 1/50 000, Programmes Hapex-Sahel et Salt, oct. 1993.
- LYON R. J. P., ELVIDGE C. D. et MOUAT D. (1983) Very high altitude (70000 ft) TMS type scanner coverages of three mineralized zones. Silver Bell, Kalamazoo (AZ) and Pine Nuts (Nv). Proceedings of the 2nd thematic conference, International Symposium on Remote Sensing of Environnement, p. 987.

1.

- MADEIRA NETTO J. S., (1993) Etude quantitative des relations Constituants minéralogiques-Réflectance diffuse des latosols brésiliens. Ed. ORSTOM, Collection Etudes et Thèses, 236p.
- MARKHAM B. L. et BARKER J. L. (1987) Thematic Mapper bandpass solar exoatmospheric irradiances. Int. J. Remote Sensing, 8, 3, pp. 517-523.
- MARKHAM B. L. et AHMAD S. P. (1990) Radiometric properties of the NS001 Thematic Mapper Simulator Aircraft Multispectral Scanner. *Remote Sens. Environ.*, 34, pp. 133-149.
- MARKHAM B. L., HALTHORE R. N. et GOETZ S. J. (1992) Surface reflectance retrieval from satellite and aircraft sensors: results of sensors and algorithm comparisons during FIFE. *Journal of Geophysics research*, 97, D17, pp. 18785-18795.
- MATHEWS H. L., CUNNINGHAM R. L. et PETERSON G. W. (1973) Spectral reflectance of selected Pennsylvania soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37, pp. 421-424.
- MELVILLE M.D. et ATKINSON G. (1985) Soil colour: its measurement and its designation in models of uniform colour space. Jour. Soil Sci., 36, pp. 495-512.
- MONOD T. (1973) Les déserts. Ed. Horizons de france, Paris, 247p
- MORAN M. S., JACKSON R. D., HART G. F., SLATER P. N., BARTELL R. J., BIGGAR S. F. et SANTER R. P. (1988) - Surface reflectance factors derived from SPOT-1 HRV data at two view angles. SPOT 1, Utilisation des images, Bilan, Résultats. Ed. Cépaduès, Paris, Novembre 1987, pp. 1365-1370.
- MOUGENOT B. (1988) Note sur l'étalonnage et l'utilisation du radiomètre de simulation de SPOT. Cimel 310, Rapport ORSTOM, 7p.
- MOUGENOT B. (1990) Caractérisation spectrale des surfaces salées à chlorures et sulfates (Sénégal). 2ème journées de Télédétection : Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales. 4-6 Décembre 1990. Ed. ORSTOM, Collection Colloques et Séminaires, Paris, pp 49-70.
- MULDERS M. A. (1987) Remote sensing in soil science. Developments in soil science, n°15, Elsevier, AMSTERDAM, 379p.
- MULLER E. (1993) Evaluation and correction of angular anisotropic effect in multidate SPOT and Thematic Mapper data. *Remote Sens. Environ.*, 45, pp. 295-309.
- MUSICK H. B. et PELLETIER R. E. (1986) Response of some Thematic Mapper bands ratios to variation in soil water content. *Photogram. Engin. Remote Sensing*, 52, 10, pp. 1661-1668.
- NASA C130-Earth Ressources Aircraft Program (Anonymous, 1990) rapport AMES, 2 fascicules, 14p.
- NASH G. D. et WRIGHT P. M. (1994) The use of simple GIS techniques to create improved hydrothermal alteration maps from TM data, Steamboat Springs and Virginia City Quadrangles, Nevada, USA. Proceedings of the 10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment, and Engineering. Volume II, 9-12 May 1994, SAN ANTONIO, TEXAS, USA. pp. 132-141.
- NECKEL H. et LABS D. (1984) The solar radiation between 3300 et 12500 Å. Solar physics, 90, pp. 205-258.

- OBUKOV A. I. et ORLOV D. S. (1964) Spectral reflectivity of the major soil groups and possibility of using diffuse reflection in soil investigations. Soviet Soil Sci., 2, pp. 174-184.
- ORANGE D. (1990) Hydroclimatologie du Fouta Djalon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique. Thèse d'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 219p.
- ORLOV D. S. (1966) Quantitative patterns of light reflection by soils. I. Influence of particle (aggregate) size on reflectivity. *Soviet Soil Sci.*, 13, pp. 1495-1498
- OTTERMAN J., UNGAR S., KAUFMAN Y. et PODOLAK M. (1980) Atmospheric effect on radiometric imaging from satellites under low optical thickness conditions. *Remote Sens. Environ.*, 9, pp. 115-129.
- PEDRO G. (1964) Contribution à l'étude expérimentale de l'altération chimique des roches cristallines. Thèse Sci., Université Paris, 344 p.
- PEDRO G. (1966) Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultants de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). C.R. Acad. Sci., Paris, 262, pp. 1828-1831.
- PEDRO G. (1979) Altération des roches cristallines en milieu superficiel. Bull. Ass. Fr. pour l'étude des sols, séminaire INRA/Versailles, 301p.
- PION J. C., ROQUIN C., DANDJINOU T. M., FREYSSINET P., KAISER N., LEGALL B., YESOU H. et MULLER J. C. (1988) - Utilisation de la télédétection pour l'étude des latérites en zone soudanienne dans une optique géochimique. Convention CNES, PEPS n°175. Rapport final, 115p., 49 fig.
- PODWYSOCKI M. H. et SEGAL D. (1981) Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Uthah, Mining District. Proceeding of the international Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE, pp. 595-596.
- PODWYSOCKI M. H., SEGAL D. B. et ABRAMS M. J. (1983) Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Uthah, Mining area. *Economic Geology*, 78, 675-685.
- POUGET M., MADEIRA J., LEFLOCH E. et KAMAL S. (1990) Caractéristiques spectrales des surfaces sableuses de la région côtière Nord-Ouest de l'EGYPTE : Application aux données satellitaires SPOT. Actes des 2ème journées de Télédétection : Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales. 4-6 Décembre 1990. Ed. ORSTOM, Collection Colloques et Séminaires. Paris, pp 27-38.
- PROST R., KING C. et LEFEBVRE D.H. (1983) Propriétés de réflexion diffuse de pâtes de kaolinite en fonction de leur teneur en eau. *Clay minerals*, 18, pp. 193-204.
- PRICE J. C. (1990) On the information content of soil reflectance spectra. Remote Sens. Environ., 33, pp. 113-121.
- RAFFY M. (1992) Change of scale in models of remote sensing: a general method for spatialization of models. *Remote Sens. Environ.*, 40, pp. 101-112.
- RAFFY M. (1994 a) Heterogeneity and change of scale in models of remote sensing. Spatialization of multispectral models. Int. J. Remote Sensing, 15, 12, pp. 2359-2380.

- RAFFY M. (1994 b) The role of spatial resolution in quantification problems: spatialization method. Int. J. Remote Sensing, 15, 12, pp. 2381-2392.
- RAMASAMY S. M., VENKATASUBRMANIAN V. et ANBAZHAGAN S. (1993) -Reflectance spectra of minerals and their discrimination using Thematic Mapper, IRS and SPOT multi-spectral data. Int. J. Remote Sensing, 14, 16, pp. 2935-2970.
- RAMSTEIN G. et RAFFY M. (1989) Analysis of the structure of radiometric remotelysensed images. Int. J. Remote Sensing, 10, 6, pp. 1049-1073.
- RICHARD R. R., MERKEL R. F. et MEEKS G. R. (1978) NS001MS-Landsat-D Thematic Mapper band aircraft scanner. Proceeding of the 12th International Symposium Remote Sensing Environnement, pp. 719-728.
- ROBINOVE C.J. (1982) Computation with physical values from LANDSAT digital data. *Photogram. Engin. Remote Sensing*, 48, 5, pp. 781-784.
- ROGNON P. (1994) Les conséquences de la sécheresse sur la pédogenèse. Sécheresse, 5, pp. 173-184.
- ROUGERIE G. (1960) Le façonnement actuel des modèles en côte d'Ivoire forestière. Thèse Lettres, Paris, Mémoire IFAN, 58, 542p.
- ROUJEAN J. L. (1991) Modélisation des effets bidirectionnels de la réflectance de surface pour la normalisation de données satellitaires de télédétection. Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, 172p.
- ROWAN L. C. et KAHLE A. B. (1982) Evaluation of 0.42 to 2.36 µm multispectral scanner images of the East Tintic Mining District, Utah, for mapping hydrothermally altered rocks. *Economic Geology*, 13, pp. 441-452.
- ROYER A., VINCENT P. et BONN F. (1985) Evaluation and correction of viewing angle effects on satellite measurements of bidirectional reflectance. *Photogram. Engin. Remote Sensing*, 15, 12, pp. 1899-1914.
- ROYER A., CHARBONNEAU L. et TEILLET P. M. (1988) Interannual Landsat MSS reflectance variation in an urbanized temperate zone. *Remote Sens. Environ.*, 24, pp. 423-466.
- SADOWSKI R. et ABRAMS M. (1982) Hydrothermal alteration using aircraft VNIR scanners at the Rosemont Porphyry Copper deposit. Proceeding of 2nd themathic conference, International Symposium on Remote Sensing of the Environment, pp. 175-188.
- SAINT G., PODAIRE A. et ANGLADE I. (1981) Simulation radiométrique de SPOT : résultats d'expérimentation sur la végétation et les sols. Actes du lère Colloque International "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection", Avignon, France, 8-11 septembre 1981, pp. 73-83.
- SCHMUGGE T. et JANSSEN L. (1988) Aircraft remote sensing in HAPEX. Actes du 4ème Colloque International "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection", Aussois, France, 18-22 janvier 1988, pp. 463-467.
- SCHOTT J. R., SALVAGGIO C. et VOLCHOK W. J. (1988) Radiometric scene normalization using pseudoinvariant features. *Remote Sens. Environ.*, 26, pp. 1-16.
- SCHWERTMANN V. et TAYLOR R. M. (1977) Iron oxides. In: Minerals and soil environment. Dixon and Weed ed., Soil Sci. Soc. Am., Madison (USA), pp.145-180.

- SHERMAN D. M. et WAITE T. D. (1985) Electronic spectra of Fe3+ oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. American mineralogist, 70, pp. 1262-1269.
- SHIELDS J.A., ARNAUD R.J., PAUL E.A. et CLAYTON J.S. (1966) Measurements of soil color. Can. Jour. Soil Sci., 46, pp. 83-90.
- SHOSHANY M. (1992) A simulation of bidirectional reflectance distribution for various surface microstructures. Int. J. Remote Sensing, 13, 12, pp. 2355-2361.
- SKIDMORE E. L., DICKERSON J. D. et SCHIMMELPFENNIG H. (1975) Evaluating surface soil water content by measuring reflectance. Soil Sci. Soc.Am.Proceedings, 39, pp. 238-242
- SIMMONS E. L. (1972) Relation of diffuse reflectance remission function to the fundamental optical parameters. *Optica Acta*, 19, pp. 845-851.
- SINGH S. M. (1992) Accuracy of atmospheric correction algorithm using ATM data. Int. J. Remote Sensing, 13, 3, pp. 559-569.
- SIVAKUMAR M.V.K. (1991) Durée et fréquence des périodes sèches en Afrique de l'Ouest. Bulletin de recherche n° 13, ICRISAT, 19p.
- SOILEAU J. M. et McCRACKEN R. J. (1967) Free iron and coloration in certain well drained coastal plain soils in relation to their other properties and classification. Soil Sci. Soc. Am. Proceedings, 31, pp. 248-255.
- STONER E. R. et BAUMGARDNER M. F. (1981) Characteristics variations in reflectance of surface soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 6, pp. 1161-1165.
- TANRE D., HERMAN M., DESCHAMPS P. Y. et DELEFFE A. (1979) Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. Applied Optics, 18, pp. 3587-3594.
- TANRE D., HERMAN M. et DESCHAMPS P. Y. (1981) Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance. *Applied Optics*, 20, pp. 3676-3684.
- TANRE D. (1982) Interaction du rayonnement-aérosols : applications à la télédétection et au calcul du bilan radiatif. Thèse d'état, Lille, 180p.
- TANRE D., HERMAN M. et DESCHAMPS P. Y. (1982) Influence of the atmosphere on space measurements of directional properties. *Applied Optics*, 22, pp. 733-741.
- TANRE D., DESCHAMPS P. Y., DUHAUT P. et HERMAN M. (1987) Adjacency effet produced by the atmospheric scattering in Thematic Mapper data. J. Geophys. Res., 92, 10, pp. 12000-12006.
- TANRE D., DEVAUX C., HERMAN M., SANTER R. et GAC J. Y (1988) Radiative properties of desert aerosols by optical ground based measurements at solar wavelenghts. J. Geophys. Res., 93, 11, p. 14223-14231.
- TANRE D., DEROO C., DUHAU P., HERMAN M., MORCRETTE J. J., PERBOS J. et DESCHAMPS P. Y. (1990) - Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum. computer code 5S. Guide des utilisateurs, 342 p.
- TANRE D., VERMETE E., DEUZE J. L., HERMAN M. et MOCRETTE J. J. (1994) -Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum. computer code 6S. Guide des utilisateurs, 182 p.

- TARDY Y. (1969) Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci., Université Strabourg, Mém. Serv. carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, 31, 199 p.
- THEKAEKARA M. P. (1972) Evaluating the light from the sun. Optical Spectra, 6, pp.32-35
- TORRENT J., SCHWERTMANN U. et SCHULZE D. G. (1980) Iron oxide mineralogy of some soils of two river terraces sequences in Spain. *Geoderma*, 23, pp. 191-208.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FETCHER H. et ALFEREZ F. (1983) Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Jour. Soil Sci.*, 136, 6, pp.354-358.
- TOWNSHEND J. R. G. et JUSTICE C. O. (1988) Selecting the spatial resolution of satellite sensors required for global monitoring of land transformations. *Int. J. Remote Sensing*, 9, 2, pp. 187-236.
- VINCENT R. K. et HUNT G.H. (1968). Infrared reflectance from mat surfaces. Applied Optics, 7, pp. 51-59.
- VINCENT P. (1984) Evaluation des réflectances bidirectionnelles par télédétection aéroportée et méthodes de correction. Thèse d'Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Canada, 137p.
- WENTWORTH C. K. (1984) Granulométrie. Dictionnaire de géologie, Ed. Masson, pp. 152-153.
- WHITNEY G., ABRAMS M. J. et GOETS A. F. H. (1983) Mineral discrimination using a portable ratio-determining radiometer. *Economic Geology*, 78, pp. 688-698.
- WYSZECKI G. et STILES W. S. (1982) Color Science: concepts and methods, quantitative data and formulae. 2nd ed. John Wiley and Sons, Inc. NewYork, 860p.
- XIANG NING KONG et VIDAL-MADJAR D. (1988) Effet de la résolution spatiale sur des propriétés statistiques des images satellites : une étude de cas. *Int. J. Remote Sensing*, 9, 8, pp. 1315-1328.
- ZHANG W., ALBERTZ J. et LI Z. (1994) Rectification of airborne line-scanner imagery utilizing flight parameters. Proceedings of first International Airborne Remote Sensing Conference and exhibition, Strasbourg, France, 11-15 Septembre, II, pp. 447-456.

Type de sols		TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7	XS1	XS2	XS3
Cuirasses	GI	6,7	8,9	15,1	18,8	38,8	26,3	12,0	19,0	20,0
	CG1	6,4	15,5	20,0	26,7	38,7	36,5	13,8	23,1	29,0
	EOL1	8,9	18,1	33,9	43,0	59,0	50,6	19,1	33,9	44,5
Sables éoliens	ERO	9,8	16,7	28,8	36,7	52,5	41,6	18,0	29,6	48,9
	SEB1	16,4	32,1	48,0	68,1	71,5	63,3	34,0	47,2	58,4
	SER 1	11,6	23,9	44,0	47,3	64,7	57,3	22,2	38,5	49,2
	DES1	10,9	19,4	34,2	43,6	54,9	40,4	20,9	33,3	41,8
Sols	DEC	24,6	26,2	34,9	39,5	50,3	39,4	24,5	37,9	44,1
ferrugineux	RUIS	15,8	25,9	33,0	36,7	48,4	42,4	27,0	34.1	38,3
	CII	14,2	20,7	28,1	33,2	45,0	42,6	24,1	38,3	39,1

Tableau I. Mesures radiométriques ponctuelles acquises par le radiomètre Barringer durant la campagne de décembre 1993

Tableau II.	Moyennes	des	mesures	radiomé	ftriques	acquises	par	le	radiomètre	Cimel	sur	des
	•			transe	ects de 2	20 m	•					

Type de	X	S1	X	S2	XS3		
		Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
Cuirasses	GI	11,0 0,72		18,5 0,50		20,5	0,40
	CGI	15,0	0,80	25,0	0,60	30,0	0,70
	EOLI	18,5	0,35	36,0	0,97	54,5	0,55
Sables éoliens	ERO	20,0	1,20	31,5	2,30	46,()	2,04
	SEBI	32,0	5,11	45,6	8,00	61,0	5,17
1	SER I	19,6	2,27	36,4	4,68	54,4	4,45
	DES1	19,0	0,30	38,0	0,61	47,5	0,30
Sols	DEC	23,0	1,22	34,5	1,57	43,6	1.45
ferrugineux	RUIS	24,5	0,71	35,0	1,41	38,5	1.41
	CII	19,0	1,41	27,0	2,05	38,0	1,97

TM1 TM		м2	TM3		TM4		T	M5	TM7		
λ (nm)	RSR	λ (nm)	RSR								
450	0,031	520	0,500	630	0,070	760	0,070	1550	0,005	2080	0,065
460	0,341	530	0,620	640	0,330	770	0,130	1560	0,008	2090	0,130
470	0,456	540	0,651	650	0,400	780	0,290	1570	0,010	2100	0,180
480	0,570	550	0,650	660	0,480	790	0,500	1580	0,040	2110	0,280
490	0,534	560	0,640	670	0,480	800	0,630	1590	0,090	2120	0,350
500	0,500	570	0,590	680	0,440	810	0,651	1600	0,135	2130	0,450
510	0,353	580	0,520	690	0,300	820	0,650	1610	0,210	2140	0,550
520	0,237	590	0,420			830	0,615	1620	0,250	2150	0,650
		600	0,330			840	0,580	1630	0,330	2160	0,700
						850	0,490	1640	0,430	2170	0,740
						860	0,450	1650	0,520	2180	0,730
						870	0,410	1660	.0,680	2190	0,720
						880	0,370	1670	0,625	2200	0,725
						890	0,340	1680	• 0,610	2210	0,700
						900	0,285	1690	0,570	2220	0,680
ļ								1700	0,560	2230	0,650
								1710	0,560	2240	0,630
								1720	0,750	2250	0,620
1								1730	0,600	2260	0,560
								1740	0,635	2270	0,550
								1750	0,660	2280	0,540
										2290	0,540
										2300	0,545
										2310	0,560
										2320	0,570
										2330	0,600
										2340	0,610
										2350	0.570

Tableau I. Réponses Spectrales Relatives (RSR) des bandes Landsat TM du radiomètre Barringer

Tableau II. Réponses Spectrales Relatives (RSR) des bandes SPOT du radiomètre Barringer

X	S1	X	S2	XS3			
λ (nm)	RSR	λ (nm)	RSR	λ (nm)	RSR		
500	0,180	610	0,445	790	0,330		
510	0,590	620	0,450	800	0,555		
520	0,640	630	0,460	810	0,610		
530	0,680	640	0,490	820	0,650		
540	0,690	650	0,555	830	0,650		
550	0,670	660	0,570	840	0655		
560	0,650	670	0,600	850	0,670		
570	0,580	680	0,500	860	0,670		
580	0,530			870	0,610		
590	0,460			880	0,550		
L	<u> </u>		l	890	0,480		

Tableau I. Valeurs des paramètres ϕ_{a} , Tg et T(θ_s) × T(θ_v) calculés à partir du logiciel 6S

Capteurs	Canaux	φ _a (%)	Tg	$T(\theta_s) \times T(\theta_v)$
	TM1	9,2	0,99	0,738
	TM2	5.7	0,94	0,794
	TM3	3.7	0,94	0,838
NS001 (06/09/1992)	TM4	1.9	0.86	0,862
	TM5	0.6	0.60	0.909
	TM6	0,5	0.94	0.935
	TM7	0,2	0.81	0.965
······································	TM1	87	0.99	0.802
	TM2	54	0,95	0.849
	TM2	35	0.94	0,885
NS001 (12/00/1092)	TMA	1.8	0.88	0,003
113001 (12/05/1552)		1,0	0,60	0,912
	TM5	0,0	0,02	0,956
		.0,5	0,95	0,950
		0,2	0,65	0,970
		9,4	0,99	0,007
		2,8	0,94	0,749
NO001 (17/00/1002)		3,8	0,93	0,800
NS001 (17/09/1992)	IM4	2,0	0,80	0,842
	IMS	0,6	0,59	0,885
	TM6	0,6	0,94	0,917
	TM7	0,2	0,80	0,955
	TM1	10,1	1,00	0,588
	TM2	7,6	0,97	0,642
Landsat TM	TM3	5,2	0,95	0,711
	TM4	3,1	0,85	0,767
	TM5	· 0,8	0,87	0,878
	TM7	0,4	0,80	0,932
	XS1	5,1	0,95	0,759
SPOT (15/10/1992)	XS2	3,3	0,94	0,816
	XS3	1,7	0,93	0,862
	XS1	5.6	0.99	0,741
SPOT (05/10/1992)	XS2	3.7	0.98	0.797
	XS3	1.9	0.93	0.845
······································	XSI	5.4	0.95	0.791
SPOT (18/06/1992)	XS2	3.4	0.94	0.844
· · · ·	XS3	1.7	0.93	0.884
	XSI	49	0.95	0.815
SPOT (01/09/1991)	XS2	3.0	0.94	0,866
	XS3	1.4	0,94	0,000
	X05 XS1	88	0,95	0,505
SPOT (16/02/1991)	XC2	63	0,95	0,505
51 01 (10/02/1991)	A32 VS2	0,5	0,94	0,033
	X		0,93	0.707
CDOT (11/10/1000)	X51 X52	5,5	0,95	0,787
SPOT (11/10/1990)	XS2 XS2	3,5	0,94	0,840
	<u>XS3</u>	1,6	0,93	0,883
	XSI	4,7	0,95	0,788
SPOT (24/10/1988)	XS2	2,9	0,94	0,852
	XS3	1,4	0,93	0,843

TM1		TM2		TM3		<u>TM4</u>		TM5		TM6		Т	M7
λ	RSR	λ	RSR	λ	RSR	λ	RSR	λ	RSR	λ	RSR	λ	RSR
0,430 0,435 0,440 0,455 0,460 0,455 0,460 0,465 0,475 0,480 0,475 0,500 0,505 0,500 0,510 0,510 0,525 0,530 0,535 0,540	0,010 0,000 0,160 0,440 0,470 0,580 0,660 0,800 0,950 1,000 0,950 1,000 0,950 0,050 0,050 0,050 0,040	0,500 0,505 0,515 0,525 0,525 0,535 0,555	0,010 0,020 0,040 0,090 0,350 0,630 0,600 0,710 0,690 0,710 0,850 0,910 0,950 0,950 0,950 0,050 0,050 0,050 0,050	0,580 0,585 0,595 0,600 0,605 0,615 0,620 0,625 0,645 0,665 0,665 0,665 0,665 0,665 0,665 0,665 0,665 0,665 0,700 0,715 0,720	0,010 0,010 0,010 0,020 0,030 0,060 0,280 0,280 0,280 0,280 0,920 0,920 0,920 0,920 0,920 0,920 0,920 0,920 0,920 0,920 0,930 0,710 0,2500	0,710 0,715 0,720 0,725 0,720 0,725 0,720 0,725 0,720 0,725 0,720 0,725 0,740 0,745 0,740 0,745 0,760 0,765 0,770 0,765 0,770 0,780 0,765 0,770 0,780 0,805 0,800 0,815 0,825 0,845 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,845 0,855 0,900 0,925 0,900 0,915 0,920 0,925 0,900 0,925 0,900 0,915 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,925 0,900 0,900 0,855 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,855 0,800 0,905 0,900 0,905 0,900 0,905 0,900000000	0,040 0,050 0,050 0,060 0,120 0,150 0,150 0,250 0,300 0,480 0,570 0,920 0,980 1,000 0,920 0,980 1,000 0,920 0,980 0,920 0,980 0,920 0,980 0,920 0,980 0,920 0,720 0,900 0,720 0,900 0,900 0,720 0,900 0,720 0,900 0,720 0,900 0,720 0,900 0,720 0,900 0,720 0,900	0,960 0,968 0,976 0,984 0,9974 1,0024 1,0024 1,0040 1,040 1,040 1,040 1,040 1,072 1,040 1,072 1,040 1,072 1,040 1,072 1,040 1,072 1,040 1,072 1,088 1,072 1,088 1,072 1,088 1,072 1,088 1,072 1,088 1,120 1,120 1,120 1,120 1,120 1,120 1,120 1,120 1,224 1,224 1,224 1,224 1,224 1,224 1,224 1,224 1,224 1,226 1,224 1,226 1,224 1,2288 1,264 1,328 1,3364 1,3442 1,360 1,368 1,3764 1,3764 1,3764 1,3764 1,368 1,3764 1,364 1,442 1,442 1,440 1,442 1,440 1,446 1,472 1,472	0,060 0,050 0,050 0,050 0,050 0,050 0,050 0,050 0,050 0,050 0,060 0,080 0,170 0,200 0,380 0,380 0,410 0,410 0,410 0,410 0,410 0,410 0,410 0,410 0,530 0,660 0,690 0,660 0,690 0,730 0,660 0,690 0,730 0,850 0,870 0,880 0,820 0,850 0,820 0,850 0,820 0,990 0,990 0,990 0,990 0,920 0,040 0,000 0,000 0,000 0,000 0,000 0,000 0,000 0,010 0,000 0	1,440 1,448 1,456 1,448 1,456 1,464 1,472 1,500 1,528 1,516 1,528 1,556 1,552 1,560 1,568 1,552 1,560 1,568 1,552 1,560 1,568 1,574 1,552 1,600 1,668 1,672 1,608 1,672 1,608 1,672 1,608 1,672 1,704 1,712 1,728 1,776 1,778 1,776 1,784 1,776 1,808 1,824	0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,040 0,0560 0,090 0,980 0,980 0,950 0,050 0,050 0,040 0,050 0,0950 0,0950 0,0950 0,0950 0,0950 0,0000 0,0000 0,000 0,000 0,0000 0,0000 0,000000	1,968 1,976 1,984 1,976 1,984 1,992 2,008 2,016 2,024 2,032 2,048 2,056 2,064 2,064 2,088 2,056 2,064 2,088 2,056 2,064 2,088 2,056 2,104 2,128 2,136 2,168 2,168 2,176 2,168 2,176 2,168 2,176 2,168 2,176 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,224 2,226 2,230 2,312 2,368 2,440 2,448 2,464 2,464	0,000 0,010 0,010 0,020 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,540 0,550 0,540 0,550 0,540 0,540 0,580 0,740 0,980 1,000 0,980 1,000 0,980 0,720 0,720 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,550 0,520 0,020 0,000 0,020

Tableau I. Réponses spectrales relatives du capteur NS001 (d'après Markham et Ahmad, 1990)

Thèses et documents microfichés

Mots-clés

4

Télédétection, Sols, Hapex-Sahel, Changement d'échelle, Radiométrie. Remote Sensing, Soils, Hapex-Sahel, Multiscaling, Radiometry.

ŧ,



209-213, rue La Fayette 75480 Paris cedex 10 ISSN: 0767-922X ISBN: 2-7099-1344-5 Diffusion : 32, avenue Henri Varagnat 93143 Bondy cedex