

Université Pierre et Marie Curie - Paris - U.F.R des Sciences de la Terre

THESE de DOCTORAT

Spécialité: Pédologie (Science des Sols)

présentée par

José da SILVA MADEIRA NETTO

pour obtenir le titre de DOCTEUR de L'UNIVERSITE PARIS 6

**ETUDE QUANTITATIVE DES RELATIONS
CONSTITUANTS MINERALOGIQUES -
REFLECTANCE DIFFUSE DES LATOSOLS BRESILIENS**

**APPLICATION A L'UTILISATION PEDOLOGIQUE
DES DONNEES SATELLITAIRES TM (REGION DE BRASILIA)**

Soutenu le 18 novembre 1991 devant le jury composé de :

M. G. PEDRO,	Directeur de Recherches à l'INRA,	Président
M. J. CHOROWICZ,	Professeur à l'Université Paris 6,	Rapporteur
M. J.-Y. SCANVIC,	Directeur de Recherches au BRGM,	Rapporteur
M. B. CERVELLE,	Professeur à l'Université de Marne la Vallée	
M. F.-X. HUMBEL,	Directeur de Recherches à l'ORSTOM	
M. M. POUGET,	Directeur de Recherches à l'ORSTOM	

*A Solange, à Marcos-Tadeu
et
à Juracy, à Antonio*

REMERCIEMENTS

Pour que ce travail arrive à son terme une somme d'efforts institutionnels et personnels a été nécessaire et je me dois de le reconnaître en les remerciant bien vivement.

Je voudrais tout d'abord remercier l'EMBRAPA et l'ORSTOM pour la confiance que ces institutions m'ont accordé en m'offrant les moyens matériels et le support de leurs structures de recherche et administratives pendant le déroulement de cette thèse. Je veux particulièrement remercier dans la personne de Monsieur José R. PEREZ les collègues responsables de l'administration du CPAC, qui m'ont apporté tout le soutien nécessaire à la réalisation des travaux de terrain. Je n'oublierais pas la représentation de l'ORSTOM à Brasilia, d'abord sous la direction de Monsieur Alain PERRAUD puis de M. Jean-Claude LEPRUN, qui m'a apporté la logistique nécessaire à plusieurs étapes du travail. Au sein de l'Unité de Télédétection du Centre ORSTOM-BONDY j'ai bénéficié de l'ambiance propice à la recherche et de l'accueil amical de tous: Annick AING, Mamy RAKOTO, Marie-Thérèse D'HIER, Marcel POUGET, Bernard LORTIC, Liliane ZURETTI, Catherine MERING, Nicole ZERBIB, Haja ANDRIANOSOLO, Serge CAS et mes collègues thésards: Jean-Michel EBERHARD, Françoise DEBAINÉ, Christine TRIBOULET, Bernard MOUGENOT, Christine JACQUEMINET, Nitaya NINTARATIK, Chakib MALEK,

Je remercie Monsieur Marcel POUGET pour m'avoir guidé dans toutes les étapes du travail. Sans son enthousiasme et son appui constant il m'aurait été impossible de mener à son terme cette thèse.

Monsieur François-Xavier HUMBEL a consacré beaucoup de son temps sur le terrain et au bureau à m'enseigner d'autres manières de regarder les couvertures pédologiques. Je le remercie vivement.

Monsieur Bernard CERVELLE m'a accueilli au sein du laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de Paris VI pour la partie spectrophotométrie de ce travail. Je lui suis profondément reconnaissant pour son aide et ses conseils qui m'ont permis d'avancer dans ce travail.

La collaboration avec Ali BEDIDI m'a beaucoup apporté. Je le remercie pour le développement des logiciels nécessaires à l'analyse des spectres de réflectance.

Pendant la réalisation des travaux de terrain, plusieurs personnes ont participé avec leur compétence professionnelle et leur soutien amical. Conscient d'être injuste pour ne pas tous les nommer, je voudrais citer mes collègues de travail, Jamil MACEDO pour les vérifications des résultats sur le terrain et Lucimar MOREIRA pour son aide, surtout dans la radiométrie de terrain.

Aux collègues du "Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos", Messieurs Marcelo CAMARGO, Jorge OLMOS et Francesco PALMIERI, et Madame Loiva ANTONELLO pour le don des échantillons de sols et pour la priorité accordée à la réalisation des analyses chimiques, physiques et minéralogiques. Je leur exprime toute ma gratitude.

Je remercie chaleureusement Mesdames Ginette MILLOI et Huguette GUENIN pour la réalisation des analyses minéralogiques et Madame Marie-Jeanne POUGET pour les analyses d'hydrophysique.

Mes remerciements aussi à Bernard LORTIC pour les innombrables "dépannages" informatiques au cours du traitement d'images, aussi bien que pour les critiques apportées au texte.

Je remercie chaleureusement Madame Liliane ZURETTI pour son travail patient de mise en forme de ce document et Madame Annick AING, pour l'excellence du travail photographique.

Je remercie vivement Messieurs Bokar KALOGA, Richard ESCADAFAL, Gérard DANDOY pour la lecture attentive des manuscrits et pour les suggestions pertinentes.

Enfin, je veux remercier Monsieur Georges PEDRO de m'avoir accepté en Thèse et d'avoir veillé à son bon déroulement, ainsi que Monsieur le Professeur Jean CHOROWICS et Monsieur Jean-Yves SCANVIC pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce mémoire et de participer au jury.

INTRODUCTION GENERALE

PREMIERE PARTIE : ETUDE DES RELATIONS ENTRE LA REFLECTANCE DIFFUSE ET LES CONSTITUANTS MINERALOGIQUES DES LATOSOLS

CHAPITRE I : LES LATOSOLS DU BRESIL ET LA LATOSOLISATION.

- I-1 Principaux caractères des latosols et leur classification
- I-2 Processus de pédogenèse en région tropicale
- I-3 Variations relatives des constituants dans les couvertures latosoliques
 - I-3.1 Latosols à dominante de gibbsite et (ou) kaolinite.
 - I-3.2 Latosols à dominante de goéthite et (ou) hématite.
 - I-3.3 Autres minéraux des latosols.
- I-4 Conclusion

CHAPITRE II : CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES ECHANTILLONS.

- II-1 Origine et identification des échantillons
- II-2 Le milieu naturel des sites échantillonnés
- II-3 Caractérisation physico-chimique des échantillons
 - II-3.1 Les méthodes analytiques.
 - II-3.2 Couleur
 - II-3.3 Granulométrie .
 - II-3.4 Caractéristiques chimiques.

CHAPITRE III : CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES ECHANTILLONS.

- III-1 Méthodologie.
 - III-1.1 Préparation des échantillons.
 - III-1.2 Détermination des teneurs en kaolinite et gibbsite.
 - III-1.3 Détermination des teneurs en hématite et en goéthite (échantillons I+a).
- III-2 Les teneurs en kaolinite et gibbsite des échantillons tot.
- III-3 Relation entre la texture et la teneur en kaoline et gibbsite.
- III-4 Les teneurs en goéthite et en hématite.
- III-5 Le rapport Hm/Hm+Gt

CHAPITRE IV : CARACTERISTIQUES SPECTRALES DES ECHANTILLONS

- IV-1 Rappels des bases physiques sur la réflectance diffuse
 - IV-1.1 Rayonnement et spectre électromagnétique .
 - IV-1.2 Le phénomène de la réflexion
 - IV-1.3 Théorie de la réflectance diffuse.
 - IV-1.4 Nature des absorptions
- IV-2 Les caractéristiques spectrales des principaux constituants minéralogiques des latosols
- IV-3 Les mesures de réflectance diffuse
- IV-4 Les spectres de réflectance des sols
 - IV-4.1 Les spectres obtenus
 - IV-4.2 Influence de la matière organique.
- IV-5 Conclusion

CHAPITRE V : RELATIONS QUANTITATIVES ENTRE LES CARACTERISTIQUES SPECTRALES ET LES CONSTITUANTS MINERALOGIQUES.

- V-1 Détermination quantitative des teneurs en gibbsite et kaolinite à partir des spectres de réflectance diffuse
 - V-1.1 Détermination de la teneur en gibbsite et kaolinite.
 - V-1.2 Détermination du rapport Ki à partir des spectres de réflectance diffuse.
- V-2 Détermination quantitative des teneurs en hématite et goéthite à partir des spectres de réflectance diffuse
 - V-2.1 La couleur indicateur des teneurs en oxydes de fer.
 - V-2.2 Calcul de la couleur à partir des spectres de réflectance diffuse.
 - V-2.3 Calcul des indices de rougeur.
 - V-2.4 Les relations indice de rougeur/teneur en hématite pour les échantillons I+a.
 - V-2.5 Les relations longueur d'onde dominante Id/rapport Hm/Gt+Hm pour les échantillons I+a.
- V-3 Autres facteurs de variation de l'indice de rougeur et de la longueur d'onde dominante
 - V-3.1 L'effet de la taille des agrégats.
 - V-3.2 L'effet de la matière organique.
 - V-3.3 L'effet de l'humidité
- V-4 Conclusion

CHAPITRE VI : SIMULATION DES BANDES THEMATIQUE MAPPER ET MODELISATION DE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE : LES INDICES TEXTURE , HEMATITE ET FERRIQUE

- VI-1 Les bandes spectrales "Simulation Thematic Mapper (STM)
- VI-2 Modélisation de la texture
- VI-3 Modélisation de la teneur en hématite et du rapport $\frac{Hm}{Hm+Gt}$
 - VI-3.1 Les relations paramètres colorimétriques/bandes STM
 - VI-3.2 Recherche d'indices radiométriques dérivés des STM.
 - VI-3.3 Vérification des corrélations entre indices radiométriques et constituants minéralogiques.
- VI-4 Conclusion

DEUXIEME PARTIE : APPLICATION DES MODELES A UNE IMAGE TM DE LA ZONE TEST DE BRASILIA

CHAPITRE VII : LA ZONE TEST DE BRASILIA.

- VII-1 Le milieu naturel
 - VII-1.1 Localisation géographique.
 - VII-1.2 Géomorphologie.
 - VII-1.3 Géologie
 - VII-1.4 Climat
 - VII-1.5 Végétation
- VII-2 La couverture pédologique
 - VII-2.1 Les principaux types de sols.
 - VII-2.2 Les différenciations verticales et latérales de la couverture pédologique
 - VII-2.3 Les trois toposéquences étudiées (Planche XX).
 - VII-2.3.1 La toposéquence A (bordure est de Lago Bonita).
 - VII-2.3.2 La toposéquence B (bordure ouest du Lago Bonita).
 - VII-2.3.3 La toposéquence C (site de PADF).
- VII-3 Conclusion

CHAPITRE VIII : LES DONNEES IMAGE TM.

- VIII-1 Les données enregistrées par les satellites
 - VIII-1.1 Le satellite Landsat 5 et le capteur TM.
 - VIII-1.2 Nature des données satellitaires TM.
 - VIII-1.3 Les facteurs de variation des données TM.
 - VIII-1.3.1 Les effets atmosphériques.
 - VIII-1.3.2 Les effets de la géométrie du système soleil/cible/capteur.
 - VIII-1.3.3 Les états de surface.
- VIII-2 L'image TM du octobre 1987
 - VIII-2.1 Choix de l'image TM.
 - VIII-2.2 Traitement de l'image TM

CHAPITRE IX : APPLICATION DU MODELE D'ESTIMATION DE LA GRANULOMETRIE SUR IMAGE TM.

- IX-1 Validation du modèle au niveau des sites tests
 - IX-1.1 Choix et caractérisation des sites tests.
 - IX-1.2 Analyse statistique.
- IX-2 Application du modèle à une zone et comparaison avec la cartographie existante
 - IX-2.1 Seuillage du néocanal "Indice de texture".
 - IX-2.2 Création d'un canal "sable" par procédé photographique (Planche V)
- IX-3 Conclusion

CHAPITRE X : APPLICATION DU MODELE D'ESTIMATION DES TENEURS EN OXYDES DE FER SUR IMAGE TM

- X-1 La méthode utilisée
 - X-1.1 Identification d'un estimateur des teneurs en hématite des sols sur le terrain
 - X-1.2 Les sites tests échantillonnés sur le terrain.
 - X-1.3 Les sites tests sur l'image TM.
- X-2 Les résultats
 - X-2.1 Les relations indice de rougeur IR(MUN)-indice hématite IHm(TM) au niveau des 220 sites tests.
 - X-2.2 Les relations indice de rougeur IR(MUN)-indice hématite IHm(TM) au niveau des 9 toposéquences.
 - X-2.3 Estimation de la teneur en hématite
 - X-2.4 Estimation du rapport Hm/Hm+Gt
- X-3 Les facteurs de variation des indices d'hématite et ferrique
 - X-3.1 L'effet de la rugosité.
 - X-3.2 L'effet des résidus végétaux
- X-4 Conclusion

CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DE FIGURES

LISTE DE TABLEAUX

LISTE DE PLANCHES

TABLE DE MATIERES

Introduction Générale

Les informations concernant la réflexion de la lumière par le sol sont parmi les propriétés les plus anciennes et les plus utilisées en pédologie. Ainsi la couleur, comme critère distinctif d'horizons et de profils, date du début de la science du sol. Aujourd'hui, ce critère est toujours utilisé et fait souvent partie des schémas de classification des sols.

Depuis la fin du siècle dernier, avec l'avènement de la photographie aérienne l'application des propriétés de réflexion a gagné une dimension importante. Elle est devenue un outil courant dans les prospections pédologiques à partir des années 1950. Dès les années 1960, l'enregistrement de l'énergie réfléchie, dans d'autres longueurs d'onde que le visible, devient une pratique courante. Au Brésil, par exemple, la couverture du territoire national par des images radar obtenues par des instruments aéroportés (Program RADAMBRASIL), a contribué significativement à la connaissance et à la cartographie des ressources naturelles à petite échelle (1/1000000 et 1/500000).

Plus récemment, les moyens de caractérisation de la réflectance, dans le domaine spectral visible à proche et moyen infrarouge, se sont largement propagés avec la connaissance des propriétés de réflectance spectrale de minéraux et de roches. (Travaux de HUNT et collaborateurs par exemple). Depuis 1972, les images multispectrales obtenues par les satellites d'observation de la terre représentent la plus grande source d'information sur les propriétés de réflectance (en bandes larges) de la surface de la terre. Des spectro-imageurs aéroportés sont actuellement développés et seront embarqués sur satellites dans les prochaines années.

Au Brésil, les images satellitaires ont commencé à être utilisées pour la cartographie pédologique à partir des années 1980 (MACEDO *et al*, 1981; COCHRANE *et al*, 1985; etc.). Cependant, la principale utilisation de ces images, pour la cartographie des sols, était en fait "indirecte" car conçue et basée sur l'interprétation des unités de paysages et de leur relation avec les types de sol. Sur les images, l'impression de relief, donnée par les axes de drainage ou les ombres portées, contribue à la structuration des paysages complétée par la nature et l'état de la végétation naturelle (souvent en relation avec les sols) et par le type

d'occupation du sol. Les caractères intrinsèques de la réflectance des sols eux-mêmes ne sont pas pris en compte dans une telle démarche issue directement de l'analyse visuelle des photos aériennes. Les cartes, résultant de ce type d'interprétation, individualisent essentiellement des unités de paysage ou des associations d'unités pédologiques telles que par exemple les cartes de "systèmes de terre" de COCHRANE *et al* (1985).

Une utilisation plus poussée des données satellitaires reste donc limitée en raison notamment d'une connaissance insuffisante des relations entre la composition des sols et leurs caractéristiques spectrales (signatures spectrales).

En régions tropicales humides, l'hydrolyse des minéraux primaires étant très poussée, les sols se caractérisent pour une relative simplicité de leur minéralogie, dominée par le quartz, la kaolinite, la gibbsite, la goethite et l'hématite. De plus, le bilan entre ces différents composants minéralogiques exprimant les conditions de pédogénèse se trouve pris en compte dans les systèmes de classification.

Ainsi les latosols, les plus importants des sols brésiliens, quant à leur extension spatiale et leur potentialité d'utilisation agricole, sont classés selon des critères essentiellement minéralogiques (teneur en oxydes de fer, valeur du rapport moléculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, présence de matériaux magnétiques, etc.) ou découlant de la minéralogie comme la couleur. L'utilisation des images satellitaires pour discriminer ces différentes classes de sols ne sera possible que si les données de télédétection sont sensibles à ces critères de classification, notamment à la composition minéralogique.

Le satellite ne "voyant" que la surface du sol il faut aussi qu'existent et soient connues les relations entre cet horizon de surface et le sol lui-même. C'est souvent le cas pour les latosols. Il faut également que le capteur puisse "voir" la surface du sol, au moins à certains moments de l'année. Il en est ainsi sur le plateau central brésilien où la mise en culture de très grandes superficies fait apparaître la surface des sols, particulièrement pendant la saison sèche, de mai à octobre, entre deux cultures annuelles (soja, riz, maïs).

Des études, plus ou moins récentes, ont montré l'existence de relations quantitatives entre paramètres extraits des spectres de réflectance et constituants des sols (MONTGOMERY, 1974; DA COSTA, 1979; COURAULT et GIRARD, 1988; etc.). Pour des sols des régions tropicales ces études sont rares (FORMAGGIO, 1983) et les résultats restent qualitatifs et encore loin de permettre des applications à l'analyse des images satellitaires.

Par ailleurs les travaux d'ESCADAFAL (ESCADAFAL et POUGET, 1986, 1987, 1989; ESCADAFAL, GIRARD et COURAULT, 1988a, 1988b, 1988c, 1989; ESCADAFAL, 1989, ESCADAFAL et HUETE, 1991) ont apporté des contributions très importantes, soit par des études de modélisation de la couleur des sols à partir des données de réflectance diffuse, soit par des études faites avec des images MSS, TM et SPOT. Citons par exemple:

- l'absence de métamérisme avec les couleurs du sol impliquant des relations biunivoques entre la couleur et les spectres de réflectance diffuse,
- la possibilité de modéliser les spectres de réflectance des sols à partir de la couleur MUNSELL,
- l'existence de relations entre les canaux MSS et TM et les coefficients chromatiques R, G et B de la Commission Internationale de l'Eclairage (CIE)
- l'existence de relations entre le chroma des couleurs MUNSELL et le rapport des canaux MSS4 et MSS5, etc.

Ces résultats, bien que fondamentaux, ne suffisent pas à caractériser complètement la couleur du sol et surtout n'abordent pas les relations entre les constituants et la couleur.

D'autres auteurs ont abordé le problème de la mise en relation des composants minéralogiques des sols par la dérivation de néo-canaux. Ainsi, ROQUIN et *al* (1988); et DANDJINO (1988) proposent un "indice de cuirasse", dérivé des canaux SPOT XS1 et XS2 ($I_c = 3XS1 - XS2 - 100$), permettant de discriminer les zones de cuirasses latéritiques des zones à sol meuble. Le contraste en couleur de la surface de ces deux zones étant le principal facteur de discrimination.

Très récemment, FRASER (1991) a montré, dans les zones arides et semi-arides, la possibilité de discriminer les surfaces à dominance d'hématite des surfaces à dominance de goëthite en utilisant le rapport $TM3/TM1$ du capteur Thematic Mapper.

Ces résultats suggèrent la possibilité d'utiliser les bandes spectrales des satellites pour déterminer les teneurs en oxydes de fer des horizons de surface des sols. Cependant les indices proposés restent qualitatifs et largement empiriques et nécessitent des recherches complémentaires.

Des pistes plus solides, pour la définition des relations entre teneurs en oxydes de fer dans les sols et images satellitaires sont données par les travaux de TORRENT (TORRENT et *al*, 1980 et 1983; BARRON et TORRENT, 1986) qui ont montré la possibilité d'estimer les teneurs en hématite par un indice calculé à partir des paramètres colorimétriques des sols.

Ces résultats incitent à poursuivre les recherches pour déterminer la composition minéralogique des sols à partir de leurs caractéristiques de réflectance diffuse afin

d'envisager des applications possibles avec les données satellitaires. Tel est l'objectif central de notre travail qui prendra en exemple les latosols. En d'autres termes il s'agit:

- de comprendre comment et pourquoi les principaux composants minéralogiques des latosols "marquent" les spectres de réflectance diffuse dans le domaine du visible mais aussi du proche et moyen infrarouge (450 à 2500 nm),
- d'établir des relations quantitatives entre ces "marques" et les teneurs en minéraux des sols (modélisation de la composition minéralogique),
- de vérifier la possibilité d'utiliser les bandes spectrales du capteur TM pour dériver des modèles permettant une quantification de ces minéraux,
- et enfin, parmi la multitude d'informations contenues dans une image TM, extraire l'information composition minéralogique en appliquant ces modèles.

L'approche suivie a comporté deux phases majeures correspondant à deux niveaux d'investigation:

- *étude spectrophotométrique* pour étudier les relations quantitatives entre les constituants minéralogiques et la réflectance diffuse de 56 échantillons de latosols.
- *analyse d'image satellite TM* pour vérifier, sur une zone dont la couverture pédologique est connue à priori, l'applicabilité des principes d'analyse d'image dégagés de l'étude des spectres de réflectance.

Les deux phases de la démarche structurent le plan de l'exposé en deux parties principales:

La première partie concerne donc l'étude des relations quantitatives entre les constituants minéralogiques et la réflectance diffuse d'un nombre limité d'échantillons (56) que l'on considère comme représentatifs de la variabilité minéralogique des latosols brésiliens. Elle comporte six chapitres correspondant en fait à autant d'étapes pour arriver à une modélisation de ces relations:

Le chapitre I présente le cadre pédologique brésilien dans lequel les échantillons ont été recueillis, et qui sera susceptible de bénéficier des résultats de la recherche.

Le chapitre II est consacré à la caractérisation physico-chimique des échantillons. Notre objectif consiste à montrer tout d'abord qu'ils proviennent de sites présentant des conditions variées de pédogénèse dans la zone inter-tropicale brésilienne. L'intention n'est pas de démontrer la représentativité statistique des échantillons par rapport au territoire brésilien. Toutefois, on montre que les échantillons choisis recouvrent l'éventail des caractéristiques physico chimiques des latosols au Brésil.

Le chapitre III concerne la caractérisation minéralogique des 56 échantillons. Une détermination précise des principaux constituants minéralogiques (kaolinite, gibbsite, hématite et goethite) est effectuée en combinant les méthodes chimiques et diffractométriques aux rayons X, ceci pour différentes fractions de sol (avec et sans matière organique, différentes fractions granulométriques).

Le chapitre IV, après un rappel sur les phénomènes de réflectance diffuse, permet de préciser les caractéristiques spectrales des échantillons (visible, proche et moyen infra-rouge) avec la réalisation et l'interprétation de spectres de réflectance dans lesquels on peut détecter la présence des principaux minéraux composant les latosols.

Le chapitre V concerne l'étude des relations quantitatives entre ces caractéristiques spectrales et les constituants minéralogiques :

- pour la kaolinite et la gibbsite on emprunte une démarche "*morphologique*" basée notamment sur l'analyse des "pics" d'absorption visibles et "mesurables" sur les spectres de réflectance. Compte tenu de l'importance du rapport entre ces deux composants (kaolinite et gibbsite) pour expliquer les états d'évolution des latosols, on s'est aussi intéressé à le corréler aux données spectrales.

- pour l'hématite et la proportion relative de celle-ci dans le total des oxydes de fer, on a suivi une "*approche colorimétrique*". On est parti des relations décrites de façon bien documentées dans la littérature pour démontrer leurs applications à nos échantillons, et de nouvelles relations ont été développées.

Le chapitre VI est consacré à la modélisation de la composition minéralogique. On "simule" les bandes relativement larges du capteur Thematic Mapper pour en déduire des relations empiriques permettant d'estimer les teneurs des différents constituants des latosols. L'objectif est de formuler des procédures potentiellement utilisables sur les images de télédétection pour la discrimination des zones à compositions minérales différentes. Comme résultat, on propose trois nouveaux indices radiométriques.

La deuxième partie est consacrée à l'application des modèles à une image TM de la région de Brasilia.

Elle comporte 4 chapitres:

Le chapitre VII traite de la zone test de Brasilia : milieu naturel et couverture pédologique. Des études ponctuelles ont été réalisées en complément de l'importante information déjà existante.

Le chapitre VIII présente les données images TM et plus particulièrement l'image du 10 octobre 1987 qui a servi pour la validation des indices radiométriques élaborés dans la phase précédente.

Le chapitre IX traite de l'application du modèle d'estimation de la granulométrie sur image TM. On discute la création et la validation d'un nouveau canal ITx ou "indice de texture" en comparant les résultats ainsi obtenus et une carte pédologique détaillée réalisée par des méthodes conventionnelles.

Le chapitre X est consacré à l'application du modèle d'estimation des teneurs en oxydes de fer sur image TM. La comparaison des données image et terrain confirme l'intérêt des deux indices proposés (indice d'hématite et indice ferrique).

L'influence des autres paramètres de la surface du sol, affectant les données satellitaires, est discutée pour déterminer le plus précisément possible les conditions d'utilisation de ces nouveaux indices radiométriques; cette discussion s'appuyant notamment sur une expérimentation conduite sur le terrain avec un radiomètre.

La conclusion enfin dégage les résultats principaux de cette étude.

Première Partie

*ETUDE DES RELATIONS ENTRE LA REFLECTANCE DIFFUSE
ET LES CONSTITUANTS MINERALOGIQUES DES LATOSOLS*

LES LATOSOLS DU BRÉSIL ET LA LATOSOLISATION

I-1 PRINCIPAUX CARACTÈRES DES LATOSOLS ET LEUR CLASSIFICATION

Les latosols, pour une très grande part, correspondent aux sols ferrallitiques de la Classification française (CPCS, 1967), aux oxisols de la Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 1975) et aux ferralsols du système FAO (FAO/UNESCO, 1974).

Ils se caractérisent par la présence d'un horizon B latosolique (CAMARGO *et al*, 1987) dont les principales propriétés sont les suivantes:

- épaisseur supérieure à 50 cm,
- capacité d'échange en cations (CEC), après élimination de la contribution de la matière organique, inférieure à 13 m.e./100g d'argile,
- rapport limon/argile inférieur à 0,7,
- indice Ki inférieur à 2,2,
- moins de 4% pondéral (rapporté à la fraction <2 mm) de minéraux facilement altérables dans la fraction argile (0,05 mm - 2 mm),
- moins de 5% (volumique) de fragments de roche,
- structure très stable, finement à très finement grumuleuse à polyédrique,
- absence de processus de réduction, - gradient textural¹ ne satisfaisant pas aux critères d'un horizon B textural.

La classification des latosols, au niveau taxonomique supérieur (classes), prend en compte des critères essentiellement basés sur la minéralogie ou résultant de la minéralogie (Tableau 1) : couleur, teneurs en oxydes de fer, attraction magnétique et rapport Ki (rapport entre les teneurs moléculaires de SiO₂ et Al₂O₃).

¹Le gradient textural est défini comme le rapport entre la teneur moyenne en argile granulométrique de l'horizon B (horizon BC exclu) et celui de l'horizon A.

Pour l'horizon B textural les seuils sont:

- 1,5 pour les sols à teneur en argile >40%.
- 1,7 pour les sols à teneur d'argile entre 15 et 40%.
- 1,8 pour les sols à teneur d'argile < 15%.

Tableau 1 : Classification des latosols (CAMARGO et al,1987)

Classes	Couleur	Fe ₂ O ₃ %	Attraction magnétique	Ki
ferrifère	rouge foncé grisâtre à brun rougeâtre foncé	≥36	forte	0,06-0,9
"roxo" (LR)	rouge foncé grisâtre à brun rougeâtre foncé	18-40	forte	0,2-2,0
rouge - foncé (LE)	rouge foncé à brun rougeâtre foncé	8-18	faible	0,2-2,2
rouge -jaune (LV)	rouge, rouge-jaune à brun foncé	7-11	sans	<1,5
jaune	brun, brun foncé, brun jaunâtre à brun olive	<7	sans	1,5-2,2
variation UNA (LU)	brun foncé à brun rougeâtre	>11	sans	0,2-2,0
brun	brun foncé à brun jaunâtre foncé	>11	sans	0,2-2,0

Aux niveaux taxonomiques inférieurs, les caractères diagnostiques concernent:

- la teneur en carbone organique de l'horizon A,
- la saturation en bases et en aluminium,
- la présence de concrétions latéritiques,
- la classe texturale,
- les séquences de végétation et le relief.

I-2 PROCESSUS DE PEDOGENESE EN REGION TROPICALE

Au Brésil, l'accumulation des connaissances acquises sur la couverture pédologique depuis la fin des années 1950 par les agences responsables de la cartographie pédologique et par plusieurs travaux ponctuels sur l'organisation des sols ont permis l'élaboration de travaux de synthèse cartographique : carte à 1/5 000 000 de l'Amérique du Sud par la FAO (FAO/UNESCO, 1974) et carte à la même échelle pour l'ensemble du Brésil par le Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (EMBRAPA-SNLCS, 1981). Des travaux plus fondamentaux, ainsi que des études détaillées, ont permis de mettre en relation la répartition géographique des couvertures pédologiques avec les facteurs du milieu (MELFI et PEDRO, 1977,1978; MELFI et al, 1979; PEDRO et VOLKOFF, 1984, MADEIRA NETTO et al, 1982).

MELFI et PEDRO (1977) identifient les principales couvertures d'altération au Brésil en fonction des minéraux argileux et distinguent ainsi (Figure 1):

- a- les couvertures d'altération latosoliques,
- b- les couvertures d'altération siallitique mixte,
- c- les couvertures d'altération montmorillonitique.

a - Les couvertures d'altération latosolique (type 1)

Occupant environ 65% de la surface du Brésil ces couvertures d'altération ont évolué ou évoluent encore actuellement dans des conditions climatiques tropicales chaudes et humides. Les processus d'altération hydrolytiques sont prépondérants (MELFI *et al*, 1979).

Selon l'intensité de l'élimination de la silice, PEDRO (1987) distingue :

- l'allitisation : tous les minéraux altérables composants la roche mère ont été hydrolysés avec désilicification et désalcalinisation totales. *La gibbsite et les oxydes oxyhydroxydes de fer constituent l'essentiel des minéraux du plasma.*
- la monosiallisation : les minéraux altérables de la roche mère sont partiellement hydrolysés, avec une désalcalinisation totale mais une désilicification partielle. Dans ce cas, la composition minéralogique du plasma est formée essentiellement de kaolinite et d'oxydes et oxyhydroxydes de fer.

Outre la présence d'oxydes et oxyhydroxydes de fer, la paragenèse kaolinite-gibbsite caractérise donc la couverture d'altération latosolique avec des quantités variables de gibbsite. *Les valeurs de l'indice Ki sont inférieures ou égales à 2.*

Les latosols de la classification brésilienne sont les types de sols qui prédominent dans ces couvertures pédologiques. En fonction des facteurs de genèse (climat, relief, temps, roche mère, facteurs biotiques) d'autres catégories de sols sont présentes comme le montrent les études toposéquentielles réalisées par de nombreux auteurs (MONIZ, 1969; MONIZ *et al*, 1982); RODRIGUES *et* KLANT, 1978; SOUBIES *et* CHAUVEL, 1984-85; CURI *et* FRANZMEIER, 1984).

b - Les couvertures d'altération siallitique mixte (type 2)

Elles sont caractérisées par une altération siallitique incomplète. *La kaolinite est le minéral de néoformation* mais d'autres minéraux primaires sont encore présents. Les sols Podzolicos de la classification brésilienne, les sols ferrugineux lessivés de la classification française ou les ultisols et alfisols de la classification américaine sont les types de sols caractéristiques de ces couvertures pédologiques que l'on observe sous des conditions climatiques variées. Elles sont généralement associées à des reliefs ondulés typiques des modelés rajeunis par des cycles d'érosion plus récents (VOLKOFF, 1984-1985)

c- Les couvertures d'altération montmorillonitique (type 3)

Elles résultent de la bisiallisation. Le minéral argileux caractéristique est la *montmorillonite*. Les luvisols des climats chauds et secs du Nordeste, les planosols dans la dépression du Pantanal et les vertisols dans les zones plus méridionales du bassin sédimentaire basaltique du fleuve Parana sont des couvertures pédologiques de ce type.

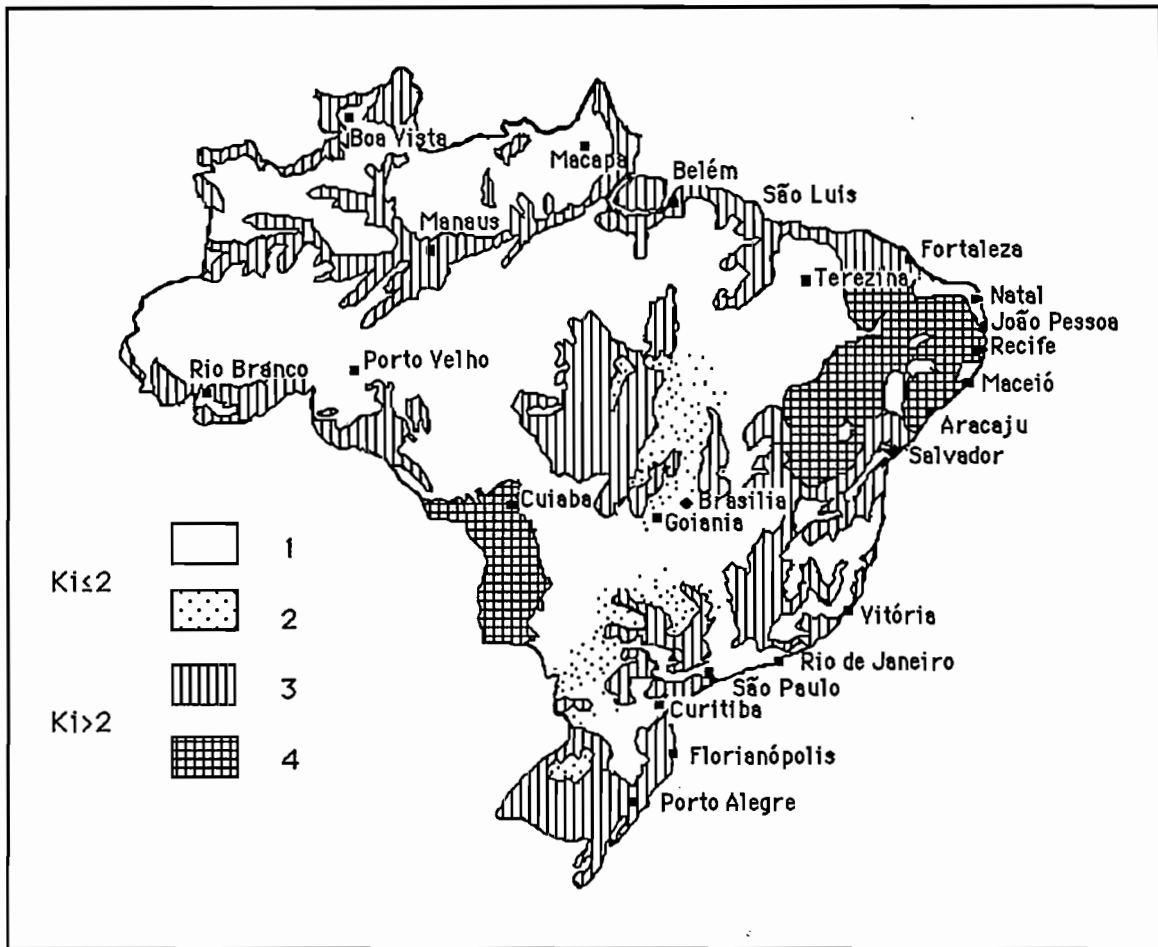


Figure 1 : Distribution des principales couvertures d'altération au Brésil
1 - Couverture d'altération latosollique sans gibbsite (type 1)
2 - Couverture d'altération latosollique avec gibbsite (type 1)
3 - Couverture d'altération silalitique mixte (type 2)
4 - Couverture d'altération montmorillonitique (type 3)

I-3 VARIATIONS RELATIVES DES CONSTITUANTS DANS LES COUVERTURES LATOSOLIQUES

I-3.1 Latosols à dominante de gibbsite et (ou) kaolinite

- Les latosols à forte teneur en gibbsite

Ils représentent entre 5 et 10% de la surface du Brésil (MELFI et PEDRO,1977). Ils se rencontrent préférentiellement sur les surfaces d'érosion ancienne (pliocène) dont la plus typique est *la surface sud-américaine* qui domine le paysage du Brésil Central (KING, 1956). Le climat est tropical chaud à saisons contrastées, la végétation est une savane (cerrado).

- Les latosols à dominance de kaolinite

Ils se rencontrent surtout sur des surfaces d'érosion plus récentes que la précédente : depuis le pléistocène avec les entailles de la surface sud-américaine formées au cours du cycle d'érosion Velhas jusqu'à l'holocène avec les dépôts récents comblant les dépressions.

- Les variations latérales des teneurs en gibbsite et kaolinite

Localement, en fonction des conditions pédoclimatiques, on constate des variations de teneurs en kaolinite et gibbsite qui mettent en évidence des séquences d'altération (MONIZ et al,1982; CURI et FRANZMEIER,1984). Le mouvement latéral de l'eau transportant la silice résultant de l'altération de la kaolinite à l'amont et des conditions plus favorables pour la néo-formation de kaolinite en bas de pente (humidité, matière organique) expliquent le gradient croissant de kaolinite de l'amont vers l'aval. Cette tendance n'est cependant pas générale. Ainsi PEDRO et al (1969) montrent que la composition minéralogique des sols est fortement réglée par la teneur en silice disponible. Sur des surfaces anciennes de la région de Brasília, MONIZ et JACKSON (1967) ont trouvé des concentrations de gibbsite croissantes de l'amont vers l'aval. Ces auteurs évoquent deux hypothèses pour expliquer ce processus continu de désilicification : soit la roche mère (schiste) sous l'épaisse couche de sol gibbsitique ne fournit pas suffisamment de silice pour être transportée en bas de pente; soit la nappe phréatique est trop profonde pour fournir de la silice au sol.

I-3.2 Latosols à dominante de goëthite et (ou) hématisite

- Minéraux ferrifères

Pendant le processus d'altération, le fer présent dans les minéraux primaires sous forme réduite (Fe^{2+}) passe à l'état oxydé (Fe^{3+}), au cours des réactions d'hydrolyse et d'oxydation. Ces formes oxydées, étant peu solubles, précipitent sous forme d'oxydes (liaison fer-oxygène) ou d'oxyhydroxydes (liaisons fer-oxygène et fer-hydroxyle). Les teneurs en oxydes de fer sont fonction fondamentalement de la composition de la roche mère (MELFI et al, 1979). Les sols développés sur roches riches en minéraux ferromagnésiens, comme le basalte, présentent des teneurs en fer dépassant normalement 25%. Cependant en raison de l'insolubilité des oxydes et des oxyhydroxydes de fer, relativement aux autres substances formées au cours de l'altération, il y a une accumulation (augmentation des teneurs) de ces composants ferrifères au cours de l'évolution de ces sols.

Pour simplifier, comme il est d'ailleurs courant de le trouver dans la littérature, l'expression oxydes de fer sera utilisée pour désigner à la fois les oxydes et les oxyhydroxydes de fer.

SCHWERTMANN et TAYLOR (1977), présentent un aperçu très complet sur les différentes phases des oxydes de fer dans les sols. En raison de leur stabilité thermodynamique la goëthite ($\alpha\text{-FeOOH}$) et l'hématisite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) sont les oxydes de fer les plus fréquents dans les sols.

La goëthite, le plus répandu des oxydes de fer, se trouve dans tous les types de sols et sous tous les climats. La goëthite présente une couleur jaune caractéristique. SCHWERTMANN et TAYLOR (1977) suggèrent que sa formation passe par la voie du fer en solution et non par la transformation de l'hématisite ou d'autres produits ferrugineux du sol.

L'hématisite se forme plutôt sous des conditions de climats chauds à saisons contrastées. Sous climat tempéré humide ce minéral ne semble pas se former. D'une couleur rouge vif caractéristique, elle a un pouvoir colorant très fort est sa caractéristique la plus évidente. NALOVIC (1974), a trouvé que, pour des milieux riches en éléments de transition (V, Cu, Cr, Mn), il y a formation préférentielle d'hématisite. En effet la co-précipitation de ces métaux lourds avec la ferrihydrite retarde la cristallogénèse. La roche mère, en tant que source éventuelle de ces éléments joue donc un rôle particulièrement important dans la formation de goëthite ou d'hématisite.

≠ unisect.
se forme en
redox climats
très chauds

Les autres oxydes de fer d'occurrence plus restreinte se forment dans des conditions particulières:

- * la maghémite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) est le plus souvent rencontrée dans les sols dérivés de roches basiques et ultrabasiques (TAYLOR et SCHWERTMANN,1974; CURI et FRANZMEIER,1984),
- * la lépidocrocite ($\gamma\text{-FeOOH}$) est surtout trouvée dans les sols hydromorphes et peut donner une couleur orange caractéristique,
- * la ferrhydrite ($\text{Fe}_5(\text{O}_4\text{H}_3)_3$) se rencontre dans les eaux de drainage des sols hydromorphes acides (SCHWERTMANN et FISCHER,1973),

• La distribution zonale des sols à goéthite et hématite

La figure 2 montre de façon schématique la distribution géographique des sols à dominance de goéthite et/ou hématite au Brésil.

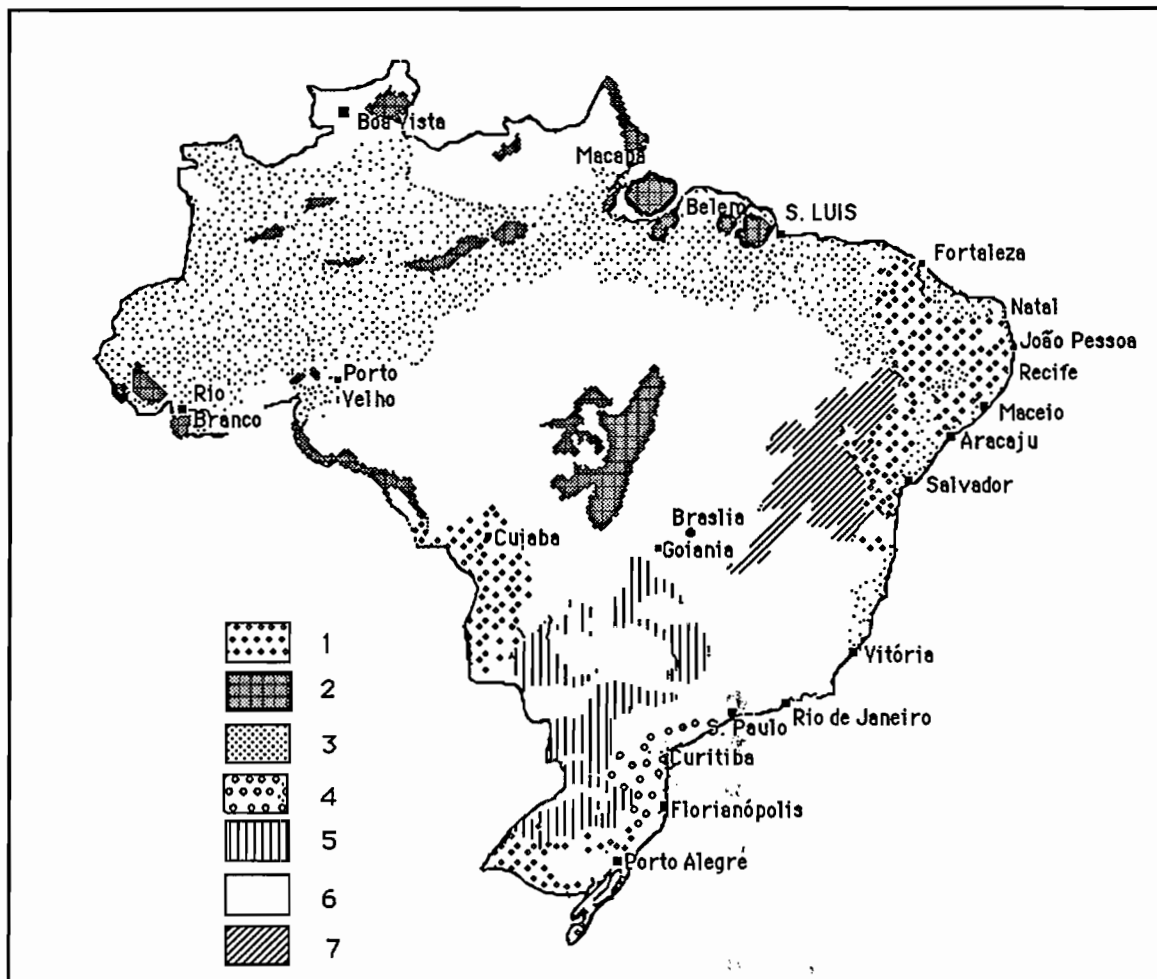


Figure 2. Distribution des composants ferrifères dans les couvertures pédologiques brésiliennes (d'après MELFI et al, 1979)

- 1) Couvertures siliferriques (argilles 2:1)
- 2) Couvertures avec goéthite dominante et hématite associée
- 3) Couvertures uniquement à goéthite
- 4) Couvertures à goéthite dans les horizons de surface
- 5) Couvertures uniquement à hématite
- 6) Couvertures avec hématite dominante et goéthite associée
- 7) Association de couvertures siliferrique et hématitique

La goëthite est l'oxyde de fer dominant dans 32% des couvertures pédologiques du Brésil. Dans les zones à climat équatorial super-humide de l'Amazonie ou de climat tropical humide de la zone côtière de la Bahia et du Espirito Santo, la goëthite apparaît comme la seule forme d'oxyde de fer. Par contre l'hématite devient largement dominante dans les zones à climats contrastés et dans les couvertures dérivées de roches basiques et ultrabasiques.

La prédominance de goëthite, dans les sols formés sous climats plus humides et tempérés, soulignée par SCHWERTMANN et TAYLOR (1977) a été confirmée par KAMPF et SCHWERTMANN (1983a) avec l'étude d'une climoséquence dans le sud du Brésil (climat sous-tropical). Le rapport goëthite/goëthite+hématite diminue avec la température de l'air et augmente avec une humidité excessive caractérisée par la différence entre précipitations et évapotranspiration potentielle. Ces auteurs constatent aussi une prédominance de la goëthite d'autant plus nette que les sols sont plus acides et plus riches en matière organique. D'autre part, les résultats de NALOVIC (1974) montrant que la présence de métaux lourds en milieu à disponibilité élevée en ions OH⁻ favorise la formation de la goëthite, ont été, pour l'essentiel, confirmés par le travail de KAMPF et SCHWERTMANN (1983a).

- **Les variations toposéquentielles de la goëthite et de l'hématite**

L'importance des conditions pédohydriques et de la matière organique dans la formation de la goëthite est responsable aussi des variations latérales et verticales de ces composants dans les sols. Ceci a été démontré dans des études toposéquentielles au Brésil Central, aussi bien sur basalte (CURI et FRANZMEIER, 1984), que sur roches sédimentaires (MACEDO et BRYANT, 1987). Les sols plus riches en goëthite occupent dans les deux cas les positions les plus basses du relief où la nappe phréatique était à moins de 2 m de la surface. Par ailleurs on observe aussi des augmentations de teneurs en hématite vers les horizons plus profonds. Ces variations latérales et verticales sont expliquées par MACEDO et BRYANT (1987) comme étant dues à une plus grande résistance de la goëthite à des conditions de réduction induites par l'humidité et la matière organique. La persistance de l'hématite dans les horizons de profondeur où l'humidité est plus élevée s'explique par les faibles teneurs en matière organique dans ces horizons. Pour ces sols très altérés, les charges négatives étant pratiquement inexistantes sur le complexe absorbant, la matière organique est la seule source d'électrons pour une réduction. Ainsi, même si les conditions d'humidité sont favorables, l'absence de matière organique dans les horizons profonds empêche la réduction de l'hématite.

1-3.3 Autres minéraux des latosols

Le quartz, constitue le principal composant du squelette des latosols. Etant un minéral relativement peu altérable, sa présence dans les sols est fonction de la composition de la roche mère.

D'autres oxydes métalliques sont aussi rencontrés dans les latosols. L'anatase et le rutil (oxydes de titane) sont presque toujours présents dans ces sols, mais en faibles quantités. La magnétite (Fe_3O_4) et l'ilménite ($FeTiO_3$), contrairement aux autres oxydes de fer, ne sont pas des produits de la pédogenèse mais existent en tant que tels dans les roches basiques et ultrabasiques. Ces minéraux sont donc présents dans les sols dérivés de ces roches et font plutôt partie du squelette que du plasma.

1-4 CONCLUSION

Les latosols présentent une minéralogie relativement simple. Le plasma est composé essentiellement de kaolinite, de gibbsite et d'oxydes de fer (gœthite et hématite). Les teneurs absolues des composants du plasma sont fonction de la composition de la roche mère mais aussi des processus d'altération responsables de la formation des sols.

La teneur en quartz, principal composant du squelette, reste en relation étroite avec la nature de la roche mère. Il en est de même pour la magnétite et l'ilménite qui peuvent être présents en quantités relativement importantes dans les sols dérivés de roches basiques et ultrabasiques.

Ces conclusions ont orienté le choix des échantillons pour l'étude des relations entre la composition minéralogique des sols et leurs propriétés de réflectance. Les échantillons proviennent de roches, de climats, de reliefs et de positions toposequentielles variés de façon à pouvoir disposer d'une large gamme de teneurs des différents composants des latosols.

CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES ECHANTILLONS

II-1 ORIGINE ET IDENTIFICATION DES ECHANTILLONS

Au total 56 échantillons de sols ont été utilisés pour étudier les relations entre la réflectance diffuse et les constituants minéralogiques des latosols. Prélevés dans 27 profils pédologiques ces échantillons ont deux origines:

- Un ensemble de 25 échantillons a été fourni par le "Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos" du Brésil (S.N.L.C.S.). Ils correspondent à des horizons de surface et de profondeur de 14 profils de sols répartis sur l'ensemble du Brésil (Figure 3):
 - * 23 échantillons, soit 13 profils, ont été choisis comme étant représentatifs de la variabilité d'une partie importante des oxisols au Brésil par le Comité International d'Etude des Oxisols (ICOMOX) à l'occasion du VIIIème Colloque International de Classification des Sols. La description détaillée des profils se trouve dans le document EMBRAPA-SNLCS (1986).
 - * 2 autres échantillons proviennent d'un profil étudié pendant la 3ème Réunion de Classification "Corrélation et Interprétation de l'Aptitude Agricole des Sols" (IIIèmeRCC). La description de ce profil se trouve dans le document CAMARGO et OLMOS (1984).
- Un ensemble de 31 échantillons (horizons de surface et de profondeur) correspond à 13 profils que nous avons prélevés dans la région de Brasília à l'occasion de l'étude de quatre toposéquences (Chapitre VII).

L'identification des échantillons est faite de la façon suivante (Tableau 2 et Figure 3):

- * *Lettre majuscule* pour désigner l'origine de l'échantillon:
 - I pour les échantillons des profils étudiés par ICOMOX.
 - N pour les deux échantillons étudiés par la IIIèmeRCC.
 - A, B, C, D pour les échantillons des toposéquences de Brasília.
- * *Chiffre* pour désigner le site (profil):

Le chiffre utilisé est le même que celui de la publication du SNLCS. Pour les échantillons provenant des séquences de Brasília les chiffres sont en ordre croissant dans le sens amont/aval.

- * *Lettres et chiffres* pour désigner les horizons.

Ainsi I10BO4 correspond à un échantillon étudié par ICOMOX (I), décrit dans BRASIL (1986): profil n° 10, horizon BO4.de cette publication.

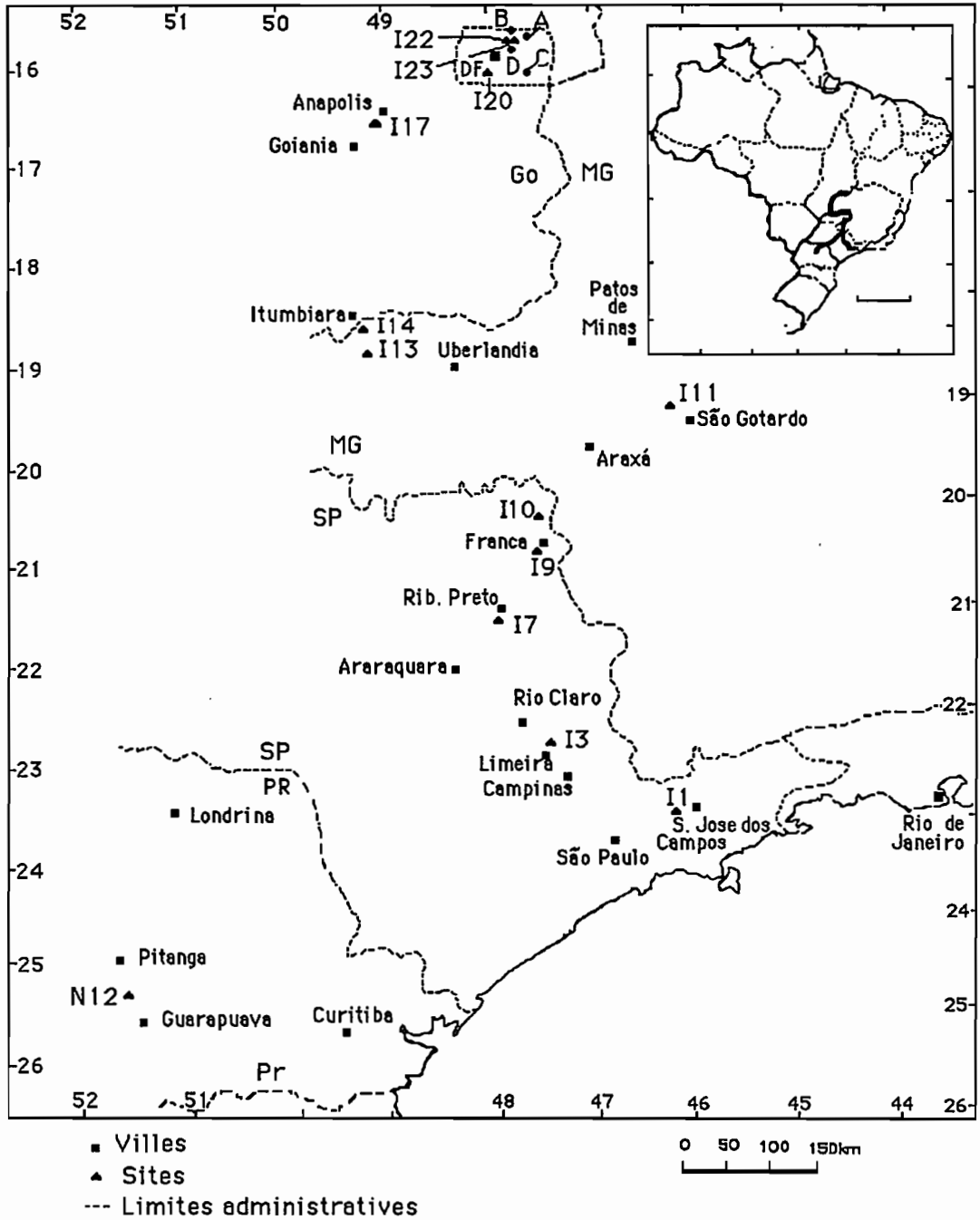


Figure 3 : Localisation des 27 sites échantillonnés

II- 2 LE MILIEU NATUREL DES SITES ECHANTILLONNES

Le tableau 2 présente quelques informations sur le milieu naturel des sites échantillonnés.

Tableau 2 : Principales caractéristiques du milieu naturel pour les 27 sites échantillonnés

Site	Nb éch	Lat	Alt. (m)	Clim	P mm	Tma °C	Tmi °C	Vég. nat.	Mod. gen.	Mod. local (pente%)	Roche mère	Sol
N12	2	25°	1100	Cfb				FSTV	Ond	1/3s (9)	Basalte	LBa
I1	2	23°	680	Cwa	1240	22	15	FTSP	Fond	1/3s (5)	Grés arg	LVM
I4	2	22°	650	Cwa	1252	23	17	FTSP	Fond	1/3s (2)	Argilite	LEa
I3	1	22°	620	Cwa	1376	23	17	FTSP	Fond	1/3s (3)	Grés	LVM
I7	1	21°	660	Aw	1414	23	18	FTSC	Fond	1/3s (3)	Basalte	LRA
I9	2	20°	1060	Cwb	1499	22	17	Cdo	Plat	som (1)	Sab-arg	LVM
I10	2	20°	970	Cwb	1499	22	17	FTSP	Ond	1/3s (5)	Grés	LVM
I11	2	19°	1180	Cwb	1783	21	15	Cdo	Plat	som (1)	Tuffito	LUa
I13	2	18°	820	Cwa	1310	23	18	Cdo	Ond	1/3s (9)	Grés	LEm
I14	1	18°	480	Aw	1336	25	19	FTSC	Ond	1/3m (7)	Basalte	LRA
I17	2	16°	1070	Aw	1487	23	19	FTSC	Ond	1/3i (5)	Gneiss	LEa
I20	2	16°	1240	Cwb	1605	22	18	Cdo	Plat	1/3s (2)	Siltites	LEa
I22	2	15°	1002	Aw	1560	22	18	Cdão	Glac	1/3m (2)	Sab-arg	LEa
I23	2	15°	970	Aw	1560	22	18	steppe	Glac	1/3i (1)	Sab-arg	GHa
A1	3	15°	968	Aw	1560	22	18	C.Do	Plat	1/3i (1)	Argilite	LVA
A2	3	15°	978	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3m(3)	Argilite	LEa
A3	3	15°	987	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3s (3)	Argilite	LEa
B1	3	15°	967	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3i (5)	Argilite	LH
B2	3	15°	972	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3m (5)	Argilite	LVA
B3	3	15°	982	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3m (3)	Argilite	LEa
C1	3	16°	1027	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3i (1)	Schistes	LH
C2	3	16°	1020	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3m (3)	Schistes	LVA
C3	3	16°	1013	Aw	1560	22	18	Cdo	Plat	1/3s (3)	Schistes	LVA
D1	1	15°	975	Aw	1560	22	18	Cdo	Glac	1/3i (4)	Sab-arg	GHa
D2	1	15°	983	Aw	1560	22	18	Cdão	Glac	1/3i (4)	Sab-arg	LH
D3	1	15°	991	Aw	1560	22	18	Cdão	Glac	1/3m (4)	Sab-arg	LEa
D4	1	15°	1000	Aw	1560	22	18	Cdão	Glac	1/3m (4)	Sab-arg	LEa

Clim= Classification climatique de KÖPPEN

Aw = Tropical chaude à hiver sec et été pluvieux

Cwa =Tropical mésotermique à été chaude, hiver sec et pluies concentrées en été

Cwb = Tropical mésothermique des zones hautes, été doux, hiver sec, pluies concentrées en été

Cfb = Subtropical humide à hivers frais et été doux

P = Total annuel de precipitation

Tma et Tmi= Température moyenne du mois

le plus chaud (Tma) et le plus froid(Tmi)

Vég. nat.= végétation naturelle

FSTV = forêt sempervirente à *Araucaria* de climat semi-temperé

FTSP = Forêt tropicale semi-pérenne

FTSC = Forêt tropicale semi-caduque

Cdão = Savane forestière (cerradão)

Cdo = Savane arbustive (cerrado)

Mod. gen. = modelé général

Ond= ondulé

F. ond= faiblement ondulé

Plat = Plateau

Glac = Glacis

Mod. local= modelé local

1/3s= tiers supérieur

1/3m= tiers moyen

1/3i= tiers inférieur

som= sommet

Sab-arg= sédiments sable-argileux

LVM=latosol rouge jaune, text. moyenne

LVA=latosol rouge jaune, text. argileuse

LEm=latosol rouge foncé, text.moyenne

LEa=latosol rouge foncé, text. argileuse

LRA= latosol roxo, text. argileuse

LUa=latosol UNA, text. argileuse

LBa= latosol brun, text. argileuse

GHa= sol à gley peu humique, text. arg.

LH= latérite hydromorphe

Situé à environ 200 kilomètres au sud du Tropique de Capricorne, le site N12 est le seul site en dehors de la zone intertropicale. Le climat, de type sub-tropical humide (Cfb), se caractérise par des températures estivales agréables en raison de l'altitude relativement élevée (1100 m). La végétation d'origine est la forêt pérenne à *Araucaria*. Le site est placé dans le tiers supérieur d'une colline composant un relief faiblement ondulé à ondulé. Les sols, développés sur basalte, sont classés "Latosol Bruno". L'intérêt des deux échantillons de ce profil est de présenter une teneur élevée en oxydes de fer avec une couleur brunâtre indiquant la prédominance de goëthite.

- Climat

Les autres sites se localisent en milieu tropical et s'étalent du sud au nord sur presque 900km (entre 23° et 15° de latitude sud). Les variations en latitude et en altitude expliquent pour une large part les différences climatiques observées. D'une façon générale, les sites les plus septentrionaux (sites I20, I22, I23 et toposéquences) ont des climats plus chauds, avec des étés plus ou moins pluvieux (type climatique Aw de Köppen), comparés à ceux des sites localisés plus au sud (type climatique Cwa). Les altitudes plus élevées des sites I9, I10, et I11, déterminent un climat à étés plus doux (Cwb).

Les précipitations moyennes annuelles, comprises entre 1200 et 1600 mm, atteignent presque 1800 mm avec une tendance à des précipitations plus élevées pour des latitudes plus faibles. Le site I11 constitue une exception avec un microclimat déterminé par l'altitude (précipitations les plus élevées et températures les plus fraîches).

Le contraste saison sèche - saison humide s'accroît dans le sens sud-nord.

La figure 4 montre la répartition mensuelle des précipitations pour deux stations extrêmes de la zone : au sud, la ville de S. José dos Campos (latitude de 23°15' et 680 m d'altitude) et au nord, la ville de Brasília (latitude de 15°36' et 960 m d'altitude). Les précipitations totales pour les trois mois les plus secs sont de 12 mm à Brasília et de 92 mm à S. José dos Campos. Cette faible pluviosité à un moment où l'humidité relative de l'air est aussi faible (souvent inférieure à 30%) détermine des niveaux d'humidité bien au dessous du point de flétrissement pendant des périodes de plusieurs semaines et parfois plusieurs mois. Ces conditions sont semblables à celles décrites au Sénégal par CHAUVEL (1976).

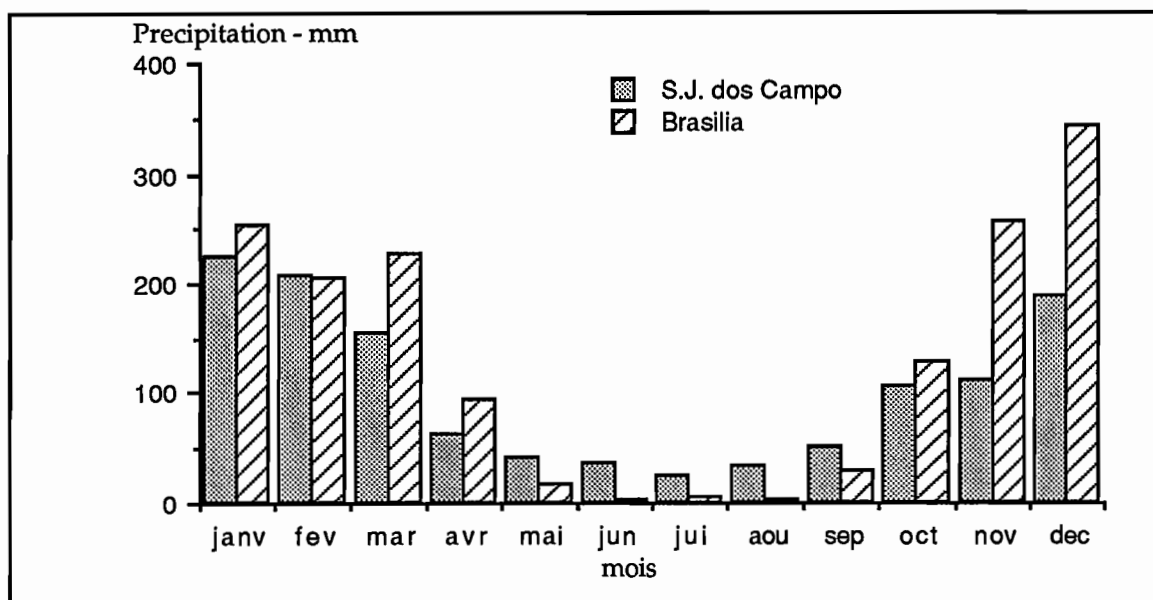


Figure 4 : Précipitations moyennes mensuelles à São José dos Campos et Brasília

Les températures moyennes annuelles restent comprises entre 19°C et 23°C avec des écarts variables entre le mois le plus chaud et le plus froid (4°C à 7°C), les plus grands écarts étant associés aux températures moyennes les plus faibles. Ces variations de températures moyennes et d'écarts de température entre les mois plus chauds et plus frais s'organisent selon un gradient croissant du sud vers le nord. Les altitudes plus élevées des sites septentrionaux (environ 1000 m contre 650m au sud) atténuent un peu ce gradient.

- Végétation

La végétation varie du Sud au Nord en relation avec les conditions édaphiques modulées par l'altitude. Au sud, ce sont les forêts sempervirentes d'altitude à *Auracaria* et au nord les savanes plus ou moins arborées (cerrado). Dans tous les cas le couvert végétal assure une bonne protection contre l'érosion et favorise le développement du sol en profondeur.

- Modelé

L'ensemble des sites se localise sur le "Plateau Brésilien" dont l'altitude reste comprise entre 600 et 1500 m et dont la topographie générale se caractérise par des reliefs peu escarpés (plat à ondulé). Quatre domaines géomorphologiques peuvent être considérés:

- * Les anciens plateaux de la surface sud-américaine : surfaces planes à faiblement ondulées formées pendant le Pléistocène (sites I9, I11, I20, A, B, C).
- * Les plateaux du Bassin sédimentaire basaltique du fleuve Parana : reliefs faiblement ondulés à ondulés d'altitudes très variées (sites N12, I7, I14, I13).
- * La dépression périphérique de São Paulo : collines faiblement ondulées (sites I1, I3, et I4).
- * La dépression périphérique de Goiás : relief ondulé déterminé par le plissement du socle cristallin (I17).

En considérant des domaines géomorphologiques différents notre objectif majeur est de prendre en compte des sols ayant subis des temps différents d'évolution. Ainsi, l'ancienneté de la surface sud-américaine et le climat chaud à saisons contrastées forment le cadre pour le développement de couvertures latéritiques riches en gibbsite et à dominante d'hématite (VOLKOFF, 1985; MELFI et PEDRO, 1977). Avec les échantillons provenant de surfaces rajeunies par des cycles d'érosion plus récents on a cherché à prendre en compte des sols à dominante de kaolinite.

Les variations toposéquentielles de teneurs relatives en goëthite et en hématite, déterminées surtout par les variations de profondeur de la nappe phréatique (MACEDO et BRYANT, 1987 et CURI et FRANZMEIER, 1984), nous ont amené à choisir des échantillons en positions topographiques variées (tiers supérieur, tiers moyen et bas de pente) dans les sites A, B, C, et D.

- Roches mères

Les sols échantillonnés se réfèrent à trois types de roches mères:

- * Roches sédimentaires de textures variées : grés (sites I1, I3, I4, I13), siltites (site I20), argillites, (I4, A, B, C) et sédiments récents argilo-sableux,
- * Roches magmatiques acidés (Site I17),
- * Roches effusives basiques (sites I7, I14, I11, N12).

Cette diversité nous a permis d'obtenir des échantillons présentant une gamme très variée de teneurs en oxydes de fer, quartz, magnétite et en ilménite.

- Types de sols

- * Les latosols représentent une large majorité des sols échantillonnés avec les classes suivantes: latosol rouge-jaune "vermelho amarelo" (LV), latosol rouge foncé "vermelho escuro" (LE), latosol "roxo" (LR), latosol brun "bruno" et latosol "variation Una" (LU). Selon ADAMOLI et al (1987) les sols appartenant à ces classes couvrent environ 45% du Brésil-Central et correspondent à 95% de la surface couverte par les latosols. Par ailleurs, la classe latosol jaune "amarelo" qui occupe une large extension dans la région amazonienne et dans les plateaux côtiers du Nordeste brésilien n'a pas été prise en compte ainsi que les latosols ferrifères.
- * Les sols à gley peu humiques (GH) et latérites hydromorphes (LH) ont été également retenus car toujours présents dans les couvertures pédologiques du District Fédéral (A, B, C, D). Ils occupent les bas-fonds et présentent de faibles teneurs en oxydes de fer. Ils complètent la gamme de variation des principaux composants minéralogiques de l'ensemble des échantillons.

CONCLUSION

Les sites, répartis du sud au nord sur 10° de latitude (entre 15° et 25°N), représentent une grande diversité de conditions climatiques, de modelé (et donc de la durée de la pédogénèse), de roches mères et de végétation naturelle.

Cette diversité correspond à des différences importantes d'altitude (650 à 1250 m), de pluviométrie (1250 à 1780 mm), d'écart thermique (4 à 7° C), de modelé (plateau à ondulé). Concernant les roches mères, les roches sédimentaires sont largement échantillonnées (argillites, siltites, grès, micaschistes et sédiment sablo-argileux) mais les roches magmatiques (gneiss) et éruptives basiques (basalte) sont aussi bien représentées.

Les types de sols, bien que très variés, se rattachent pour la quasi totalité aux latosols, les plus représentés étant les latosols rouges (LE) et rouge jaune (LV). Les latosols "roxo", bruns et variation UNA sont également représentés et, parmi les classes de latosols reconnues au Brésil, seuls les latosols jaunes et ferrifères n'ont pas été pris en compte.

On remarquera que l'écart des températures mensuelles extrêmes est plus faible au Nord (région de Brasília) qu'au Sud (São Paulo) alors que le contraste saisonnier des précipitations varie en sens inverse. Or, dans le domaine ferrallitique du Cameroun, entre 3 et 7° de latitude Nord pour une pluviométrie et une température moyenne assez comparable à celle ci, HUMBEL (1976) signale un contraste saisonnier croissant, affectant à la fois l'écart thermique et la température moyenne. Le gradient inverse observé ici est expliqué par des arrivées d'air froid venant du sud. Ce facteur de refroidissement est à mettre en relation avec la latitude Sud beaucoup plus élevée (15° à 25°) de la région étudiée ici.

Quant aux toposéquences de Brasília, situées sur la même unité géomorphologique (sauf D), elles se caractérisent par un même climat à saisons contrastées et des altitudes et latitudes très voisines. Cette uniformité, qui fixe un certain nombre de paramètres, a pour avantage de privilégier d'autres caractères comme le facteur couleur et le facteur topographique dont on cherchera à établir par ailleurs les relations.

II-3 CARACTERISATION PHYSICO-CHIMIQUE DES ECHANTILLONS (Tableau 3)

II-3.1 Les méthodes analytiques

L'ensemble des analyses a été réalisé au SNLCS. Pour les échantillons I et N les analyses étaient déjà publiées et disponibles avant le début de ce travail (EMBRAPA-SNLCS, 1986; CAMARGO et OLMOS, 1984). Les autres échantillons ont été analysés dans ce laboratoire en utilisant les mêmes méthodes que l'on se bornera de rappeler ici brièvement (EMBRAPA-SNLCS, 1979) :

Granulométrie de la terre fine : dispersion dans l'eau avec NaOH et agitation mécanique à grande vitesse. La fraction argile est déterminée par la méthode densimétrique modifiée par VETTORI et PIERANTONI (1968). La fraction sable est obtenue par tamisage et le limon par différence.

Carbone organique : dosage après oxydation par voie humide avec solution à 0,4N $K_2Cr_2O_7$ et titrage avec solution 0,1N de $FeSO_4$.

Azote total : (Méthode Kjeldahl) titrage du NH_3 avec une solution 0,01N de HCl et extraction avec un mélange acide.

Somme des bases (S): elle représente $Ca^{++}+Mg^{++}+Na^++K^+$. Les cations Ca^{++} et Mg^{++} sont déterminés par titrage avec EDTA après extraction avec une solution 1N de KCl. Les cations Na^+ et K^+ sont dosés par photométrie de flamme après extraction avec une solution 0,05N de HCL + 0,025N de H_2SO_4 .

Capacité d'échange de cations (CEC): addition de la somme de bases (S) avec l'acidité échangeable ($[Al^{+++}] + [H^+]$). Dosage de l'acidité échangeable après extraction avec une solution d'acétate de calcium à pH 7 et titrage d'une solution 0,0606N de NaOH.

Saturation en bases (V%): $V\% = 100 \cdot S / CEC$.

Saturation en aluminium (Al%): $Al\% = 100 \cdot Al / CEC$.

Le tableau 3 présente les principales caractéristiques physiques (couleur, granulométrie) et chimiques des 56 échantillons (24 de surface et 32 de profondeur).

Tableau 3 : Caractéristiques physiques et chimiques des 56 échantillons

Echantillon	Profondeur cm	Couleur (sec) MUNSELL	Sable %	Arg. %	C %	pH eau	CEC m.e./100g	V %	Al %
N12 Ap1	0-16	9YR3/2	3	76	2,50	4,5	18,8	4	81
N12 Bo2	128-150	6,5YR3,5/4	4	78	0,36	5,0	5,6	4	60
I1 Ap	0-23	10YR5/2,5	61	31	1,12	4,1	7,5	5	83
I1 Bo4	290-390+	4YR6/6	50	44	0,07	5,0	1,7	6	0
I4 Ap	0-13	4YR4/4	19	65	1,97	5,8	11,7	54	2
I4 Bo1	64-155	2,5YR4,5/7	14	75	0,48	5,0	5,7	9	72
I3 A2	4-22	4YR4/4	61	31	1,03	4,5	7,0	11	67
I7 Bo1	85-180	1,5R3/6	10	75	0,48	5,5	2,4	8	0
I9 A2	15-30	10YR4,5/3	60	33	0,77	5,1	2,0	5	0
I9 BA	75-120	10YR6/4	53	40	0,37	5,4	2,0	5	0
I10 A	12-30	7,5YR5,5/4	76	16	0,52	5,3	2,0	5	75
I10 BA	55-90	6,5YR6/6	72	20	0,29	5,5	1,7	6	75
I11 A2	10-25	5YR5/5	8	79	2,13	5,4	7,4	4	40
I11 Bo4	239-280+	2,5YR5,5/7	2	90	0,34	6,0	0,7	14	0
I13 BA	40-70	4YR4,5/6	76	15	0,31	5,1	2,0	15	73
I13 Bo4	400-520	3,5YR4,5/6	72	20	0,11	5,3	0,9	22	50
I14 Ap	0-25	3,5YR3/3	9	63	2,32	6,8	14	84	0
I17 AB	23-40	3,5YR4/5	39	52	1,37	6,0	6,9	57	0
I17 Bo5	275-410	1,5YR5/7	37	53	0,08	5,3	1,0	50	0
I20 A	0-10	2,5YR4/4	12	76	3,61	5,0	12,1	6	67
I20 Bo1	50-110	2,5YR5/8	12	82	0,90	5,2	2,4	4	0
I22 Ap	0-10	5YR4/3	34	48	1,68	5,0	8,6	27	28
I22 Bo1	67-150	5YR4/7	34	48	0,69	4,9	4,9	4	86
I23 Ap	0-18	10YR4,5/1	23	54	1,65	4,6	8,7	14	67
I23 Bog2	70-110	10YR8/1	19	61	0,30	5,1	3,8	3	94
A1 Ap1	0-17	10YR5/4	7	82	1,86	4,5	7,0	5	60
A1 BA	40-67	10YR6/6	4	76	1,04	4,4	4,1	7	0
A1 Bo3	123-220	7,5YR6/8	5	82	0,69	5,2	2,4	0,4	0
A2 Ap2	12-27	6,5YR5/4	5	84	2,04	4,7	8,0	26	9
A2 BA	43-57	6,5YR6/8	4	87	1,06	4,3	4,2	10	67
A2 Bo2	115-210	5YR6/8	4	88	0,62	5,0	2,1	5	0
A3 Ap1	0-15	2,5YR4/6	5	84	2,09	4,4	8,3	16	28
A3 BA	45-65	2,5YR4/8	3	90	1,14	4,4	4,0	8	0
A3 Bo2	120-260	2,5YR5/8	3	88	0,83	5,0	2,0	5	0
B1 Ap1	0-11	10YR6,5/3	4	80	1,98	5,5	5,1	9	20
B1 BA	45-57	10YR7/4	4	81	1,1	4,3	5,2	3	67
B1 Bo3	150-175	7,5YR8/6	3	81	0,62	5,2	2,2	5	0
B2 Ap1	0-12	5YR5/6	5	80	1,99	5,6	8,5	44	3
B2 BA	26-49	4YR5,5/7	5	83	1,19	4,4	4,3	5	33
B2 Bo2	100-154	4YR5,5/7	5	79	0,83	4,6	2,7	8	0
B3 Ap1	0-11	3,5YR4/6	5	83	1,84	5,4	8,0	34	7
B3 BA	48-73	2,5YR4/7	4	88	0,99	4,4	3,9	5	33
B3 Bo2	105-290	2,5YR5/8	3	85	0,53	5,4	1,5	13	0
C1 Ap1	0-11	5Y5/2,5	7	61	2,09	6,8	10,2	77	0
C1 BA	40-56	10YR7/6	8	79	1,27	5,0	4,1	12	0
C1 Bo2	138-168	10YR7/6	8	80	0,7	5,0	1,9	11	0
C2 Ap1	0-15	10YR5,5/3	4	81	2,03	6,2	8,4	61	0
C2 BA	48-63	7,5YR6/6	2	90	0,94	4,7	3,7	11	0
C2 Bo2	148-255	7,5YR7/6	2	88	0,46	5,4	1,6	13	0
C3 Ap1	0-12	7,5YR5/4	2	86	2,17	5,9	9,4	54	0
C3 BA	34-54	5YR6/6	2	91	1,02	4,6	3,5	11	0
C3 Bo2	81-162	5YR5,5/8	2	89	0,57	4,9	2,2	9	0
D1 Ap	0-12	5YR5/8	24	58	1,7	5,9	9,1	67	0
D2 Ap	0-12	7,5YR4/4	28	50	2,08	5,6	9,7	65	0
D3 Ap	0-12	10YR5/3	31	50	1,9	5,6	9,4	64	0
D4 Ap	0-12	10YR5/1	16	66	2,05	5,4	9,9	66	0

II-3.2 Couleur

La détermination de la couleur des sols a été faite au moment de l'échantillonnage sur le terrain, puis vérifiée au laboratoire, à l'aide du code MUNSELL (MUNSELL COLOR COMPANY, 1971) à l'état sec et à l'état humide .

La figure 5 illustre la variabilité des teintes (5a), des clartés (5b) et des saturations (5c) pour les échantillons à l'état sec et à l'état humide.

Pour les teintes (hue) on vérifie que les échantillons sont répartis assez uniformément entre les couleurs rouges et jaunes : 22 échantillons présentent des notations MUNSELL inférieures à 7,5YR (jaune et brun), 22 échantillons ont des notations MUNSELL supérieures à 5YR (rouge), 12 échantillons ont de teintes intermédiaires (rouge- jaunâtre, brun-jaunâtre, brun rougeâtre, et jaune-rougeâtre). La comparaison des teintes pour les échantillons à l'état humide et à l'état sec montre que ce paramètre colorimétrique reste relativement peu sensible à l'humidité.

La distribution des clartés(value) des échantillons à l'état humide montre une prédominance des couleurs plutôt sombres (entre 2 et 5). A l'état sec, la clarté des échantillons présente une distribution nettement décalée vers les valeurs les plus élevées. Cette différence de distribution entre ces deux états, illustre l'influence bien connue de l'humidité qui contribue à assombrir la couleur des sols.

La saturation (chroma) montre une distribution peu variable de l'état sec à l'état humide.

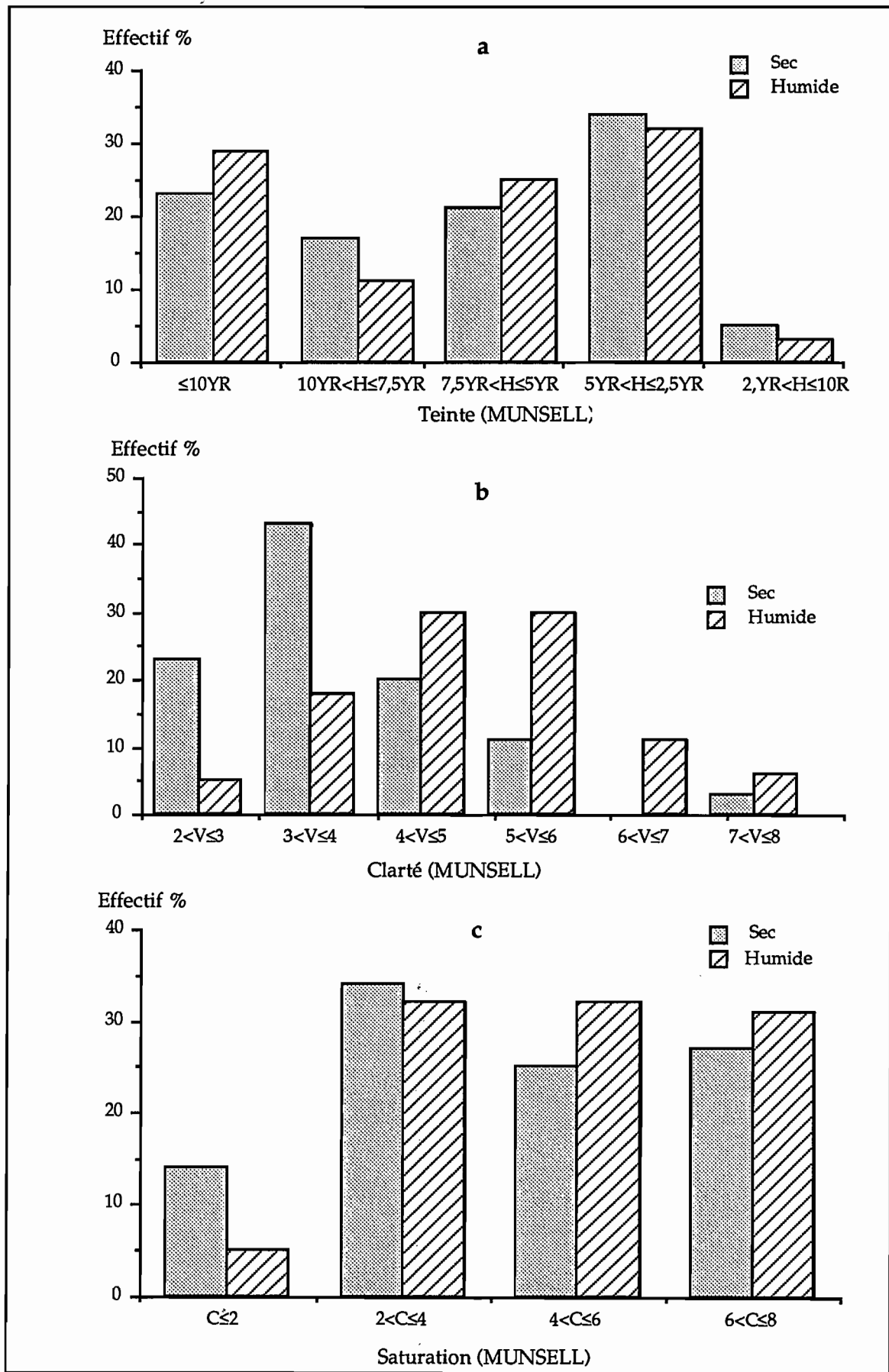


Figure 5 : Histogramme des fréquences des paramètres MUNSELL dans les 56 échantillons à l'état sec et à l'état humide: a : teinte. b : clarté. c : saturation.

II-3.3 Granulométrie

La texture des sols est en relation avec la nature des roches mères : sols généralement sableux sur grès, plus argileux sur argillites ou basalte. Les teneurs en argile varient de 15 à 91% avec une proportion très forte d'échantillons argileux (Figure 6). Néanmoins les sols sableux sont assez bien représentés et la teneur en sable peut atteindre 76%. On vérifie, sur l'ensemble des échantillons, que la fraction limoneuse reste toujours très faible (caractéristique des latosols). Le seul échantillon avec plus de 30% en limon correspond à l'horizon de surface d'un sol localisé en bas de pente. Le dépôt de sédiments provenant de l'érosion des sols à l'amont peut expliquer ce taux de limon exceptionnellement élevé.

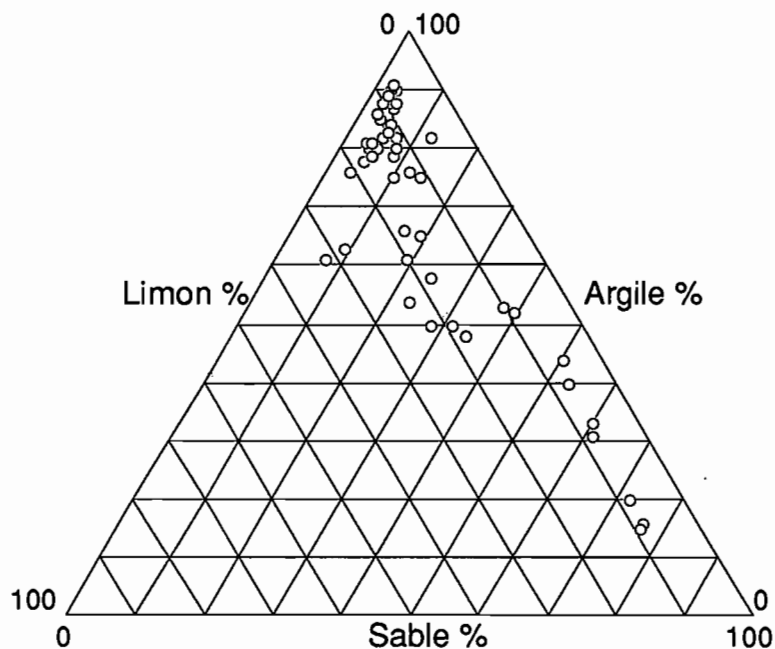


Figure 6 : Distribution des 56 échantillons dans le triangle de texture

II-3.4 Caractéristiques chimiques

On observe une gamme variée de teneurs en matière organique (carbone organique compris entre 0,07% et 3,6%). Les échantillons se répartissent à peu près également dans quatre classes de teneurs en carbone organique (0-0,50%; 0,51-1,00%; 1,01-1,51%; 1,51-2,00% et >2,00%)(Figure 7).

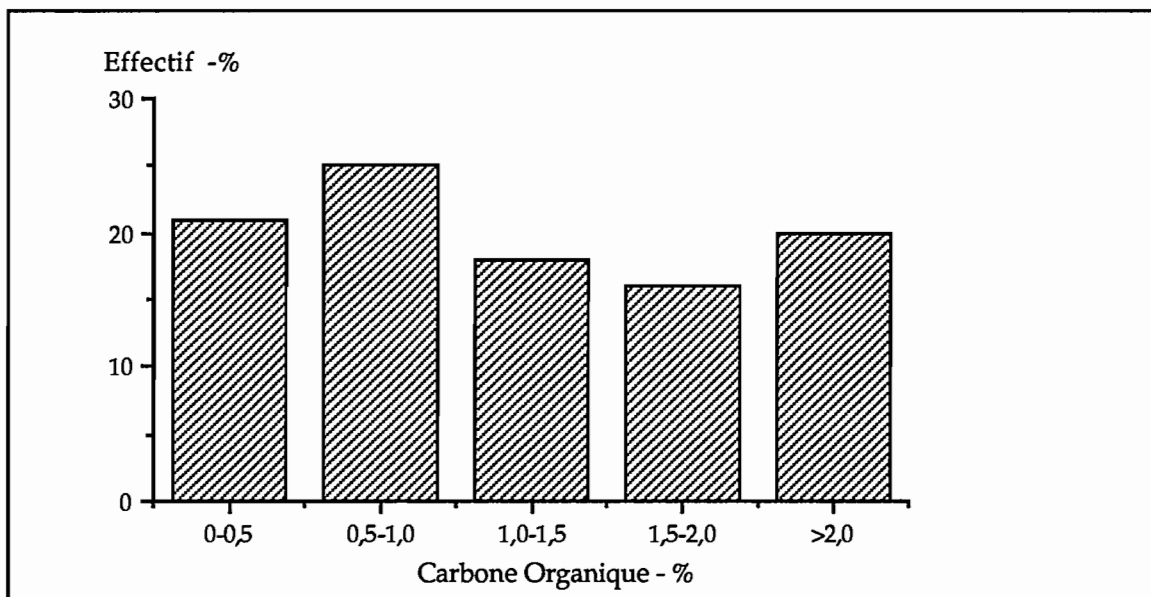


Figure 7 : Histogramme des fréquences de la teneur en carbone organique dans la terre fine des 56 échantillons

Le pH est généralement acide (pH moyen de 5,1). Pour certains horizons de surface le pH est exceptionnellement élevé et proche de la neutralité (I14Ap, C1Ap1, et C2Ap1). Ces valeurs sont dues à des pratiques culturales de correction de l'acidité par apports de calcaire. Ces apports expliquent également les valeurs plus élevées de la somme des bases (S) et du taux de saturation en bases (V) comme on le notera aux paragraphes suivants.

La capacité d'échange de cations (CEC), donnant le total de charges négatives disponibles reste inférieure à 13 m.e./100 g de sol. En considérant une CEC de 1 m.e./g de carbone organique (BENNEMA,1966), on vérifie que la CEC de tous les échantillons reste inférieure à 13m.e./100 g de sol et donc en accord avec la définition des latosols (CAMARGO et al, 1987). En fait, compte tenu de l'influence très limitée des constituants minéraux composant les latosols, la matière organique joue un rôle déterminant dans la capacité totale d'échange.

La saturation en cations (V%) indique le pourcentage de charges négatives des argiles occupées par les cations échangeables ($[Ca^{++}] + [Mg^{++}] + [Na^+] + [K^+]$). La différence (100-V) indique le pourcentage de charges négatives occupées par l'acidité échangeable ($[H^+] + [Al^{+++}]$). Pour les horizons de profondeur les moins affectés par les pratiques agricoles correctives et fertilisantes, on vérifie que les valeurs de V restent inférieures à 30%. De telles valeurs indiquent une grande instabilité des constituants argileux des sols (MELFI et PEDRO 1977). Pour certains échantillons, on constate que l'aluminium est le cation dominant de l'acidité échangeable. La saturation en aluminium échangeable peut être supérieure à 80% (I1Ap, I22BO1, I23BOg2, et N12Ap1). La fertilisation peut aussi avoir masqué les conditions de saturation en aluminium existant avant l'aménagement des sols.

CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES ECHANTILLONS

L'ensemble des analyses minéralogiques a été effectué au Laboratoire de Formations Superficielles de l'ORSTOM à Bondy.

III-1 MÉTHODOLOGIE

III-11 Préparation des échantillons

Après séchage à l'air, les échantillons sont tamisés à 2 mm. Chaque échantillon est divisé en deux portions (Figure 8):

- * la première, tot, non traitée avec la matière organique d'origine.
- * la seconde portion, traitée à l'eau oxygénée 10% pour éliminer la matière organique, est subdivisée à son tour en deux parties:
 - . l'une smo correspond aux échantillons tamisés à 2mm
 - . l'autre l+a, est tamisée à 0,05 mm après dispersion par les ultrasons pendant 5 minutes.

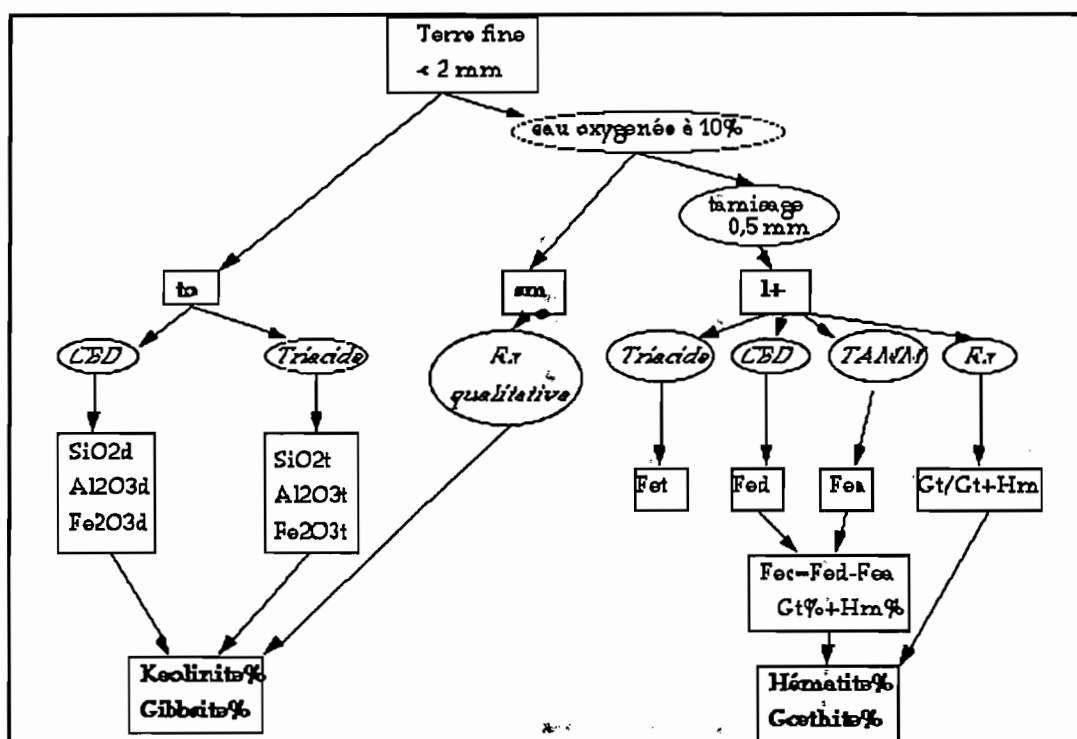


Figure 8 : Organigramme montrant les différentes phases de la caractérisation minéralogique des échantillons

III-1.2 Détermination des teneurs en kaolinite et gibbsite

Par *spectroscopie d'absorption atomique* on détermine:

- * les teneurs en silice SiO_2 soluble au triacide (SiO_{2t}) et en alumine Al_2O_3 soluble au triacide (Al_2O_{3t}) de la terre fine des échantillons (tot) après extraction par la méthode des trois acides (HARRISON, 1933).

L'attaque triacide dissout les minéraux secondaires : minéraux argileux, oxydes et oxyhydroxydes de fer et en principe ne dissout pas les minéraux primaires et notamment le quartz¹ (1).

On dose ainsi:

- la silice soluble au triacide SiO_{2t} c'est-à-dire la silice des minéraux argileux,
 - l'alumine soluble au triacide Al_2O_{3t} c'est-à-dire l'alumine des minéraux argileux et des oxydes,
 - le fer soluble au triacide Fe_2O_{3t} c'est-à-dire le fer des minéraux argileux et des oxyhydroxydes.
- * les teneurs en silice SiO_{2d} et en alumine Al_2O_{3d} après extraction par le citrate-bicarbonate-dithionite (MEHARA et JACKSON, 1960).

L'attaque par le citrate bicarbonate-dithionite (CBD) est très efficace pour détruire les oxydes et hydroxydes de fer sans pour autant détruire la gibbsite et la kaolinite (JEANROY, 1983). Les teneurs en Al_2O_3 dissout par l'attaque CBD peuvent donc être attribuées à des substitutions isomorphes d' Al_2O_3 dans la goëthite et à des formes "amorphes" (JEANROY, 1983).

L'analyse des diffractogrammes de rayons X pris entre 3° et 50° (2q) a permis l'identification des principaux constituants minéraux des échantillons: Le quartz, la kaolinite, la gibbsite, et les oxydes-hydroxydes de fer sont les minéraux dominants. Rutile et anatase sont présents dans presque tous les échantillons mais en faibles quantités. La magnétite et l'ilménite ont chacune été détectées en quantités appréciables dans deux échantillons .

Cette composition minéralogique et les propriétés d'extraction des réactifs triacides et CBD, nous permettent d'attribuer à la kaolinite et à la gibbsite les teneurs en SiO_2 et en Al_2O_3 obtenues par les différences ($\text{SiO}_{2t} - \text{SiO}_{2d}$) et ($\text{Al}_2\text{O}_{3t} - \text{Al}_2\text{O}_{3d}$).

¹ NJOPWOUO et ORLIAC (1979) confirment la résistance du quartz (solubilisation partielle très faible). Cependant, CLAISSE (1968) observe une solubilisation non négligeable de ce minéral surtout lorsqu'ils proviennent de sols ferrallitiques (quartz ferruginisé, pour lequel la solubilisation varie de 0,7% pour des fractions de 2 à 1 mm, à 12% pour les fractions très fines <1,25 μ)

A partir de ce raisonnement et de la formule théorique de la kaolinite et de la gibbsite, il est possible de calculer:

- la teneur en kaolinite ($2\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

$$\text{kaol}\% = \frac{258 \cdot (\text{SiO}_2\text{t} - \text{SiO}_2\text{d})}{120}$$

- la teneur en alumine Al_2O_3 contenue dans la kaolinite ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{kaol}$)

$$\text{Al}_2\text{O}_3\text{kaol}\% = \frac{102 \cdot \text{kaol}}{258}$$

- la teneur en gibbsite ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)

$$\text{gib}\% = \frac{156 \cdot ((\text{Al}_2\text{O}_3\text{t} - \text{Al}_2\text{O}_3\text{d}) - \text{Al}_2\text{O}_3\text{kaol})}{102}$$

Il faut noter que la kaolinite et par conséquent l'alumine, ainsi obtenus le sont un peu par excès (solubilisation partielle possible du quartz).

III-1.3 Détermination des teneurs en hématite et en goethite (échantillons I+a)

On procède par étapes successives en combinant les méthodes chimiques et diffractométriques (Figure 8): dosage par analyse chimique de la somme goethite+hématite, détermination aux rayons X du rapport goethite/goethite+hématite ($\text{Gt}/\text{Gt}+\text{Hm}$), calcul des teneurs en hématite et en goethite.

- Détermination par analyse chimique de la somme : goethite+hématite.

Sur les échantillons I+a on détermine:

- * le fer soluble au triacide (Fe_t),
- * le fer (Fe_d) solubilisé par le citrate dithionite ou fer libre (MEHRA et JACKSON, 1960) représente l'ensemble des oxy-hydroxydes de fer,
- * le fer (Fe_a) solubilisé par la solution de TAMM selon la méthode de SCHWERTMANN (1973). Fe_a représente les formes amorphes de fer.

$\text{Fe}_c = \text{Fe}_d - \text{Fe}_a$ correspond aux oxy-hydroxydes de fer cristallisés. L'examen des diffractogrammes de rayons X montre qu'il s'agit de goethite et d'hématite. ($\text{Fe}_d - \text{Fe}_a$) représente donc la somme goethite+hématite.

- Détermination par diffractométrie RX du rapport $Gt/(Gt+Hm)$.

Après concentration des oxydes de fer par NaOH, selon la méthode décrite par KAMPF et SCHWERTMANN (1982a), les diffractogrammes de rayons X sont obtenus à l'aide d'un diffractomètre SIEMENS - D500 avec une anticathode $CoK\alpha$. La vitesse d'enregistrement était de $0,1^\circ/\text{min}$ et le pas d'échantillonnage de $0,03^\circ$ (2θ). Le porte échantillon utilisé, fourni par le fabricant, est en PVC. L'intervalle de l'enregistrement était de 19° à 41° (2θ). Le logiciel FIT (SOCABIM, 1986) est utilisé pour le lissage, la suppression du fond continu, la détermination de la position précise des raies, la détermination de leur largeur à mi-hauteur (FHWW) et de leurs surfaces ainsi que pour la décomposition des raies multiples.

On retient la raie (110) de la goëthite et la raie (102) de l'hématite conformément aux indications de KAMPF et SCHWERTMANN (1982b). Dans le cas d'interférences, de la raie (100) du quartz sur la raie (110) de la goëthite, ou de la raie (102) de l'ilménite sur la raie (102) de l'hématite, on utilise la procédure de décomposition des raies. Le logiciel FIT réalise l'ajustement par la méthode des moindres carrés selon une fonction de type:

$$f(x) = P1(x) + P2(x) + \dots + Pn(x) + B(x),$$

où P_i correspond aux pics, n au nombre de pics et $B(x)$ au fond.

Dans ce cas, c'est la fonction pseudo-Voigt qui est la plus performante parmi les options offertes par le logiciel. On obtient toujours, pour les courbes déconvoluées, un degré d'ajustement meilleur que 5% par rapport au profil initial.

Pour la détermination du rapport $Gt/(Gt+Hm)$, la démarche suivante est adoptée:

- réalisation de diffractogrammes de mélanges hématite/goëthite en proportions de 10/90, 25/75, 50/50, 75/25, 90/10.
- mesures des surfaces des pics à la raie (110) de la goëthite (SGt) et à la raie (102) de l'hématite (SHm);
- construction d'un abaqué d'étalonnage $SGt/(SGt + SHm)$ vs. $Gt/(Gt+Hm)$;
- mesures des surfaces SGt et SHm;
- calcul des rapports $SGt/(SGt+SHm)$ des échantillons;
- détermination de $Gt/(Gt+Hm)$ en utilisant l'abaqué d'étalonnage (Figure 9).

- Calcul des teneurs en goëthite ($Gt\%$) et en hématite ($Hm\%$).

Les pourcentages de goëthite et d'hématite sont calculés en effectuant le produit des teneurs en fer bien cristallisé ($Fe_c = Fe_d - Fe_a$) des échantillons 1+a par les proportions de ces minéraux dans les rapports déterminées précédemment:

$$Gt\% = \frac{Gt}{Gt+Hm} * Fe_c$$

$$Hm\% = Fe_c - Gt\%$$

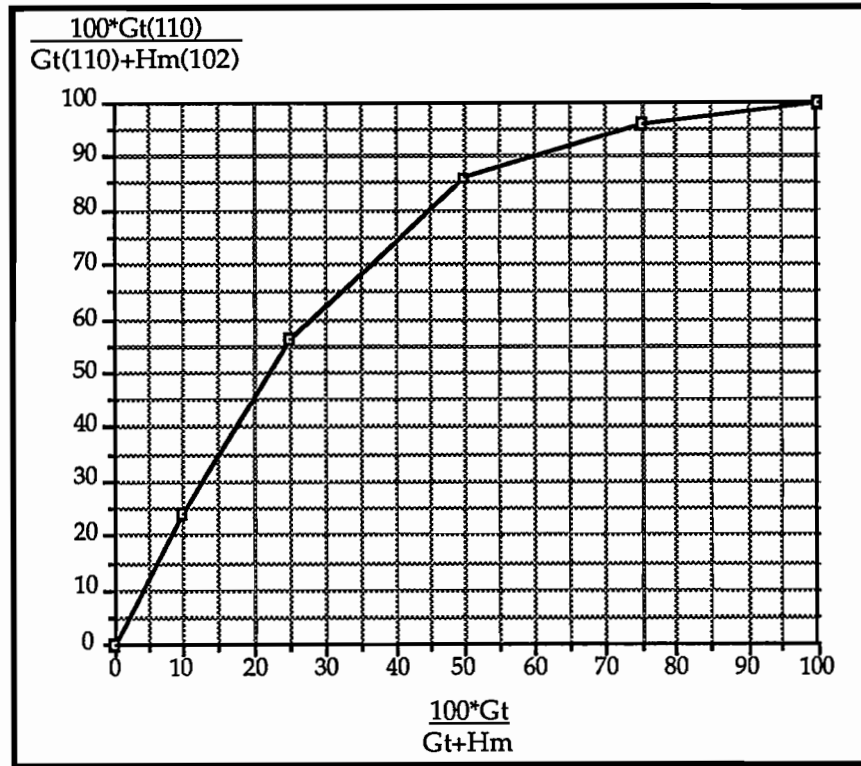


Figure 9 : Abaque d'étalonnage exprimant les relations entre:
- le rapport surface des raies 110 de la goéthite/somme des surfaces de la raie 110 de la goéthite et de la raie 102 de l'hématite $\frac{100 \cdot Gt(110)}{Gt(110)+Hm(102)}$
- et le rapport des teneurs goéthite/goéthite + hématite

III-2 Les teneurs en kaolinite et gibbsite des échantillons tot

Les teneurs en kaolinite et gibbsite pour les échantillons tot (terre fine tamisée à 2mm avec matière organique) varient respectivement de 7,3% à 59,3% et de 0% à 53,2% , soit une large gamme de concentration de ces minéraux dans les latosols (Tableau 4).

La figure 10 montre l'histogramme des fréquences des teneurs de ces deux minéraux. La kaolinite, présente dans tous les échantillons, se distribue assez régulièrement dans les classes retenues. La gibbsite, non détectée pour 2 échantillons, a une distribution moins régulière avec notamment 19 échantillons (soit 34%) présentant des teneurs inférieures à 10%.

Tableau 4 : Détermination minéralogique de la kaolinite et de la gibbsite dans la terre fine des 56 échantillons (tot)

ECHANT.	SiO _{2t} %	SiO _{2d} %	SiO _{2a} %	Al ₂ O _{3t} %	Al ₂ O _{3d} %	Al ₂ O _{3a} %	Ki	kaol %	gib %
N12Ap1	19,75	0,070	0,022	23,35	3,84	0,93	1,44	42,31	4,16
N12Bo2	23,10	0,100	0,050	25,75	2,93	0,45	1,53	49,45	4,87
I1Ap	10,25	0,052	0,006	11,00	0,76	0,26	1,58	21,93	2,34
I1Bo4	14,70	0,096	0,019	16,00	0,96	0,24	1,56	31,40	3,89
I4Ap	22,30	0,102	0,058	24,00	1,54	0,59	1,58	47,73	5,36
I4Bo1	24,10	0,070	0,018	27,50	1,73	0,54	1,49	51,66	8,08
I3A2	10,00	0,060	<0,005	11,00	0,64	0,19	1,55	21,37	2,84
I7Bo1	12,85	0,136	0,035	28,65	1,15	0,56	0,76	27,34	25,35
I9A2	3,85	0,030	<0,005	13,80	0,99	0,09	0,47	8,21	14,59
I9BA	4,90	0,014	<0,005	16,30	1,03	0,31	0,51	10,50	16,98
I10A	3,40	0,017	<0,005	5,60	0,49	0,12	1,03	7,27	3,40
I10BA	4,10	0,018	<0,005	7,05	0,55	0,13	0,99	8,78	4,61
I11A2	5,30	0,000	<0,005	40,80	3,25	0,76	0,22	11,40	50,54
I11Bo4	5,65	0,059	0,012	41,90	2,32	0,69	0,23	12,02	53,19
I13BA	5,05	0,069	<0,005	4,50	0,49	0,13	1,91	10,71	0,00
I13Bo4	6,30	0,185	0,010	5,60	0,70	0,10	1,91	13,15	0,00
I14AP	14,80	0,176	0,110	24,30	1,56	0,92	1,04	31,44	15,54
I17AB	8,90	0,068	0,006	20,40	1,33	0,68	0,74	18,99	17,60
I17Bo5	12,10	0,115	0,013	24,00	0,98	0,23	0,86	25,77	19,48
I20A	12,50	0,065	<0,005	34,00	2,34	0,81	0,63	26,74	32,17
I20Bo1	12,00	0,038	<0,005	38,40	1,88	0,64	0,53	25,72	40,25
I22Ap	14,30	0,167	0,017	16,80	1,45	0,49	1,45	30,39	4,89
I22Bo1	15,20	0,105	0,014	15,20	1,40	0,42	1,70	32,45	1,35
I23Ap	20,80	0,073	0,028	20,95	0,37	0,51	1,69	44,56	4,44
I23Bog2	24,55	0,055	0,043	25,30	0,23	0,43	1,65	52,66	6,43
A1Ap1	15,50	0,015	<0,005	41,90	1,65	0,88	0,63	33,29	41,41
A1BA	17,40	0,031	<0,005	43,20	1,53	0,73	0,68	37,34	41,11
A1Bo3	17,20	0,046	<0,005	43,20	1,28	0,67	0,68	36,88	41,75
A2Ap2	22,65	0,037	0,008	34,40	1,60	0,69	1,12	48,62	20,72
A2BA	23,05	0,038	<0,005	40,00	1,45	0,54	0,98	49,48	28,99
A2Bo2	21,50	0,046	<0,005	39,70	1,26	0,48	0,92	46,13	30,84
A3Ap1	16,25	0,050	<0,005	39,60	1,60	0,77	0,70	34,83	36,99
A3BA	16,50	0,057	<0,005	41,20	1,33	0,63	0,68	35,35	39,53
A3Bo2	17,00	0,067	<0,005	41,60	1,35	0,55	0,69	36,41	39,46
B1Ap1	13,80	0,018	<0,005	44,80	0,59	0,76	0,52	29,63	49,67
B1BA	13,20	0,011	<0,005	44,30	0,54	0,75	0,51	28,36	49,77
B1Bo3	13,90	0,033	<0,005	46,40	0,47	0,62	0,51	29,81	52,18
B2Ap1	13,25	0,030	<0,005	45,20	1,12	0,77	0,50	28,42	50,19
B2BA	16,15	0,023	<0,005	43,60	1,05	0,69	0,63	34,67	44,08
B2Bo2	13,00	0,041	<0,005	46,40	0,88	0,60	0,48	27,86	52,72
B3Ap1	18,95	0,035	<0,005	39,20	1,24	0,68	0,82	40,67	33,42
B3BA	19,55	0,037	<0,005	40,00	1,15	0,6	0,83	41,95	34,00
B3Bo2	17,95	0,061	<0,005	42,90	1,21	0,54	0,71	38,46	40,43
C1Ap1	13,70	0,040	0,015	40,00	1,25	0,77	0,58	29,37	41,45
C1BA	12,90	0,014	<0,005	41,60	1,24	0,73	0,53	27,70	44,96
C1Bo2	13,40	0,036	<0,005	44,00	1,16	0,62	0,52	28,73	48,10
C2Ap1	23,35	0,034	<0,005	39,70	1,11	0,62	1,00	50,13	28,66
C2BA	22,35	0,014	<0,005	40,40	1,07	0,58	0,94	48,02	31,10
C2Bo2	23,15	0,045	<0,005	43,20	1,09	0,54	0,91	49,68	34,31
C3Ap1	26,70	0,042	0,010	38,40	1,20	0,58	1,18	57,31	22,18
C3BA	26,50	0,018	0,006	39,20	1,07	0,52	1,15	56,94	23,87
C3Bo2	27,60	0,034	<0,005	40,80	0,97	0,47	1,15	59,27	25,04
D1Ap	20,85	0,050	0,025	24,00	1,37	0,52	1,48	44,72	7,51
D2Ap	18,10	0,060	0,010	18,40	1,14	0,38	1,67	38,79	2,87
D3Ap	19,45	0,055	0,030	18,00	0,87	0,40	1,84	41,70	0,91
D4Ap	24,50	0,060	0,040	25,20	0,48	0,59	1,65	52,55	5,96

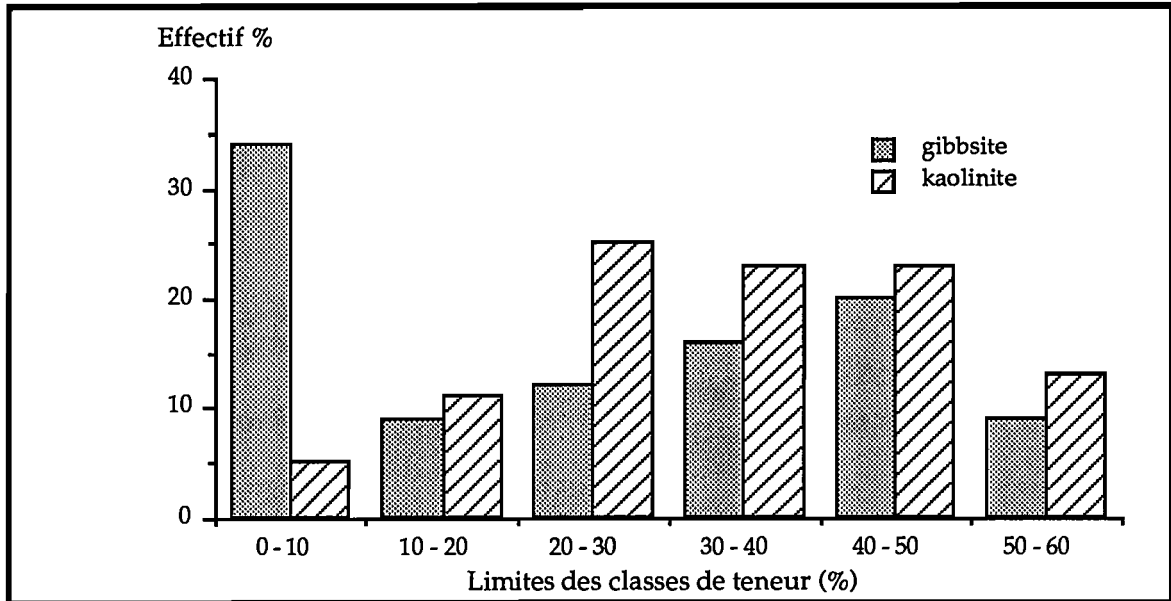


Figure 10 : Histogramme des fréquences des teneurs en kaolinite et en gibbsite dans les 56 échantillons tot (terre fine)

Les teneurs les plus élevées en gibbsite (entre 20 et 55%) correspondent aux échantillons provenant des surfaces les plus anciennes (sites I11, I20 et séquences A, B, C).

Les surfaces d'érosion plus récentes, identifiées par des reliefs faiblement ondulés et des glacis, se caractérisent par des sols où prédomine la kaolinite.

Cette relation entre forme du relief et teneurs en kaolinite et gibbsite semble être plus importante que la nature minéralogique du matériau géologique qui donne son origine aux sols. Ainsi, pour les échantillons de sols dérivés de basalte le rapport kaolinite/gibbsite varie entre des valeurs proches de 1 jusqu'à des valeurs proches de 10.

III-3 Relation entre la texture et la teneur en kaoline et gibbsite

Pour les sols qui ont subi de fortes altérations comme les latosols, la kaolinite et la gibbsite constituent la quasi totalité de la fraction argile. Ramenés à cette fraction argile, on vérifie que les deux minéraux représentent 53% à 100%. Dans le cas présent, les oxydes de fer, qui complètent la fraction argile, représentent au maximum 17,5%, exprimé en Fe_2O_3 , de ce total, les concentrations moyennes en oxydes restant inférieures à 5%.

Ces observations justifient la corrélation positive étroite entre la teneur en kaolinite+gibbsite et la teneur en argile (Figure 11a).

L'analyse microscopique des échantillons montre que la fraction sable (50 à 2000 µm) est constituée essentiellement de quartz avec quelques nodules ferro-argileux, d'où la corrélation négative entre la teneur kaolinite + gibbsite et la teneur en sables. (Figure 11b).

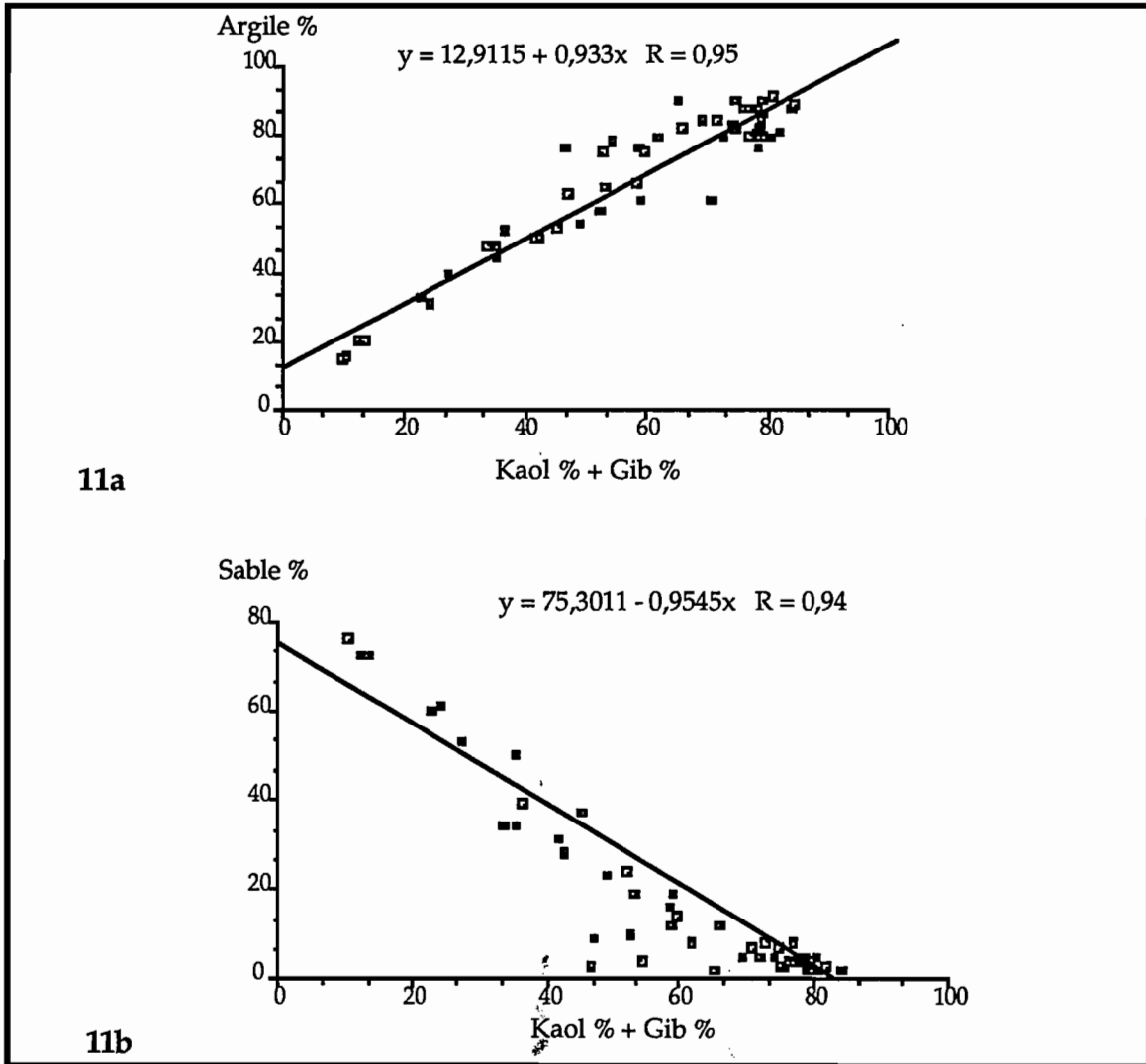


Figure 11 : Corrélations entre la somme (kaol+gib) et les teneurs en argile (11a) et en sable (11b) dans la terre fine des 56 échantillons tot

III-4 Les teneurs en goéthite et en hématite

Les résultats des analyses appaissent dans le tableau 5.

Tableau 5 : Détermination de l'hématite et de la goéthite dans les 56 échantillons (I+a)
 $Fe_d = \text{fer libre} / Fe_a = \text{formes amorphes du fer} / Fe_c = Fe_d - Fe_a \text{ formes cristallines ou oxydes de fer} / Gt = \text{goéthite} / Hm = \text{hématite}$

Echantillons	Fe ₂ O _{3t} %	Fe ₂ O _{3d} %	Fe ₂ O _{3a} %	Fe ₂ O _{3c} %	$\frac{Gt}{Gt+Hm}$	Gt %	Hm %
N12Ap1	23,2	14,8	0,4	14,4	64	9,2	5,2
N12Bo2	22,4	15,0	0,3	14,7	61	8,9	5,8
I1Ap	7,7	6,8	0,3	6,5	100	6,5	0,0
I1Bo4	8,0	6,6	0,3	6,3	64	4,0	2,3
I4Ap	11,2	10,2	0,4	9,8	37	3,7	6,1
I4Bo1	11,8	10,7	0,2	10,5	37	3,9	6,6
I3A2	7,2	6,4	0,3	6,1	45	2,8	3,3
I7Bo1	28,8	23,9	0,6	23,4	6	1,4	22,0
I9A2	12,2	10,1	0,2	9,9	90	8,9	1,0
I9BA	12,5	10,3	0,1	10,2	88	9,0	1,2
I10A	9,6	7,4	0,2	7,2	70	5,0	2,2
I10BA	9,9	7,9	0,1	7,7	76	5,8	1,9
I11A2	16,9	15,4	0,3	15,0	62	9,4	5,6
I11Bo4	17,6	15,6	0,1	15,5	43	6,7	8,8
I13BA	12,0	10,3	0,4	10,0	33	3,3	6,7
I13Bo4	12,2	11,0	0,1	10,8	20	2,2	8,6
I14Ap	27,2	21,9	0,5	21,4	8	1,7	19,7
I17AB	16,8	14,5	0,3	14,2	28	4,0	10,2
I17Bo5	17,3	14,6	0,2	14,4	19	2,8	11,6
I20A	15,7	12,6	0,5	12,2	44	5,4	6,8
I20Bo1	15,8	12,5	0,2	12,4	37	4,7	7,7
I22Ap	9,9	9,3	0,6	8,8	25	2,2	6,6
I22Bo1	9,6	9,1	0,4	8,6	27	2,3	6,3
I23Ap	2,2	1,1	0,7	0,4	100	0,4	0,0
I23Bog2	1,1	0,2	0,0	0,2	100	0,2	0,0
A1Ap1	7,5	6,3	0,3	6,0	81	4,9	1,1
A1BA	7,6	6,2	0,3	5,9	80	4,7	1,2
A1Bo2	7,7	7,0	0,2	6,8	100	6,8	0,0
A2Ap2	8,9	7,7	0,3	7,4	64	4,7	2,7
A2BA	8,8	7,9	0,2	7,7	59	4,6	3,1
A2Bo2	9,6	9,5	0,1	9,4	66	6,2	3,2
A3Ap1	13,1	11,9	0,2	11,7	26	3,1	8,6
A3BA	12,8	12,7	0,2	12,5	21	2,7	9,8
A3Bo2	13,1	11,9	0,1	11,8	28	3,3	8,5
B1Ap1	2,2	1,4	0,1	1,3	100	1,3	0,0
B1BA	2,3	1,1	0,1	1,0	100	1,0	0,0
B1Bo3	2,4	1,2	0,0	1,2	64	0,8	0,4
B2Ap1	6,4	6,0	0,2	5,8	37	2,2	3,6
B2BA	6,7	6,1	0,1	6,0	39	2,4	3,6
B2Bo2	5,9	5,2	0,1	5,1	41	2,1	3,0
B3Ap1	11,5	10,1	0,3	9,8	27	2,7	7,1
B3BA	12,0	10,7	0,2	10,2	30	2,8	7,4
B3Bo2	12,2	10,9	0,1	10,8	34	3,8	7,0
C1Ap1	7,0	6,3	0,2	6,1	100	6,1	0,0
C1BA	7,3	5,1	0,1	5,0	100	5,0	0,0
C1Bo2	7,5	5,3	0,1	5,2	78	4,1	1,1
C2Ap1	6,4	5,3	0,1	5,2	77	4,0	1,2
C2BA	6,4	5,3	0,1	5,1	72	3,6	1,5
C2Bo2	7,2	5,7	0,0	5,7	76	4,4	1,3
C3Ap1	7,3	7,1	0,2	6,9	60	4,1	2,8
C3BA	7,3	6,2	0,1	6,1	56	4,6	1,5
C3Bo2	9,6	6,2	0,1	6,0	61	3,6	2,4
D1Ap	8,0	7,5	0,3	7,2	36	2,6	4,6
D2Ap	5,1	5,1	0,4	4,7	61	2,9	1,8
D3Ap	4,0	4,0	0,5	3,5	94	3,3	0,2
D4Ap	2,2	1,2	0,3	0,9	100	0,9	0,0

- Les formes amorphes du fer (Fe_a) sont présentes dans tous les échantillons mais en faibles quantités (<0,5%).

- Les formes cristallines du fer (Fe_c) pour les échantillons 1+a se situent entre 0,2% et 23,4%. Les teneurs les plus élevées correspondent aux sols formés sur roches basaltiques riches en minéraux ferromagnésiens .

Cependant, des sols dérivés de siltites et d'argillites, pauvres en fer, peuvent présenter des teneurs en fer relativement élevées (entre 8 et 12%); c'est notamment le cas des sols localisés sur les positions topographiques les plus hautes des plateaux de la région de Brasília. Une telle concentration en oxydes de fer est liée à leur degré très avancé d'altération : l'hydrolyse plus poussée des silicates élimine les cations et la silice (soustraction de silice) alors que s'accumulent les oxydes de fer (accumulation relative).

A l'opposé, les sols hydromorphes (sols à gley et latérites hydromorphes) présentent des teneurs en oxydes de fer proches ou inférieures à 1%. Les conditions fortement réductrices des milieux dans lesquels se forment ces sols contribuent à une déferrification plus ou moins intense et expliquent des teneurs aussi faibles.

Dans les échantillons provenant de toposéquences sur une couverture pédologique développée sur une même lithologie on constate une décroissance des teneurs en oxydes de fer de l'amont vers l'aval (séquences A, B, C, D). L'étude de ces séquences au chapitre VI montrera en détail cette tendance.

- les teneurs en goëthite et en hématite

La figure 12 montre la distribution des échantillons 1+a dans les classes de teneurs en goëthite et hématite.

L'hématite se présente comme la forme d'oxyde de fer presque exclusive de quatre échantillons des sols formés sur basalte. Pour deux autres échantillons également sur basalte (site N12), la goëthite représente plus de 60% des oxydes de fer. Les conditions climatiques plus humides et plus fraîches de ce site sont vraisemblablement à l'origine de cette dominance de goëthite. Cet argument peut être utilisé pour justifier aussi la prédominance de goëthite dans les échantillons provenant des sites I9, I10, et I11. Pour les sols provenant de positions topographiques correspondant au tiers inférieur des pentes ou à des bas-fonds, la goëthite se présente aussi en quantités plus importantes que l'hématite. Les conditions pédohydriques plus humides avec une nappe préatique plus proche de la

surface peuvent être considérées comme responsables de la dominance de goéthite. Par contre, sous des conditions de bon drainage interne (correspondant à des positions topographiques plus élevées) et de climat à saisons alternées sec et humide l'hématite est la forme dominante d'oxyde de fer.

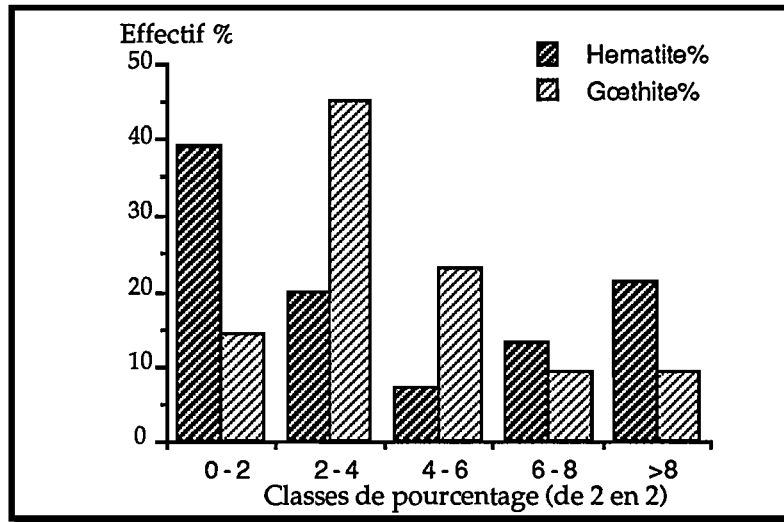


Figure 12 : Histogramme des fréquences des teneurs en hématite et en goéthite dans les 56 échantillons I+a

III-5 Le rapport Hm/Hm+Gt

La figure 13 montre la fréquence de distribution des échantillons dans 5 classes de valeurs du rapport Hm/Hm+Gt.

On distingue trois groupes d'échantillons:

- la goéthite est la forme d'oxyde de fer dominante.
- l'hématite est la forme d'oxyde de fer dominante.
- l'hématite et la goéthite sont codominantes .

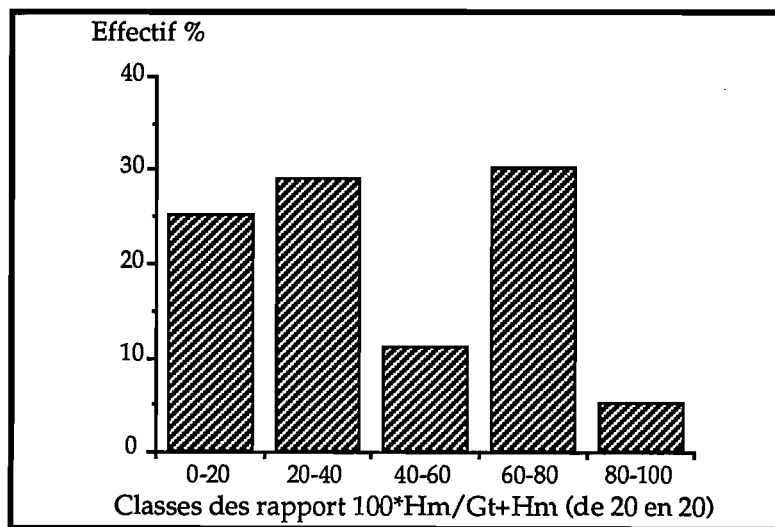


Figure 13 : Histogramme des fréquences des valeurs du rapport Hm/Hm+Gt dans les 56 échantillons I+a

Chapitre IV

CARACTERISTIQUES SPECTRALES DES ECHANTILLONS

L'objectif de ce chapitre est de montrer comment les principales caractéristiques minéralogiques des 56 échantillons de sol peuvent être détectés à partir de leurs spectres de réflectance diffuse. Pour cela on présentera d'abord quelques concepts de base liés aux phénomènes de la réflexion de la lumière par la matière. Cette présentation, qui n'a pas la prétention d'être exhaustive doit permettre de rappeler au lecteur des notions importantes pour la compréhension de la suite du texte. Pour ces rappels on se réfère aux ouvrages de synthèse sur le sujet : (BECKER, 1979; HUNT, 1980; CERVELLE, 1986; GUYOT, 1989).

Les caractéristiques spectrales des principaux composants minéralogiques des latosols seront présentées avant d'aborder l'analyse des spectres des 56 échantillons de sols où ces constituants sont combinés et organisés entre eux, et auxquels s'ajoutent des substances organiques.

IV-1 RAPPELS DES BASES PHYSIQUES DE LA REFLEXION DIFFUSE

Dans les conditions naturelles, les données de télédétection résultent de l'interaction d'un grand nombre de variables. Une approche empirique, et non pas physique, a donc été le plus souvent utilisée en pédologie pour aborder l'utilisation de ces données. C'est une telle approche que nous utiliserons dans ce travail. Cependant, la compréhension des bases physiques du rayonnement électromagnétique (REM) et de ses interactions avec la matière permettent une compréhension plus analytique des données de télédétection et des caractéristiques spectrales des échantillons de sol. On rappellera quelques concepts de base utilisés tout au long du mémoire.

IV-1.1 Rayonnement et spectre électromagnétique

- Le rayonnement électromagnétique

Lorsqu'un corps est à une température supérieure au zéro absolu (0° K), il émet une énergie sous forme de rayonnement électromagnétique. L'intensité de cette énergie est fonction de la nature et de la température du corps (Loi de KIRCHOFF).

Le comportement du REM a une double nature : ondulatoire et corpusculaire. Le comportement ondulatoire est traduit par la théorie de MAXWELL qui permet d'expliquer les phénomènes de propagation, dispersion, réflexion, réfraction et interférence des ondes électromagnétiques. La nature corpusculaire (quantum) est nécessaire pour expliquer l'interaction du REM avec la matière aux niveaux atomique et moléculaire. Du point de vue corpusculaire, le REM est transmis sous forme d'unités discrètes d'énergie, dénommées quanta ou photons. La valeur des quanta (E) est donnée par:

$$E=h\nu,$$

où h est la constante de PLANCK ($6,6252 \cdot 10^{-34}$ j-s) et ν la fréquence du rayonnement.

Le concept d'énergie discrète apporté par la théorie quantique permet de distinguer des substances qui réagissent avec le REM *avec comme conséquence le phénomène de l'absorption* .

- Le spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique peut être défini comme l'étalement du rayonnement suivant sa longueur d'onde, fréquence, ou énergie.

La longueur d'onde λ correspond à la distance entre une position quelconque en un cycle et la même position dans le cycle suivant. Elle est exprimée en unités de distance : angström ($\text{Å} = 10^{-8}$ cm), nanomètre ($\text{nm} = 10^{-7}$ cm),) et micron ($\mu\text{m} = 10^{-4}$ cm).

La fréquence ν correspond au nombre de maxima des ondes électromagnétiques passant par un point défini par unité de temps. La relation entre longueur d'onde et fréquence est donnée par:

$$\nu = \frac{c}{\lambda}$$

où c est la vitesse de la lumière.

La fréquence est très utilisée en spectroscopie infrarouge et est exprimée en centimètres réciproques (cm^{-1}), ou nombre d'onde par centimètre ou plus simplement nombre d'onde, et qui équivaut à une fréquence:

$$\nu (\text{cm}^{-1}) = \frac{10^{-7}}{\lambda(\mu\text{m})}$$

L'énergie E de la radiation précédemment définie est reliée à la fréquence (et donc à la longueur d'onde) par la constante de PLANCK. Elle est exprimée en ergs par molécule, calories par mole, ou électron volts (e.v.).

L'énergie réfléchie ou émise par des substances est celle mesurée par les satellites aussi bien que par les instruments utilisés pour l'étude des propriétés spectrales des matériaux. L'énergie rayonnée par la Terre, à cause de sa température relativement faible (de l'ordre de 300°K), se concentre dans la portion du spectre infrarouge thermique avec une intensité maximale aux environs de 9700 nm . En revanche, le soleil, avec une température d'environ 6000°K , rayonne dans tout le spectre (visible et infrarouge) avec une intensité maximale à 485 nm . L'intensité d'énergie maximale émise par le soleil est entre 10^6 et 10^7 fois plus élevée que l'énergie maximale émise par la terre. Dans le domaine du visible à l'infrarouge moyen l'énergie émise par la terre est négligeable comparée à celle provenant du soleil. L'énergie réfléchie est donc la seule qui nous concerne.

IV-1.2 Le phénomène de la réflexion

Lorsqu'un faisceau incident touche une surface la réflexion peut se faire selon deux cas limites:

- le faisceau est réfléchi de façon spéculaire, comme un miroir. La surface est un réflecteur idéal, la réflexion est dite spéculaire.
- le faisceau est réfléchi uniformément dans toutes les directions par une surface rugueuse, dépoli : la réflexion est dite diffuse.

Dans la nature, il n'existe aucun des deux cas limites, et le rayonnement réfléchi par des matériaux solides présente des composantes spéculaires et diffuses. Pour des milieux composés de particules comme les sols, on applique le critère de Rayleigh pour caractériser le milieu comme diffuseur ou spéculaire en fonction de la taille des particules :

- * *spéculaire*, lorsque la taille des particules est inférieure à $\lambda/8\cos\theta$ (où θ = angle d'incidence du rayonnement).
- * *diffuseur*, lorsque la taille des particules est supérieure à cette valeur.

Pour des conditions expérimentales ($400 \text{ nm} \leq \lambda \leq 2500 \text{ nm}$ et $\theta = 0^\circ$), $\lambda/8\cos\theta$ varie entre 0,05 et 0,25 μm . La taille des agrégats qui constituent les sols sont donc de dimensions normalement supérieures à celles-ci et le sol se comporte comme un diffuseur.

A cause du phénomène de réfraction, le rayonnement pénètre à l'intérieur des substances et après être réfléchi et diffracté, il sort de la surface, s'il n'a pas été absorbé.

La réflectance (R_λ) d'un matériau correspond au rapport entre la quantité d'énergie électromagnétique réfléchie ($E_{r,\lambda}$) et la quantité d'énergie incidente reçue ($E_{i,\lambda}$) par ce matériau pour une longueur d'onde donnée:

$$R_\lambda = \frac{E_{r,\lambda}}{E_{i,\lambda}}$$

Le terme réflectance diffuse est employé lorsque la réflectance n'est pas nulle hors des directions de réflectance spéculaire.

L'énergie émise par unité de surface (dS) dans un angle solide unitaire ($d\Omega$) définit la luminance L :

$$L = \frac{E_{r,\lambda}}{dS d\Omega} \text{ (Watts.m}^{-2}\text{.sr}^{-1}\text{)}$$

Les capteurs des satellites d'observation de la terre (LANDSAT, SPOT etc,) enregistrent la luminance des objets à la surface de la terre.

Selon la géométrie définie par la source d'énergie, la surface réfléchissante et le capteur, on distingue plusieurs formes différentes de réflectance:

- * la réflectance bidirectionnelle: rapport de l'énergie réémise dans une direction (du capteur, par exemple) à l'énergie provenant d'une autre direction (le soleil, par exemple). Si le rayonnement diffus est négligé, la réflectance qu'on pourrait calculer à partir des données de luminance enregistrées par les satellites ou les radiomètres de terrain serait la réflectance bi-directionnelle)
- * la réflectance hémisphérique : rapport de l'énergie réémise dans tout l'hémisphère à celle provenant d'une direction. Elle est mesurée par des appareils munis d'une sphère intégratrice, tel le spectrophotomètre utilisé dans ce travail.

Lorsqu'on mesure l'énergie réfléchie par un objet par rapport à celle d'un étalon (surface parfaitement réfléchissante ou surface blanche lambertienne) on a comme résultat un facteur de réflectance. Les spectrophotomètres aussi bien que quelques types de radiomètres

de terrain (comme celui utilisé dans ce travail) mesurent les facteurs de réflectance, appelés simplement "réflectance" dans la suite de l'exposé.

IV-1.3 Théorie de la réflectance diffuse

Pour les sols qui forment un milieu diffuseur, la réflectance diffuse est particulièrement importante. Les relations existant entre les propriétés des matériaux comme l'indice de réfraction (n), le coefficient d'absorption (k) et l'indice de diffusion (s) d'une part et la réflectance diffuse d'autre part constituent *la théorie de la réflectance diffuse*. Les rappels de cette théorie sont présentés dans plusieurs ouvrages (WENDLANDT et HECHT, 1966; VINCENT et HUNT, 1968; STRENS et WOOD, 1979, CERVELLE, 1990). Un très bref résumé des concepts fondamentaux est présenté ici.

Pour les substances faiblement absorbantes, la plupart du rayonnement réfléchi est transmis à travers les particules et le spectre de réflectance diffuse de ces substances ressemble qualitativement au spectre de transmission. Pour des matériaux peu absorbants, la théorie de KUBELKA-MUNK a défini les relations entre la réflectance diffuse pour une couche d'épaisseur infinie (R_∞), le coefficient d'absorption (k) et de diffusion (s) du milieu:

$$\frac{(1-R_\infty)^2}{2R_\infty} = \frac{k}{s}$$

BARRON ET TORRENT (1986) et BARRON et MONTALEGRE (1986) ont utilisé la théorie de KUBELKA-MUNK pour modéliser la couleur des sols et des sédiments.

Cette théorie est pourtant insuffisante pour expliquer les relations entre la réflectance diffuse et les propriétés optiques des matériaux lorsque leur taille est inférieure à la longueur d'onde, ou pour des substances dont l'indice d'absorption est très élevé. D'autres formulations ont été présentées pour prendre en compte ces limitations.

SIMMONS (1972) a développé une nouvelle formulation de la théorie de KUBELKA-MUNK adaptée à des matériaux de granulométries variées:

$$\frac{(1-R_\infty)^2}{2R_\infty} = \frac{k}{s} = \frac{2n^2 k^* d}{3}$$

où d = diamètre moyen des particules.

Selon cet auteur *le coefficient de diffusion s varie inversement avec la taille des particules*. Cette théorie permet d'expliquer non seulement les variations de l'intensité du

signal pour une longueur d'onde donnée en fonction de la granulométrie, mais aussi le déplacement des maximums et des minimums d'un spectre de réflectance diffuse (CERVELLE, 1990)

VINCENT et HUNT (1968) ont développé une théorie expliquant la réflectance pour des substances à coefficients d'absorption variés. Pour cela ils décomposent la réflectance diffuse totale (R_t) en deux composantes (figure 14):

- R_s , rayonnement réfléchi par la surface des particules correspond à la réflectance spéculaire (R_s). Pour les substances présentant des coefficients d'absorption élevés, R_s est la composante la plus importante de la réflectance totale. Les équations de FRESNEL permettent le calcul de la réflectance spéculaire à partir de l'indice de réfraction (n) et de l'indice d'absorption ($\alpha = k \cdot \frac{\lambda}{4\pi}$) du matériel réflecteur et de l'indice de diffraction (N) du milieu diffuseur. Pour des incidences normales, l'équation de FRESNEL s'écrit:

$$R_s = \frac{(n-N)^2 + n^2 \alpha^2}{(n+N)^2 + n^2 \alpha^2}$$

- R_v , rayonnement réémis après avoir traversé les particules correspond à la réflectance volumique (R_v) qui est la composante prédominante pour les substances à faible coefficient d'absorption α et constituées de particules de petite taille. R_v est proportionnel à l'intensité du rayonnement I transmis à la surface des particules, qui, d'après la lois de LAMBERT est donnée par:

$$I = I_0 \exp^{-kd}$$

où

- I_0 = intensité du rayonnement pénétrant à l'intérieur d'un milieu absorbant.
- d = épaisseur du milieu absorbant.
- k = coefficient d'absorption.

Cette théorie a été utilisée par BEDIDI et al (1992) pour expliquer les effets de l'humidité sur la réflectance des sols riches en oxydes de fer.

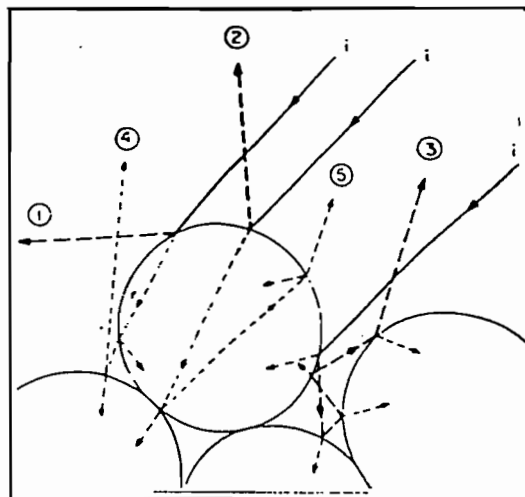


Figure 14 : Trajectoires du rayonnement incident (i) après contact avec les particules: R_s pour les rayons réémis 1 à 3. R_v pour les rayons réémis 4 et 5 (VINCENT et HUNT, 1968)

IV-1.4 Nature des absorptions

Dans les spectres de réflectance diffuse, les événements sont dûs à des absorptions.

L'absorption du rayonnement intervient lorsque son énergie correspond à celle d'une transition entre l'état fondamental et un état excité d'un électron ou à celle d'une fréquence de vibration d'une molécule. Comme ces absorptions demandent différentes quantités d'énergie, leurs occurrences sont mises en évidence en différentes positions du spectre. Les énergies nécessaires pour les transitions d'origine électroniques correspondent à des portions comprises entre l'ultra-violet et le proche infrarouge du spectre. En revanche, pour des absorptions d'origine vibratoire, l'énergie nécessaire correspond aux longueurs d'onde du domaine infrarouge

- Absorptions d'origine électronique

Dans le domaine visible-proche infrarouge (400-2500 nm) trois types principaux d'absorption résultent de l'excitation des électrons (CERVELLE, 1990):

** Transitions intra-atomiques*

Elles sont dues aux changements de niveaux d'énergie d'un électron à l'intérieur de l'atome à cause de l'action d'un champ cristallin. Le champ cristallin est créé par des charges négatives d'anions et de groupes dipolaires ("ligands") entourant les ions. Les transitions des électrons des orbitales d des éléments de transition et des électrons des orbitales f des terres rares dans le tableau périodique de MENDELEIEV se font avec des énergies correspondant aux longueurs d'onde de l'ultraviolet (UV) au proche infrarouge (PIR). Les terres rares sont d'occurrence très limitée dans les sols. Parmi les éléments de transition, le fer est le plus fréquent, en particulier dans les latosols.

La localisation précise des événements électroniques est fonction de trois facteurs principaux:

- la valence de l'ion (i.e, Fe^{2+} ou Fe^{3+}).
- la coordination (i.e, tétraédrique ou octaédrique)
- la nature des anions qui l'entoure ($O^=$, $SO_4^=$, etc...)

** Transfert de charge ou transitions inter-éléments*

Ils font référence aux processus dans lesquels l'absorption d'énergie résulte du transfert d'un électron entre ions adjacents. Ces transferts de charge sont à l'origine des *bandes d'absorptions intenses centrées dans l'UV*. Les événements dus au transfert de charge sont en général des centaines de milliers de fois plus élevés que les transitions intra-ions (HUNT, 1977). Dans les spectres des sols les transferts de charge sont mis en évidence par l'augmentation progressive des intensités de la réflectance du visible à l'infra-rouge.

** Transitions de la bande de valence à la bande de transition*

Pour les métaux, un grand nombre de niveaux d'énergie vides, proches les uns des autres, sont également proches de niveaux d'énergie à électrons. Une fois transférés à ces niveaux d'énergie vides les électrons deviennent délocalisés et complètement libres. L'énergie du rayonnement est suffisante pour les faire passer à ces niveaux d'énergie. Pour les semi-conducteurs, parmi lesquels quelques oxydes métalliques comme la magnétite et l'ilménite, les bandes d'énergie complètes et vides sont séparées par un "energy gap". Ce "gap", étant inférieur à l'énergie des rayonnements visible et infra-rouge, est responsable des bandes intenses d'absorption métallique sur l'ensemble du spectre.

- Absorptions d'origine moléculaire

L'énergie du rayonnement électromagnétique peut faire vibrer les molécules. Ces vibrations consistent en des oscillations d'atomes de part et d'autre de leur centre d'équilibre. L'énergie nécessaire pour ce phénomène se situe dans l'infrarouge.

L'énergie (E_v) correspondant à ces vibrations est donnée par:

$$E_v = (v_1 + \frac{1}{2})h\nu_1 + (v_2 + \frac{1}{2})h\nu_2 + \dots + (v_{3N-6} + \frac{1}{2})h\nu_{3N-6}$$

où,

v_i = nombre quantique de vibration (0, 1, 2, etc.)

ν = fréquence

N = nombre d'atomes composant la molécule.

h = constante de PLANCK.

Les bandes qui apparaissent comme le résultat des transitions entre les niveaux d'énergie de vibration sont appelées *fondamentales, harmoniques et combinaisons*.

Les *fondamentales* résultent des transitions de l'état fondamental où une seule valeur de v_i est égale à 1 et toutes les autres v_i sont égales à zéro. Les *harmoniques* apparaissent lorsque la transition se fait de l'état fondamental à un autre état avec un v_i égal ou supérieur à 2. Les fréquences des harmoniques sont donc multiples de celles des fondamentales. Les *combinaisons* résultent des transitions de l'état fondamental à un état avec un v_i différent de zéro. Dans le spectre, les combinaisons sont localisées à des fréquences correspondant à la somme des fréquences en jeu. On peut distinguer deux types de vibrations : *courbures de liaisons*, d ("bending"), et *étirements* s ("stretching"). La fréquence des vibrations est fonction du nombre et des types d'atomes constitutants, de la géométrie spatiale et des forces d'interactions entre les atomes (HUNT et SALISBURY, 1970).

Les vibrations des groupes OH^- , SO_4^{2-} et CO_3^{2-} d'occurrence fréquente dans les sols sont de bons exemples d'absorptions d'origine moléculaire. Pour les latosols, les événements spectraux liés aux hydroxyles sont particulièrement importants car les radicaux OH^- participent au réseau de la kaolinite et de la gibbsite, deux composants majeurs de ces sols.

IV-2 LES CARACTERISTIQUES SPECTRALES DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS MINERALOGIQUES DES LATOSOLS

Aux chapitres précédents nous avons montré la relative simplicité de la composition minéralogique des latosols dont les principaux constituants sont la kaolinite, la gibbsite, le quartz, la goëthite et l'hématite. Les oxydes de titane (anatase et rutile, souvent présents, restent toujours en très faibles quantités. Par contre, la magnétite et l'ilménite se retrouvent en quantités importantes dans les sols dérivés de roches basiques.

- Kaolinite ($\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$)

Les principaux événements spectraux de la kaolinite sont dûs aux vibrations des hydroxyles (OH^-) de son réseau cristallin.

Les absorptions fondamentales se situent dans l'infrarouge moyen où chacun des quatre (OH^-) détermine une absorption bien définie à 2700 nm, 2730 nm et 2755 nm pour les *modes d'étirement* (s) des OH^- et à 10870 nm et 10640 nm pour les *courbures de liaisons* (d) des groupes Al-O-H (HLAVAY et al, 1977).

Dans le proche infrarouge les absorptions perceptibles sont dues aux harmoniques et aux combinaisons. Les *harmoniques des étirements* ($2s$) sont perceptibles comme doublets à 1400 nm et les *combinaisons des courbure de liaison et des étirements* ($d+s$) sont visibles aussi

comme doublets à 2200 nm. La position précise de ces évènements est donnée par CROWLEY et VERGO (1988): 1395/1495 nm et 2163/2208 nm. La figure 15 montre ces évènements sur le spectre de réflectance d'une kaolinite, provenant de Géorgie (USA), broyée à 50 µm.

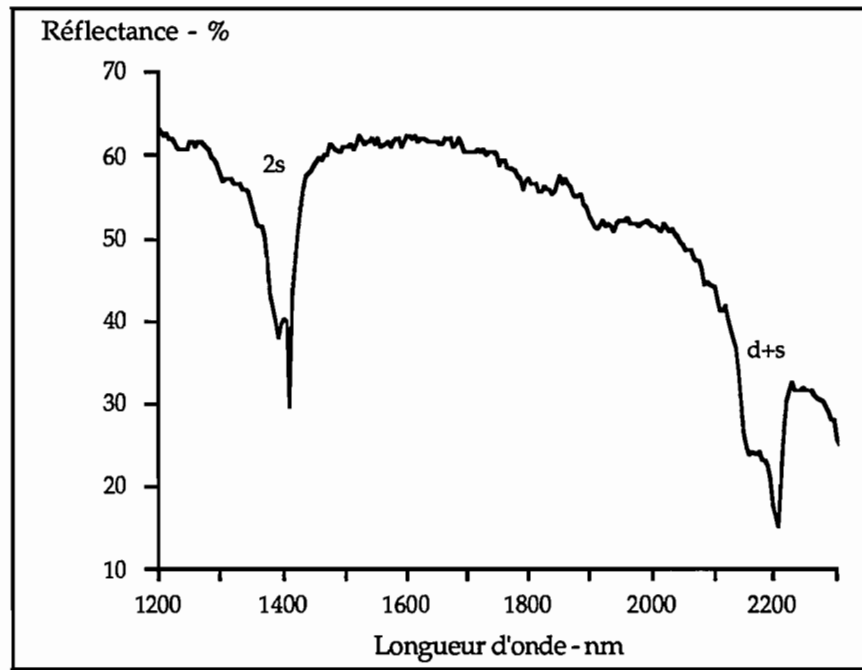


Figure 15 : Spectre de réflectance diffuse d'une kaolinite provenant de Géorgie (USA) et broyée à 50 µm

Les doublets des harmoniques des modes étirement (2s) et de la combinaison des modes courbures de liaison et étirement (d+s) se situent respectivement vers 1400 nm et aux environs de 2200 nm.

- Gibbsite ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)

Comme pour la kaolinite, les évènements spectraux présents dans les spectres de gibbsite sont dus aux vibrations des groupes OH^- . FREDERICKSON (1954) a montré que les vibrations fondamentales d'étirement (s) sont placées à 2975 nm, 2960 nm, 2917 nm, 2842 nm et 2765 nm et les vibrations fondamentales de courbure de liaison (d) sont localisées à 9800 nm et 10340 nm. Les harmoniques (2s) proches de 1550 nm et les combinaisons (d+s) proches de 2300 nm sont perceptibles dans le proche infrarouge (HUNT et al, 1971). La figure 16 montre pour une gibbsite, provenant du Brésil et broyée à 50 µm, ces différents évènements ainsi que les absorptions de l'eau vers 1400 nm et 1900 nm.

Les absorptions dues aux harmoniques des vibrations de type étirement (2 s) se situent vers 1450 nm et les combinaisons de type courbure de liaison et étirements (d+s) sont proches de 2300 nm.

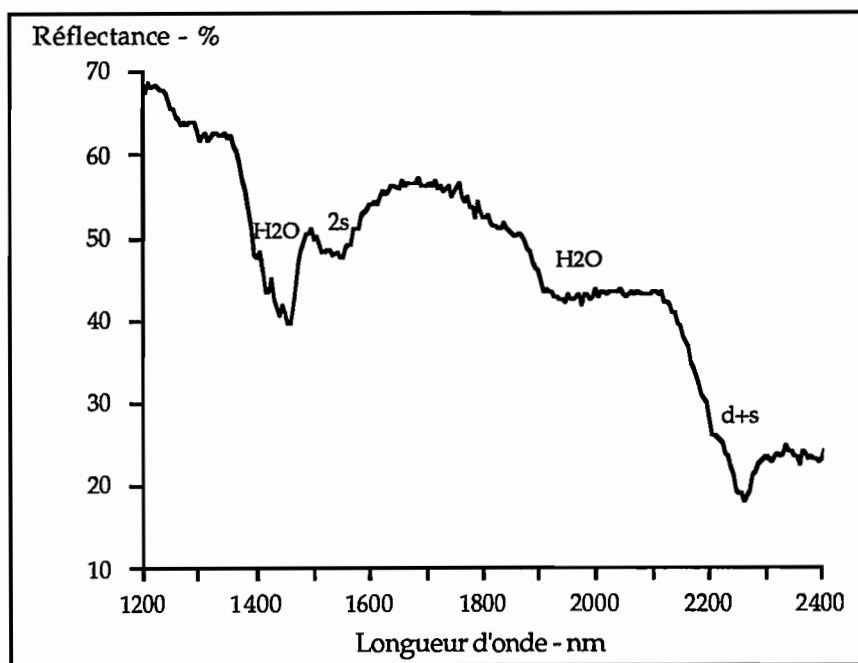


Figure 16 : Spectre de réflectance diffuse d'une gibbsite provenant du Brésil et broyée à 50mm

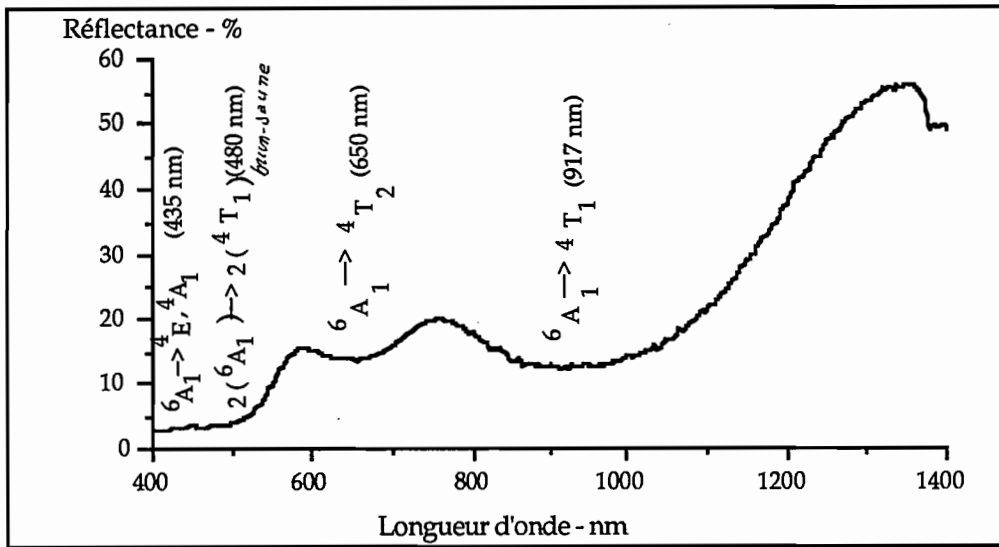
- Eau

HUNT et SALISBURY (1970) décrivent le spectre de l'eau en considérant pour l'état liquide trois absorptions fondamentales à 3160 nm, 2941 nm (vibrations d'étirement) et à 6060 nm (vibrations de courbure de liaison). Dans les spectres des sols, des roches et des minéraux la présence de l'eau est révélée par les bandes (2s) à 1400 nm et les bandes (d+s) à 1900 nm

- Gœthite et Hématite

Les formes trivalentes du fer (Fe^{3+}) sont responsables d'une bande d'absorption due aux transferts de charge métal-ligand ($Fe^{3+} \rightarrow O^{2-}$) centré dans l'ultra-violet, mais dont le flanc de basse énergie se situe dans le domaine visible. D'autre part, ce même Fe^{3+} est à l'origine des absorptions intra-ions qui confèrent aux spectres de réflectance leur forme particulière (HUNT et *al*, 1971). L'origine des événements dus aux oxydes de fer aussi bien que leur position dans le spectre et leurs intensités relatives ont été précisées par SHERMAN et WAITE (1985). La position et l'attribution aux transitions électroniques des absorptions dans le visible et le proche infrarouge sont présentés dans le tableau 6. L'intensité des bandes est illustrée par la figure 17.

a



b

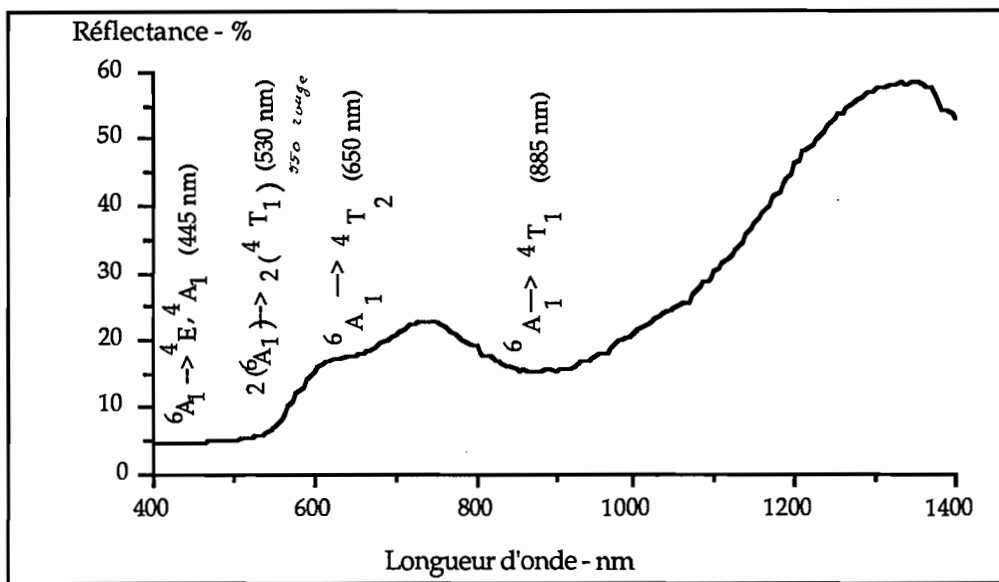


Figure 17 : Spectre de réflectance diffuse a goéthite; b hématite

On vérifie que la bande proche de 430 nm ($6A_1 \rightarrow 4E, 4A_1$), très intense pour l'hématite, se présente comme une inflexion pour la goéthite. La transition $2(6A_1) \rightarrow 2(4T_1)$ apparaît comme un événement bien défini localisé à 530 nm dans le spectre de l'hématite. Pour la goéthite, cette transition, placée à 480 nm, est beaucoup plus faible et apparaît comme un changement de pente. La position différente de cette absorption est, selon SHERMAN et WAITE (1985), responsable des différences de couleur de l'hématite et de la goéthite. KOSMAS et al (1984), étudiant les variations de couleur des mélanges d'hématite et de goéthite, a montré que les variations de couleur étaient directement corrélées avec la position de cette absorption.

Tableau 6 : Attribution et localisation des bandes dans les spectres visible et proche infrarouge de l'hématite et de la goëthite (SHERMAN et WAITE, 1985)

	Transitions électroniques			
	$6A_1 \rightarrow 4T_1$	$6A_1 \rightarrow 4T_2$	$2(6A_1) \rightarrow 2(4T_1)$	$6A_1 \rightarrow 4E, 4A_1$
Hématite	885 nm	650 nm	530 nm	445 nm
Goëthite	917 nm	650 nm	480 nm	435 nm

- Ilménite ($FeTiO_3$) et Magnétite (Fe_3O_4)

Ilménite et magnétite sont des minéraux typiquement opaques, pratiquement sans événements spectraux dans le visible et le proche infrarouge (HUNT et al, 1971). Les absorptions responsables de cette opacité ont été décrits par STRENS et WOOD (1979).

Pour la magnétite, les absorptions sont attribuées aux transferts de charges ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$; $Fe^{3+} \rightarrow O$; $Fe^{2+} \rightarrow O$) et aux transitions intra-ions (Fe^{2+} ; Fe^{3+}).

Pour l'ilménite, les absorptions sont attribuées aux transferts de charge $Fe^{2+} \rightarrow O$, $Ti^{4+} \rightarrow O$ et $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$; aussi bien qu'aux transitions intra-ioniques Fe^{2+} . L'action conjointe de ces événements est encore accrue par la présence des bandes d'absorption métallique du fer et du titane qui couvrent l'ultraviolet et le visible (HUNT et al, 1971). La figure 18 illustre les spectres de ces deux minéraux.

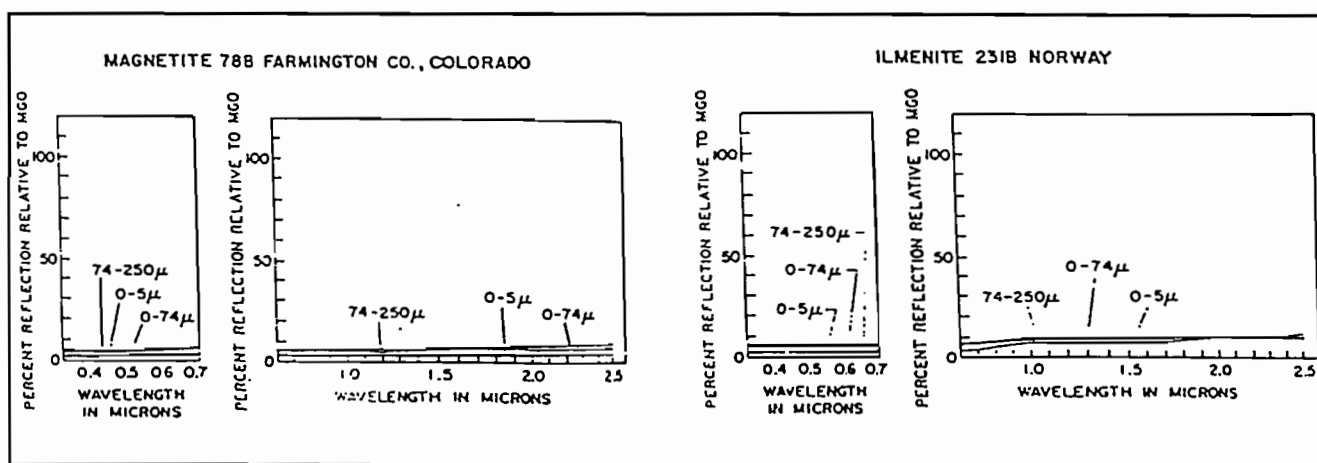


Figure 18 : Spectres de réflectance de magnétite et d'ilménite pour trois tailles de particules (HUNT et al, 1971)

- Quartz

Le quartz pur ne présente aucun événement spectral dans le domaine visible proche infra rouge comme le montre la figure 19 (HUNT et SALISBURY, 1970).

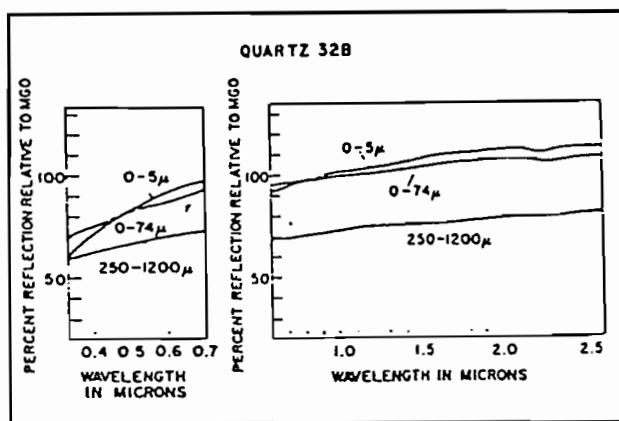


Figure 19 : Spectre de réflectance diffuse d'un quartz broyé à trois tailles de particules. (HUNT et SALISBURY, 1970)

IV-3 LES MESURES DE REFLECTANCE DIFFUSE

- Le spectrophotomètre

Les spectres de réflectance diffuse entre 400 et 2500 nm ont été obtenus à l'aide d'un spectrophotomètre CARY 2300 du Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de Paris (Universités Pierre et Marie Curie et Paris VII). Cet appareil, muni d'une sphère intégratrice, permet la détermination de la réflectance diffuse. Le principe de fonctionnement est le suivant :

- une lampe de tungstène envoie un rayonnement de longueur d'onde variable,
- ce faisceau de lumière est décomposé par un jeu de miroirs et de lentilles en un réseau de doubles faisceaux monochromatiques qui frappent l'échantillon et une cible de référence (halon) localisés à la surface de la sphère intégratrice recouverte aussi de halon. Le halon est un étalon standard de réflectance diffuse voisine de 100% sur l'étendue du spectre utilisé,
- deux détecteurs enregistrent la réflexion diffuse de l'échantillon et de la cible de référence : photomultiplicateur dans le domaine du visible et cellule de PbS dans le domaine de l'infra-rouge,
- le rapport entre les réflectances des deux cibles (échantillon et étalon) permet de calculer le facteur de réflectance diffuse directionnelle-hémisphérique,
- les facteurs de réflectance sont enregistrés par pas de 5 nm entre 400 nm et 2500 nm.

- Préparation des échantillons

Les spectres de réflectance diffuse sont mesurés sur les trois ensembles d'échantillons (III-11): tot (terre fine), smo (terre fine après attaque à l'eau oxygénée) et l+a (fraction de smo <0,5mm). Après séchage à l'air pendant une dizaine de jours une bonne uniformité de compaction et de surface est obtenue en préparant les échantillons selon les procédures décrites par SHIELDS et al (1968). Pour le passage au spectrophotomètre les échantillons sont recouverts par une lame de silice transparente dans les longueurs d'onde de l'étude. BEDIDI et al, (1992) ont montré que les effets de cette lame sont inférieurs à la précision de la mesure.

IV-4 LES SPECTRES DE REFLECTANCE DES SOLS

IV-4.1 Les spectres obtenus

La figure 20 illustre, à titre d'exemple, les spectres de réflectance correspondant à trois échantillons (A2Bo2, I23Bog2 et I7Bo1) représentatifs des trois principaux types de composition minéralogique de l'ensemble étudié. Les spectres des autres échantillons s'organisent autour de ces trois modèles.

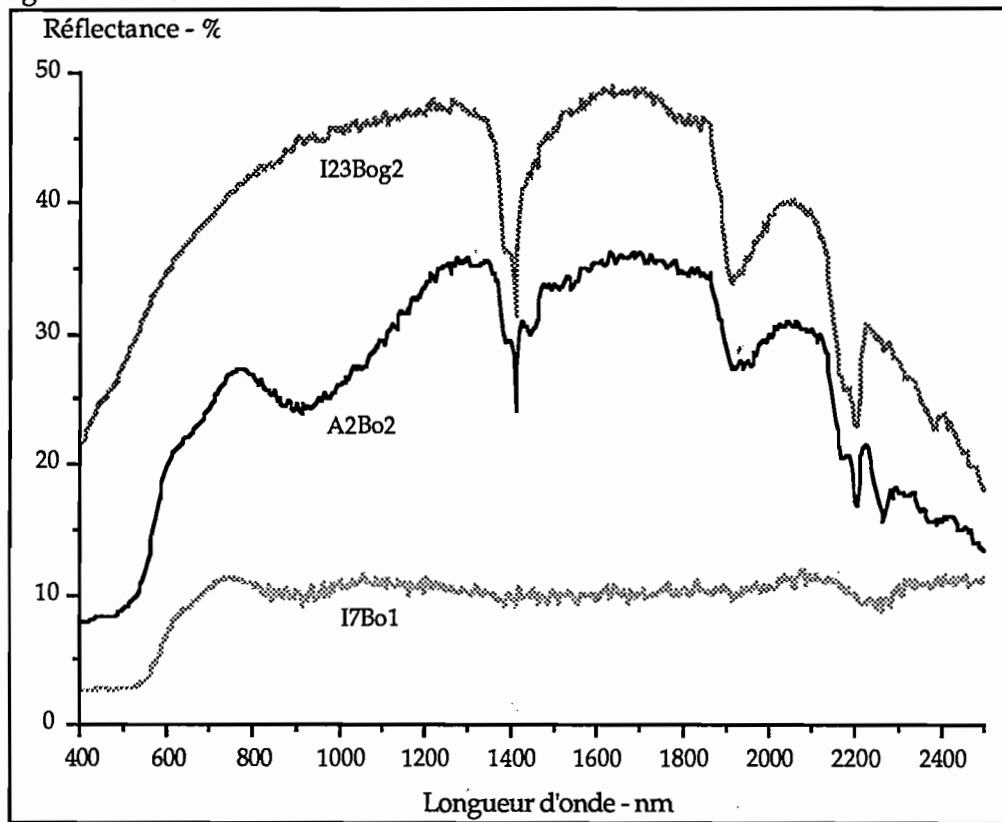


Figure 20 : Spectres de réflectance de trois échantillons représentatifs des trois principaux types de composition minéralogique : - Type A : échantillon I23Bog2.- Type B : échantillon A2Bo2.- Type C : échantillon I7BO1

* Type B

L'échantillon A2Bo2, avec 46% de kaolinite, 31% de gibbsite, 4,6% de goëthite et 3,2% d'hématite, représente approximativement les concentrations moyennes pour l'ensemble des sols analysés. Sur le spectre on identifie clairement les événements spectraux spécifiques de ses composants principaux:

- Les absorptions dues à la kaolinite se manifestent par le doublet de l'harmonique du mode étirement (s) du groupe OH centré à environ 1400 nm (en chevauchement avec l'absorption due à l'eau) et la combinaison des modes et courbure de liaison et étirement (d+s) à 2200 nm.
- Les absorptions dues à la gibbsite se situent aux environs de 1450 nm (2s) et 2300 nm (d+s).
- Les absorptions dues à la goëthite et l'hématite s'observent aux environs de 900 nm (${}^6A_1 \rightarrow {}^4T_1$) et de 650 nm (${}^6A_1 \rightarrow {}^4T_2$). Les absorptions à 480 nm ($2({}^6A_1) \rightarrow 2({}^4T_1)$) et à 435 nm (${}^6A_1 \rightarrow {}^4E {}^4A_1$) sont attribuables à la goëthite. A l'hématite correspond (${}^6A_1 \rightarrow {}^4E {}^6A_1$) et une absorption aux environs de 550 nm ($2({}^6A_1) \rightarrow 2({}^4T_1)$).

* Type A

L'échantillon I23Bog2 (kaolinite = 53%; gibbsite = 6%; goëthite = 0,2% et hématite = 0,0%) est représentatif des spectres de sols ne comportant pas de composés Fe^{3+} .

Dans le visible, la forme monotone de la courbe de réflectance traduit l'absence d'absorptions dues aux oxydes de fer. Néanmoins, on peut déceler de faibles absorptions attribuables à la goëthite à 430 nm et 480 nm, même si ce minéral ne participe que pour 0,2% de la fraction < 50 μ m.

La kaolinite est en revanche toujours très repérable dans le proche infrarouge, alors que les absorptions dues à la gibbsite sont à peine perceptibles, tout au moins à l'échelle du graphique de la figure 20. On remarque également l'absence d'absorptions dues aux oxydes de fer à 900 et 650nm.

* Type C

L'échantillon I7Bo1 (kaolinite = 27%; gibbsite = 25%; goëthite = 1,4% et hématite = 22% et quantité élevée (?) en magnétite) est présenté ici pour illustrer l'effet de la présence de magnétite.

On constate tout d'abord que les valeurs maximales de la réflectance sont de l'ordre de 10%, donc très sensiblement inférieures à celles des deux autres échantillons. De telles valeurs sont une conséquence de l'absorbance de la magnétite (et de l'ilménite dans le cas des échantillons N12Ap et N12Bo2) dues aux transitions de la bande de valence à celle de conduction et aux transitions intra-ioniques de ces minéraux.

Dans le domaine de l'infrarouge proche et moyen, le spectre est aplati et les événements dus à la kaolinite et à la gibbsite sont à peine perceptibles même si leurs teneurs sont importantes. On vérifie aussi que, en plus de ces faibles valeurs de réflectance, le spectre présente un "ensellement" centré aux environs de 1600 nm.

Des absorptions attribuables aux oxydes de fer (hématite) sont très nettement repérables entre 400 nm et 560 nm et aplatisent pratiquement le spectre dans ce domaine.

Ces spécificités donnent aux spectres des sols riches en magnétite et/ou en ilménite un aspect tout à fait particulier pouvant être utile à leur discrimination en télédétection. Au Brésil, les sols de ce type sont formés sur roches basiques et ultra-basiques et classés dans des catégories particulières (terras roxas ou latosols roxos).

STONER et BAUMGARDNER (1980, 1981) étudiant les spectres de réflectance de 481 échantillons (parmi lesquels trois oxisols) de 246 séries de sols a mis en évidence cinq types de courbes de réflectance, chacune étant reliée à des propriétés physico-chimiques, en particulier les teneurs en matière organique et en oxydes de fer. Ainsi la courbe de l'échantillon A2Bo2 (type B) serait à rapprocher du type "affecté par le fer" (iron affected) caractéristique des sols ayant entre 1 et 4% d'oxydes de fer et une teneur en matière organique inférieure à 2%. Les spectres tels que celui de l'échantillon I7Bo1 (type C) correspondent au type "dominés par le fer" qui se caractériserait par des teneurs en oxydes de fer supérieures à 4%.

Les résultats que nous avons obtenus apparaissent donc en désaccord avec ceux de STONER et BAUMGARDNER (1981). En effet les courbes type C, analogues à celle de l'échantillon I7Bo1, ne sont pas fonction des teneur en oxydes de fer mais de la présence de minéraux opaques comme la magnétite et l'ilménite. De plus, l'échantillon A2Bo2, avec plus de 9% d'oxydes de fer, ne présente pas de spectre aplati de type "dominé par le fer", comparable à celui de l'échantillon I7Bo1, mais un spectre de type "affecté par le fer".

IV-4.2 Influence de la matière organique

Comme les composés minéraux, la matière organique "marque" les spectres de réflectance des sols. La figure 21 permet d'illustrer les effets de sa présence pour les trois types de composition minéralogique mis en évidence précédemment.

Chaque type est représenté par deux spectres correspondant à un même échantillon, avec matière organique (tot) et après destruction, par oxydation, de cette matière organique (smo).

La teneur en matière organique est sensiblement la même pour les trois échantillons, entre 2,05% et 2,32%, mais la composition minéralogique est évidemment bien contrastée (cf tableaux 3 et 4).

On constate que, selon le type minéralogique, la présence de matière organique n'a pas toujours le même effet sur la réflectance des sols. Ainsi:

- Pour le type B, c'est-à-dire les sols ne contenant pas ou très peu d'oxydes de fer, les réflectances sont toujours plus faibles pour les échantillons avec matière organique (D4Aptot). Les spectres de réflectance changent de forme dans le visible, passant de concave dans la direction de l'ordonnée croissante avec matière organique à convexe lorsque la matière organique a été détruite (Figure 21a). Ces résultats sont en accord avec les travaux de nombreux auteurs obtenus pour des sols développés sous climats tempérés (BOWERS et HANKS, 1965; OBUKOV et ORLOV, 1964; COURAULT et al, 1988; etc.).

- Pour le type A, sols riches en oxydes de fer (échantillon B3Ap1), la présence de matière organique a pour conséquence des *valeurs de réflectance plus élevées dans la portion du spectre correspondant aux fortes absorptions de l'hématite c'est-à-dire aux longueurs d'onde inférieures à 600 nm..* Au delà de 600 nm la réflectance de ces sols retrouve un comportement classique (Figure 21b).

- Pour le type C, échantillons riches en matériaux opaques comme la magnétite et l'ilménite (échantillon I14Ap), *la présence de matière organique a pour conséquence une augmentation des réflectances sur la presque totalité du spectre* (Figure 21c).

Les raisons physiques de ce phénomène restent à expliquer. Cependant il faut constater que l'augmentation de la réflectance, liée à la présence de matière organique, dans les zones

spectrales caractérisées par de fortes absorptions, est semblable aux effets produits par la présence de l'eau comme cela a été décrit pour ces sols par BEDIDI *et al* (1992).

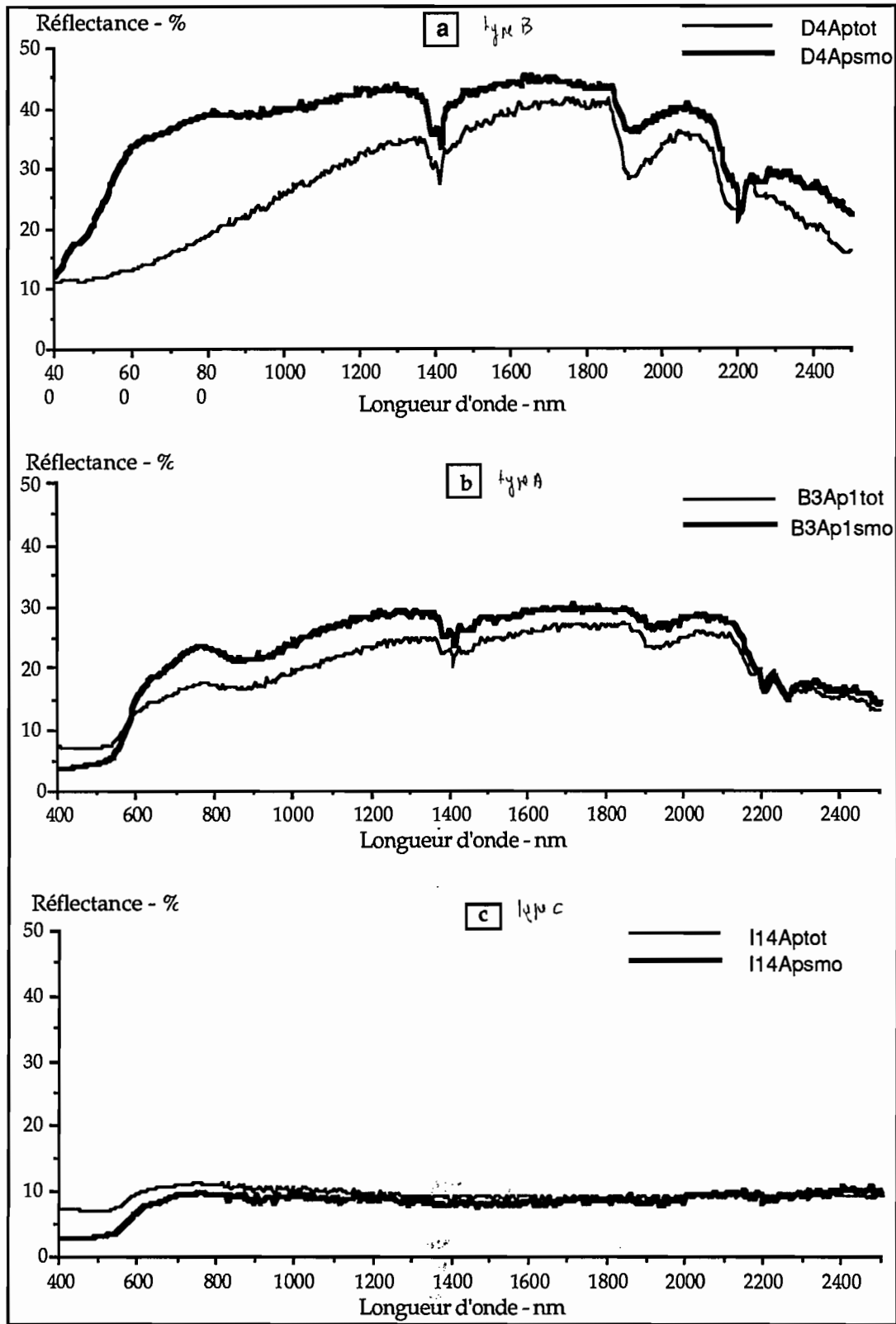


Figure 21 a, b, c. : Spectre de réflectance de trois échantillons avec (tot) et sans matière organique (smo) correspondant aux trois types de composition minéralogique :
a - Type B - échantillon D4Ap. b - Type A - échantillon B3Ap1. c - Type C - échantillon I14Ap.

IV-5 CONCLUSION

En conclusion, les évènements spectraux caractéristiques des principaux composants minéralogiques (kaolinite, gibbsite, goëthite, et hématite) sont repérables sur les spectres de réflectance diffuse des sols qui les contiennent. Pour la gamme de teneurs correspondant aux 56 échantillons étudiés, l'attribution de ces évènements a été toujours possible.

On distingue ainsi trois types de spectres en fonction de la composition minéralogique:

- type A : sols sans oxydes de fer (<1%).
- type B : sols à goëthite et/ou hématite (les plus fréquents).
- type C : sols à minéraux opaques (magnétite et/ou ilménite).

La présence de substances opaques, telles que la magnétite et l'ilménite, marquent les spectres par des caractéristiques spectrales spécifiques. Ainsi, contrairement à ce qui avait été affirmé par ailleurs (STONER et BAUMGARDNER, 1981), la forme aplatie du spectre de certains des sols étudiés ici, dans l'infrarouge proche et moyen, est due à la présence de ces minéraux et non à des teneurs élevées en hématite et/ou goëthite.

On montre aussi que la présence de matière organique n'entraîne pas toujours un affaiblissement généralisé des valeurs de réflectance dans la portion visible et proche infra-rouge. Ceci représente un cas particulier, pour les sols contenant des oxydes colorés de fer (goëthite et hématite) ou d'oxydes opaques de fer et titane, en opposition à ce qui est généralement observé et cité dans la littérature (GUYOT, 1989).

Chapitre V

RELATIONS QUANTITATIVES ENTRE LES CARACTERISTIQUES SPECTRALES ET LES CONSTITUANTS MINERALOGIQUES

Au chapitre précédent on a montré que les principaux composants minéralogiques des latosols et les évènements correspondant sont identifiables et localisables sur les spectres de réflectance diffuse (400 nm à 2500 nm). On se propose maintenant d'étudier de possibles relations quantitatives entre des paramètres extraits de ces spectres et la teneur en kaolinite, gibbsite, hématite et goéthite contenue dans les 56 échantillons de sol.

Une telle recherche de relations quantitatives entre composants des sols et données de réflectance est une approche relativement nouvelle en raison du développement récent de la technologie des spectrophotomètres, de plus en plus performants, moins chers et moins encombrants, voire portatifs. De plus, la mise en orbite, prévue pour les prochaines années, de satellites avec des spectro-imageurs embarqués, capables de produire des spectres analogues aux données obtenues au laboratoire, rendra possible l'application de ces relations quantitatives pour la cartographie des différents composants minéralogiques des sols.

Des travaux déjà réalisés montrent la possibilité de modéliser les teneurs de certains minéraux à partir des données de réflectance.

Ainsi BARRON et MONTEALEGRE (1986) et BARRON et TORRENT (1986) ont montré des applications de la théorie de KUBELKA-MUNK pour prévoir les réponses spectrales de mélanges d'hématite et de goéthite aussi bien dans les sols que dans les sédiments.

KOSMAS et *al* (1984, 1986) ont utilisé l'intensité de certaines absorptions de l'hématite et de la goéthite sur les spectres dérivés secondes des absorbances pour déterminer leur teneur dans les sols.

MAQUET et *al* (1981) ont montré la possibilité d'utiliser les rapports entre les réflectances à 710 nm et à 500 nm pour estimer la teneur en nickel des altérites

NAGANO et NAKASHIMA (communication personnelle) proposent de mesurer la surface de la bande d'absorption à 480 nm de la goethite pour estimer sa teneur dans des altérites.

PROST et *al* (1983), étudiant les spectres de réflectance de pâtes de kaolinite (kaolinite + eau) ont montré l'existence de corrélations entre les teneurs en kaolinite et la surface des absorptions de ce minéral.

HAUFF et *al* (1990) et KRUSE et *al* (1991) utilisent les spectres de réflectance diffuse pour estimer les teneurs en kaolinite dans des matériaux contenant des argiles interstratifiées kaolinite/smectite du bassin Parisien. Leur approche consiste à mettre en rapport la mesure de dissymétrie des bandes d'absorption de la kaolinite et sa teneur dans les matériaux analysés.

Plusieurs auteurs (TORRENT et *al*, 1980; TORRENT et *al*, 1983; BARRON et TORRENT, 1986) ont établi des relations entre des paramètres colorimétriques et les teneurs en hématite des sols. L'hypothèse de départ est que la position et l'intensité des événements de l'hématite, situés dans le visible, produisent comme résultat une couleur qui caractérise la quantité d'hématite présente dans les sols. De bonnes corrélations sont obtenues par ces mêmes auteurs entre les teneurs en hématite et un indice colorimétrique appelé "Redness rating" ou Indice de Rougeur. D'abord calculé à partir des couleurs MUNSELL (TORRENT et *al* 1980), cet indice a gagné en précision lorsqu'il a été mesuré à partir des coordonnées chromatiques CIE (TORRENT et *al* 1983; BARRON et TORRENT 1986). KAMPF et *al* (1983b) rapportent aussi des corrélations satisfaisantes entre la teinte MUNSELL et le rapport hématite / oxydes de fer.

En définitive, au moins deux démarches sont possibles pour extraire des paramètres pertinents à partir des spectres pour les mettre en relation avec les constituants minéralogiques:

- l'approche "morphologique" se base sur l'analyse des courbes : mesures de surface ou d'intensité des événements (pics), analyses de la forme des courbes (dissymétrie), etc. La recherche de relations entre teneurs en kaolinite et gibbsite et données spectrales empruntera une telle démarche qui est valable sur l'ensemble du domaine spectral étudié (visible à infra-rouge moyen).
- l'approche "colorimétrique" se base sur le calcul de paramètres (composants trichromatiques et coordonnées chromatiques, indices) à partir des données de réflectance diffuse dans le domaine du visible. Les relations quantitatives concernant les oxydes de fer, hématite et goethite, seront établies selon cette démarche.

V-1 DETERMINATION QUANTITATIVE DES TENEURS EN GIBBSITE ET KAOLINITE A PARTIR DES SPECTRES DE REFLECTANCE DIFFUSE

V-1.1 Détermination de la teneur en gibbsite et kaolinite

Les résultats obtenus par PROST et *al* (1983), montrant les relations quantitatives entre teneur en kaolinite en pâte (kaolinite + eau) et intensités d'absorption à 2220 nm, nous ont conduit à rechercher des relations semblables pour les échantillons de sols. Cependant dans les sols, lorsque la kaolinite et la gibbsite sont présentes, leurs bandes d'absorption se superposent et rendent difficile l'identification d'une ligne de base sur laquelle on puisse considérer des intensités d'absorption qui ne soient pas affectées par l'absorption voisine (Figure 22). On a choisi le point de réflectance maximale situé entre les absorptions de la kaolinite et gibbsite comme point référence pour le calcul des intensités d'absorption des deux minéraux. Soit:

$$I_{kaol} = R_{max} - R_{2205}$$

$$I_{gib} = R_{max} - R_{2265}$$

où:

I_{kaol} = intensité d'absorption de la kaolinite.

I_{gib} = intensité d'absorption de la gibbsite.

R_{max} = réflectance maximum entre 2205 nm et 2265 nm.

R_{2205} = réflectance à 2205 nm.

R_{2265} = réflectance à 2265 nm.

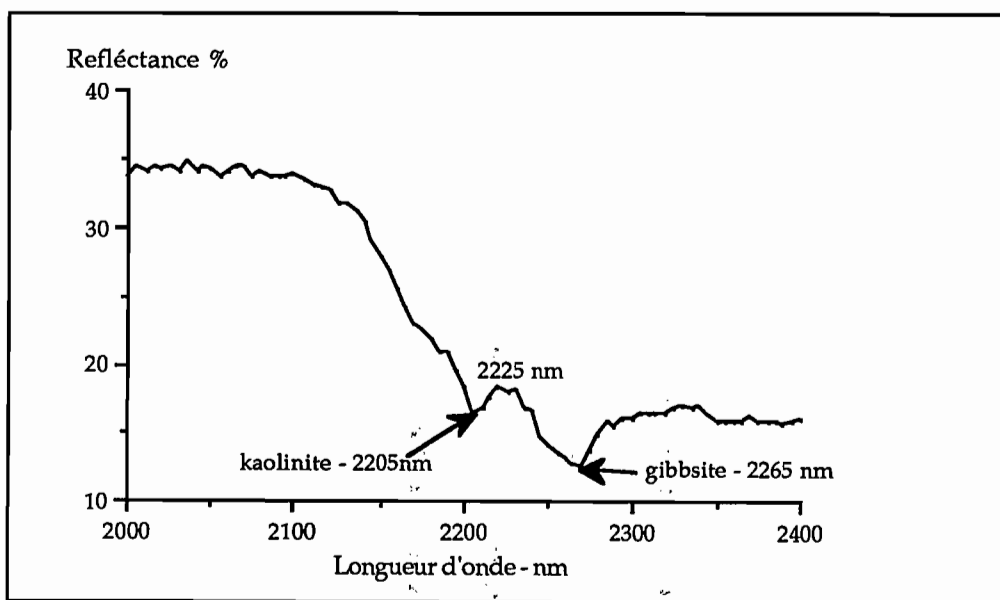


Figure 22 : Spectre de réflectance diffuse (2000 à 2400 nm) d'un échantillon de sol contenant 39% de kaolinite et 40% de gibbsite.

Pour les analyses de régression on a utilisé:

- les teneur en kaolinite et gibbsite des échantillons (tot): terre fine avec la matière organique d'origine (Tableau 3).
- les spectres de réflectance des échantillons (smo): terre fine sans matière organique; ceci afin d'éviter ses effets possibles sur la réflectance entre 2100 et 2300 nm. Les résultats présentés au chapitre précédent indiquent que dans ce domaine spectral l'influence de la matière organique reste très limitée. En revanche, les quatre échantillons avec magnétite et/ou ilménite n'ont pas été pris en compte car les caractéristiques spectrales de la kaolinite et de la gibbsite sont complètement obliérées par la présence de ces minéraux opaques.

Les analyses de régression réalisées entre teneur en gibbsite (gib%) et I_{gib} et entre teneur en kaolinite(kaol%) et I_{kaol} montrent que les coefficients de régression sont, pour un degré de confiance de 99%, différents de zéro. Les coefficients de corrélation assez satisfaisants ($r=0,93$) pour la gibbsite sont médiocres ($r=0,57$) pour la kaolinite (Figures 23a et 24a).

Ces résultats indiquent l'existence de relations linéaires entre teneurs en kaolinite et intensités d'absorption mesurées de la façon décrite. Cependant d'autres facteurs influencent I_{kaol} de telle façon que la teneur en kaolinite seule n'explique pas la totalité de la variance de I_{kaol} .

De fait, lorsque l'on effectue une régression multiple I_{kaol} vs (kaol%; gib%), le coefficient de corrélation atteint 0,88, montrant ainsi que la teneur en gibbsite affecte les mesures d'intensité d'absorption de la kaolinite. En revanche, pour la gibbsite, l'introduction de la teneur en kaolinite dans le modèle de régression n'a pas altéré la corrélation.

La fraction argile étant constituée en grande partie de kaolinite et de gibbsite (cf. III-3), on obtient un bien meilleur degré d'ajustement ($r=0,93$) en considérant les teneurs en kaolinite rapportée à la fraction argile (Figure 23b). L'hypothèse d'une interférence de l'absorption de la gibbsite sur la mesure I_{kaol} se trouve confortée d'autant que, pour la gibbsite, cette même opération n'améliore pas la corrélation (Figure 24b).

En résumé, on constate que la mesure I_{gib} peut être utilisée pour l'estimation de la teneur en gibbsite dans la terre fine ou dans la fraction argile des latosols. En revanche, la mesure I_{kaol} estime de façon satisfaisante les teneurs en kaolinite dans la fraction argile seulement. La prise en compte d'autres paramètres pour cette mesure pourra conduire à des méthodes plus précises pour l'estimation de la teneur en kaolinite dans la terre fine à partir des spectres de réflectance diffuse. Les récents travaux de HAUFF et al (1990) et de KRUSE et al (1991) sont particulièrement intéressants de ce point de vue.

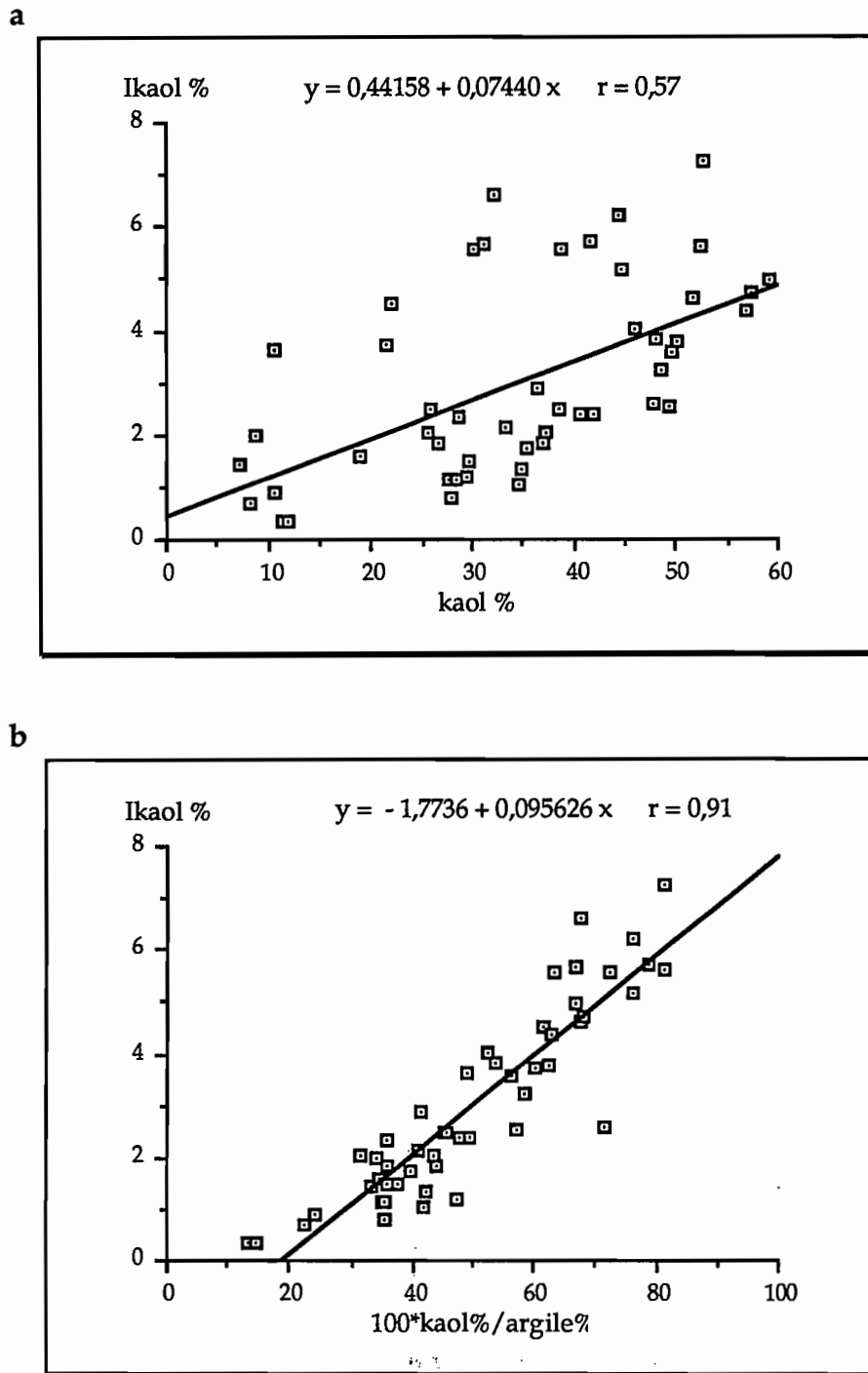
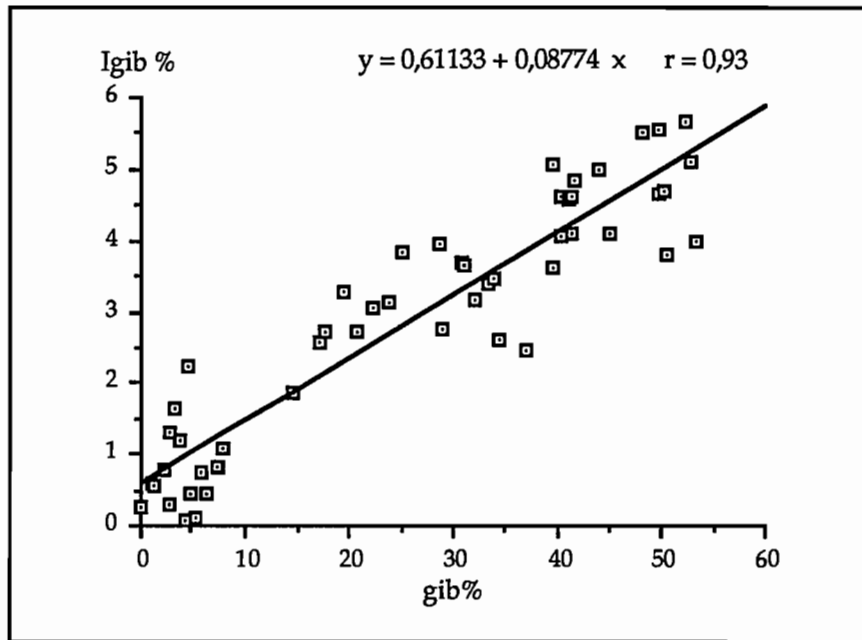


Figure 23 : Corrélations entre l'intensité d'absorption de la kaolinite (Ikaol) dans la terre fine de 52 échantillons tot et : a - la teneur en kaolinite (kaol) dans la terre fine.
b - la teneur en kaolinite exprimée par rapport à la teneur en argile dans la terre fine (kaol/argile).
Les échantillons riches en magnétite et en limonite ne sont pas pris en compte.

a



b

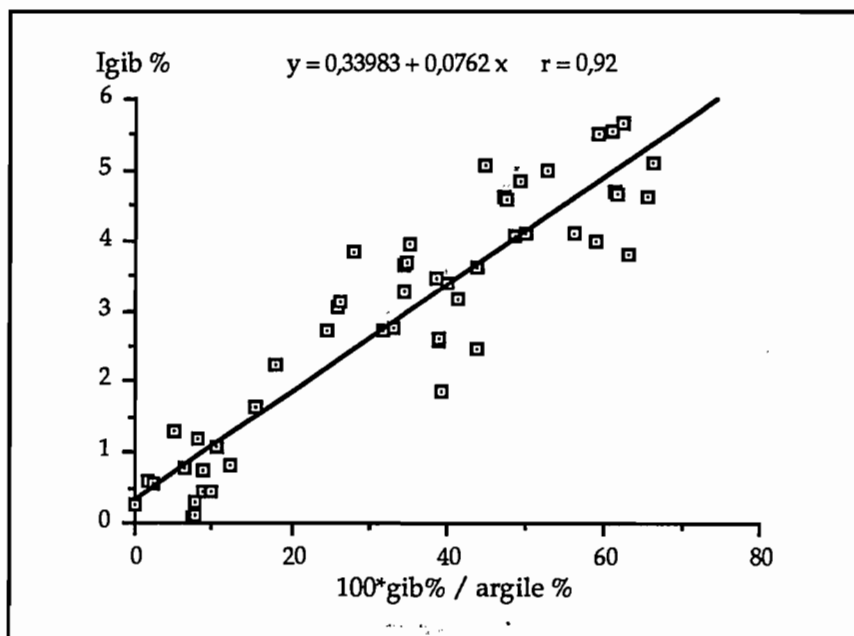


Figure 24 : Corrélations entre l'intensité d'absorption de la gibbsite (I_{gib}) dans la terre fine de 52 échantillons tot et : a - la teneur en gibbsite dans la terre fine (gib).
b - la teneur en gibbsite exprimée par rapport à la teneur en argile dans la terre fine (gib/argile).
Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.

V -1.2 Détermination du rapport Ki à partir des spectres de réflectance diffuse

Le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (K_i) est souvent utilisé comme un indicateur du degré d'altération pour les sols (Chapitre I). Ainsi, dans la classification brésilienne des sols les valeurs K_i sont prises en compte pour la discrimination de certaines classes de sols (Tableau 1). Pour les latosols, pratiquement dépourvus de matériaux primaires facilement altérables, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ correspond en fait au rapport des teneurs kaolinite/kaolinite + gibbsite.

Compte tenu de l'intérêt en pédologie du rapport K_i , il était intéressant de tenter une modélisation de ce rapport à partir des spectres de réflectance diffuse et plus précisément des mesures d'intensité des absorptions de la kaolinite et de la gibbsite.

On montre ainsi que le rapport intensité d'absorption de la kaolinite/somme des intensités des absorptions de la kaolinite et de la gibbsite ($I_{kaol}/(I_{kaol}+I_{gib})$) garde une étroite relation linéaire avec le rapport des teneurs $\frac{\text{kaol}}{\text{kaol}+\text{gib}}$ comme on peut le vérifier sur la

figure 25

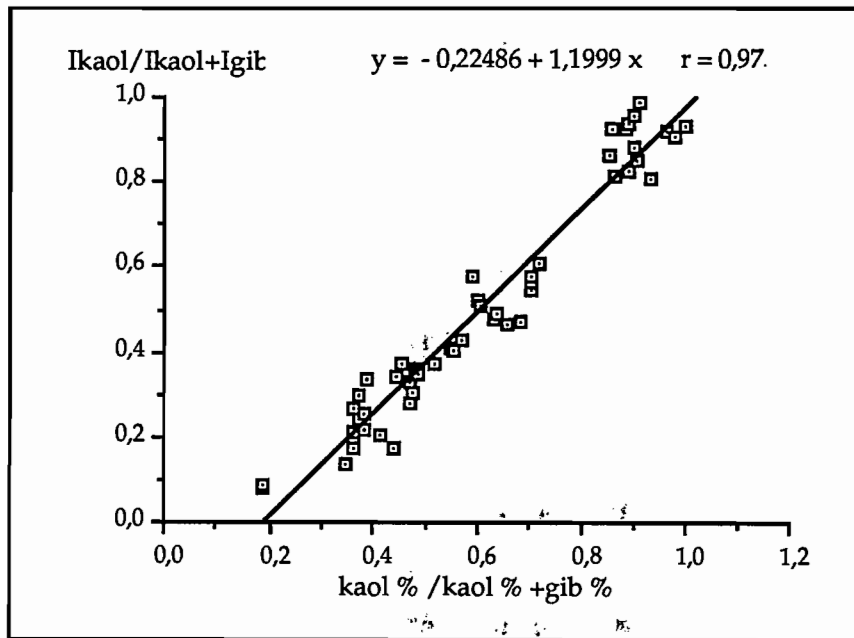


Figure 25 : Corrélation entre le rapport ($\text{kaol}/\text{kaol}+\text{gib}$) et le rapport ($I_{kaol}/I_{kaol}+I_{gib}$) dans la terre fine de 52 échantillons tot. Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.

Les rapports $\frac{I_{kaol}}{I_{kaol}+I_{gib}}$ peuvent donc être utilisés pour estimer la valeur du rapport K_i . (Figure 26).

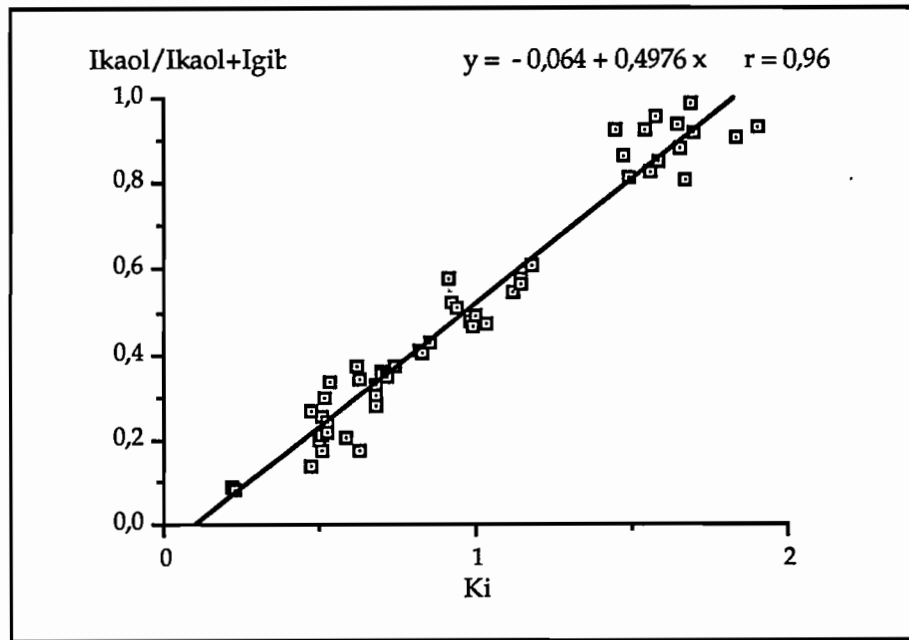


Figure 26. Corrélation entre le rapport K_i et le rapport des intensités d'absorption ($I_{kaol}/I_{kaol}+I_{git}$) dans la terre fine des 52 échantillons tot. Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.

Les résultats précédents mettent en évidence les applications possibles en pédologie de ces données de réflectance diffuse. L'identification des rapports entre kaolinite et gibbsite dans les couvertures latosoliques est un indicateur important pour la discrimination de sols à différentes phases d'évolution génétique. Ce paramètre est difficilement identifiable sur le terrain puisqu'il n'est en relation avec aucun caractère morphologique. Il n'existe pas non plus de test physique ou chimique de réalisation rapide permettant une détermination de ce rapport. En effet, la valeur K_i est obtenue par des analyses de laboratoire longues et coûteuses. L'évolution rapide de la technologie des équipements spectroradiométriques fait qu'aujourd'hui sont disponibles des spectro-imageurs de précision comparables aux appareils de laboratoire (VANE et GOETZ, 1988). On peut donc envisager dès maintenant l'application des résultats obtenus ici, soit directement sur le terrain avec des spectroradiomètres portables fonctionnant dans l'infrarouge proche et moyen (KRUSE et *al*, 1991), soit par des données acquises par des capteurs embarqués sur des avions ou des satellites.

V-2 DETERMINATION QUANTITATIVE DES TENEURS EN HEMATITE ET GOETHITE A PARTIR DES SPECTRES DE REFLECTANCE DIFFUSE

V-2.1 La couleur indicateur des teneurs en oxydes de fer

En raison des absorptions dues au Fe^{3+} et localisées dans le visible, les oxydes de fer présentent des couleurs caractéristiques. SHERMAN et WAITE (1985) attribuent principalement ces couleurs aux transitions $2({}^6\text{A}_1) \rightarrow 2({}^4\text{T}_1)$. Pour l'hématite, la transition provoque une absorption localisée vers 550 nm, qui est responsable de la couleur de réflexion rouge; pour la goëthite, cette transition se trouve vers 480 nm et lui donne sa couleur brun-jaune typique.

La localisation précise des absorptions électroniques est fonction pour une part des caractéristiques cristallographiques des matériaux. Ainsi la cristallinité et les substitutions isomorphes de l'aluminium dans la goëthite et l'hématite peuvent déterminer des variations dans l'emplacement précis de cette absorption et donc des variations de couleur. Al^{3+} étant plus petit que Fe^{3+} , la taille des cristaux de ces minéraux diminue lorsque l'aluminium se substitue au fer (SCHULZE, 1984). KOSMAS et al (1986), étudiant les effets de la substitution du Fe^{3+} par Al^{3+} dans la goëthite et l'hématite, ont montré un changement de la transition $2({}^6\text{A}_1) \rightarrow 2({}^4\text{T}_1)$ à des longueurs d'onde inférieures pour ces oxydes de fer à substitution d'aluminium; les variations de la position de cette absorption sont proportionnelles au taux de substitution.

Compte tenu de cette variation des positions des absorptions en fonction des caractéristiques cristallographiques des minéraux, les couleurs sont variables. Ainsi KOSMAS (1984) indique des variations de teintes MUNSSELL de 7,5YR à 10YR pour la goëthite et de 2,5YR à 7,5YR pour l'hématite. D'autres auteurs font également référence à ces variations de couleur de l'hématite et de la goëthite (BOUDEULLE et MULLER, 1988). Cependant il convient de noter que, dans tous les cas, la goëthite reste toujours jaune et l'hématite toujours rouge.

La proximité des absorptions $2({}^6\text{A}_1) \rightarrow 2({}^4\text{T}_1)$ de la goëthite et de l'hématite produit une superposition des deux bandes pour des mélanges de ces minéraux. De cette superposition résulte une nouvelle position du pic d'absorption situé entre celui des deux minéraux pris isolément. KOSMAS et al (1984) a montré que le déplacement résultant est fonction de la proportion des deux minéraux présents dans le mélange et de l'intensité de leur absorption.

En fait, les bonnes corrélations trouvées par KAMPF et SCWERTMANN (1983b), entre la teinte MUNSELL et le rapport $\frac{\text{G\ae thite}}{\text{G\ae thite}+\text{H\ae matite}}$ sont en accord avec les résultats de KOSMAS et *al* (1984).

Comme l'intensité de la bande $2(^6A_1) \rightarrow 2(^4T_1)$ est plus forte pour l'hématite que pour la goëthite (SHERMAN et WAITE, 1985), le pouvoir colorant de l'hématite est beaucoup plus élevé (REZENDE, 1976; DAVEY et *al*, 1975; BIGHAM et *al*, 1978; TORRENT et *al*, 1983; SCHWERTMANN, 1985). RESENDE (1976) par exemple, rapporte un changement de teinte, de 10YR à 5YR, lorsque 1% d'hématite a été ajouté à un échantillon de latosol.

TORRENT et ses collaborateurs (TORRENT et *al*, 1980; TORRENT et *al*, 1983; BARRON et TORRENT, 1986), ont trouvé de bonnes corrélations entre les teneurs en hématite et des indices colorimétriques des sols. Ces indices colorimétriques, appelés "redness rating" (indice de rougeur), ont été calculés en utilisant:

- la notation MUNSELL (TORRENT et *al*, 1980)

$$IR = \frac{(10-H)*C}{V} \quad (1)$$

- les coordonnées chromatiques : (TORRENT et *al*, 1983)

$$IR = \frac{(x - 0,35)}{(y - 0,35)*Y^2} \quad (2)$$

et BARRON et TORRENT (1986)

$$IR = \frac{(x - 0,34)^2}{(y - 0,34)*Y^2} \quad (3)$$

L'équation (3) résulte du développement de l'équation (2) par une optimisation des exposants des variables. Les valeurs de la constante, soustraite de x et y, sont choisies pour permettre un étalement maximum des valeurs de IR. Ainsi, pour des valeurs de x et y égales à 0,34, ces auteurs incluent tous les échantillons contenant de l'hématite.

Sur la base de ces résultats, l'étude des relations quantitatives oxydes de fer/couleur a été conduite de la façon suivante:

- calcul de la couleur des échantillons tot, smo et l+a à partir des spectres de réflectance diffuse.
- calcul des indices de rougeur.
- étude statistique pour vérifier la validité de l'application de l'indice de rougeur aux 56 échantillons et éventuellement développer de nouveaux indices.
- étude des effets, sur ces indices, de la taille des particules (échantillons smo et l+a) et de la teneur en matière organique (échantillons tot et smo).

V-2.2 Calcul de la couleur à partir des spectres de réflectance diffuse

"La couleur présente un paradoxe : d'une part elle n'existe pas dans le monde matériel, c'est un phénomène purement cérébral, donc tout subjectif....En dépit de cet aspect subjectif essentiel, la couleur possède des propriétés bien définies et mesurables avec précision, ce qui permet de savoir de quoi on parle." (LE GRAND, dans le préface de KOWALISKY, 1978).

Deux approches sont en effet utilisées pour la définition et la mesure de la couleur:

- Comparaison visuelle avec un étalon physique (le code MUNSSELL par exemple).
- Mesure de la réflectance spectrale à l'aide d'instruments.

En 1931, la Commission Internationale de l'Eclairage (CIE) est parvenue à un premier accord international sur le traitement mathématique des données colorimétriques. Pour cela des fonctions de mélange : $\bar{r}(\lambda)$, $\bar{g}(\lambda)$, $\bar{b}(\lambda)$ caractérisant les aptitudes colorimétriques d'un observateur de référence aux stimuli rouge (r) vert (g) et bleu (b) ont été définies. Ces fonctions ont chacune un maximum à la longueur d'onde de leur propre couleur primaire. La fonction de mélange $\bar{r}(\lambda)$ présente une partie négative avec un minimum entre les abscisses des autres primaires. Pour éviter ces valeurs négatives, qui rendent difficiles la conception des appareils colorimétriques, la CIE a défini un autre système de trois couleurs primaires, dites virtuelles, qui ne traduisent pas une réalité physique. Ces couleurs primaires virtuelles sont dérivées par le calcul du système trichrome réel, et donnent de nouvelles fonctions de mélange : $\bar{x}(\lambda)$, $\bar{y}(\lambda)$, $\bar{z}(\lambda)$ avec des valeurs toujours positives.

Les éléments du système colorimétrique CIE de 1931 sont donc:

- les composants trichromatiques X, Y, Z, correspondant aux trois couleurs primaires virtuelles X, Y, Z.
- les coordonnées chromatiques x et y déduites des composantes X, Y, Z et destinées à la représentation graphique des résultats colorimétriques dans des diagrammes de chromaticité.
- l'observateur de référence, défini par les fonctions de mélanges : $\bar{x}(\lambda)$, $\bar{y}(\lambda)$, $\bar{z}(\lambda)$.
- les illuminants normalisés définissant les distributions spectrales $S(\lambda)$ des stimuli de référence .

Les valeurs des fonctions de mélange $\bar{x}(\lambda)$, $\bar{y}(\lambda)$, $\bar{z}(\lambda)$, aussi bien que de la fonction de distribution de l'illuminant standard (ici l'illuminant de type C "lumière du jour"), sont données par des tables (WISZECKI et STILES 1982)

Pour un objet avec un spectre de réflectance $R(\lambda)$, les valeurs des trois stimuli X, Y, Z , sont calculées par :

$$X = \sum_{400\text{nm}}^{770\text{nm}} x(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot R(\lambda) \cdot \Delta\lambda$$

$$Y = \sum_{400\text{nm}}^{770\text{nm}} y(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot R(\lambda) \cdot \Delta\lambda$$

$$Z = \sum_{400\text{nm}}^{770\text{nm}} z(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot R(\lambda) \cdot \Delta\lambda$$

et les coordonnées chromatiques x et y par:

$$x = \frac{X}{X+Y+Z}$$

$$y = \frac{Y}{X+Y+Z}$$

L'intensité de la couleur est caractérisée par la luminance $Y\%$ définie par:

$$Y = 100 \cdot \frac{\sum_{400\text{nm}}^{770\text{nm}} y(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot R(\lambda) \cdot \Delta\lambda}{\sum_{400\text{nm}}^{770\text{nm}} y(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot \Delta\lambda}$$

Les intervalles $\Delta\lambda$ utilisés sont de 5 nm.

Les coordonnées chromatiques n'ayant pas de signification visuelle, leur interprétation devient difficile. Pour pallier cette difficulté, on calcule également les coordonnées de HELMHOLTZ (CERVELLE et al, 1977):

- la longueur d'onde dominante λ_d , reliée à la teinte de la couleur.
- la pureté d'excitation $Pe\%$, reliée à la saturation de la couleur.

La compréhension de la signification de ces paramètres est grandement facilitée par le diagramme de chromaticité (Figure 27).

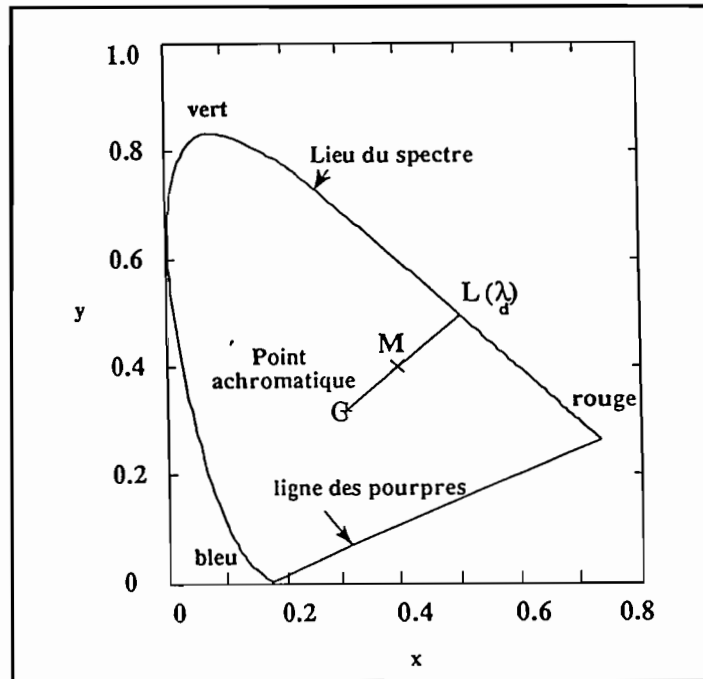


Figure 27 : Le diagramme de chromaticité

Ce diagramme est la représentation graphique des couples (x,y) des coordonnées chromatiques. Les points correspondants aux couleurs monochromatiques définissent une ligne courbe graduée en unités de longueur d'onde et appelée lieu du spectre. L'extrémité *rouge* de la courbe est reliée à l'extrémité *bleu* par une ligne droite, la *ligne des pourpres*. A l'intérieur du diagramme, toute couleur ⁽¹⁾ est représentée par un, et un seul, couple de coordonnées (x,y) . La localisation du point correspondant à l'illuminant C ($x = 0,3101$; $y = 0,3162$) est indiquée sur le diagramme de chromaticité.

$(1) = \frac{x}{x+y+z} \dots$

L'intersection, avec le lieu du spectre, de la demi-droite joignant le point C (illuminant standard) au point M, matérialisant la couleur, représente la *longueur d'onde dominante* (λ_d) et correspond à la teinte de l'échantillon éclairé par l'illuminant C.

Le rapport entre la longueur des segments CM et $C\lambda_d$ définit la *pureté d'excitation* (Pe) de la couleur et correspond à la saturation.

Il ne faut pas confondre cependant λ_d , Pe et $Y\%$ avec la teinte ("Hue"), la saturation ("Chroma") et la clarté ("Value") de la couleur MUNSSELL. Les premiers sont des paramètres physiques d'intervalles réguliers alors que les paramètres MUNSSELL sont d'ordre psychosensoriel et basés sur des nuances subjectivement perçues.

Un logiciel développé par BEDIDI (Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie, Universités Paris 7 et Pierre et Marie Curie) a été utilisé pour le calcul des composants trichromatiques X, Y, Z, des coordonnées chromatiques x, y, λd et Pe, ainsi que de la luminance Y%.

V-2.3 Calcul des indices de rougeur

L'indice de rougeur est calculé à partir des coordonnées chromatiques (CIE) conformément à la relation suivante:

$$IR(CIE) = \frac{(x-0,32)^2 * 10000}{(y-0,32) * Y^2} \quad y = \text{luminance}$$

Cette équation est la même que celle développée par BARRON et TORRENT (1986); la différence étant simplement la constante soustraite de x et y. La valeur 0,32 a été retenue (et non 0,34) car certaines valeurs des coordonnées chromatiques des échantillons tot sont inférieures à 0,34. La prise en considération de 0,32 évite des valeurs négatives de l'indice de rougeur. Comme on le montrera par la suite, ce choix n'est pas préjudiciable aux relations quantitatives entre indice de rougeur et teneur en hématite des échantillons.

V-2.4 Les relations indice de rougeur/teneur en hématite pour les échantillons l+a

Le tableau 7 présente les valeurs, obtenues à partir des spectres de réflectance diffuse, des coordonnées chromatiques x, y, λd et Pe% , de la luminance Y% et de l'indice de rougeur IR(CIE). Sont présentées également dans ce tableau les valeurs d'un nouveau paramètre, l'indice de rougeur IR(HEL), qui sera introduit au prochain paragraphe.

La figure 28 montre la corrélation obtenue entre l'indice de rougeur IR(CIE) et la teneur en hématite des 56 échantillons l+a (Tableau 4).

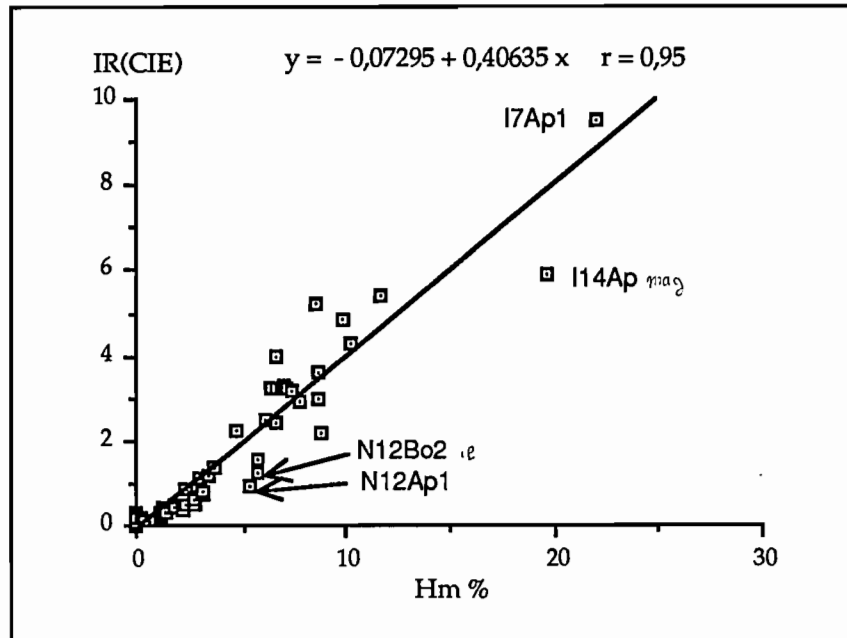


Figure 28 : Corrélations entre l'indice de rougeur IR(CIE) et la teneur en hématite dans les 56 échantillons I+a

Les bonnes corrélations obtenues ($r = 0,95$) sont en concordance avec les résultats de TORRENT *et al* (1983) et de BARRON et TORRENT (1986). Ils confirment la pertinence de l'indice de rougeur pour l'estimation des teneurs en hématite des sols, surtout lorsque les échantillons sont convenablement préparés : uniformisation de la taille des particules et de l'humidité, élimination de la matière organique (BARRON et TORRENT, 1986).

La possibilité pour l'hématite de présenter des cristallinités différentes, et par conséquent des couleurs différentes, peut être à l'origine de la dispersion des points observée sur le graphique. D'autres sources d'erreur sont possibles, la préparation des échantillons et d'éventuelles différences d'humidité. Pour ces deux cas, des précautions pour garantir les meilleures conditions d'uniformité ont été prises. La grande charge de travail que représentaient les différentes manipulations a empêché des mesures de contrôle et des répétitions pour réduire les erreurs de l'expérimentation.

Tableau 7 : Les principaux paramètres colorimétriques extraits des mesures de réflectance diffuse pour les 56 échantillons I+a

Echantillon	x	y	Y%	ld	Pe%	IR(CIE)	IR(HEL)
N12Ap1	0,4089	0,3786	11,96	584,0	43,23	9,4	1,2
N12Bo2	0,4175	0,3806	11,38	584,8	46,06	12,1	1,7
I1Ap	0,3902	0,3754	16,88	581,8	37,37	3,1	0,2
I1Bo4	0,4123	0,3735	18,46	585,7	42,76	4,7	0,7
I4Ap	0,4367	0,3661	10,90	590,5	47,31	24,9	4,2
I4Bo1	0,4506	0,3687	10,42	591,1	51,71	32,3	5,3
I3A2	0,4137	0,3611	13,49	589,2	39,79	11,7	2,0
I7Bo1	0,4098	0,3441	5,93	594,8	34,20	72,2	14,1
I9A2	0,4160	0,3852	18,12	582,2	43,85	4,3	0,3
I9BA	0,4078	0,3819	17,23	583,2	43,81	4,2	0,5
I10A	0,3963	0,3692	18,10	584,4	37,33	3,6	0,5
I10BA	0,4051	0,3735	17,39	584,7	40,83	4,5	0,6
I11A2	0,443	0,3768	13,01	588,3	51,86	15,7	2,5
I11Bo4	0,4444	0,3670	12,32	591,0	49,62	21,7	3,6
I13BA	0,4218	0,3605	10,34	590,4	41,81	23,9	4,1
I13Bo4	0,4292	0,3612	9,85	591,0	43,97	29,8	5,0
I14Ap	0,3979	0,3477	6,08	591,6	31,98	59,3	10,0
I17AB	0,4536	0,3647	9,63	592,4	51,45	43,1	6,9
I17Bo5	0,4545	0,3608	9,08	593,5	50,66	53,8	8,3
I20A	0,4425	0,3641	10,28	591,5	48,32	32,2	5,3
I20Bo1	0,4467	0,3641	11,13	591,9	49,46	29,4	4,8
I22Ap	0,4664	0,3684	10,55	592,6	55,90	39,8	6,3
I22Bo1	0,4667	0,3692	11,64	592,4	56,16	32,3	5,1
I23Ap	0,3645	0,3593	29,27	580,9	26,14	0,6	0,0
I23Bog2	0,3421	0,3446	36,71	579,3	16,19	0,1	0,0
A1Ap1	0,4030	0,3780	24,57	583,3	41,49	2,0	0,2
A1BA	0,4146	0,3807	22,72	584,3	45,31	2,9	0,4
A1Bo3	0,4126	0,3792	23,00	584,4	44,38	2,7	0,4
A2Ap2	0,4256	0,3734	17,37	587,4	46,30	6,9	1,1
A2BA	0,4275	0,3714	17,10	588,1	46,29	7,7	1,3
A2Bo2	0,4361	0,3751	17,31	588,2	49,56	8,2	1,4
A3Ap1	0,4378	0,3581	10,07	592,8	45,44	35,9	5,7
A3BA	0,4562	0,3634	9,39	593,0	51,82	48,5	7,6
A3Bo2	0,4629	0,3664	9,20	592,8	54,42	52,0	8,2
B1Ap1	0,3668	0,3597	32,51	581,3	26,87	0,5	0,0
B1BA	0,3684	0,3603	31,73	581,5	27,47	0,6	0,0
B1Bo3	0,3837	0,3609	26,60	584,6	31,71	1,4	0,2
B2Ap1	0,4394	0,3682	14,75	590,2	48,59	13,6	2,3
B2BA	0,4334	0,3636	14,57	590,8	45,74	13,9	2,3
B2Bo2	0,4379	0,3682	16,27	590,0	48,21	10,9	1,8
B3Ap1	0,4497	0,3643	10,83	592,2	50,31	32,4	5,2
B3BA	0,4472	0,3619	11,03	592,6	48,99	31,7	5,1
B3Bo2	0,4543	0,3659	10,95	592,2	51,98	32,8	5,3
C1Ap1	0,4066	0,3918	24,97	581,0	46,16	1,7	0,1
C1BA	0,3995	0,3871	27,55	580,8	43,01	1,2	0,0
C1Bo2	0,4190	0,3897	23,01	583,1	48,90	2,7	0,3
C2Ap1	0,4046	0,3752	24,23	584,2	41,15	2,2	0,3
C2BA	0,406	0,3701	21,91	585,6	40,16	3,1	0,5
C2Bo2	0,4178	0,3756	21,37	585,9	44,79	3,8	0,6
C3Ap1	0,4248	0,3724	17,97	587,5	45,83	6,5	1,1
C3BA	0,409	0,3634	19,78	587,9	39,17	4,7	0,8
C3Bo2	0,4299	0,3723	16,58	588,2	47,15	8,4	1,4
D1Ap	0,4614	0,374	12,93	590,9	56,03	22,1	3,7
D2Ap	0,4208	0,3752	19,22	586,4	45,50	5,0	0,8
D3Ap	0,4021	0,3754	24,05	583,8	40,55	2,1	0,3
D4Ap	0,3647	0,3623	29,59	580,0	27,03	0,5	0,0

Sur la figure 28 sont indiqués les échantillons riches en magnétite (I7Bo1 et I14Ap) et en ilménite (N12Ap1 et N12Bo2). On constate que ces échantillons restent relativement bien alignés avec l'ensemble des autres échantillons sur la droite de régression. SINGER (1981), étudiant les spectres de mélanges olivine/magnétite a montré que l'addition de magnétite à l'olivine provoque une réduction drastique de la réflectance sur le contraste spectral. Pourtant les caractéristiques spectrales de l'olivine restent nettement individualisées (position et largeur des bandes) jusqu'à des mélanges atteignant 50%. MORRIS et MENDELL (1982), étudiant des mélanges hématite/magnétite, constate, selon l'origine des minéraux, soit un déplacement, soit la permanence de certains pics d'absorption et de maxima de réflectance de l'hématite. Cependant, dans tous les cas, les mélanges présentaient des réflectances plus faibles que pour l'hématite pure. On peut donc s'attendre à un effet de ces substances sur la couleur des sols. On remarque ainsi que *les échantillons avec magnétite ont des luminances Y (5,95% et 5,75%) et des puretés d'excitation Pe (34,08% et 34,05%) exceptionnellement faibles. Comme ces deux paramètres jouent en sens inverse dans la définition de l'indice de rougeur , il peut y avoir un effet de compensation de telle façon que les valeurs de cet indice ne s'écartent pas de l'ensemble des échantillons.*

La difficulté de relier les coordonnées chromatiques CIE à une signification visuelle de la couleur rend difficile l'interprétation des effets spécifiques, sur l'indice de rougeur, des paramètres auxquels les pédologues sont plus habitués (teinte, saturation, clarté). Pour pallier à cette difficulté, on a recherché un indice de rougeur utilisant les coordonnées chromatiques de HELMHOLTZ. Le développement de ce nouvel indice est basé sur la constatation que, pour la gamme de couleurs des 56 échantillons étudiés, *la longueur d'onde dominante λ_d présente une bonne corrélation avec le rapport $\frac{x}{y}$ ($r = 0,97$)*

On utilise alors le raisonnement de TORRENT et al (1980) en soustrayant de la teinte une valeur qui corresponde à celle d'échantillons sans hématite afin d'obtenir un meilleur étalonnage des valeurs de l'indice. Cet indice que l'on appellera **indice de rougeur HELMHOLTZ (IR(HEL))** prend donc la forme:

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

On vérifie, avec la figure 29, une excellente corrélation de l'indice IR(HEL) avec IR(CIE) ainsi qu'avec la teneur en hématite (Figure 30).

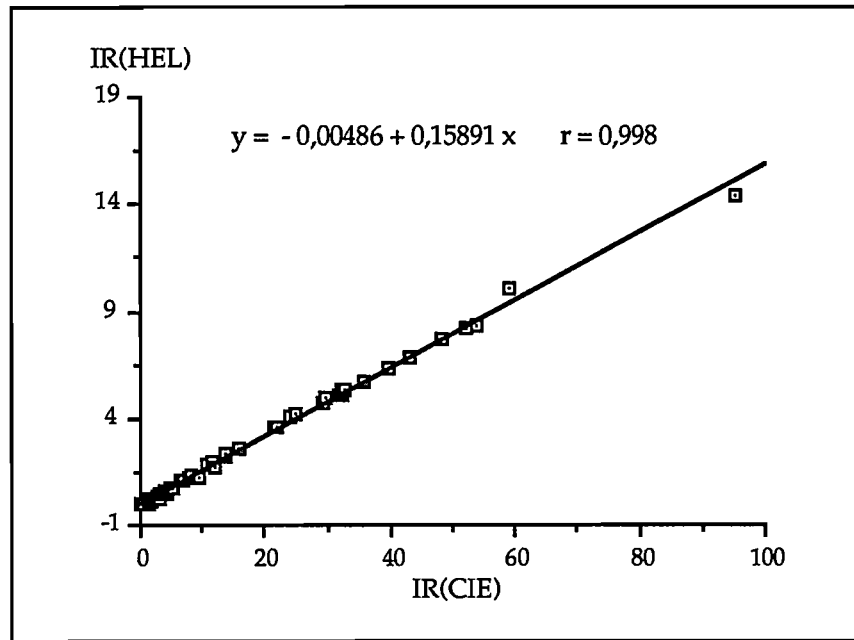


Figure 29 : Corrélation entre l'indice de rougeur IR(CIE) et l'indice de rougeur IR(HEL) dans les 56 échantillons I+a

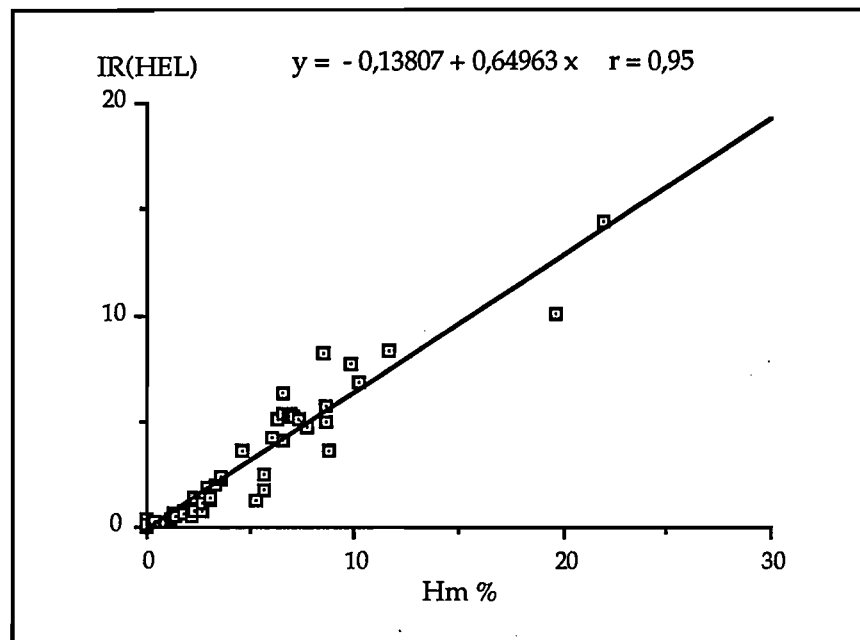


Figure 30 : Corrélation entre l'indice de rougeur IR(HEL) et la teneur en hématite dans les 56 échantillons I+a

Dans la suite de ce mémoire nous utiliserons donc ce nouvel indice de rougeur.

V-2.5 Les relations longueur d'onde dominante λ_d /rapport Hm/Gt+Hm pour les échantillons I+a

En milieu tropical, il y a en général une coexistence de l'hématite et de la goéthite dans les sols. Selon SCHWERTMANN (1985), les proportions relatives de ces minéraux, exprimées

par les rapports : $\frac{Gt}{Gt+Hm}$ ou $\frac{Hm}{Gt+Hm}$, reflètent les conditions pédologiques conditionnant leur stabilité thermodynamique. La température, le régime hydrique, la teneur en matière organique, l'acidité et la teneur en aluminium des sols sont considérées par SCHWERTMANN comme les principaux facteurs qui conditionnent cette stabilité thermodynamique. NALOVIC (1974) y ajoute la présence de minéraux lourds. Ces relations sont à l'origine de l'intérêt présenté par différents chercheurs pour la mesure des quantités relatives d'hématite et de goëthite dans les sols (KAMPF et SCHWERTMANN, 1983a, 1983b; CURI et FRANZMEIER, 1984; MACEDO et BRYANT, 1987).

KAMPF et SCHWERTMANN (1983a) ont trouvé de bonnes corrélations polynomiales de deuxième ordre entre ce rapport et la teinte MUNSELL. Les données présentées par CURI et FRANZMEIER (1984) et MACEDO et BRYANT (1987), suggèrent aussi l'existence de relations entre la teinte et le rapport $\frac{Hm}{Gt+Hm}$; d'où l'idée de rechercher les relations possibles entre longueur d'onde dominante λ_d et ce rapport $\frac{Hm}{Gt+Hm}$ (Figure 31).

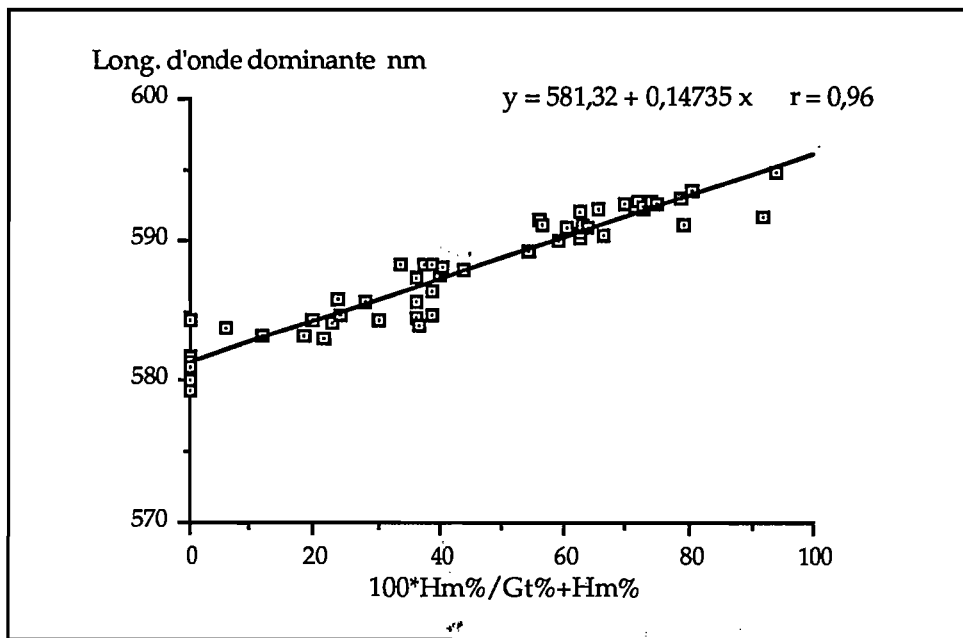


Figure 31 : Corrélation entre la longueur d'onde dominante λ_d et le rapport $\frac{Hm}{Gt+Hm}$ dans les 56 échantillons l+a

On vérifie ainsi une très bonne relation linéaire entre λ_d et le rapport $\frac{Hm}{Gt+Hm}$. L'explication de cette relation linéaire, en opposition apparente à la relation polynomiale présentée par KAMPF et SCHWERTMANN (1983a), tient à la différence entre les systèmes utilisés pour mesurer la couleur : la teinte MUNSELL, variable psychosensorielle basée sur des nuances subjectivement perçues, est sans parallélisme rigoureux avec les

intervalles réguliers de la coordonnée chromatique λ_d déterminée par des moyens physiques (LEFEVRE et CRUCHANT, 1985).

En conclusion, on peut retenir que les teneurs en hématite sont estimées de façon assez satisfaisante à partir des mesures de réflectance diffuse et plus précisément d'indices de rougeur, ceci pour les échantillons sans matière organique (I+a).

Un indice de rougeur IR(HEL) a été défini en utilisant les coordonnées chromatiques de HELMHOLTZ. Il s'avère d'une "précision" aussi bonne que l'indice IR(CIE) et présente l'avantage d'avoir dans sa formule des paramètres colorimétriques permettant une interprétation plus "physique" et objective, des facteurs qui interviennent et auxquels les pédologues sont plus habitués!

On montre aussi l'existence d'une relation linéaire entre la longueur d'onde dominante λ_d et la proportion relative d'hématite et de goethite dans les sols exprimée par le rapport $\frac{Hm}{Gt+Hm}$

V-3 AUTRES FACTEURS DE VARIATION DE L'INDICE DE ROUGEUR ET DE LA LONGUEUR D'ONDE DOMINANTE

Plusieurs facteurs, autres que les oxydes de fer, peuvent affecter la réflectance diffuse dans le domaine du visible et donc la couleur et les paramètres qui en dérivent tels que l'indice de rougeur et la longueur d'onde dominante. On étudiera successivement l'influence de la taille des agrégats, de la matière organique et de l'humidité.

V-3.1 L'effet de la taille des agrégats

L'importance de la taille de particules sur la réflectance diffuse a été soulignée au chapitre précédent (IV-13). Expérimentalement, ces relations ont été mises en évidence par BOWERS et HANKS (1965) qui ont étudié la réflectance spectrale de minéraux argileux (kaolinite et bentonite) et par ORLOV (1966) pour des agrégats de sol de tailles différentes. Cet auteur a montré que l'effet taille des particules sur la distribution de la radiation réfléchie, ainsi que la réflectance totale des sols, est faible pour des agrégats de taille comprises entre 2 et 10 mm. Pour des particules inférieures à 2 mm, il a trouvé une relation exponentielle entre l'albédo et la taille des particules.

Pour étudier l'effet de la taille des agrégats sur l'indice de rougeur IR(HEL) et la longueur d'onde dominante λ_d , on considère ces variables mesurées sur les échantillons sans matière

organique tamisés à 2 mm (smo) et à 0,05 mm.(l+a). La différence entre les échantillons l+a et smo est donc que les premiers ne présentent pas de fraction granulométrique entre 0,05 et 2 mm, alors que les seconds présentent des particules de 0,05 à 2 mm, en plus des fractions inférieures à 0,05 mm.

La figure 32 montre la corrélation entre les valeurs de λ_d pour les deux ensembles d'échantillons. Le test de l'hypothèse de différence entre ces deux ensembles (test t) a été rejeté à 99,9 % de probabilité.

Les valeurs de λ_d sont donc sensiblement identiques pour les échantillons à $<0,05$ et à <2 mm.

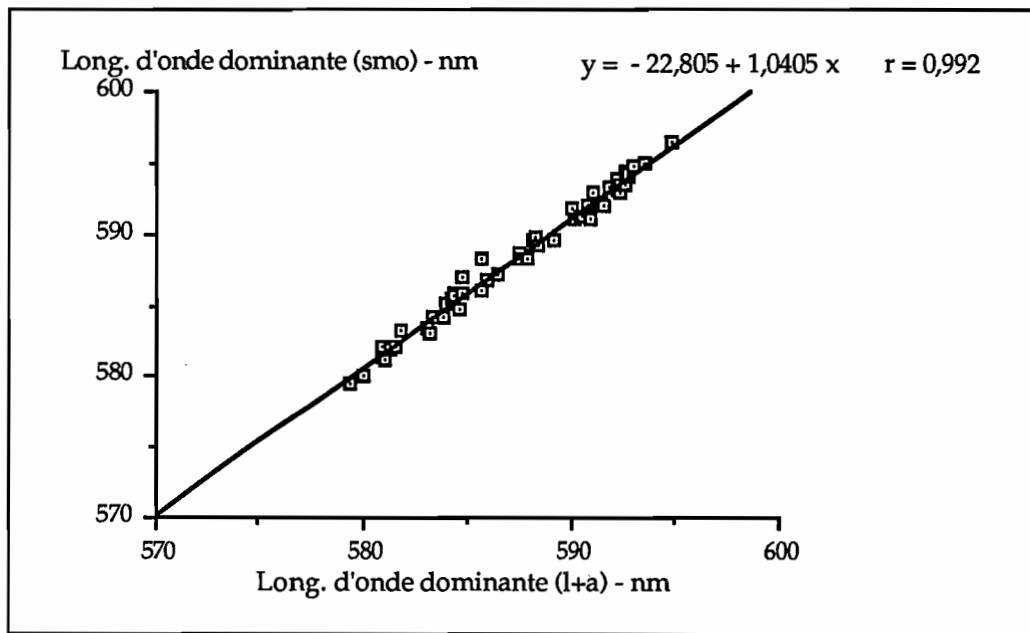


Figure 32 : Corrélation entre les longueurs d'onde dominante λ_d pour les 56 échantillons smo et l+a

Concernant l'indice de rougeur, même si les valeurs restent très corrélées ($r=0,96$), les différences sont significatives au niveau de 2% (figure 33).

Les échantillons tamisés à 2 mm ont donc un indice de rougeur IR(HEL) toujours plus élevé que les échantillons tamisés à 0,05 mm.

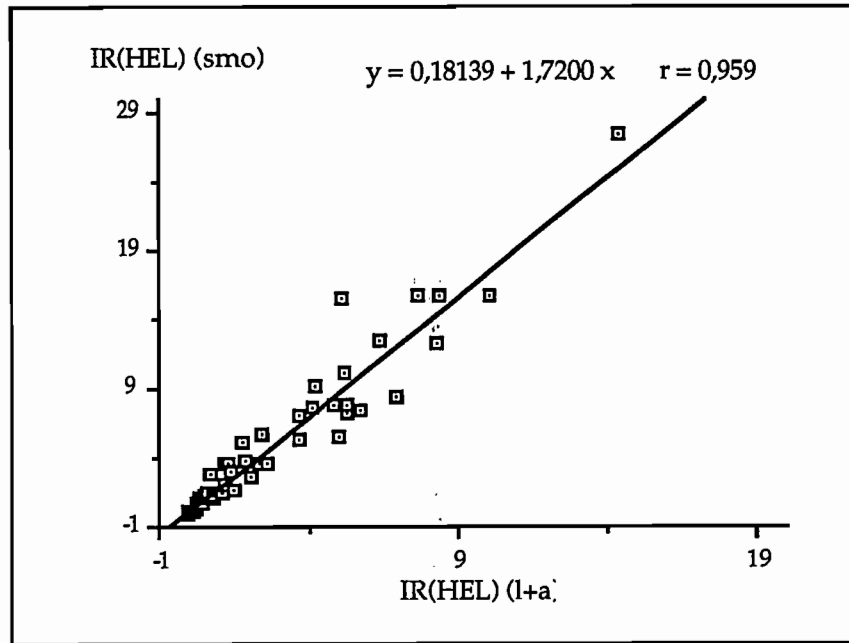


Figure 33 : Corrélation entre les indices de rougeur IR(HEL) dans les 56 échantillons smo et l+a

Quelles hypothèses formuler pour expliquer ces différences? Il convient de rappeler tout d'abord que l'indice de rougeur prend en compte les paramètres colorimétriques en rapport avec la teinte (λd), la saturation (Pe%) et la luminance (Y%):

- la teinte, donc en fait sensiblement la longueur d'onde dominante λd , ne varie que très peu .
- la saturation (Pe%) ne change pas car aucune différence statistique n'a été trouvée entre les échantillons tamisés à 0,05 mm et tamisés à 2 mm.
- la luminance, par contre, est plus faible pour les échantillons tamisés à 2mm avec des différences significatives (au niveau de 1%). Les valeurs plus élevées de la luminance pour les échantillons à granulométrie plus fine traduisent une tendance généralisée en accord avec la relation de SIMMONS. CERVELLE (1990), discutant les effets de la taille des particules sur la réflectance et la couleur, souligne qu'il "est bien connu que lorsque l'on broie un minéral, la poudre obtenue s'éclaircit quand la granulométrie diminue. Simultanément, la couleur, si le minéral est coloré, s'estompe".

Il en résulte, pour ces échantillons, une augmentation de l'indice de rougeur (valeur plus faible du dénominateur dans le rapport exprimant l'indice). Les échantillons tamisés à 2 mm apparaissent effectivement plus "rouges" et moins clairs que les échantillons broyés et tamisés à 50 mm .

En conclusion, ceci montre la nécessité d'uniformiser la taille des particules pour effectuer des mesures spectrophotométriques avec pour objectif la détermination de l'indice de rougeur pour l'estimation des teneurs en hématite des sols. On, risque dans le cas contraire, d'introduire des sources d'erreur liées à des différences de granulométrie.

V-3.2 L'effet de la matière organique

L'importance de la matière organique dans la définition de la couleur des sols est assez connue. Cependant, les relations quantitatives entre paramètres colorimétriques et matière organique ne sont pas très précises (SHIELDS *et al*, 1968; KRISHNA-MURTI et SATYANARAYAMA, 1971; FERNANDEZ *et al*, 1988). Les spécificités de réflectance des différentes substances (acides humiques, acides fulviques, humine, etc.), composant la matière organique, ainsi que la couleur de la fraction minérale des sols sont autant d'hypothèses, souvent données, pour expliquer les faibles corrélations trouvées entre luminance et teneur en matière organique (KUMADA, 1987; OBUKHOV et ORLOV, 1964; BOWERS et HANKS, 1965; SHIELDS *et al*, 1968). Cette interaction entre les effets des composants minéraux et organiques dans la définition de la réflectance (et donc de la couleur) a été discutée précédemment (chap. IV-4.2). On a montré que, pour des échantillons de sols de différentes compositions minéralogiques, les variations des spectres de réflectance étaient assez différentes pour des échantillons avec et sans matière organique.

L'effet de la matière organique a été vérifié en comparant les paramètres colorimétriques λ_d et IR(HEL), mesurés sur les échantillons tamisés à 2 mm, avec matière organique (tot) et après destruction de la matière organique (smo). Le traitement à l'eau oxygénée a eu pour effet d'éliminer la matière organique; cependant, d'autres conséquences restent possibles, en particulier concernant la distribution de la taille des agrégats. En effet, même si les échantillons tot et smo ont été tamisés à 2mm, on ne connaît pas la distribution de la taille des agrégats dans les deux cas. Il est donc possible que la taille moyenne des particules des échantillons tot soit supérieure à celle des échantillons smo. Dans ce cas, les différences obtenues entre les paramètres colorimétriques des deux ensembles d'échantillons ne seraient pas seulement dues à la différence de teneur en matière organique résultant du traitement à l'eau oxygénée.

Les échantillons tot (tableau 3) présentent des teneurs en carbone organique comprises entre 0,07 et 3,61%.

Dans cet intervalle de variation, les valeurs de la longueur d'onde dominante λ_d pour les deux ensembles d'échantillons ne sont pas significativement différentes pour un degré de confiance de 99% (Figure 34).

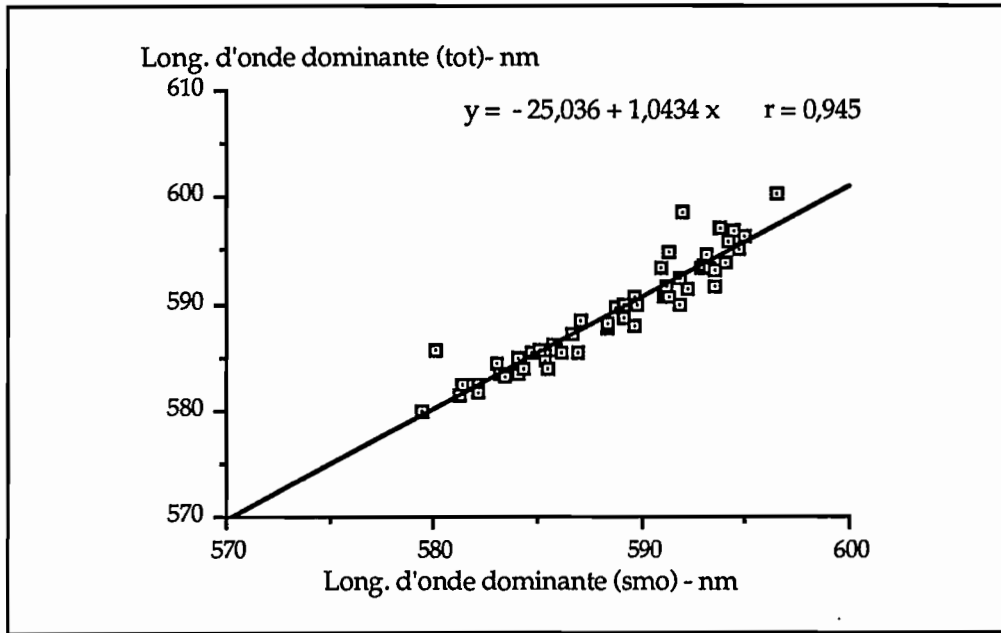


Figure 34 : Corrélation entre les longueurs d'onde dominantes λ_d pour les 56 échantillons tot et smo

Par contre, les valeurs de l'indice de rougeur sont, pour un degré de confiance de 97% , différentes pour les deux ensembles d'échantillons (Figure 35).

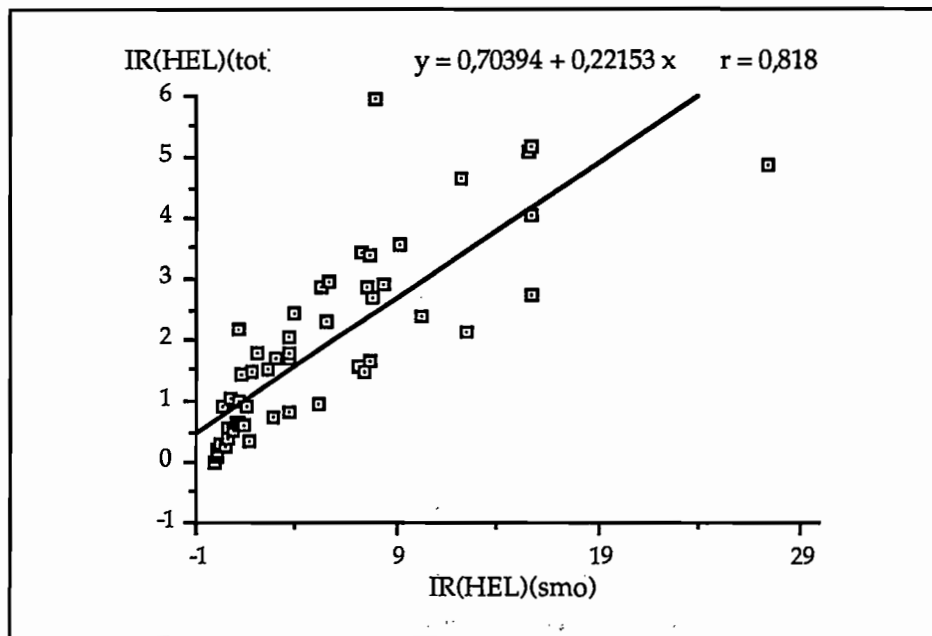


Figure 35 : Corrélation entre l'indice de rougeur IR(HEL) pour les 56 échantillons tot et smo

Les valeurs obtenues sont, en général, plus élevées pour les échantillons sans matière organique (IR(HEL) compris entre 0 et 27) que pour les échantillons avec matière organique (IR(HEL) compris entre 0 et 6,6). Ces différences sont pour l'ensemble des échantillons, significatives pour un degré de confiance de 99,9%.

Ceci résulte des effets de la présence de matière organique sur la pureté d'excitation et la luminance de la couleur qui jouent en sens inverses dans le calcul de l'indice: une augmentation de la saturation a comme conséquence une augmentation de l'indice, une diminution de la luminance a aussi comme conséquence une augmentation de l'indice IR:

- la saturation (P_e) est toujours plus élevée pour les échantillons sans matière organique. Cela est en accord avec la perception de la couleur des sols, toujours moins exprimée lorsque la matière organique est présente.
- en revanche, les effets de la matière organique sur la luminance ne vont pas toujours dans le même sens:
 - * pour les échantillons ne contenant que peu ou pas d'oxydes de fer, l'élimination de la matière organique a pour résultat une augmentation des valeurs de la luminance. Ainsi pour l'échantillon I23Ap (1,65% de carbone organique), les valeurs de $Y\%$ passent de 16,03 à 27,76 après élimination de la matière organique.
 - * pour les échantillons riches en oxydes de fer tel l'échantillon A3Ap1 (2,09% de carbone organique), l'élimination de la matière organique ne présente pas d'influence significative sur la luminance ($Y\%(tot) = 9,7$; $Y\%(smo) = 8,8$).
 - * pour les échantillons contenant de la magnétite, la matière organique semble augmenter la luminance. Ainsi, pour l'échantillon I14Ap (2,32% de carbone organique) la luminance passe de 8,2 pour l'échantillon tot à 5,0 pour l'échantillon smo.

Globalement, pour l'ensemble des 56 échantillons, la luminance des échantillons smo est significativement plus élevée, pour un degré de confiance de 95%, que la luminance des échantillons tot.

La figure 35 montre une assez grande dispersion des points autour de la droite de régression. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer une telle dispersion:

- tout d'abord la gamme très étendue des teneurs en carbone organique des échantillons est à prendre en considération : l'élimination de ce composant n'a pas le même effet sur la luminance d'un échantillon contenant seulement 0,1% de carbone organique que sur celle d'un échantillon en contenant au départ 3,6%. Par ailleurs, dans cet intervalle de variation de teneur en carbone organique, la réflectance est le résultat de l'interaction de la présence de la phase organique et de la phase minérale. CURRAN et *al* (1990), dans une expérience où différents matériaux minéraux sont mélangés à des substances humiques en proportions différentes, montrent que, pour des quantités supérieures à 3% de matière organique, un indice W , représenté par l'addition des trois coefficients chromatiques X , Y , Z , est très corrélé aux teneurs en matière organique, indépendamment du type de matériel minéral considéré. En revanche, pour des quantités plus faibles de matière organique (inférieures à 3%) c'est la composition de la partie inorganique du mélange qui devient le facteur le plus important de la variation de l'indice W .

- les effets discordants de la matière organique sur la luminance en fonction de la composition de la phase minérale ont pour résultat soit une augmentation soit une diminution de cette réflectance.
- les caractéristiques radiométriques différentes des diverses substances humiques composant la matière organique des sols : SHIELDS et *al* (1968), ont montré que les relations quantitatives entre la "value" de la notation MUNSELL et les teneurs en matière organique n'étaient pas les mêmes pour différents types de sols. Ils considèrent que la diversité des substances composant la matière organique est le principal facteur de variation. OBUKHOV et ORLOV (1964) ont montré que les acides humiques absorbent l'énergie d'une façon généralisée dans toute le spectre visible et que les acides fulviques présentent des pics de réflectance dans le vert et le rouge. La proportion de ces substances dans les sols est très variée. VOLKOFF et *al* (1978) ont montré que, pour un même profil de latosol brésilien, les acides humiques et l'humine prédominent dans les horizons de surface et les acides fulviques dans les horizons de profondeur.

Ces résultats montrent que la matière organique est un facteur important dans la détermination de la couleur des sols, et par conséquent peut influencer la mesure de l'indice de rougeur IR(HEL). *L'utilisation de cet indice comme estimateur des teneurs en hématite des sols doit donc se faire après destruction de la matière organique.*

V-3.3 L'effet de l'humidité

Les effets de l'humidité sur la réflectance des sols et leurs couleurs ont été étudiés par de nombreux auteurs, surtout pour des sols formés sous climat tempéré (SHIELDS et *al*, 1968; BOWERS et HANKS, 1965, CIERNIEWSKI, 1985; CELIS-CEUSTER, 1980). Ces auteurs rapportent que pour des sols d'humidité différentes les variations de la courbe de réflectance sont homothétiques dans le domaine du visible. Par conséquent la luminance est le paramètre colorimétrique le plus affecté, les sols deviennent plus "sombres".

La composition minéralogique de ces sols, caractérisée par une absence presque complète d'oxydes de fer, ne permet donc pas une application directe aux latosols. Ainsi, COELHO et AUDI (1964) étudiant l'effet de l'humidité sur la couleur MUNSELL des latosols et autres sols tropicaux, ont trouvé des variations importantes non seulement de la luminance (value) mais aussi de la saturation (chroma). Pour les sols les plus rouges des variations significatives de la teinte ont été aussi détectées par ces auteurs.

Cela nous a conduit à étudier les effets de l'humidité sur la réflectance des sols et plus particulièrement sur l'indice de rougeur. Pour cela on a effectué des mesures de réflectance diffuse sur les échantillons D1Ap, D2Ap, D3Ap, et D4Ap portés à sept niveaux d'humidités : sec à l'étuve, sec à l'air, et pF 4,2, 3,0, 2,8, 2,5, 2,0. Les détails de la procédure expérimentale et des résultats obtenus pour la réflectance et la couleur des échantillons sont rapportés dans les travaux de BEDIDI et *al* (1991a, 1991b, 1992).

Les mécanismes responsables des effets de l'humidité sur la réflectance et la couleur des sols sont mis en évidence. La substitution de l'air par l'eau dans l'humification des sols a pour résultat une augmentation de l'indice de réfraction N ($N=1$ pour l'air et $N=1,33$ pour l'eau). Les composantes volumique (R_v) et spéculaire (R_s) de la réflectance totale (R_t) sont affectées de façon opposée par les variations de N . Ainsi, l'augmentation de N , résultant de l'humectation des sols produit une augmentation de R_v et une diminution de R_s . (1)

Dans le visible, les sols à oxydes de fer présentent une partie du spectre ($\lambda < 550$ nm) dominée par la composante spéculaire et une partie ($\lambda > 600$ nm), dominée par la composante volumique. Ceci détermine des variations complexes du spectre de réflectance avec l'humidité sujet, pour partie de la thèse de BEDIDI (1991). La figure 36 illustre cette complexité en montrant les spectres de réflectance de l'échantillon D1Ap (échantillon IAP de BEDIDI et al, 1992) en fonction de l'humidité.

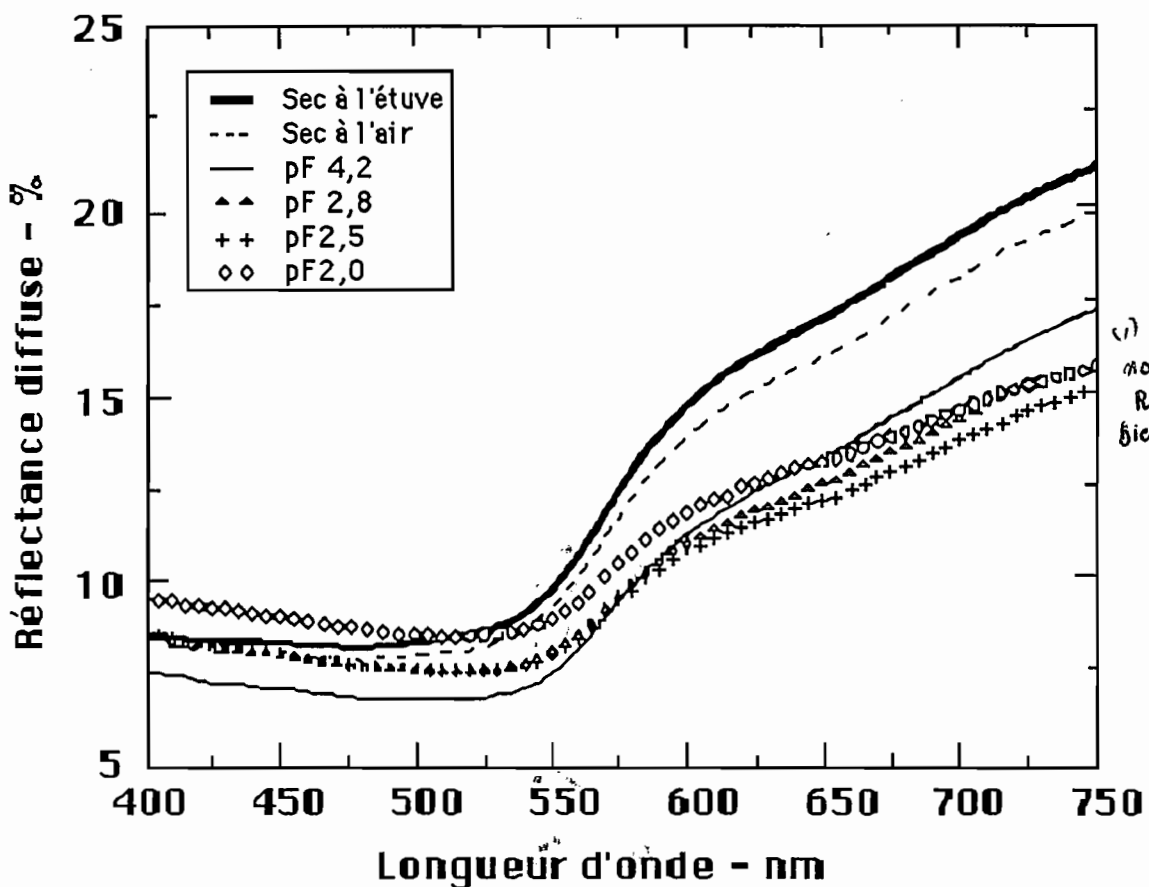


Figure 36 : Spectres de réflectance diffuse entre 400 et 750 nm de l'échantillon D1Ap à six niveaux d'humidité (D'après BEDIDI et al, 1992)

Ces variations non homothétiques des spectres de réflectance montrent que la couleur est sensiblement affectée par l'humidité, contrairement aux résultats obtenus par SHIELDS et al (1968).

La figure 37 (BEDIDI et al, 1992) met en évidence l'intensité de ces effets sur les coordonnées chromatiques x et y . On vérifie une distribution linéaire des points (x, y) et une nette tendance à la diminution des coefficients chromatiques avec l'augmentation de l'humidité.

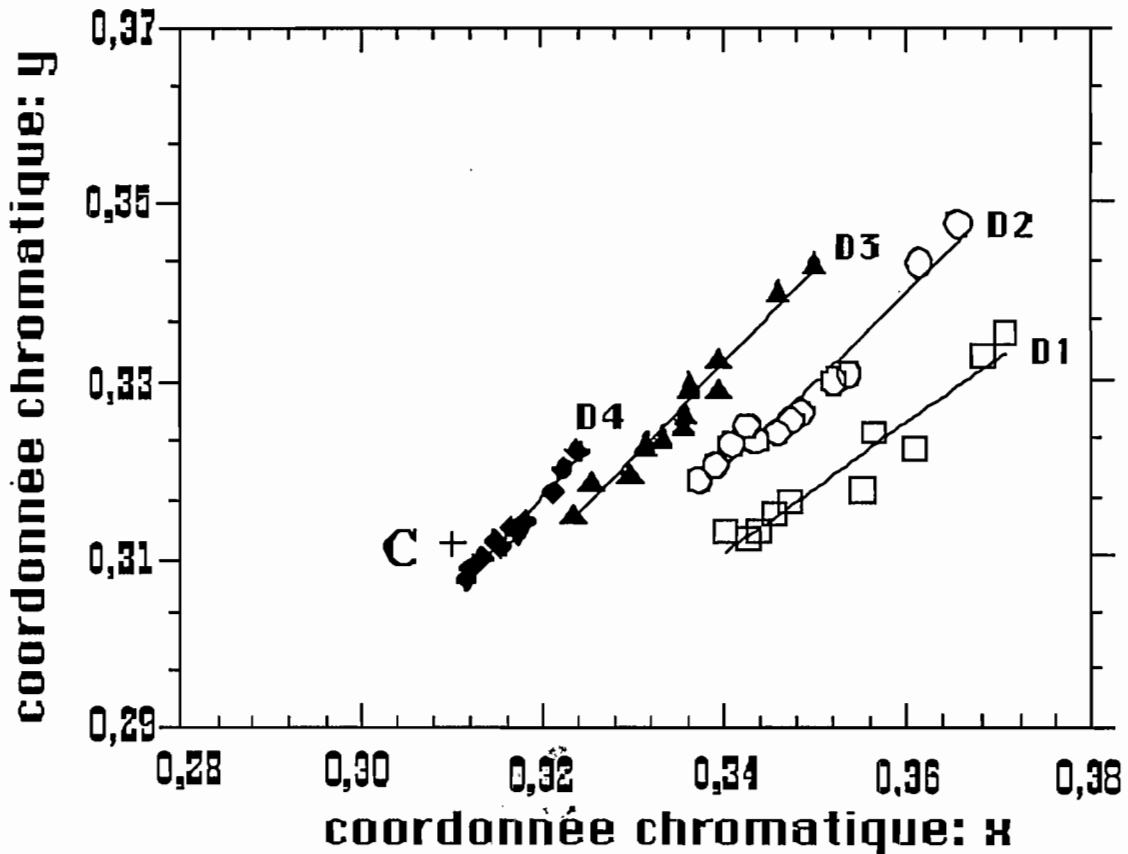


Figure 37 : Variations des coordonnées chromatiques x, y avec l'humidité pour les échantillons D1, D2, D3, et D4. Le point correspondant à l'illuminant C ($x = 0,3101$; $y = 0,3162$) est également représenté. (D'après BEDIDI et al, 1992)

On note aussi une tendance à une diminution de la saturation de la couleur. Les droites ne croisent pas le point C indiquant que les variations d'humidité affectent aussi la longueur d'onde dominante λ_d qui augmente avec l'humidité et ceci d'autant plus que les sols sont plus colorés.

La pureté de excitation et la luminance en revanche diminuent avec l'humidité.

Pour les humidités les plus élevées (pF 2,5 et 2,0), les valeurs de la luminance ont au contraire tendance à augmenter. La formation d'une pellicule d'eau sur les particules de sols, a pour conséquence une augmentation de la composante spéculaire de la réflectance et semble être à l'origine de ces variations.

La figure 38 montre les variations de l'indice de rougeur $IR(HEL)$ en fonction de l'humidité. Lorsque plusieurs mesures ont été effectuées pour un même niveau d'humidité, on considère une valeur moyenne de cet indice.

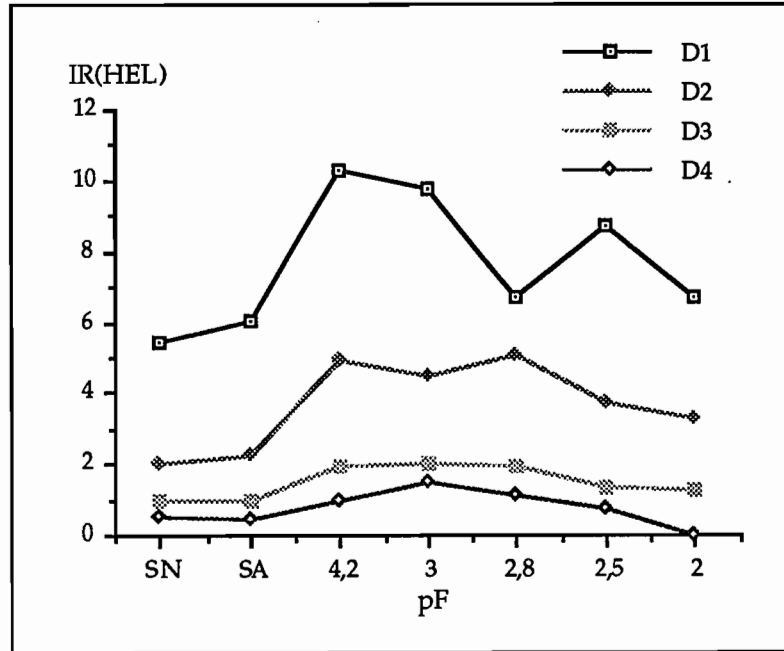


Figure 38 : Variations de l'indice de rougeur $IR(HEL)$ avec l'humidité pour les échantillons D1, D2, D3, et D4

Pour les quatre échantillons, les variations de l'indice de rougeur présentent la même tendance générale avec un maximum pour les taux d'humidité compris entre le point de flétrissement (pF 4,2) et la capacité au champ (pF 3 à 2,8).

Pour les sols secs (à l'air ou à l'étuve) les valeurs de l'indice sont quasiment les mêmes et très proches de celles des sols très humides (pF 2,0). Cette décroissance de l'indice $IR(HEL)$ pour des valeurs d'humidité les plus élevées peut s'expliquer par l'augmentation de la luminance, en particulier de la composante spéculaire.

Pour l'échantillon D1 une variation "hors norme" est observée à pF 3,0 et n'a pu être expliquée.

D'une façon générale, les valeurs maximales de l'indice $IR(HEL)$ sont de 30 à 40% supérieures aux valeurs minimales. Ces variations montrent l'importance de l'uniformisation de l'humidité pour l'utilisation de l'indice de rougeur comme estimateur des teneurs en hématite dans les sols.

V-4 CONCLUSION

A partir des mesures au spectrophotomètre de la réflectance diffuse il est possible d'estimer la teneur des principaux composants minéralogiques dans les 56 échantillons de latosols brésiliens.

a - Kaolinite et gibbsite

L'approche "morphologique" utilisée ici et basée sur la mesure de l'intensité des pics, permet d'estimer de façon satisfaisante la teneur en gibbsite dans la terre fine ou la teneur en gibbsite ramenée à la fraction argile de la terre fine. En revanche, seule la teneur en kaolinite ramenée à la fraction argile de la terre fine a pu être estimée.

Le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (K_i) est également estimé à partir des mesures précédentes.

En présence de substances opaques (magnétite et ilménite) de telles estimations ne sont pas possibles. Des études spécifiques doivent être réalisées pour identifier de façon précise les effets de ces composants et les seuils d'application de la méthode.

b - Hématite et goéthite

Pour les oxydes de fer, hématite et goéthite, on a exploité les absorptions d'origine électronique dans le domaine du visible, et responsables des couleurs caractéristiques de ces minéraux. On confirme les possibilités d'utilisation de l'indice de rougeur calculé à partir des coordonnées chromatiques CIE pour l'estimation de la teneur en hématite. On propose aussi un indice de rougeur calculé avec les coordonnées de HELMHOLTZ, et présentant la même précision que le précédent mais d'interprétation plus facile:

$$IR(HEL) = \frac{(\lambda d - 580) * Pe\%}{\gamma^2}$$

On montre l'existence d'une forte corrélation entre la longueur d'onde dominante et le rapport hématite/hématite + goéthite des sols.

Ainsi, avec ces deux paramètres colorimétriques, indice de rougeur et longueur d'onde dominante, on peut estimer au moyen de modèles linéaires les teneurs en hématite d'une part et d'autre part le rapport Hm/Hm+Gt (et donc aussi la goëthite).

L'utilisation des indices colorimétriques doit se faire cependant avec précaution en tenant compte des effets de la granulométrie, de la matière organique et de l'humidité.

La longueur d'onde dominante apparaît plus stable par rapport aux effets de la matière organique et de la granulométrie, l'indice de rougeur étant plus sensible à ces facteurs. L'humidité induit des variations importantes sur la longueur d'onde dominante mais aussi l'indice de rougeur.

Cependant des pratiques simples, telles que l'uniformisation de la taille des particules par tamisage comme il a été fait dans ce travail ou par broyage (recommandé par BARRON et TORRENT (1986)), l'élimination de la matière organique, et le séchage des échantillons à l'étuve permettent des estimations de teneurs en oxydes de fer très satisfaisantes .

Chapitre VI

SIMULATION DES BANDES THEMATIQUE MAPPER ET MODELISATION DE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE : LES INDICES DE TEXTURE , D'HEMATITE ET FERRIQUE

Les résultats obtenus précédemment montrent qu'il existe des corrélations entre les principaux constituants minéralogiques des sols étudiés et la réflectance diffuse mesurée au laboratoire:

- corrélation entre le rapport $\frac{\text{kaolinite}}{\text{kaolinite}+\text{gibbsite}}$ et la réflectance diffuse dans un domaine spectral correspondant à TM7.
- corrélation entre la teneur en hématite et l'indice de rougeur HELMHOLTZ.
- corrélation entre le rapport $\frac{\text{Hm}}{\text{Hm}+\text{Gt}}$ et la longueur d'onde dominante λ_d .

Dans ce chapitre, on se propose d'étudier la possibilité de substituer les paramètres spectraux, dont on vient de montrer qu'ils sont en relation avec les principaux constituants minéralogiques des latosols, par des paramètres calculés à partir d'une simulation des bandes Thematic Mapper. Autrement dit, il s'agit de montrer que ces mêmes paramètres spectraux restent valables en ne considérant que les parties du spectre (fenêtres) correspondant aux bandes spectrales des capteurs embarqués sur les satellites et plus précisément du capteur Thematic Mapper (TM).

VI-1 LES BANDES SPECTRALES "SIMULATION THEMATIC MAPPER" (STM)

Les satellites enregistrent le rayonnement solaire réfléchi par le système surface de la terre-atmosphère selon certaines fenêtres spectrales (bandes spectrales), correspondant aux domaines de transparences de l'atmosphère.

Le capteur Thematic Mapper du satellite LANDSAT possède 7 canaux : TM1, TM2, TM3, TM4, TM5, TM6 et TM7. Le canal TM6 (infrarouge thermique) ne sera pas pris en compte dans cette étude. Le tableau 8 indique les bandes spectrales correspondant à chacun de ces canaux et la figure 39 illustre leur position sur le spectre d'un échantillon .

Tableau 8 : Bandes spectrales couvertes par le capteur Thematic Mapper

Canaux TM	Bandes spectrales
TM1	450 à 520 nm
TM2	520 à 600 nm
TM3	630 à 690 nm
TM4	760 à 900 nm
TM5	1550 à 1750 nm
TM6	10400 à 12500 nm
TM7	2080 à 2350 nm

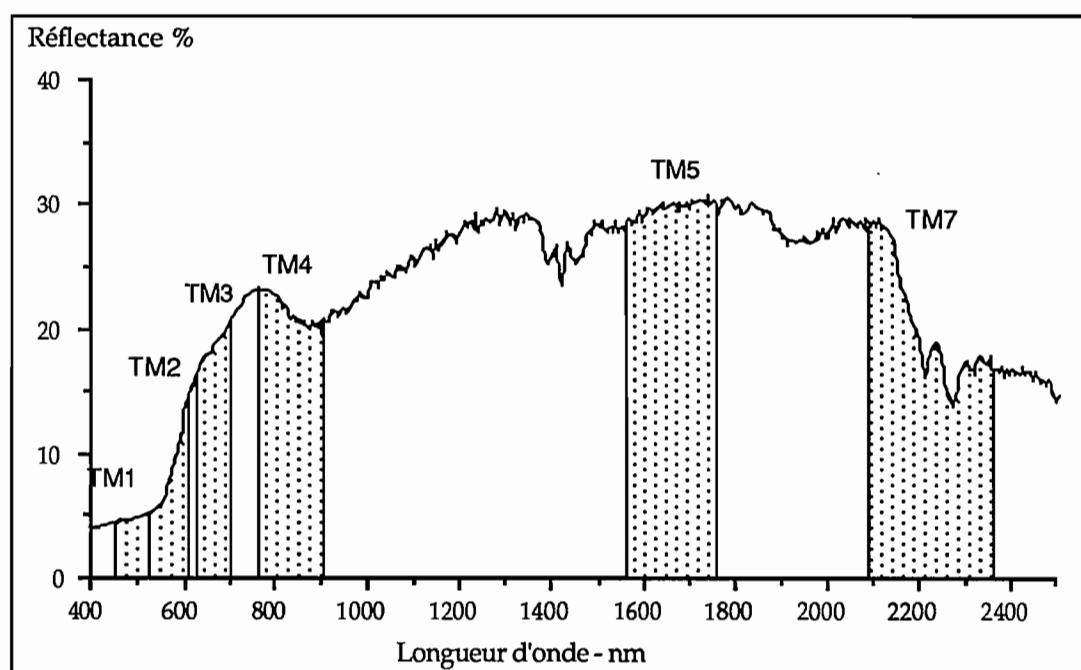


Figure 39 : Position des bandes spectrales du capteur TM sur le spectre de réflectance diffuse d'un échantillon de sol

Les valeurs radiométriques enregistrées par les capteurs des satellites sont proportionnelles à la luminance dans la bande spectrale pondérée par la sensibilité du capteur dans les longueurs d'onde considérées.

Pour simuler une bande TM, on intègre les valeurs de réflectance correspondant à cette fenêtre spectrale pondérée par la réponse spectrale relative du capteur. Cette valeur correspond donc à la simulation d'une bande spectrale que l'on appellera "Simulation Thematic Mapper" (STM).

Les valeurs de la réponse spectrale relative pour le capteur TM ont été empruntées à MARKHAM et BARKER (1985). Les graphiques de la figure 40 présentent les fonctions de sensibilité pour les différents canaux.

Le calcul des STM a été fait en utilisant l'équation:

$$STM_i = \frac{\sum_{\lambda_{1i}}^{\lambda_{2i}} R\lambda * S\lambda}{\sum_{\lambda_{1i}}^{\lambda_{2i}} S\lambda} * 255$$

où :

STM_i = réflectance dans les bandes spectrales des i canaux TM (i=1, 2, 3, 4, 5, 7).

Rλ = réflectance diffuse dans la longueur d'onde λ.

Sλ = valeur de la fonction de sensibilité du capteur TM dans la longueur d'onde λ.

λ_{1i} et λ_{2i} = limites inférieures et supérieures de la bande spectrale.

Ces nouvelles variables, dérivées des spectres de réflectance des 56 échantillons, seront utilisées pour le développement de modèles susceptibles d'indiquer les possibilités optimales de détection, à l'aide des données Landsat TM, de paramètres minéralogiques.

Les données de réflectance diffuse utilisées ici sont les mêmes qu'au chapitre précédent, soit:

- les données smo pour la kaolinite et la gibbsite. Les échantillons riches en magnétite et ilménite (I7Bo1, I14Ap, N12Ap et N12 Bo2) ne seront pas pris en compte pour les raisons déjà indiquées (V-11).
- les données l+a pour les oxydes de fer, hématite et goethite.

Le tableau 9 présente les valeurs STM calculées pour les échantillons l+a et smo.

Tableau 9 : Tableau récapitulatif des valeurs des STM pour les échantillons l+a et smo

Echantillon	Echant. l+a				Echant. smo	
	STM1	STM2	STM3	STM4	STM5	STM7
N12Ap1	16	33	45	49	26	24
N12Bo2	15	32	45	48	26	25
I1Ap	25	47	57	60	64	51
I1Bo4	25	52	73	79	79	49
I4Ap	13	31	54	61	52	42
I4Bo1	12	29	55	64	67	52
I3A2	19	38	59	65	72	65
I7Bo1	9	16	30	33	25	26
I9A2	22	46	65	71	50	40
I9BA	23	48	62	67	47	38
I10A	27	50	67	74	70	66
I10BA	25	48	66	74	68	61
I11A2	15	37	61	70	62	44
I11Bo4	14	35	63	72	70	47
I13BA	14	29	48	55	63	62
I13Bo4	13	27	48	55	67	65
I14Ap	9	16	27	28	22	24
I17AB	11	27	53	60	65	52
I17Bo5	10	25	53	61	65	50
I20A	12	29	52	58	65	48
I20Bo1	13	31	58	66	71	50
I22Ap	11	30	61	71	88	69
I22Bo1	12	33	67	78	99	74
I23Ap	53	79	94	101	101	65
I23Bog2	77	97	108	118	112	63
A1Ap1	35	69	89	94	84	47
A1BA	30	64	87	96	91	51
A1Bo3	31	65	88	97	91	48
A2Ap2	22	49	75	83	81	48
A2BA	22	48	75	83	75	43
A2Bo2	21	49	78	87	85	49
A3Ap1	13	28	53	59	68	47
A3BA	10	27	53	60	55	38
A3Bo2	10	26	52	61	70	49
B1Ap1	59	88	105	111	93	48
B1BA	56	86	103	111	109	56
B1Bo3	44	73	97	108	108	54
B2Ap1	18	42	72	80	87	54
B2BA	19	41	72	79	80	46
B2Bo2	20	46	80	89	87	49
B3Ap1	13	31	58	67	75	51
B3BA	13	31	59	67	69	46
B3Bo2	12	31	60	70	75	50
C1Ap1	33	70	85	94	101	61
C1BA	38	77	92	99	89	46
C1Bo2	29	65	85	94	97	53
C2Ap1	34	68	89	96	96	56
C2BA	31	61	84	90	97	55
C2Bo2	28	60	85	94	95	53
C3Ap1	23	51	77	84	95	58
C3BA	29	55	81	88	94	55
C3Bo2	21	47	73	83	94	55
D1Ap	14	37	71	82	102	76
D2Ap	26	54	81	91	110	81
D3Ap	35	67	90	99	116	88
D4Ap	53	80	93	101	113	77

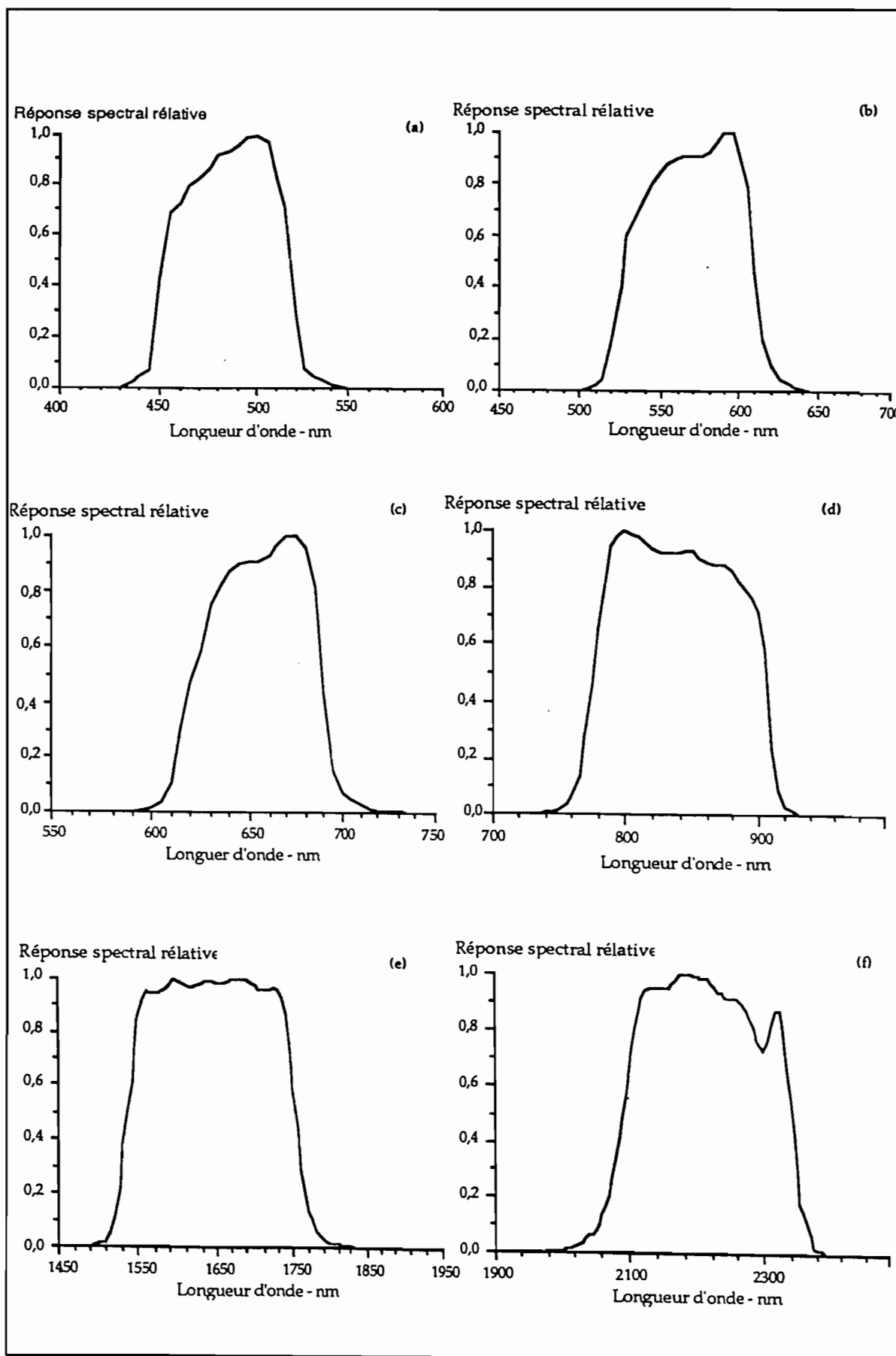


Figure 40 : Courbes de sensibilité des capteurs Thematic Mapper pour les canaux TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 et TM7 (D'après MARKHAM et BARKER, 1985)

VI-2 MODELISATION DE LA TEXTURE

Les événements spectraux intéressants pour l'étude du rapport kaolinite/gibbsite se situent dans le domaine du canal TM7 (2080 à 2350 nm). La possibilité d'utilisation des données satellitaires n'est donc pas envisageable actuellement car cette bande, intégrant les variations d'absorption de la kaolinite et de la gibbsite, ne permet pas leur discrimination.

Cependant, les relations entre la somme kaolinite+gibbsite et les fractions granulométriques argile et sable, déjà mises en évidence (III-3), suggèrent de rechercher un modèle empirique pour étudier l'existence de relations entre les valeurs STM5 et STM7 et la texture des sols.

Ce modèle doit prendre en compte les travaux de plusieurs auteurs qui ont exploité les caractéristiques des bandes d'absorption des argiles dans le domaine spectral de l'infrarouge proche et moyen. Ils proposent ainsi d'utiliser le rapport TM5/TM7 pour discriminer les zones d'altération, riches en argiles (avec des bandes de vibration des OH), des zones à roches saines (PODWYSOCKI *et al*, 1983; ROWAN *et al*, 1977; ROWAN et KAHLE, 1982, PROST, 1980; ABRAMS *et al*, 1977).

Ce modèle doit se baser aussi sur le fait que les minéraux normalement présents dans les latosols n'ont pas d'absorption dans le domaine spectral du canal TM5, le pic de gibbsite à 1540 nm n'affectant la réflectance totale de la bande TM5 que de façon marginale (Figure 41).

Les relations quantitatives entre absorptions et teneurs en kaolinite et gibbsite, décrites précédemment dans le domaine spectral de la bande du TM7, suggèrent que la différence entre les valeurs de réflectance du canal simulé STM7 et du canal STM5 sont en relation avec les teneurs kaolinite+gibbsite. Pour évaluer cette différence on considère le rapport:

$$\frac{(STM5-STM7)}{(STM7+STM5)}$$

Les effets de la présence de kaolinite et de gibbsite, en quantités variables, sont illustrés sur la figure 42 qui présente les spectres de deux échantillons de sols (B1Bo3 et I13Bo4), dont les sommes kaolinite+gibbsite ont des valeurs très différentes (82% et 12%) et auxquelles correspondent des rapports également différents (0,33 et 0,015).

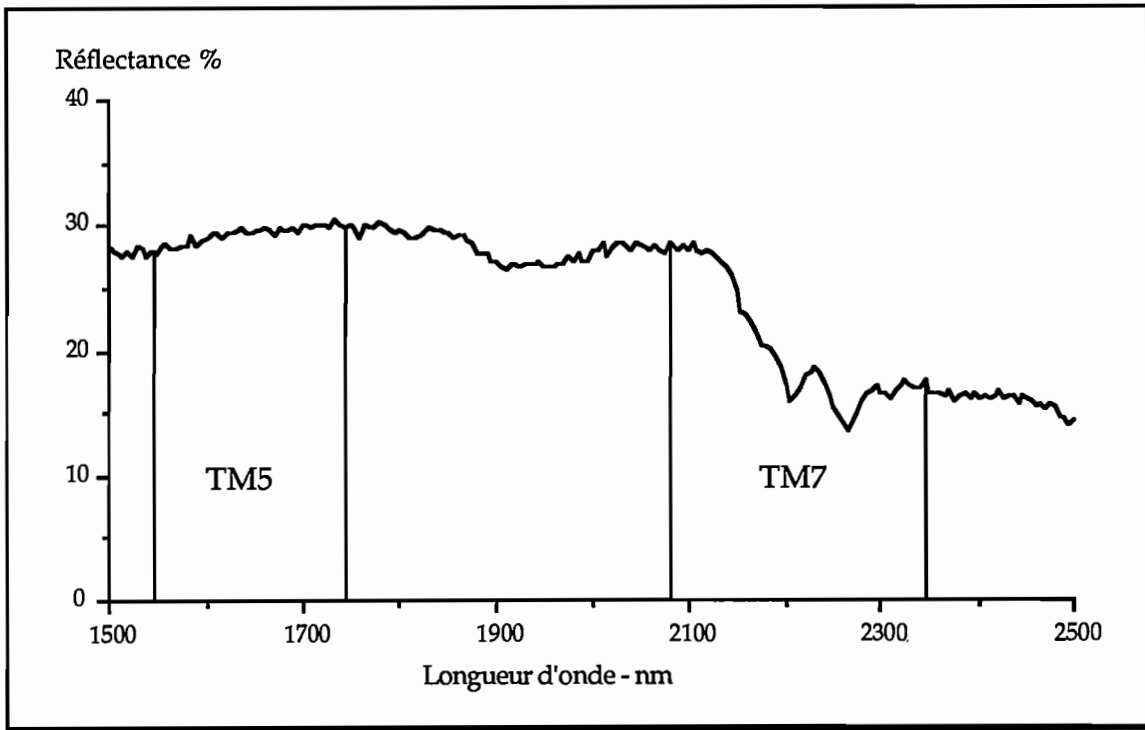


Figure 41 : Spectre de réflectance diffuse d'un échantillon de sol (B1Bo3) avec indication de la position des bandes spectrales TM5 et TM7

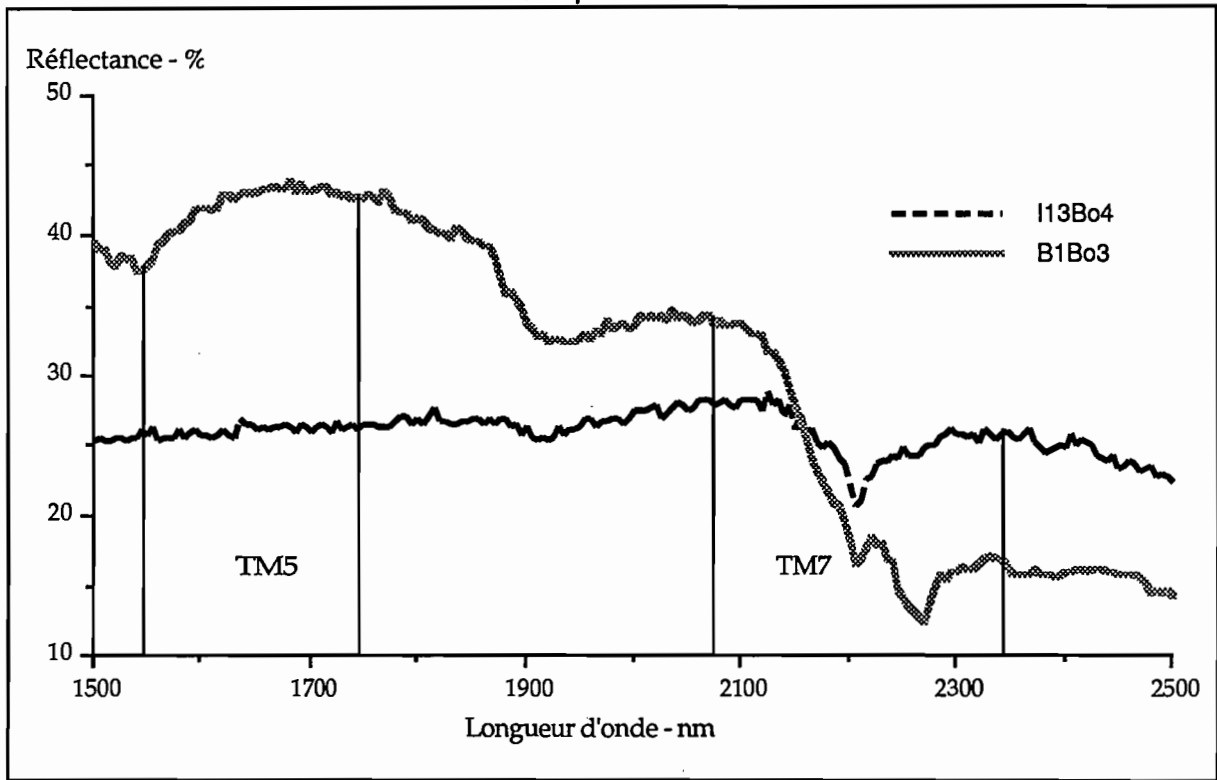


Figure 42 : Exemple de spectres de réflectance diffuse (infrarouge moyen) de deux sols présentant des sommes kaolinite+gibbsite et des rapports $(STM5-STM7)/(STM5+STM7)$ très différents

Lorsque la *somme kaolinite+gibbsite* est mise en relation avec le rapport $\frac{(STM5-STM7)}{(STM5+STM7)}$ pour les 52 échantillons on vérifie que les deux variables gardent une relation linéaire entre elles avec un coefficient de corrélation de 0,88 (Figure 43).

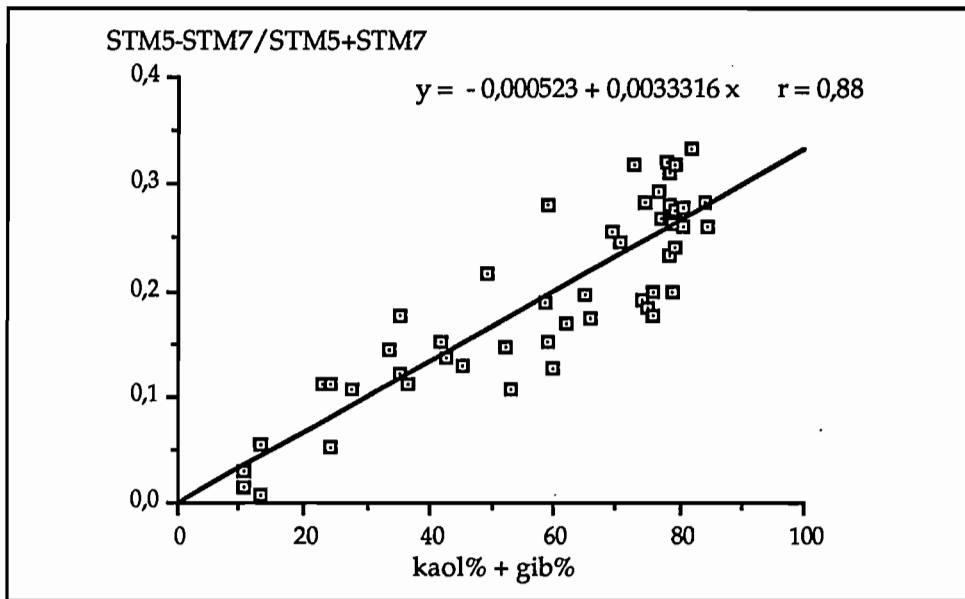


Figure 43 : Corrélation entre le rapport $\frac{(STM5-STM7)}{(STM5+STM7)}$ et la somme kaolinite+gibbsite (kaol%+gib%) de la terre fine de 52 échantillons (smo)
Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.

L'intérêt de cette relation est indirect puisque la somme kaolinite+gibbsite n'apporte que peu d'information du point de vue pédologique. Les relations existant entre la somme kaolinite+gibbsite et les teneurs en argile et sable, démontrées précédemment, donnent à ce rapport une grande importance puisqu'il informe sur la granulométrie des sols. La figure 44 montre qu'une corrélation assez satisfaisante a été trouvée entre ce rapport $\frac{(STM5-STM7)}{(STM5+STM7)}$ et la teneur en argile des sols.

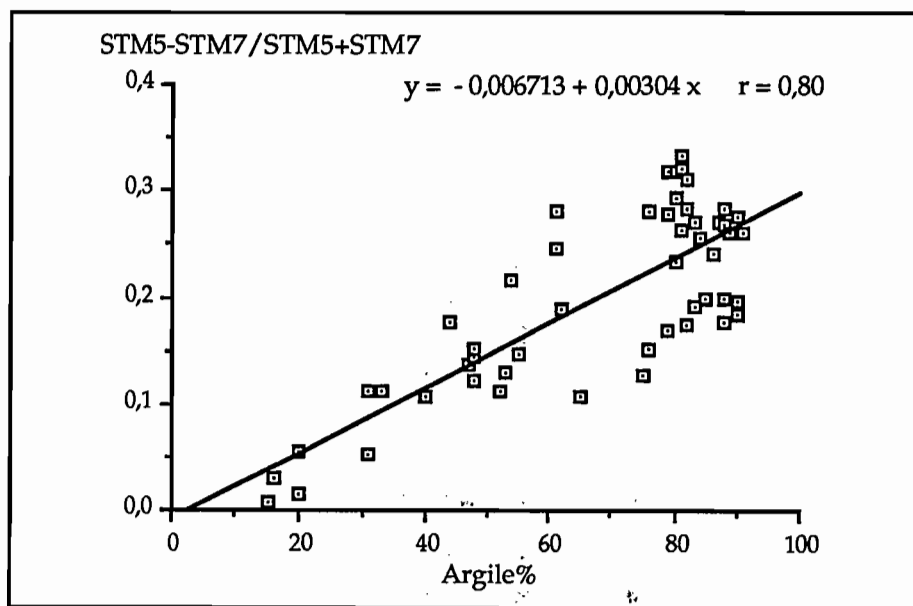


Figure 44 : Corrélation entre le rapport $\frac{STM5-STM7}{STM5+STM7}$ et la teneur en argile de la terre fine de 52 échantillons
Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.

Le rapport $\frac{STM5-STM7}{STM5+STM7}$ peut donc être considéré comme la simulation d'un indice radiométrique rendant compte de la texture du sol. On propose de désigner par ITx(STM) cet "Indice de Texture" soit:

$$ITx(STM) = \frac{STM5-STM7}{STM5+STM7}$$

Le modèle linéaire obtenu, bien qu'expliquant la variabilité des données avec une certitude supérieure à 95%, montre une dispersion relativement élevée surtout pour des échantillons très argileux. Si cette dispersion n'autorise pas une estimation précise des teneurs en argile des sols, elle peut contribuer à la discrimination des sols à textures contrastées et à distinguer ainsi les sols sableux des sols argileux.

Cependant, l'identification des paramètres qui interviennent dans ce modèle pourrait permettre de l'améliorer.

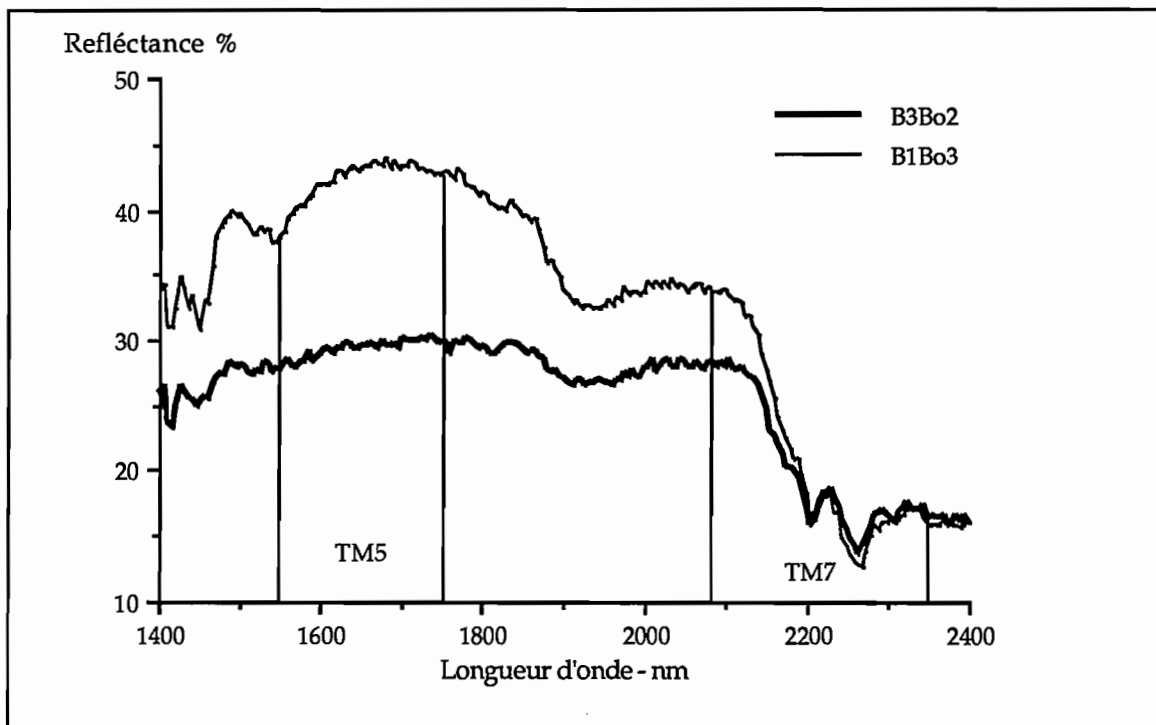


Figure 45 : Spectres de réflectance diffuse de deux échantillons très argileux et indice de texture très différents
B1Bo3 : ITx(STM) = 0,33; argile% = 81%; Hm%=0,4.
B3Bo2 : ITx(STM) = 0,2; argile% = 85%; Hm% = 7,0

La figure 45 montre les spectres de deux cas extrêmes d'échantillons dont les teneurs en argile sont comparables (81% et 85%) pour des indices de texture très différents (0,33 et 0,2). Les spectres montrent que le "fond spectral" (TM5) est très largement responsable de cette différence puisque les minima des absorptions (TM7) sont pratiquement les mêmes pour les deux échantillons.

Or la principale différence réside dans la teneur en oxydes de fer (1,2% et 10,8%) et en hématite en particulier (0,4% et 7,0%). Les oxydes de fer sont relativement "transparents" dans l'infrarouge avec des valeurs de réflectance proches de 80% pour des particules de taille moyenne de 0,1 μm (MORRIS et MENDELL, 1982).

La présence d'oxydes de fer n'est pas donc suffisante pour expliquer cette différence.

Plusieurs travaux (PEDRO et al, 1976; CAMBIER, 1986; CAMBIER et PICOT, 1988) montrent que les oxydes de fer participent à la formation de microagrégats dans les sols. Pour des sols ferrallitiques du Cameroun et les Terras Roxas du Brésil ces agrégats présentent une taille variable de 2 à 200 μm avec une valeur moyenne de 100 μm . La taille des particules a un effet très important sur la réflectance diffuse (IV-13).

L'importance des oxydes de fer sur la formation des microagrégats et l'effet de la taille des particules sur la réflectance nous permettent d'inférer qu'il s'agit là d'une des principales raisons de la dispersion trouvée entre les valeurs de l'indice de texture ITx(STM) et les teneurs en argile des échantillons.

Pour vérifier cette hypothèse, on subdivise les échantillons en 3 classes selon les teneurs en hématite : 0 - 1,50%; 1,51 - 4,00%; 4,01 - 12%. Ces sous-ensembles présentent un nombre d'individus très comparable (19, 18 et 19 échantillons). Les analyses de corrélation effectuées pour ces trois sous-ensembles montrent une sensible amélioration des corrélations (Tableau 10).

Tableau 10 : Tableau récapitulatif des paramètres statistiques des corrélations entre l'indice de texture et la teneur en argile établies selon des classes de teneur en hématite et pour l'ensemble des 52 échantillons smo

Classes Hm%	Nb échantillon	b	a	r
0,00-1,50	19	-0,00814	0,00375	0,914
1,51-4,00	18	-0,00180	0,00334	0,900
4,01-12,00	19	-0,00648	0,00224	0,926
0,00-12,00	52	-0,00671	-0,00304	0,800

VI-3 MODELISATION DE LA TENEUR EN HEMATITE ET DU RAPPORT $\frac{Hm}{Hm+Gt}$

La recherche a été conduite en trois étapes:

- Identification des relations entre les paramètres colorimétriques et les STM

ESCADAFAL (1989) a démontré l'existence de bonnes corrélations entre les composants chromatiques R,G,B, respectivement avec TM3, TM2, et TM1 (calculés à partir de données de réflectance mesurées au laboratoire). Ces résultats, bien que très intéressants, ne permettent pas de préciser les relations constituants/réflectance. En effet, pour le calcul de l'indice de rougeur, on utilise les coordonnées chromatiques qui ne sont pas en relation linéaire avec les composants chromatiques. Il s'agit donc de trouver des relations entre, d'une part, les paramètres colorimétriques x , y , $Y\%$, λ_d et, d'autre part, les canaux simulés STM.

- Recherche d'indices radiométriques, dérivés des STM, qui soient en relation avec l'indice de rougeur HELMHOLTZ et avec la longueur d'onde dominante λ_d .

-Vérification des corrélations entre ces indices radiométriques et les constituants minéralogiques (Hématite% et $\frac{Hm}{Gt+Hm}$)

La recherche de ces relations sera faite par essais et erreur, la vérification de chaque essai étant validée par des analyses de corrélation et régression.

VI-3.1 Les relations paramètres colorimétriques/bandes STM

- Composantes trichromatiques X, Y, Z.

Le tableau 11 présente les coefficients de corrélation linéaire entre:

- les paramètres colorimétriques : paramètres CIE (composantes X, Y, Z; coordonnées x et y ; $Y\%$) et coordonnées de HELMHOLTZ (longueur d'onde dominante λ_d et pureté d'excitation $Pe\%$).
- les bandes simulées du visible (STM1, STM2, et STM3).

On observe que d'une façon générale les *composantes chromatiques sont bien corrélées avec les bandes simulées STM (sauf pour Z et STM3)*, les meilleures corrélations étant: X, Y et

bande STM2; Z et STM1. Ces bonnes corrélations entre composantes chromatiques et réflectances dans le domaine des canaux TM du visible sont en accord avec les résultats rapportés par ESCADAFAL (1989).

Tableau 11 : Coefficients de corrélation linéaire entre:
 - les paramètres colorimétriques C.I.E. et de HELMHOLTZ
 - et les bandes simulées STM du visible (56 échantillons I+a)

	X	Y	Z	x	y	Y%	ld	Pe%
STM1	0,947	0,967	0,998	-0,867	-0,032	0,967	-0,845	-0,802
STM2	0,997	0,999	0,938	-0,778	0,226	0,999	-0,885	-0,64
STM3	0,945	0,939	0,843	-0,566	0,25	0,939	-0,725	-0,438

- Coordonnées chromatiques

Cependant, les coordonnées chromatiques x et y, permettant le calcul de l'indice de rougeur (estimation de la teneur d'hématite), et la longueur d'onde dominante λ_d (estimation du rapport $\frac{H_m}{H_m+G_t}$) ne sont pas suffisamment corrélées aux canaux simulés STM pris isolément.

VI-3.2 Recherche d'indices radiométriques dérivés des STM

Après plusieurs essais, on obtient des rapports combinant les STM dont certains s'avèrent bien corrélés à x, y, et λ_d , (Tableau 12). En revanche, aucune corrélation intéressante n'a pu être trouvée concernant la pureté d'excitation Pe%.

Tableau 12 : Coefficients de corrélation linéaire entre:
 - les paramètres colorimétriques et indices de rougeur dérivés
 - et les indices radiométriques calculés à partir des bandes STM (56 échantillons I+a)

	x	y	Y%	ld	Pe%	IR(HEL)	IR(CIE)
STM1	-0.867	-0.032	0.967	0.845	-0.802	-0.672	-0.662
STM2	-0.778	0.226	0.999	-0.885	-0.640	-0.796	-0.784
STM3	-0.566	0.250	0.939	-0.724	-0.438	-0.777	-0.771
$\frac{STM3}{STM1}$	0.962	-0.090	-0.793	0.886	0.851	0.679	0.665
$\frac{STM2^2}{STM1*STM3}$	-0,03	0.956	0.318	-0.521	0.273	-0.629	-0.617
$\frac{STM3-STM2}{STM3+STM2}$	0,898	-0,318	-0,869	0,982	0,720	0,804	0,787
$\frac{STM3^2}{STM1*STM2^3}$	0,563	-0,54	-0,780	0,817	0,350	0,994	0,991

Un examen plus attentif de ces corrélations nous montre que, concernant la coordonnée chromatique x , si la corrélation linéaire est bonne avec le rapport $STM3/STM1$ ($r=0,962$), le nuage des points que l'on obtient sur un graphique de ces deux variables présente une concavité vers les ordonnées croissantes. Cette forme concave est mieux représentée par une équation polynomiale de degré 2 ($r=0,988$) que par la droite (Figure 46).

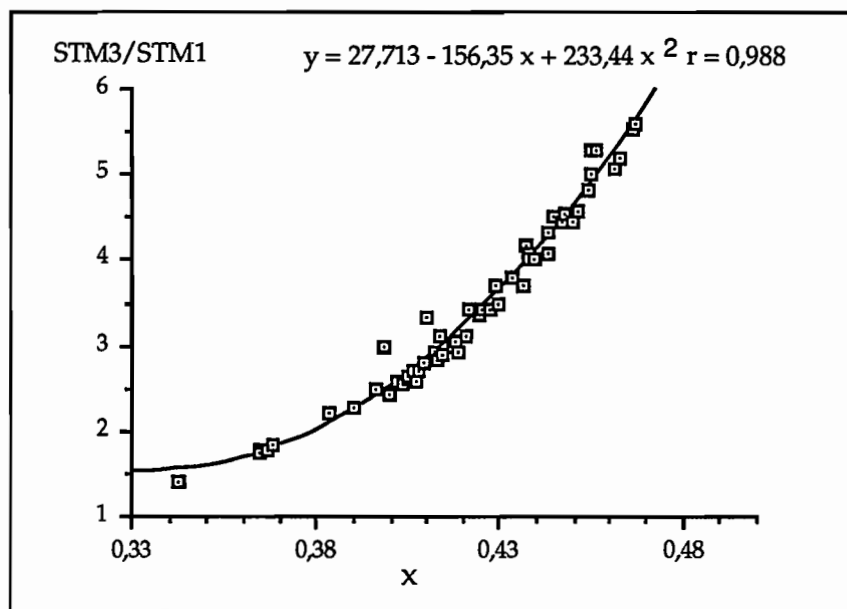


Figure 46 : Corrélation entre la coordonnée chromatique x et le rapport $\frac{STM3}{STM1}$ pour les 56 échantillons I+a

Pour la coordonnée chromatique y , on observe une bonne linéarité avec le rapport $STM2^2/STM1*STM3$ (Figure 47).

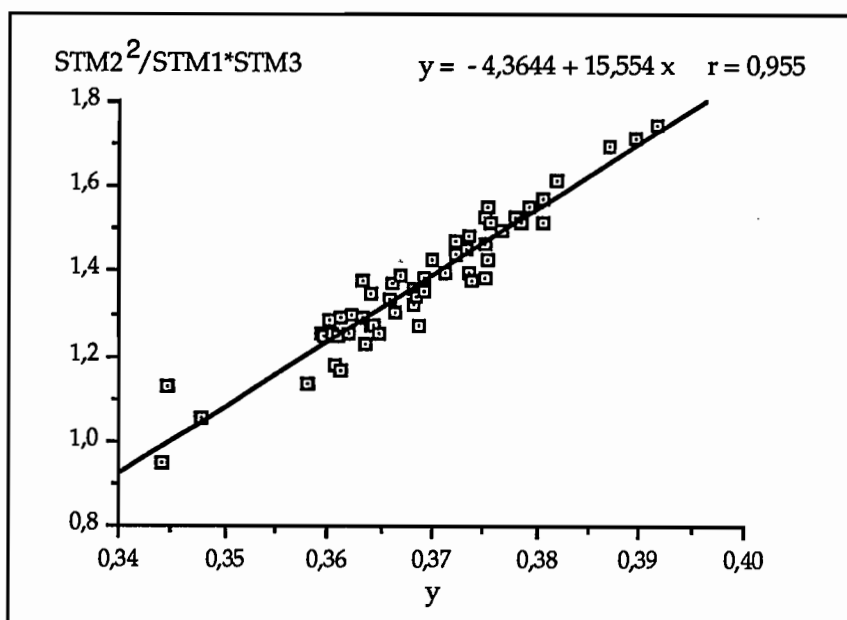


Figure 47 : Corrélation entre la coordonnée chromatique y et le rapport $\frac{STM2^2}{STM1*STM3}$ pour les 56 échantillons I+a

Concernant la longueur d'onde dominante λ_d , la figure 48 montre le modèle de régression linéaire obtenu avec le rapport $\frac{STM3-STM2}{STM3+STM2}$

L'existence d'une bonne corrélation entre λ_d et ce rapport des réflectances dans les domaines du rouge (STM3) et du vert (STM2) pour ces échantillons de sol qui ont des teintes variant du jaune au rouge était plutôt attendue, surtout aussi compte tenu des relations entre λ_d et le rapport $Hm/Gt+Hm$.

Le rapport $\frac{STM3-STM2}{STM3+STM2}$ pourrait donc être assimilé à un indice radiométrique rendant compte de la "teinte" du sol mais aussi de sa composition minéralogique en précisant la proportion relative des deux principaux oxydes de fer (hématite et goethite).

On propose de désigner par IFe(STM) cet indice ferrique (ou indice de teinte):

$$IFe(STM) = \frac{STM3-STM2}{STM3+STM2}$$

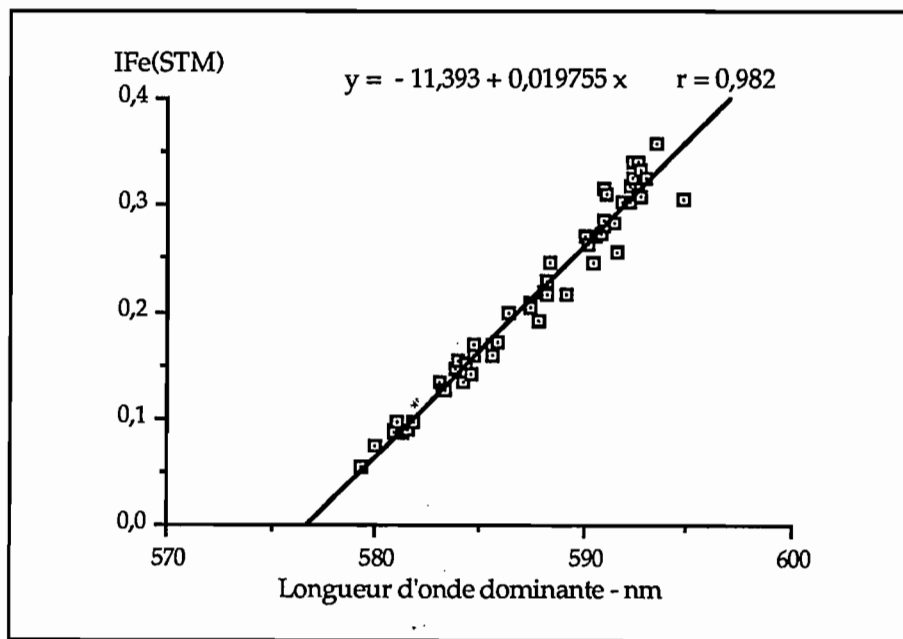


Figure 48 : Corrélation entre la longueur d'onde dominante λ_d et le rapport $STM3-STM2/STM3+STM2$ pour les 56 échantillons I+a

Concernant les indices de rougeur

Nous nous sommes guidés pour cette recherche sur les corrélations établies précédemment et sur la formule de l'indice de rougeur défini par BARRON et TORRENT (1986). On rappelle que cet indice de rougeur a la forme:

$$IR(CIE) = \frac{(x-0,34)^2}{(y-0,34)*Y\%^2}$$

Les différents essais réalisés nous ont conduit à un rapport qui correspond à un indice radiométrique indicateur des teneurs en hématite des sols et que l'on propose d'appeler indice hématite IHm(STM)

$$IHm(STM) = \frac{STM3^2}{STM1*STM2^3}$$

Le tableau 12 indique les corrélations entre ce rapport et les deux indices de rougeur IR(CIE) et IR(HEL) (V-24).

VI-3.3 Vérification des corrélations entre indices radiométriques et constituants minéralogiques

Il reste à vérifier:

- que l'indice ferrique IFe(STM) conserve, comme λd , de bonnes corrélations avec le rapport $\frac{Hm}{Hm+Gt}$
- que l'indice hématite IHm(STM) reste corrélé à la teneur en hématite (Hm%) comme il en était ainsi pour les indices IR(CIE) et IR(HEL).

Le tableau 13 donne les coefficients de corrélation entre ces paramètres.

Tableau 13 : Coefficients de corrélation linéaire entre:
- les constituants minéralogiques
- et les paramètres colorimétriques et indices radiométriques STM pour les 56 échantillons I-a

	Hm%	$\frac{Hm}{Hm+Gt}$
IFe(STM)	0.727	0.934
λd	0.773	0.964
IHm(STM)	0.954	0.849
IR(HEL)	0.951	0.861
IR(CIE)	0.948	0.843

Le modèle linéaire entre le rapport $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ et l'indice ferrique IFe(STM) est significatif au niveau de 1%. Cependant le coefficient de corrélation est inférieur ($r = 0,934$) à celui ($r = 0,964$) de la longueur d'onde dominante avec ce même rapport $\frac{Hm}{Hm+Gt}$. Ceci indique une dépendance légèrement moins forte entre l'indice ferrique et le rapport $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ qu'entre ce

dernier et λd . Si l'on raisonne en terme de régression, on peut dire que λd explique une partie plus grande de la variance (92,9%) de $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ que l'indice ferrique (85,0%).

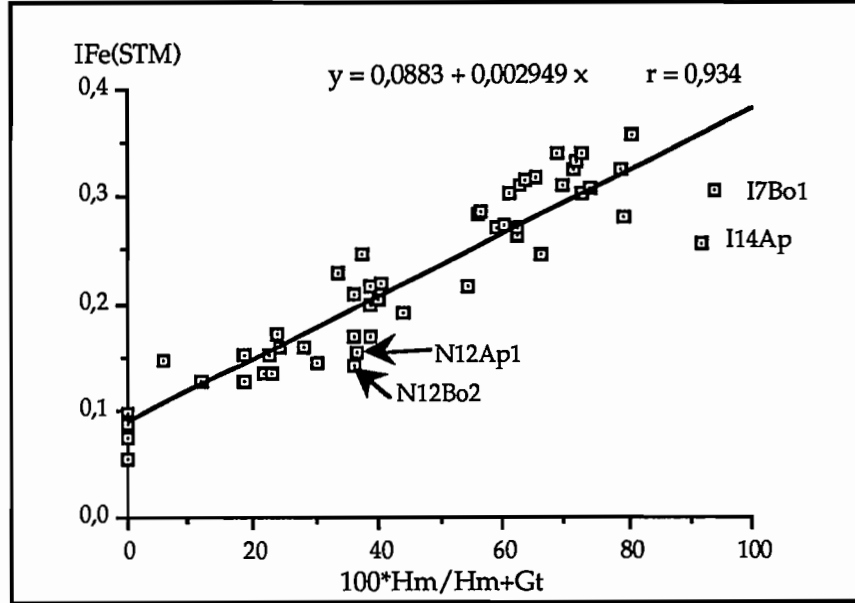


Figure 49 : Corrélation entre les rapports $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ et IFe(STM) pour les 56 échantillons I+a.

Les deux échantillons riches en magnétite (I7Ap et I14Bo1) et correspondant à des rapports $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ élevés, sont nettement décalés par rapport à la droite de régression (Figure 49).

L'opacité de ce minéral provoque un affaiblissement plus grand de l'ordonnée du spectre dans les zones de réflectances plus élevées. Ainsi, les réflectances dans le domaine du STM3 sont elles plus affectées que dans le domaine de STM2. Il en résulte des rapports $\frac{STM3-STM2}{STM3+STM2}$ plus faibles et donc aussi des indices ferriques. Compte tenu du nombre très restreint d'échantillons présentant ces caractéristiques on ne peut poursuivre cette hypothèse. Il est pourtant raisonnable de suggérer que les relations entre l'indice ferrique et le rapport $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ sont différents pour les sols avec et sans magnétite.

On remarque que le coefficient de corrélation obtenu entre l'indice de rougeur IHm(STM) et la teneur en hématite est du même ordre de grandeur que celui obtenu avec les indices IR(CIE) et IR(HEL). L'utilisation de ce nouvel indice pour l'estimation des teneurs en hématite dans les échantillons de sol ne doit entraîner aucune perte de précision par rapport aux estimations faites en utilisant les indices IR(CIE) et IR(HEL).

VI-4 CONCLUSION

Pour les sols étudiés, les corrélations entre les principaux constituants minéralogiques et la réflectance diffuse mesurée en laboratoire restent pratiquement toutes valables en ne considérant que les parties du spectre correspondant aux bandes spectrales du capteur Thematic Mapper.

- concernant la kaolinite et la gibbsite, l'utilisation du capteur TM n'est en principe pas possible pour une estimation quantitative de ces minéraux dont les événements spectraux se situent à l'intérieur d'une seule bande de l'infrarouge moyen (TM7).

On montre cependant que la somme des teneurs en kaolinite et gibbsite reste en corrélation assez étroite avec le rapport des canaux TM5 et TM7. Cette somme kaolinite+gibbsite correspondant pratiquement à la fraction granulométrique argile, il est possible d'utiliser le rapport précédent pour discriminer les classes texturales des latosols.

On propose de désigner par ITx(STM) cet indice de texture soit:

$$ITx(STM) = \frac{STM5-STM7}{STM5+STM7}$$

Ces relations ne sont valables que pour les sols à faible teneur en substances opaques telles que la magnétite et l'ilménite.

- concernant l'hématite et la goéthite, on montre que les coordonnées chromatiques x, y, la luminance Y% et la longueur d'onde dominante λ_d peuvent être estimées à partir de la réflectance diffuse correspondant aux bandes spectrales de TM situées dans le visible (TM1, TM2 et TM3). A partir de ces relations, on développe un indice IHm qui estime la teneur en hématite avec une précision comparable aux indices de rougeur obtenus à partir des coordonnées chromatiques.

On propose de désigner par IHm(STM) cet indice d'hématite soit:

$$IHm(STM) = \frac{TM3^2}{TM1*TM2^3}$$

Le rapport Hm/Hm+Gt, corrélé à la longueur d'onde dominante, a pu aussi être modélisé en considérant le rapport des réflectances correspondant aux bandes spectrales TM2 et TM3 du capteur TM.

On propose de désigner par IFe(STM) cet **indice ferrique** soit :

$$\text{IFe(STM)} = \frac{\text{STM3}-\text{STM2}}{\text{STM3}+\text{STM2}}$$

En définitive les études spectrophotométriques conduites en laboratoire se concrétisent par la modélisation de la composition minéralogique des échantillons de latosols. Dans la seconde partie de ce travail, il convient d'appliquer ces modèles à une image Thematic Mapper de la région de Brasilia où les latosols constituent l'essentiel de la couverture pédologique.

Deuxième Partie

*APPLICATION DES MODELES A UNE IMAGE TM
DE LA ZONE TEST DE BRASILIA*

Chapitre VII

LA ZONE TEST DE BRASILIA

La portion Est du District Fédéral (D.F.) du Brésil a été choisie pour valider les modèles développés et exposés dans les précédents chapitres. Plusieurs raisons ont guidé ce choix:

- La région présente de vastes étendues plus ou moins planes de champs cultivés. Il s'agit principalement de cultures annuelles (soja, riz, haricots) et par conséquent pendant la période qui précède mais aussi succède aux semis, soit de septembre à fin octobre, les sols sont nus. *La surface des sols est donc susceptible d'être perçue par les capteurs des satellites.*
- Cette période, favorable à l'enregistrement de données satellitaires, coïncide avec la fin de la saison sèche c'est-à-dire à un moment où les sols sont uniformément secs. Ce facteur est doublement important, d'une part en contribuant à limiter les effets de l'humidité sur les propriétés de réflectance des sols et, d'autre part en augmentant les possibilités d'acquisition d'images compte tenu des conditions climatiques favorables qui prévalent à cette période.
- Les couvertures pédologiques comportent des latosols avec des variations latérales importantes de teneurs en oxydes de fer déterminées par des conditions pédohydriques variées en relation surtout avec la hauteur de la nappe phréatique. Par ailleurs, du fait de la présence de formations géologiques constituées d'alternances de roches sédimentaires de granulométrie différente, les sols sont de texture variée.

VII-1 LE MILIEU NATUREL

VII-1.1 Localisation géographique

La figure 50 situe le District Fédéral (D. F.) dans l'ensemble du Brésil et la zone d'étude dans la partie Est de ce district.

Situé entre les latitudes 15° 30' S et 16° 03' S et les longitudes 48° 15' W et 47°20' W., le D.F. est placé au coeur du Plateau Central Brésilien. Dans ces hauts plateaux prennent naissance les bassins versants des trois grands fleuves brésiliens : l'Amazone, le São Francisco et le Paraná.

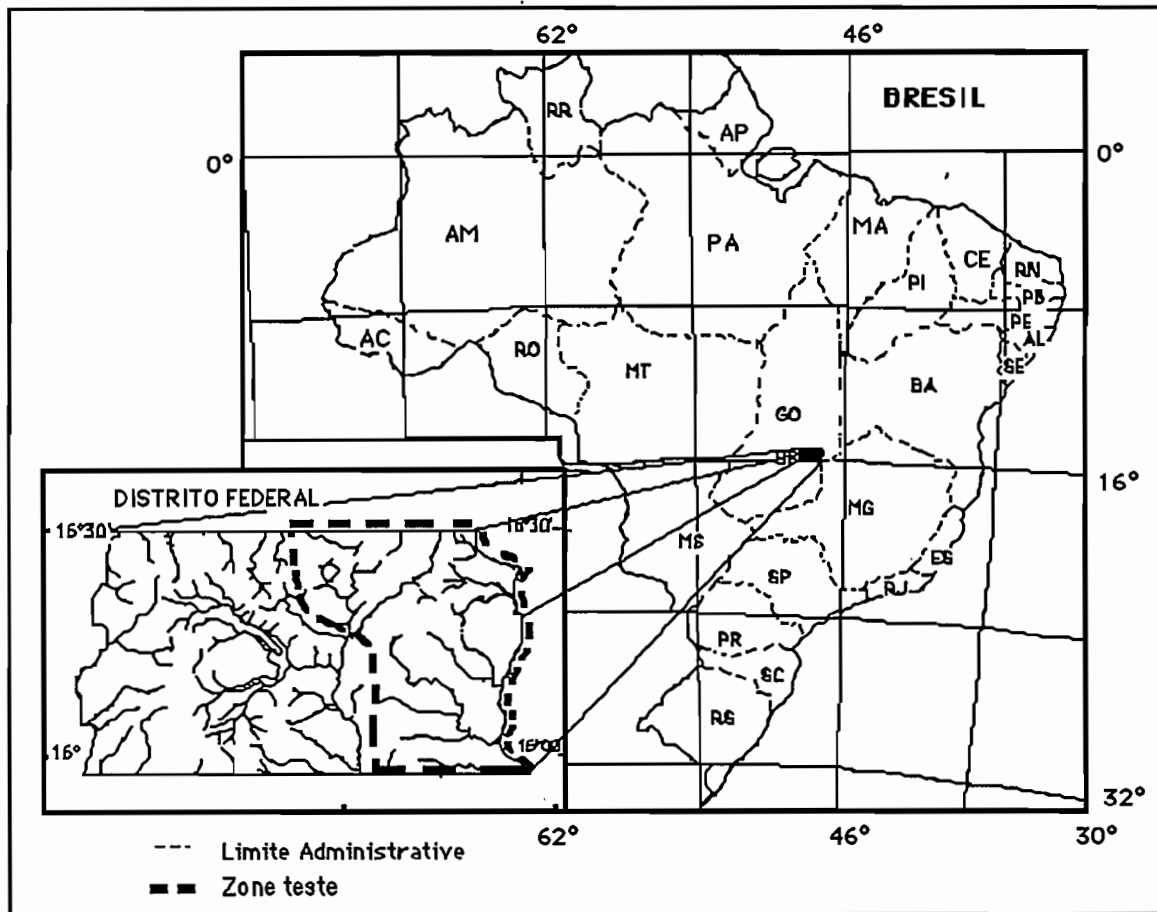


Figure 50 : Localisation de la zone test de Brasília

VII-1.2 Géomorphologie

La géomorphologie du D.F. a été étudiée par différents auteurs : AB'SABER, 1963; BRAUN, 1971; PENTEADO, 1976 et NOVAES PINTO, 1985, 1986A, 1986b) qui distinguent trois surfaces d'érosion (figure 51) :

- les hautes surfaces des plateaux connues localement sous le nom de "Chapadas";
- les surfaces de dissection intermédiaire.
- les surfaces de dissection intense.

Ces trois unités sont représentées dans la zone test (Planche I).

Les "chapadas" (57% de la surface du D.F.) correspondent à des plateaux a modelé sensiblement plat à faiblement ondulé (pentes inférieures à 3%) et dont l'altitude reste comprise entre 1000 et 1300 mètres.

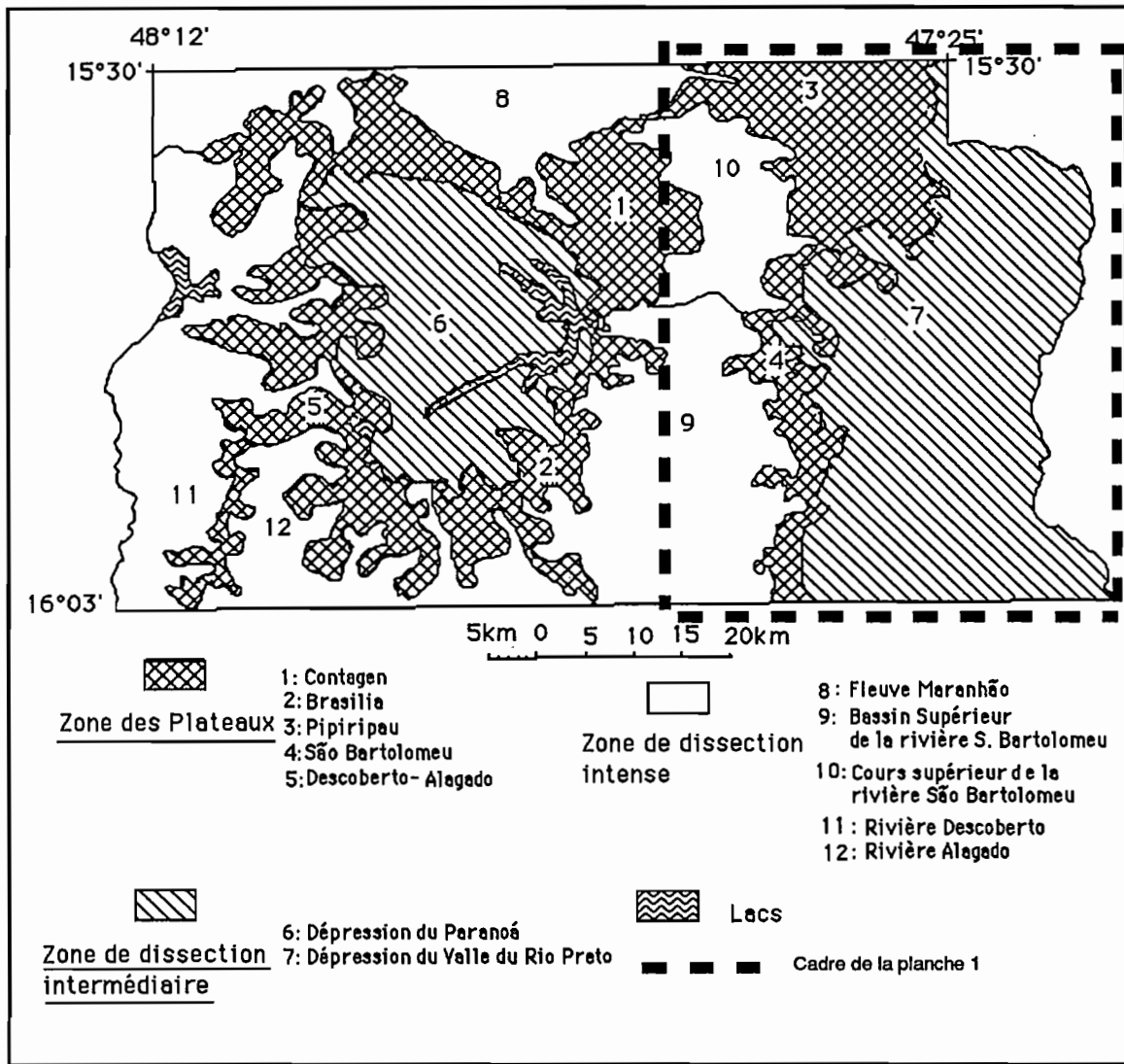


Figure 51 : Esquisse de la distribution des unités géomorphologiques du D.F. (d'après NOVAES PINTO, 1985)

Au nord, les plateaux ("chapada do Pípiripau", du fleuve de même nom) ont des altitudes comprises entre 1000 et 1200 m et datent du Paléogène. A l'ouest, les plateaux constituent la ligne de partage des eaux entre les rios Preto et São Bartolomeu et sont en général moins élevés (entre 1000 et 1120 mètres) et sont plus récents (Néogène).

La surface de dissection intermédiaire correspond à un modélé à relief faiblement ondulé : pentes concaves inférieures à 5% et larges vallons. Le drainage est assuré par un nombre réduit de fleuves secondaires. Dans la zone test cette unité est représentée par la rive gauche du rio Preto. Les altitudes sont comprises entre 1120 m et 800 m.

PLANCHE I. LES PRINCIPALES UNITES DE MODELE DE LA ZONE TEST DE BRASILIA

- Les hautes surfaces des plateaux (Chapadas)
- La surface de dissection intermédiaire du rio Preto
- La surface de dissection intense du rio São Bartolomeu

Composition colorée TM1 - TM5 - TM7 - de l'image TM (221-71) du 10 octobre 1987



L'unité de dissection intense, représentée dans la zone test par le haut bassin du São Bartolomeu, est formée de deux sous-unités:

- les pédiplaines, localisées au fond des vallées et délimitées à l'amont par des pentes plus ou moins raides (5% à 30%) qui raccordent cette unité aux plateaux.
- les reliefs plus accentués résultant du creusement de la pédiplaine au contact des roches du groupe Paranoá avec les roches du groupe Canastra (cette sous-unité n'est pas représentée dans la zone test).

VII-1.3 Géologie

La figure 52 présente l'esquisse géologique de la zone test caractérisée par trois formations géologiques (EMBRAPA-SNLCS, 1978):

- la formation Paraopeba,
- la formation Paranoá,
- les couvertures détritiques latéritiques.

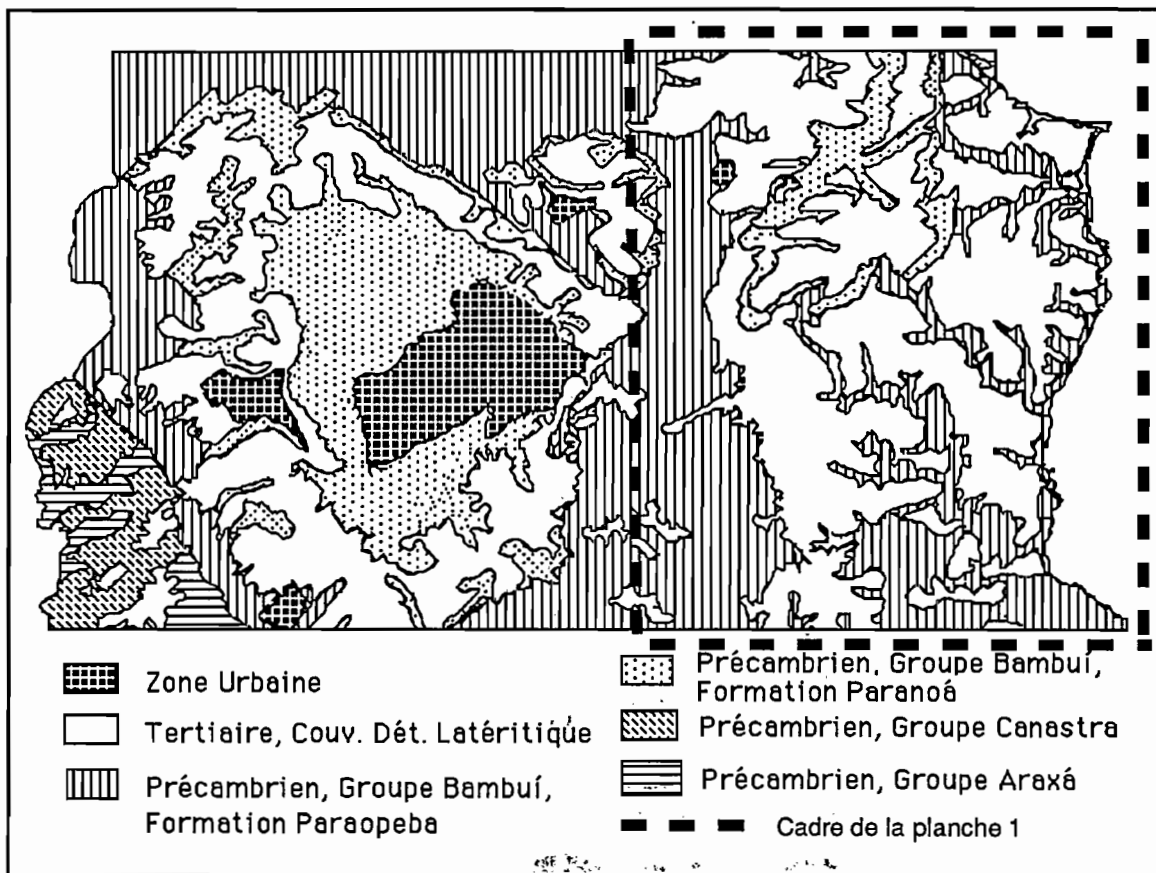


Figure 52 : Esquisse géologique du District Fédéral (D'après EMBRAPA-SNLCS, 1978)

Les deux premières formations, appartenant au groupe Bambuí, sont formées de roches sédimentaires du Précambrien. Il faut souligner que la formation Paranoá est constituée par

une alternance de couches d'argillites, siltites et surtout de quartzites dans la partie nord-est du DF.

La troisième, selon ces mêmes auteurs, s'est formée par pédiplanation pendant le tertiaire. Les mouvements tectoniques postérieurs sont responsables de la position sommitale actuelle de ces surfaces. NOVAES PINTO et CARNEIRO (1984), NOVAES PINTO (1985), sont en désaccord avec cette théorie et suggèrent que les couches épaisses d'altération (sols latéritiques) se sont développées à partir des roches de la formation Paroapeba et résultent d'une altération chimique. Les auteurs ont utilisé la similitude entre la texture des sols et celle des roches sous-jacentes comme argument de cette théorie.

VII-1.4 Climat

Le climat du District Fédéral est caractérisé par deux saisons bien définies : une saison sèche et une saison humide.

- La saison sèche

D'une durée de 5 mois, la saison sèche se prolonge de mai à septembre (figure 53). Pendant les trois mois les plus secs (juin, juillet, août) les précipitations moyennes sont de 4 mm/mois. Pour les années plus sèches on enregistre des séries de plus de 30 jours sans pluies. La rigueur de cette saison sèche est déterminée par la présence de la Masse Tropicale Atlantique, de grande stabilité, qui reste stationnaire au dessus de la région Centre Ouest du Brésil pendant ces mois de faible pluviosité.

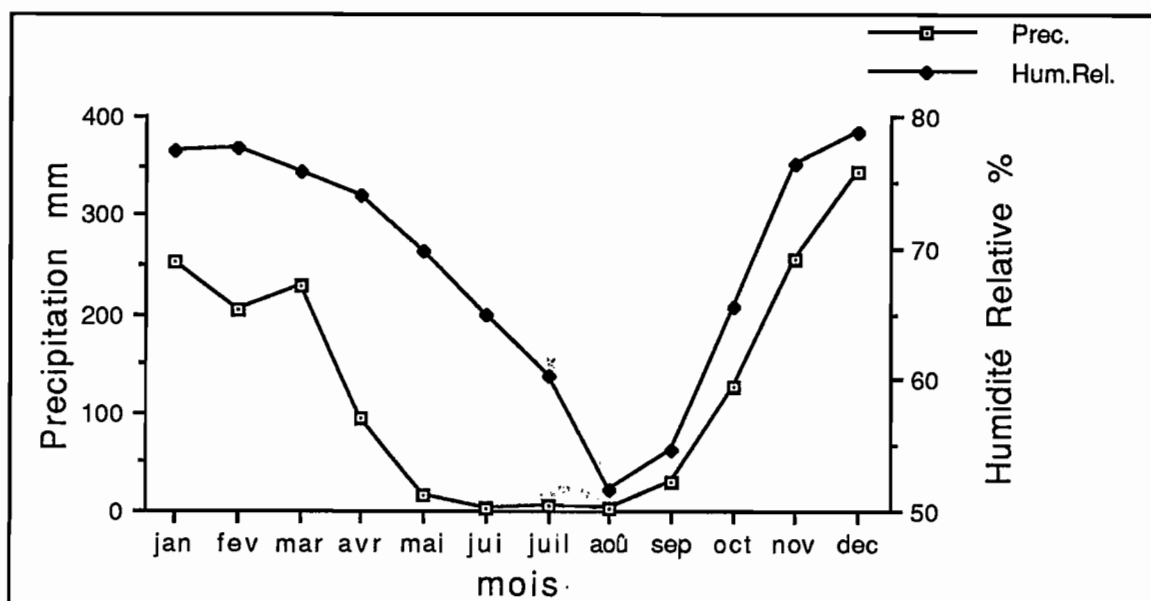


Figure 53 : Précipitations moyennes mensuelles et humidité relative de l'air à Brasilia. (D'après les données des normales climatiques -1931 1960 publiés par F.Z.D.F.,1984)

Les deux extrêmes thermiques sont observés dans la saison sèche (figure 54): températures minimales en juillet, jours les plus chauds en septembre. Les écarts de températures moyennes entre ces deux mois sont relativement faibles(4 °C).

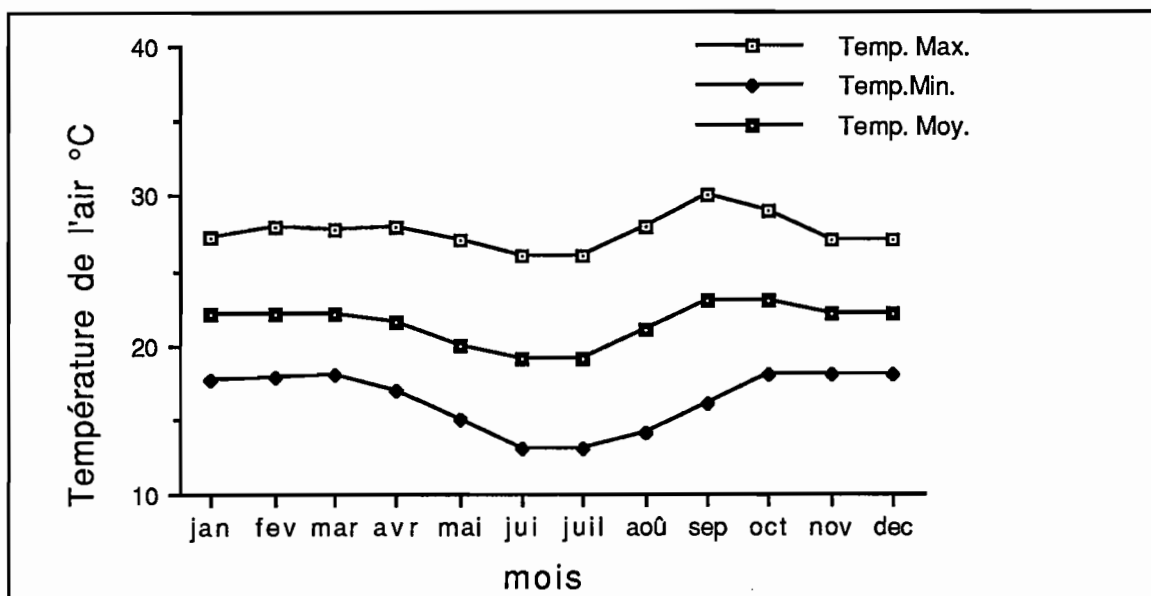


Figure 54 : Températures moyennes, maximales et minimales mensuelles pour la station climatologique de Formosa. (D'après les données des normales climatiques (1931-1960), publiés par F.Z.D.F., 1984)

L'humidité relative de l'air pendant la saison sèche atteint des valeurs très faibles (Figure 54). Les moyennes mensuelles, des mois d'août et septembre (50% et 55%), cachent des valeurs beaucoup plus faibles, de l'ordre de 25 et 30% pendant les moments les plus chauds de la journée. Les humidités relatives les plus faibles coïncident avec les températures maximales les plus élevées. Cela est à l'origine d'évapotranspirations potentielles supérieures à 200 mm/mois et de déficits hydriques supérieurs à 60 mm dans les sols (Figure 55). Ces facteurs climatiques déterminent des conditions hydriques des sols caractérisées par des surdessiccations comme l'a décrit CHAUVEL (1976) pour un milieu à climat comparable au Sénégal.

- La saison humide

D'une durée de 7 mois, octobre à avril, la saison humide reçoit 90% du total annuel des précipitations. Les intervalles entre deux pluies sont en général de moins de 48 heures. L'intensité maximale observée à Brasilia est de 133 mm/24 hrs, mais des valeurs proches de 100 mm/24 hrs sont relativement fréquentes entre janvier et mars. (F.Z.D.F.,1984). Cependant, il est fréquent de noter au milieu de la saison humide des périodes d'une dizaine de jours sans pluie ("veranicos"). Ces périodes sèches, survenant généralement au mois de février (d'où les valeurs plus faibles des précipitations par rapport à janvier et

mars), peuvent se prolonger sur plus de 10 jours et avoir alors des effets catastrophiques sur les rendements des cultures, les sols ayant de faibles capacités de stockage hydrique.

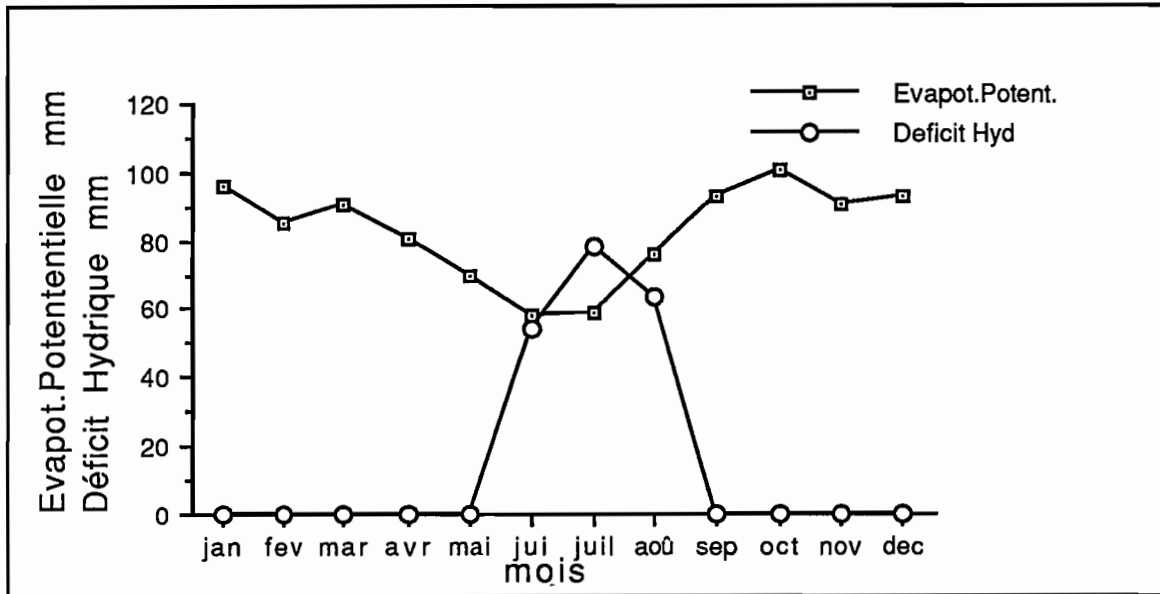


Figure 55 : Evapotranspiration Potentielle (THORNTWAITE) et déficits hydriques mensuels à Formosa (D'après les données des normales climatiques (1931-1960), publiés par F.Z.D.F., 1984)

Les températures moyennes supérieures à celles de la saison sèche s'expliquent principalement par des températures minimales plus élevées.

L'humidité relative de l'air de la saison humide, entre 75 et 80% est nettement supérieure à celle de la saison sèche. Une tendance inverse est observée pour l'évaporation qui a des valeurs nettement plus faibles pendant la saison humide.

VII-1.5 Végétation

Localisé dans la partie centrale de la province phytogéographique des "Cerrados" le D.F. présente une végétation originelle de savane ("Cerrados"). Les "cerrados" sont adaptés au climat contrasté à saisons sèche et humide et aux sols acides et appauvris en éléments nutritifs qui caractérisent cette région. On estime que les cerrados en leurs différentes formes structurales couvraient plus de 90% de la surface du D.F. avant l'implantation des premières populations urbaines au moment de la construction de Brasília, il y a peine plus de 30 ans.

Les cerrados sont des savanes arborées plus ou moins denses avec une couverture herbacée continue de 50 à 70 centimètres de hauteur. Les arbres à tronc tordu ne dépassent pas 15 mètres de hauteur et en fonction de leur densité croissante on distingue six catégories de cerrados :

- "**Campo limpo**": végétation herbacée dominée par des graminées avec quelques rares arbres et arbustes. Ce type de végétation caractérise les zones à relief plus accidenté (cambisols et lithosols).
- "**Campo sujo**": la densité des arbustes est sensiblement plus grande que pour la catégorie précédente.
- "**Cerrado ralo**": présence de quelques arbres de moins de 10 m de hauteur (latosols).
- "**Cerrado typique**": savane arborée avec strates herbacée, arbustive et arborée.
- "**Cerrado dense**": strate arborée plus importante.
- "**Cerradão**":- végétation dominée par des arbres d'environ 15 m de hauteur et dont les cimes peuvent être jointives. Il s'agit d'une formation de transition entre les savanes et les forêts. Elle se localise préférentiellement sur les latosols rouge foncé des glacis où les conditions édaphiques d'humidité et de fertilité favorisent leur développement.

Parmi les formations forestières on distingue :

- la forêt galerie toujours présente le long des cours d'eau,
- la forêt **mésophytique** ou subcaducifoliée d'occurrence plus rare, qui occupe les interfluves de certains fleuves (sols podzoliques),
- la forêt **caducifoliée** localisée exclusivement sur les sols plus fertiles développés sur *roches calcaires*.

Toutes ces formations végétales sont présentes dans la zone test mais dans des états de perturbation variables. Les plateaux (à l'exception du parc "Agua Emendadas") sont occupés par des exploitations agricoles. La production de céréales (surtout soja et maïs), est la forme d'exploitation la plus répandue, avec aussi des reboisements et des cultures arbustives (caféier, manguier, et c.)

Dans la vallée du rio Preto et dans les zones à faibles déclivités de l'unité de dissection intermédiaire, aux cultures précédentes s'ajoute l'élevage de bovins avec des pâturages artificiels. Les forêts galeries restent bien conservées sur l'ensemble de la zone.

VII-2 LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE

VII-2.1 Les principaux types de sols

La carte pédologique à 1/100 000 du District Fédéral (EMBRAPA-SNLCS, 1978) montre l'importance des surfaces occupées par les latosols dans la zone test. D'autres types de sols sont également présents : cambisols, arénosols (sables quartzeux), sols hydromorphes (sols à gley, latérites hydromorphes, arénosols hydromorphes), et sols podzoliques.

- Les latosols

Les latosols, près de 70% de la surface totale, se localisent sur les reliefs plans à faiblement ondulés ("chapadas" et surface de dissection intermédiaire), sous tous les types de végétation et sur tous les matériaux (sauf les quartzites).

Ils se caractérisent par une séquence d'horizons A (A1 et AB), B (BA, B2, B3) et C. La distinction entre les horizons A et B est difficile compte tenu de transitions graduelles et de faibles variations des propriétés morphologiques, la matière organique étant le facteur distinctif le plus net.

Ce sont des sols très épais (de 2,5 m à plus de 10 mètres).

L'horizon A, d'épaisseur variable (20 à 50 cm.) présente une structure finement grumeleuse avec des agrégats inférieurs au centimètre. A l'état humide la consistance est plastique à plastique peu collant. A l'état frais les agrégats sont friables à très friables.

L'horizon B, dont l'épaisseur dépasse 1,5 m., présente une structure grumeleuse fragile, très fine avec un aspect massif. L'horizon est meuble, poreux, avec une consistance analogue au précédent.

La texture des latosols est très variable : teneur en argile comprise entre 15% et 90%, teneurs en limon presque toujours inférieures à 15%. La distribution de l'argile est pratiquement constante sur l'ensemble du profil.

La capacité d'échange (CÉC) est très faible (< à 13 m.e./100 g), ainsi que la saturation en bases.

On retrouve les deux principaux types de latosols : les latosols rouge foncé (LE) et les latosols rouge jaune (LV) dont les caractéristiques de texture, structure, porosité et consistance sont comparables. Ils se distinguent par la couleur, la profondeur et la teneur en oxydes de fer (cf Tableau 1).

Les latosols LE sont présents dans toute la zone test sauf sur les plateaux du sud/sud-est où dominent les latosols rouge jaune (zone de PADF).

- Les Cambisols (C)

Il s'agit de sols peu développés caractérisés principalement par un horizon cambic (SOIL SURVEY STAFF, 1975). Ils sont peu épais avec une séquence d'horizons A, (B), C et des transitions nettes entre les horizons.

La texture est variable, il n'y a pas d'accumulation d'argile dans le profil. La teneur en limon est toujours supérieure à la teneur en argile. On note la *présence de graviers, de cailloux de quartzite et/ou de concrétions ferrugineuses dans le profil et fréquemment à la surface.*

L'horizon A présente des couleurs brun rougeâtre foncé, brun grisâtre foncé et brun foncé, avec des teintes variant de 10YR à 5YR, des clartés autour de 4, et des puretés de 2 à 4. La structure est grumeleuse très grossière.

L'horizon (B) cambic est généralement de couleur brun rougeâtre, rouge jaunâtre ou rouge, avec des teintes MUNSELL variant de 10YR à 2,5YR, des clartés de 4 à 8 des puretés de 4 à 6. La structure est polyédrique moyenne à grossière.

Les cambisols se localisent surtout sur les modelés escarpés de la zone de dissection intense (pentes >10%), mais également sur les sommets des modelés faiblement ondulés du bassin versant du rio Preto. Ils sont souvent associés aux lithosols (SL).

- Les arénosols (AQ)

La texture sableuse est la caractéristique principale des arénosols : sols épais (2 mètres environ), non hydromorphes, poreux, excessivement bien drainés avec une perméabilité élevée sur l'ensemble du profil. Dans ces sols pratiquement dépourvus de matériau primaire facilement altérable, la kaolinite et la gibbsite sont les principaux constituants de la fraction argileuse. La capacité d'échange de cations est faible (<10 meq/100 g), la saturation en aluminium est élevée et l'acidité variable, de modéré à forte (pH<5,5).

Les profils sont du type A, C. On note une légère augmentation en profondeur des teneurs en argile (environ 2%)

L'horizon A, 40 cm d'épaisseur environ, se subdivise en A1 et AC. La couleur est brun foncé, la structure grumeleuse très fine à fine et très fragile. A l'état frais les agrégats sont très friables, non plastiques et non collants à l'état humide. La transition avec l'horizon C est régulière et graduelle.

L'horizon C, de profondeur variable 150 à 200 cm, se subdivise en C1, C2, C3, C4. Les couleurs sont en général plus rouges que dans l'horizon de surface (brun rougeâtre foncé, brun rougeâtre, et rouge jaunâtre). La structure est massive mais l'horizon reste poreux.

Les arénosols se développent à partir des quartzites. Localisés sur les modelés plats à faiblement ondulés (entre 0 et 8%), ils se trouvent normalement associés aux affleurements de quartzites sur les rebords des plateaux..

- Les sols hydromorphes

Soumis à une saturation en eau, temporaire ou permanente, les sols hydromorphes se caractérisent par une accumulation de matière organique en surface et des *couleurs grisâtres* en relation avec les phénomènes de réduction du fer. Deux types de sols hydromorphes sont les plus fréquents dans la zone test : les sols à gley et les latérites hydromorphes.

- Les sols à gley (GH)

La nappe phréatique reste à proximité immédiate de la surface durant une période importante de l'année sinon toute l'année. Ces sols présentent un horizon A de couleur noirâtre riche en matière organique partiellement ou totalement décomposée et un horizon C minéral de couleur grisâtre avec des taches jaunâtres ou rougeâtres qui peuvent être présentes à la base du profil.

Les profils, d'environ 1 mètre d'épaisseur, présentent une texture variable et une structure généralement grumeleuse dans l'horizon A et massive dans l'horizon C.

Ce sont des sols acides ($\text{pH} < 4,5$), la CEC de la fraction minérale est très faible ($< 13 \text{ me}/100 \text{ g}$) et la saturation en Al est supérieure à 50%. Dans la fraction sable et limon on trouve des minéraux facilement altérables comme la vermiculite, la biotite et la pyrophyllite (RODRIGES et KLANT, 1978). Les valeurs de K_i , proches de 2, indiquent l'absence de gibbsite.

- Les latérites hydromorphes (LH)

Un horizon B latosolique ou textural caractérise les latérites hydromorphes qui sont soumises à des saturations hydriques temporaires.

Les tonalités grisâtres de l'horizon B sont indicatrices de processus de réduction pendant les périodes de saturation en eau et les plinthites indiquent l'oxydation dans les périodes sèches. La présence de ces plinthites est de plus en plus importantes à partir de 30 ou 40 cm de profondeur. On observe quelques concrétions ferrugineuses. Ces sols peuvent présenter une texture variable, et il y a souvent une augmentation des teneurs en argile et une diminution des teneurs en limon en profondeur.

Ils présentent une séquence d'horizons A, B, C, avec transitions nettes entre A et B, et très nette entre B et C.

L'horizon A a une épaisseur d'environ 20 cm et présente des couleurs grisâtres ou brunâtre. La structure est grumeleuse fine à moyenne (1 à 5 mm). La consistance est friable à l'état frais, plastique et peu collant à l'état humide.

L'horizon B peut être du type textural ou latosolique et d'épaisseur variable entre 30 et 40 cm. Il est de couleur blanche ou jaune pâle avec des taches jaunes ou/et rouges. La structure est massive ou polyédrique de taille fine à moyenne (5 à 20 mm). La consistance est peu friable à l'état frais, plastique et collant à l'état humide.

PLANCHE II. PAYSAGES DE LA ZONE TEST

a - Partie aval de glacis montrant le passage
des latosols (rouge foncé et rouge jaune)
aux sols hydromorphes (gris et noir)

b - Paysage faiblement ondulé de la zone de dissection intermédiaire :
- au premier plan, pâturage à *Brachiaria sp.* et culture irriguée
- à l'arrière plan, champs labourés montrant le passage :
• cambisols (zone claire dans les parties sommitales)
• latosols (rouge foncé et rouge jaune)
• latérite hydromorphe (zone claire dans les bas-fonds)

a -



b -



Les latérites hydromorphes assurent la transition entre les sols bien drainés (latosols, arénosols, etc) et les sols à gley, et sont donc situés à l'aval des sources en bordure de plateau ou en situation de bas-fond.

VII-2.2 Les différenciations verticales et latérales de la couverture pédologique

A l'intérieur de la zone test les différenciations verticales et latérales ont été étudiées pour deux situations géomorphologiques différentes:

- Selon un transect : plateau ("chapada") - escarpement - glacis - plaine alluviale étudié par RODRIGUES (1977) et RODRIGUES et KLANT (1978). (Figure 56)

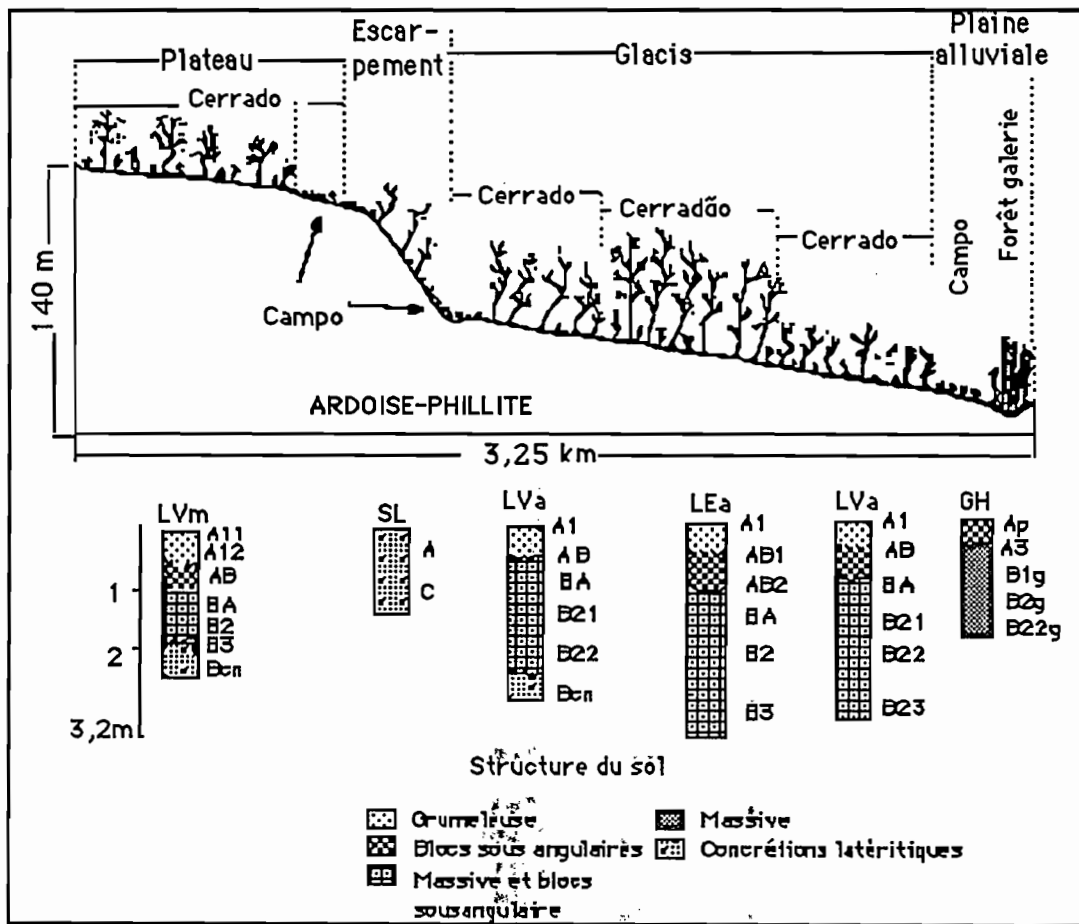


Figure 56 : Schéma du transect étudié par RODRIGUES et KLANT (1978)

Dans ce transect, la couverture pédologique est composée des types de sols suivants :

- sur le plateau : latosol rouge foncé argileux (LEa) et latosol rouge jaune argileux (LVa) passant à un latosol rouge jaune texture moyenne (LVm) en bordure de plateau,
- transition plateau/escarpement : latérite hydromorphe (LH) parfois aussi des sols à gley peu humique (GH),
- escarpement: cambisols (C) et lithosols (SL),
- au pied de l'escarpement : localement sols hydromorphes (LH, GH),
- sur le glacis : succession ordonnée de latosols (LVa), (LEa), (LVa),
- au niveau de la plaine alluviale plus ou moins bien drainée : sols hydromorphes (LH) et (GH).

La texture plus sableuse des sols rencontrés en bordure du plateau est attribuée à la présence de quartzites. Ces roches déterminent aussi la formation de sols hydromorphes (LH) sur la bordure du plateau en réduisant localement la vitesse d'écoulement de la nappe.

Au pied de l'escarpement, la résurgence de l'eau infiltrée dans le plateau donne naissance à des sources qui expliquent la présence de sols hydromorphes dans cette position topographique.

Sur le glacis, le passage latosol rouge jaune - latosol rouge foncé se traduit par un épaissement du sol, passant de moins de 2 mètres à plus de 4 mètres. Vers l'aval, à proximité de la plaine, ce sol passe à un latosol rouge jaune et enfin à des sols hydromorphes (LH et GH) à l'extrémité de la toposéquence (PLANCHE IIa).

- Sur la "chapada" ces différenciations verticales et latérales de la couverture pédologique ont été étudiées par MACEDO et BRYANT (1987) (Figures 57 et 58).

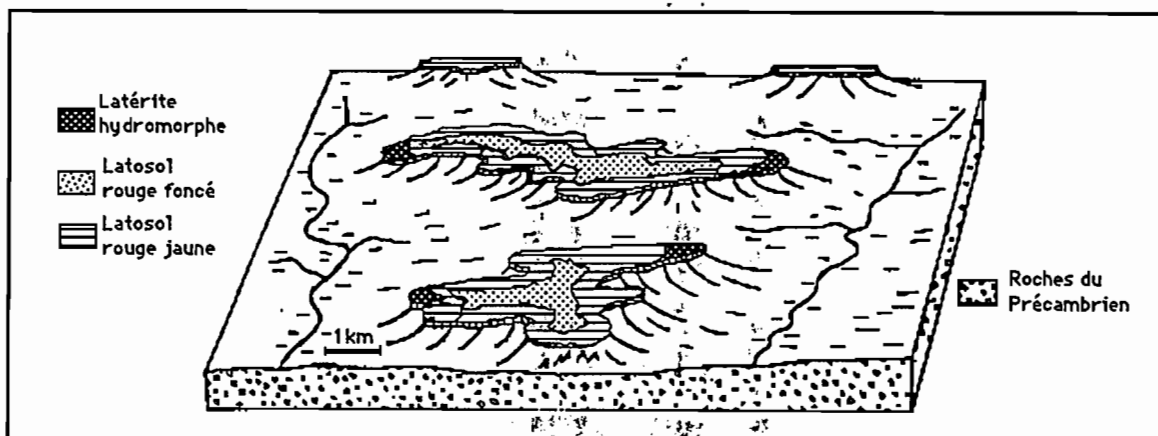


Figure 57 : Distribution des sols de la séquence étudiée par MACEDO et BRYANT (1987)

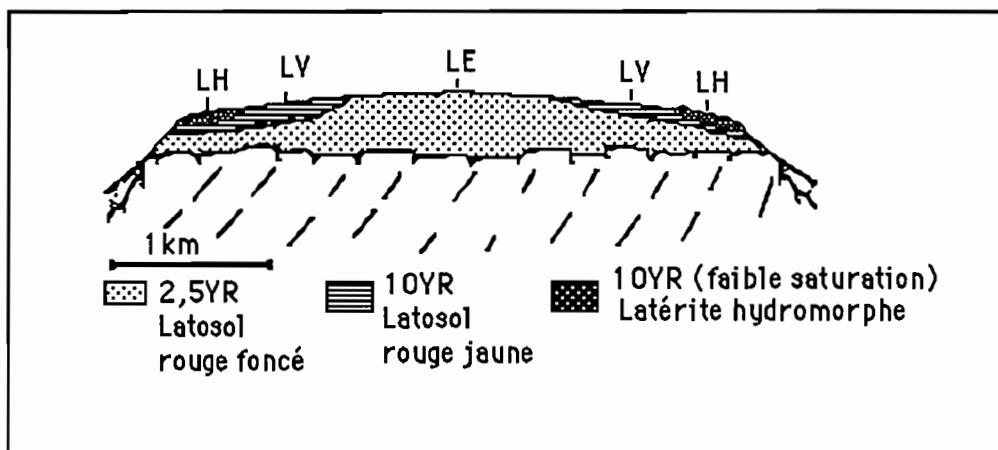


Figure 58 : Séquence pédologique sur la "chapada" (MACEDO et BRYANT, 1987)

L'importance des conditions hydriques des sols dans le passage LE - LV - LH en position de plateau a ainsi été mise en évidence. Dans le cas de LE, la nappe phréatique se maintient toujours au dessous de 4 m. de profondeur (7,5 m. pendant la saison sèche), alors qu'elle oscille entre 2,5 et 5,5 m. pour les LV, et entre la surface et 1,2 m. pour LH.

Les caractéristiques pédohydriques, déterminées par la présence de la nappe phréatique plus ou moins proche de la surface, conditionnent le type d'oxyde de fer formé. Des conditions de bon drainage favorisent la formation d'hématite, un drainage insuffisant favorise la formation de goëthite. Ces auteurs ont montré que pour les L.V. le fer libre est formé essentiellement de goëthite, alors que c'est un mélange d'hématite et de goëthite. dans le cas des LE. Cette variation minéralogique est soulignée par la différence de la couleur des sols LV teinte 7,5YR à 10YR; LE, teinte 2,5YR à 5YR.

Le travail de MACEDO et BRYANT (1987) montre aussi que les effets de l'humidité sur la minéralogie des sols sont plus nettement perceptibles dans les volumes plus superficiels (horizons A à B2) que dans les couches plus profondes. A 7 m. de profondeur tous les sols présentent la même proportion d'hématite et de goëthite et la couleur de ces sols, la même teinte de 2,5YR.

Ces résultats ouvrent des possibilités importantes pour l'utilisation des données de télédétection. La minéralogie des latosols s'exprime à leur surface, et cette minéralogie traduit des conditions hydriques actuelles très importantes du point de vue de l'exploitation agricole des sols. La détermination de ces variations minéralogiques avec les images satellites constituerait donc un apport important pour la cartographie pédologique et pour l'utilisation agricole des sols.

Pour vérifier cette correspondance entre les différenciations verticales et latérales des volumes pédologiques on a conduit une étude sur trois toposéquences situées dans des

modelés et des conditions sensiblement différentes de celles étudiées par MACEDO et BRYANT (1987) et RODRIGUES et KLANT (1978).

VII-2.3 Les trois toposéquences étudiées (Planche VI)

Outre la recherche de la représentativité des variations verticales et latérales de la couverture pédologique, le choix des toposéquences a été déterminé par la nécessité de les percevoir sans ambiguïté sur les images satellite : grandes parcelles cultivées avec des sols nus au moment de la prise de vue.

Les toposéquences A et B sont localisées dans la partie nord de la zone test près de la ligne de partage des eaux entre les bassins du rio São Bartolomeu (bassin versant du Paraná) et du rio Maranhão (bassin versant de l'Amazone). Elles caractérisent le paysage faiblement ondulé du plateau constituant la surface sud-américaine en cours de dissection et dont l'altitude reste comprise entre 1200 et 1100 mètres. Ce plateau porte une épaisse couverture de sol meuble avec de nombreuses marques de mauvais drainage : marécages, cuvettes avec lacs, zones à écoulement ralenti et à drainage endoréique. Dans cette zone les latosols rouge foncé (LE) sont dominants.

La toposéquence C, localisée dans la partie sud de la zone test, caractérise un plateau très plan, d'altitude moins élevée (1000 mètres), bordé à l'ouest par une zone à modelé de dissection intense (bassin versant du rio Bartolomeu) et à l'est-nord-est par une zone à modelé de dissection intermédiaire (bassin versant du rio Preto). Les latosols rouge jaune (LV) dominent très largement sur ce plateau.

VII- 2.3.1 La toposéquence A (bordure Est du Lagoa Bonita)

La planche VI illustre les différenciations verticales et latérales des sols le long de la toposéquence (55 m. de dénivelée pour 2800 m. de longueur).

Les différenciations verticales sont représentées par des échantillons de sols prélevés tous les 20 cm. dans les 12 profils pédologiques dont certains atteignent 3 m. de profondeur. Les profils A1, A2 et A3 correspondent à trois sites retenus dans la première partie de cette étude, avec pour chacun trois échantillons : en surface, à moyenne profondeur et en profondeur (cf. Tableau 3).

Les différenciations latérales ont été observées sur des échantillons de sols prélevés en surface à intervalles de 100 m. le long de la toposéquence.

On visualise ainsi la séquence suivante, de l'amont vers l'aval : latosols rouge foncé (LE), latosols rouge jaune (LV), sols hydromorphes (LH, GH) en bordure du lac. En réalité la séquence comprend deux systèmes pédologiques:

- le système latosol (LE-LV), situé dans la partie amont et illustré par les trois profils A1, A2 et A3, correspond à une grande parcelle cultivée très visible sur l'image TM (Planche III). On constate un appauvrissement progressif de la teneur en hématite de l'amont vers l'aval, aussi bien en surface qu'en profondeur (8,6%, 2,7% et 1,1%). Le rapport hématite/hématite+goéthite diminue avec des teneurs en goéthite sensiblement constantes. Cette diminution de l'hématite est en concordance avec la hauteur de la nappe phréatique. Ainsi en août 1988, c'est-à-dire en fin de saison sèche, la nappe se trouvait encore à 2,40 m dans le profil A1. Elle pouvait ainsi alimenter par capillarité les horizons supérieurs où la matière organique est susceptible de fournir des protons pour la réduction de l'ion ferrique $Fe(3^+)$; l'hématite étant la phase des oxydes de fer la plus facilement réduite. Au niveau des profils A2 et A3 des sondages réalisés jusqu'à 5 m n'ont pas atteint la nappe.

- le système hydromorphe (LH,GH) traduit l'influence d'une nappe phréatique permanente et à faible profondeur liée à la proximité du lac (Lago Bonita). Le sol se décolore et prend des teintes grisâtres pouvant devenir plus foncées avec l'accumulation de matière organique dans les horizons de surface. En août 1988, la profondeur de la nappe était de 1,5 m à 0,50 m en bordure du lac. Cette partie de la toposéquence n'est pas "visible" sur l'image TM car l'ensemble de la zone est encore sous végétation naturelle (campo).VII-

2.3.2 La toposéquence B (bordure Ouest du Lagoa Bonita)

La planche VI illustre la toposéquence qui a plus de 500 m. de long pour un dénivelé de 20 m. et comprend trois profils pédologiques (B1, B2 et B3) échantillonnés pour l'étude au laboratoire des réflectances diffuses (Tableau 3).

Il s'agit d'une grande parcelle cultivée où les latosols rouge foncé (LE) passent latéralement à des latosols rouge jaune (LV) et à des sols totalement décolorés (LH) correspondant vraisemblablement à d'anciennes conditions de mauvais drainage qui ne prévalent plus actuellement en raison de l'abaissement du niveau du lac.

Le départ de l'hématite a été total (teneur passant de 7,1%, 3,6% à 0% de l'amont vers l'aval) avec une diminution moindre de la goéthite (2,7, 2,2 et 1,3% de l'amont vers l'aval). Par contre l'ensemble de la séquence présente une teneur importante en gibbsite.

VII-2.3.3 La toposéquence C

La couverture pédologique est très largement dominée par les latosols rouge jaune, y compris dans les parties sommitales où pour les sols les plus colorés, la goëthite domine parmi les oxydes de fer ($Hm/Hm+Gt \leq 40\%$).

Trois profils pédologiques (C1, C2 et C3) ont été inclus dans l'étude spectrophotométrique (cf. tableau 3).

En conclusion l'étude de ces trois toposéquences nous a permis d'aborder trois aspects :

- illustrer les différenciations verticales et latérales, déjà connues, des couvertures pédologiques pour les zones à modelé faiblement ondulé de "chapadas".
- montrer les relations existant verticalement entre les horizons de surface et les horizons de profondeur. L'horizon de surface est donc le reflet du sol sous-jacent.
- fournir des sites tests pour l'application et la validation sur image satellitaire des modèles empiriques élaborés dans la première partie.

VII-3 CONCLUSION

Parmi les caractéristiques principales de la zone test de Brasília on peut retenir:

- Une grande diversité des roches mères (argilites, siltites et surtout quartzites) dans la partie nord de la zone avec pour conséquence des sols de textures variées, depuis les latosols très argileux jusqu'aux arénosols sableux. Ceci constitue un cadre adéquat pour la validation de l'indice de texture proposé.

- Une prédominance des latosols, localisés sur de vastes plateaux, et qui s'organisent selon deux domaines : au nord les latosols rouge foncé riches en hématite et au sud, les latosols rouge jaune riches en goëthite. Ces deux situations représentent les termes extrêmes d'une gamme variée de teneur en hématite et en goëthite.

Sur ces plateaux ainsi que dans les zones de dissection intermédiaire du bassin versant du rio Preto les différenciations pédologiques latérales offrent également une grande diversité de teneurs en oxydes de fer et donc un contexte favorable pour l'application des indices d'hématite et ferrique.

- Une topographie plane à faiblement ondulée, avec des pentes pratiquement toujours inférieures à 5%, limitant ainsi les effets topographiques sur la luminance.

- Un parcellaire dominé par des champs de quelques centaines d'hectares. Labourés en fin de saison sèche, ils offrent aux capteurs des satellites de *vastes surfaces de sols nus pendant au moins deux mois (septembre -octobre)*.

Chapitre VIII

LES DONNEES IMAGE TM

VIII-1 LES DONNEES ENREGISTREES PAR LES SATELLITES

VIII-1.1 Le satellite Landsat 5 et le capteur TM

Les données utilisées ont été obtenues par le satellite Landsat 5 qui suit une *orbite héliosynchrone* autour de la terre avec une *inclinaison de 98,2°* et une *période de 99,8 minutes*. La coïncidence entre deux traces se faisant toutes les 233 révolutions, une couverture complète de la terre est ainsi réalisée en 16 jours (cycle orbital). Les caractéristiques orbitales déterminent le passage du satellite à une même heure locale, soit aux environs de 9 h 48 m.

Deux capteurs sont embarqués dans Landsat 5, le Multispectral Scanner (MSS) et le Thematic Mapper (TM) que nous utiliserons pour cette étude. Le capteur TM comprend un radiomètre imageur et un miroir oscillant. Le miroir développe un *angle de balayage de $\pm 7,4^\circ$* autour de la trace du satellite. Compte tenu de *l'altitude de l'orbite de 700 km* ce balayage définit un *champ total d'observation de 185 km*. La fréquence d'oscillation du miroir étant de 6,999 Hz chaque oscillation dure 14,28 ms et implique un *champ instantané de vue au sol de 30 m de côté (IFOV)* pour les canaux du visible et de l'infrarouge proche et moyen (120 m pour le canal 6 infrarouge thermique).

VIII-1.2 Nature des données satellitaires TM

Les capteurs mesurent la quantité d'énergie ou luminance apportée par le rayonnement électromagnétique en provenance d'un champ instantané de vue (IFOV) à un instant donné.

La luminance arrivant au capteur est séparée en différentes bandes spectrales par un dispositif de filtrage optique. Les bandes spectrales ainsi bien que les fonctions de sensibilité des filtres ont déjà été présentées (VI-1).

Les détecteurs du capteur TM transforment le signal électromagnétique en une grandeur physique proportionnelle à son intensité qui peut ainsi être enregistrée et traitée. La correspondance entre la luminance (L) et les niveaux de gris (NG) enregistrées sur les supports magnétiques (bandes CCT) est donnée par ROBINOVE (1982) :

$$L = NG * \frac{(L_{max} - L_{min})}{NG_{max}} + L_{min}$$

où

NG_{max} = valeur maximale enregistrée sur les bandes magnétiques (255 pour les canaux TM)

L_{max} = luminance mesurée à la saturation du détecteur (en $mW\ cm^{-2}\ sr^{-1}$).

L_{min} = luminance la plus faible mesurée par le détecteur ("offset" du capteur).

Le rapport $\frac{(L_{max} - L_{min})}{NG_{max}}$ est souvent appelé "gain" du capteur.

Le tableau 14 présente les valeurs de L_{max} et L_{min} pour les canaux TM.

Tableau 14 : Luminances maxima et minima enregistrées dans les différents canaux TM et Irradiances exatmosphériques (éclairéments) correspondantes.(EPEMA, 1990)

Bande	L_{max} ($mWcm^{-2}\ ster^{-1}\ \mu m^{-1}$)	L_{min} ($mWcm^{-2}\ ster^{-1}\ \mu m^{-1}$)	E ($mWcm^{-2}\ \mu m^{-1}$)
TM1	15,21	-0,15	198,7
TM2	29,68	-0,28	182,9
TM3	20,43	-0,12	155,7
TM4	20,62	-0,15	104,7
TM5	2,719	-0,037	21,93
TM7	1,438	-0,015	7,452

L_{max} , L_{min} et NG_{max} étant des constantes, la relation entre la luminance et la valeur digitale enregistrée sur les bandes magnétique est linéaire.

La réflectance extra-atmosphérique (R) a aussi une relation linéaire avec les niveaux de gris puisqu'elle est donnée par l'équation (ROBINOVE, 1982):

$$R = \frac{p}{E \sin a} * \left[\frac{NG_n}{NG_{max}} (L_{max} - L_{min}) + L_{min} \right]$$

où:

E= irradiance solaire exatmosphérique en $mWcm^{-2}\ \mu m^{-1}$. (Tableau 14)

a = élévation solaire

E et a, sont des constantes pour une localité et un instant donnés.

Il résulte de cette relation linéaire entre réflectance et niveaux de gris de bandes CCT, que l'on peut s'attendre à ce que *les types de relations* obtenues avec les données de réflectance au laboratoire soient aussi observées avec les données TM en condition d'absence d'atmosphère,.

VIII-1.3 Les facteurs de variation des données TM

Outre les facteurs propres liés à la cible c'est-à-dire à la surface du sol ("états de surface") qui conditionnent le rayonnement réfléchi par la surface dans le champ instantané de vue, d'autres facteurs affectent les valeurs enregistrées par les capteurs des satellites. L'atmosphère et la géométrie du système soleil/cible/satellite sont parmi les plus importants de ces facteurs (facteurs extrinsèques de GUYOT, 1988).

VIII-1.3.1 Les effets atmosphériques.

Les effets atmosphériques sont une conséquence des phénomènes de diffusion et d'absorption du rayonnement électromagnétique par les gaz et les particules en suspension. Comme les bandes spectrales des satellites ont été choisies dans des portions du spectre en dehors des bandes d'absorption des gaz et des aérosols, les effets atmosphériques sont principalement dus aux phénomènes de diffusion.

La figure 59, empruntée à DESCHAMPS et *al* (1985) illustre clairement les différents effets atmosphériques sur les valeurs de luminance enregistrées par les capteurs.

De nombreuses études ont été réalisées pour quantifier les effets atmosphériques sur les images satellitaires (CHAVEZ, 1988; DAVE, 1980; DESCHAMPS et *al*, 1981, 1985; HOLM et *al*, 1989; KAUFFMAN, 1988; OTTERMAN et *al*, 1980; RICHARDSON et *al*, 1980; SPANNER et *al*, 1984; TURNER, 1971). Des modèles assez complets, utilisant des fonctions de transfert radiatif atmosphérique, ont été ainsi élaborés pour la correction des effets atmosphériques sur les images : modèle 5S (TANRE et *al*, 1990), modèle LOWTRAN (KNIEZYS et *al*, 1988) p; ex; L'application de ces modèles à une scène donnée, demande la connaissance des paramètres de calibration du capteur et des propriétés atmosphériques au moment de la prise de vue : profils verticaux de vapeur d'eau, aérosols et composition moléculaire. Ces données sont rarement disponibles.

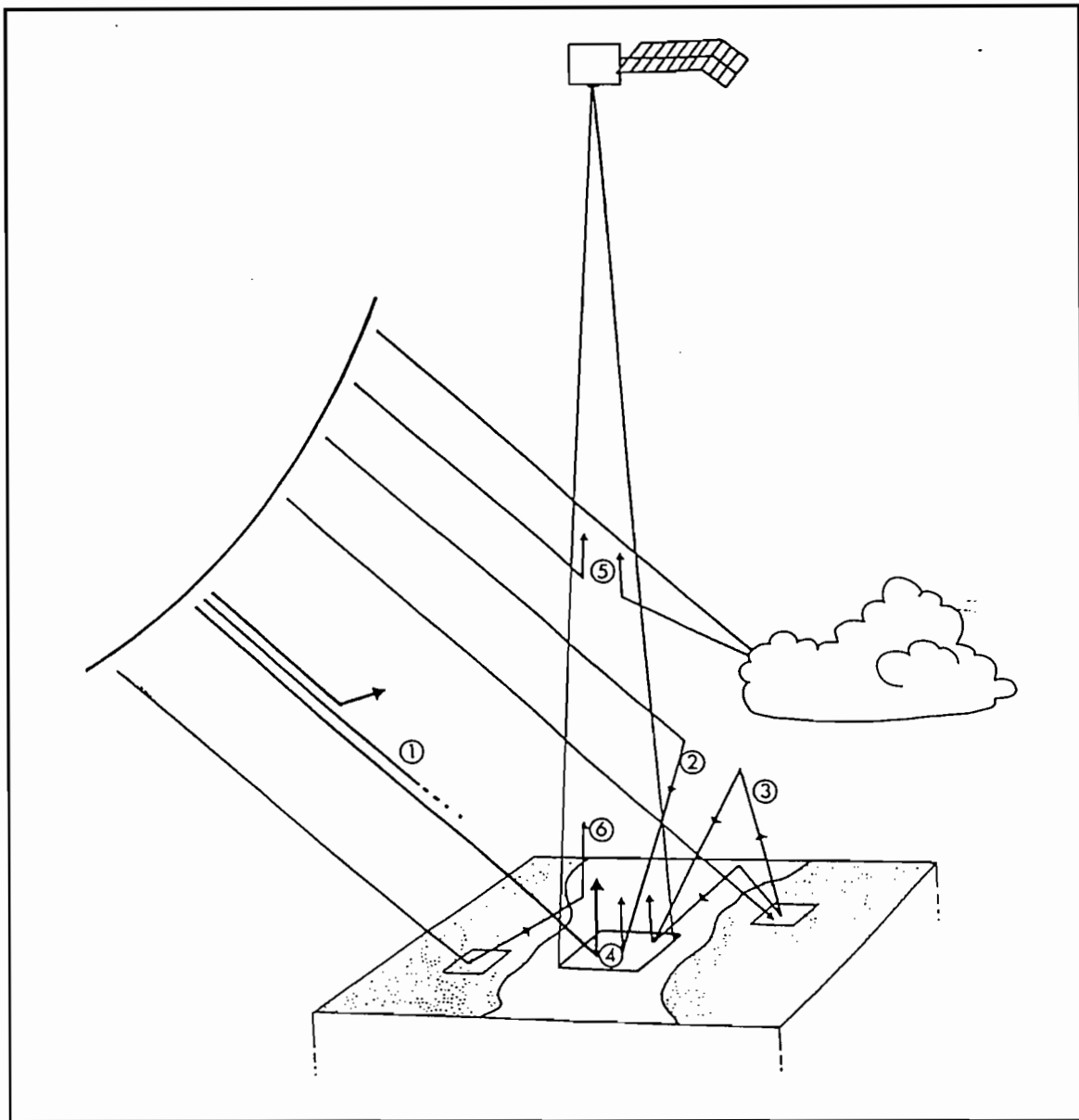


Figure 59 : Schéma des principales interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère et de leurs effets sur la luminance mesurée par les satellites

- a - éclairage de la cible : 1) rayonnement solaire direct ; 2) rayonnement diffusé par l'atmosphère ; 3) rayonnement plégé entre la surface et l'atmosphère.
- b - rayonnement mesuré par le capteur : 4) provenant de la cible ; 5) diffusé par l'atmosphère ; 6) du voisinage (In ESCADAFAL, 1989, adapté de DESCHAMPS et al, 1985)

Compte tenu de ces difficultés, d'autres auteurs ont développé des modèles empiriques permettant d'estimer la contribution de l'atmosphère au signal acquis par les satellites (ALFORDI et MUNDAY, 1978; BLANC et al, 1978; SCARPACE et al, 1979). Ces modèles considèrent l'existence d'une relation linéaire entre la réflectance à la surface du sol et la luminance enregistrée par les capteurs.

Plus récemment, CASELLES et LOPEZ GARCIA (1989) et HALL et al, (1991) ont développé un procédé pour la correction des effets atmosphériques entre deux (ou plusieurs) images en

attribuant des effets linéaires à l'atmosphère. Des résultats très encourageants sont rapportés par ces auteurs.

L'existence de relations linéaires, entre les niveaux de gris des bandes CCT et la réflectance à la surface du sol, permet de formuler l'hypothèse que des relations de même ordre existent avec la réflectance mesurée au laboratoire et plus particulièrement avec les indices radiométriques créés à partir de ces données.

VIII-1.3.2 Les effets de la géométrie du système soleil/cible/capteur

La géométrie du système est définie par la position relative de ces trois éléments au moment de l'acquisition de l'image.

Pour les capteurs du satellite LANDSAT dont la prise de vue se fait toujours proche du nadir ce facteur reste constant. Par contre la position solaire, caractérisée par la distance à la terre et l'élévation solaire, est en relation avec la *latitude* de la cible et la *date de la prise de vue*. Au niveau d'une scène TM, la position du soleil est considérée comme constante pour l'ensemble des pixels compte tenu des faibles variations de latitude et de temps d'acquisition des données.

La topographie, facteur le plus variable à l'intérieur d'une scène, peut influencer significativement l'énergie reçue par la cible et réémise vers le capteur. De nombreuses études ont été réalisées pour quantifier les effets topographiques (HOLBEN et JUSTICE, 1980; TEILLET et al, 1982; HALL-KONYVES, 1987; KAWATA et al, 1988; CIVCO, 1989; PROY et al, 1989).

Ainsi les travaux de HOLBEN et JUSTICE (1980) montrent que l'intensité des effets topographiques est fonction de l'élévation solaire et de la pente (importance et orientation azimutale). Les plus grandes variations de luminance ont été trouvées pour les pentes alignées avec le soleil (0° et 180° par rapport à l'azimut solaire). Des effets moindres caractérisent les directions perpendiculaires à celles-ci. Ces auteurs présentent aussi des graphiques et des tableaux permettant d'évaluer les effets topographiques pour un grand nombre de situations d'élévation solaire, de pente et d'exposition.

En conclusion, le signal enregistré par les capteurs est affecté par d'autres facteurs que la réflectance de la cible. Les facteurs atmosphériques et topographiques sont les plus importants à prendre en compte.

Cependant nous n'avons pas tenté de corriger ces effets ici, pour les raisons suivantes :

- concernant les effets atmosphériques, la correction par des modèles complexes comme le 5S (TANRE et al, 1990) aurait demandé des informations qui n'étaient pas disponibles pour la zone test étudiée. Les modèles simplifiés, attribuant des effets linéaires à l'atmosphère, ne doivent pas changer le *type* de relations trouvées avec les données de réflectance à la surface du sol . En choisissant une image avec un contraste élevé on a cherché à avoir un effet réduit de la diffusion atmosphérique (cf infra).
- concernant les effets topographiques, ils restent pratiquement négligeables dans le secteur où se localise la quasi totalité des sols nus (modèle ondulé à faiblement ondulé des "chapadas" et modèle de dissection intermédiaire). Les pentes étant presque toujours inférieures à 5%, la marge d'erreur possible ne dépasse pas 8% et les effets topographiques deviennent alors négligeables (KOWALICK et al, 1982). Par ailleurs, LOUAHALA (1988) a montré que, pour les pentes inférieures à 5°, les mesures radiométriques réalisées au sol se comparaient bien avec les données satellitaires.

VIII-1.3.3 Les états de surface

Dans chacune des bandes spectrales, le signal enregistré par le capteur intègre, l'ensemble du rayonnement électromagnétique provenant d'un élément de la surface du sol; il est la résultante des réponses spectrales des objets qui le compose. Les valeurs enregistrées dépendent donc du comportement spectral des différents composants minéraux et végétaux et de leur organisation au moment de la prise de vue, c'est-à-dire de l'état de surface (ESCADAFAL, 1989).

Outre la composition minérale et organique du sol lui-même dont les effets sur la réflectance ont fait l'objet de la première partie de ce travail, d'autres facteurs interviennent :

- tout d'abord la végétation par ses caractéristiques spectrales propres ou par les ombres produites sur la surface des sols (STONER, 1980; GAUSMAN 1975, 1976, 1977);
- les travaux cultureux qui déterminent des conditions de rugosité diverses, et donc des ombrages sur le sol (CIERNIEWSKI 1987; COURAULT, 1989; ESCADAFAL, 1989; MADEIRA NETTO, 1990; STONER et HORVATH, 1981;);
- l'humidité (CIERNIEWSKI 1985; MADEIRA NETTO , 1990; MUSICK et PELLETIER, 1988; SHIELDS et al, 1968;).

VIII-2 L'IMAGE TM DU 10 OCTOBRE 1987

VIII-2.1 Choix de l'image TM

L'image choisie correspond à la scène TM du 221-71 dont le centre a pour coordonnées : 15° 55' 50"S (latitude Sud) et 47° 53' 50"W (longitude Ouest). L'image a été acquise le 10 octobre de 1987 à 9 h. 42 min 6 sec (heure locale).

Deux raisons essentielles ont guidé le choix de cette date:

- A cette époque de l'année, dans la région de Brasília, les surfaces occupées par les sols nus sont les plus importantes. En effet c'est le moment où, dans les champs préparés pour les semis des cultures annuelles (soja, riz, maïs, etc), les labours ont enterré les résidus végétaux de la culture précédente et la végétation spontanée qui s'est développée pendant la période de jachère. Ainsi la surface des sols est-elle largement exposée au rayonnement solaire.
- A cette période de l'année les effets atmosphériques sont limités. Les aérosols dans l'atmosphère sont relativement peu importants. Les premières pluies, qui tombent à partir de 15 septembre, contribuent à purifier l'air de ses fumées et des particules en suspension accumulées dans l'atmosphère pendant la saison sèche par les feux de brousse et par les vents souvent violents qui soulèvent des tourbillons de poussières en balayant les vastes glaciés cultivés. De ce point de vue, la date du 10 octobre 1987 est favorable puisque les premières pluies sont effectivement survenues fin septembre, soit une quinzaine de jours avant le passage du satellite (Figure 60).

L'image apparaît effectivement "claire" et bien contrastée sur la plus grande partie de la scène. Localement, la présence de quelques nuages et même d'une légère brume altère un peu la qualité de l'ensemble.

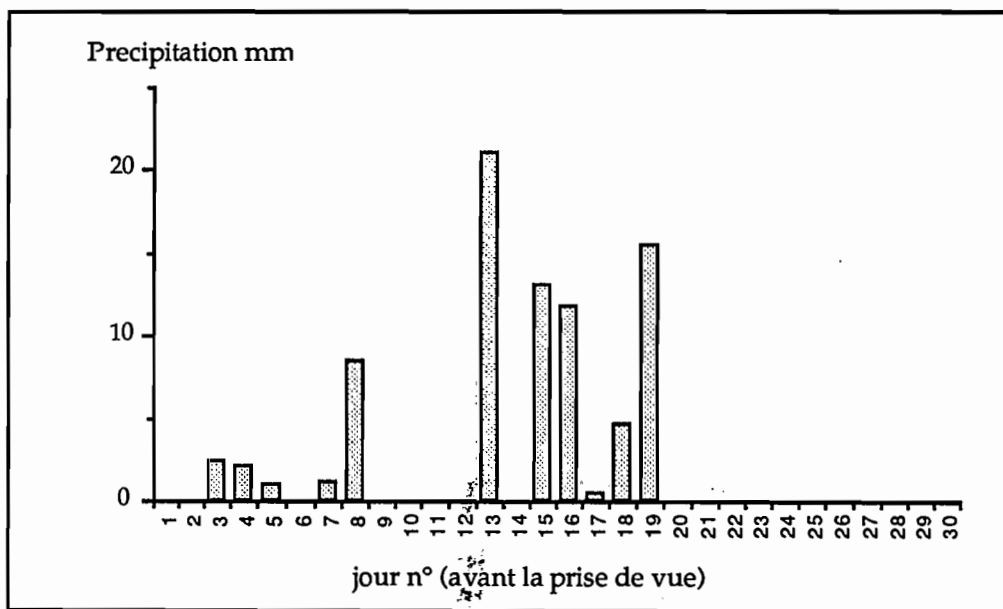


Figure 60 : Précipitations journalières des 30 jours ayant précédé la prise de vue (10/10/1987) (Données de la station climatologique de l'EMBAPA - CPAC à Planaltina D.F.)

Cependant, à cette époque, les pluies sont insuffisantes pour augmenter notablement l'humidité de la surface du sol. Et ceci d'autant que l'humidité relative de l'air reste faible (inférieure à 40%) et les températures élevées. A Brasília, le mois d'octobre correspond en effet aux évapotranspirations potentielles maximales (cf. figure 55).

Pour l'image du 10 octobre 1987 on peut considérer, compte tenu des précipitations ayant précédé la prise de vue (Figure 60), que la quasi totalité des sols labourés ou hersés étaient secs en surface. A l'exception toutefois des sols qui auraient pu être travaillés dans les heures précédant le passage de Landsat 5, ou des sols localisés en condition de mauvais drainage (sols hydromorphes en position de bas fonds ou de zones d'émergence d'eaux souterraines).

VIII-2.2 Traitement de l'image TM

La planche I montre une composition colorée des canaux TM1, TM5 et TM7 pour la zone étudiée. L'image présente un excellent contraste général témoignant des conditions atmosphériques favorables déjà évoquées précédemment.

L'ensemble des traitements numériques relatifs à cette image a été effectué à l'Unité de Télédétection du Centre ORSTOM de Bondy avec le logiciel PLANETE (RAKOTO et al, 1988).

- Construction de l'image "sols nus"

La zone étudiée correspond à un fichier de 2100 lignes et 2100 colonnes (4 410 000 pixels), soit environ 60*60 kilomètres.

Un travail préliminaire a consisté à *classer l'ensemble de l'image de façon à isoler le thème "sols nus"* qui regroupera les surfaces cultivées et labourées plus ou moins récemment ou ayant fait l'objet de travaux culturaux (hersages, semis, etc.).

Pour cela on adoptera une démarche dirigée très classique et basée sur les connaissances déjà acquises sur la zone test et sur les caractéristiques de l'image elle-même. Sur la composition colorée visualisée sur l'écran, on délimite des "zones d'entraînement" qui apparaissent homogènes par leur couleur et leur texture. Ces zones sont ensuite caractérisées par leurs valeurs radiométriques (moyennes dans chacun des 6 canaux TM considérés) pour définir ainsi des centres de classes. Chaque pixel de l'image est affecté à

la classe pour laquelle la distance calculée est minimale. Dans le cas présent, il s'agit de la distance "euclidienne".

En fait, nous avons utilisé deux des multiples compositions colorées possibles avec les 6 canaux de TM :

- la composition colorée "standard" (TM2, TM3, TM4) où la végétation active apparaît en rouge et les sols nus en bleu ou vert plus ou moins foncé.
- et surtout la composition colorée "couleur naturelle" (TM1, TM2, TM3) qui reconstitue sensiblement les couleurs perçues par l'oeil. Sur cette composition colorée (Planche V) la végétation apparaît en vert et les sols nus se repèrent par des couleurs caractéristiques orange, jaune, blanc et même grisâtre localement.

Au total, 49 zones d'entraînement ont permis, après regroupement, d'arriver à une stratification de l'image en 19 classes :

- 1- Eau libre (lacs, rios).
- 2 - Reboisement (*Pinus sp.*).
- 3 - Reboisement (*Eucalyptus sp.*), cerradão.
- 4 - Forêt galerie, forêt caducifoliée (à l'ombre).
- 5 - Forêt caducifoliée au soleil.
- 6 - Cerradão, cerrado dense, campo limpo (à l'ombre).
- 7 - Cerrado typique.
- 8 - Cerrado ralo, campo sujo.
- 9 - Campo limpo (exposé face au soleil).
- 10 - Végétation sèche 1 (chaume, paturage).
- 11 - Végétation sèche 2 (chaume, paturage).
- 12 - Sol rouge foncé (LE).
- 13 - Sol rouge (LE).
- 14 - Sol rouge (LE).
- 15 - Sol rouge jaune (LV).
- 16 - Sol rouge jaune clair (LV).
- 17 - Sol blanc (LH).
- 18 - Sol sableux 1.
- 19 - Sol sableux 2.

Chaque classe peut être caractérisée par les valeurs moyennes d'indices radiométriques tels que:

- l'indice de végétation

$$IV = \frac{TM4-TM3}{TM4+TM3}$$

- et l'indice de brillance

$$IB = \sqrt{\frac{TM1^2+TM2^2+TM3^2}{3}}$$

Le diagramme bidimensionnel, obtenu en combinant ces deux néocanaux (IV et IB), situe les unes par rapport aux autres les 19 classes représentées par la moyenne des valeurs des pixels (Figure 61).

Certains thèmes ou groupe de thèmes s'individualisent plus ou moins nettement sur ce diagramme:

- l'eau libre (1)
- les formations forestières à végétation active (2,3,4,5).
- les cerrados de densité variable (6,7,8).

En revanche, ce type de diagramme privilégiant l'indice de végétation les classes 9,10 et 11 ne se distinguent que très difficilement de l'ensemble " sols nus" (12 à 19), qui est pourtant bien individualisé.

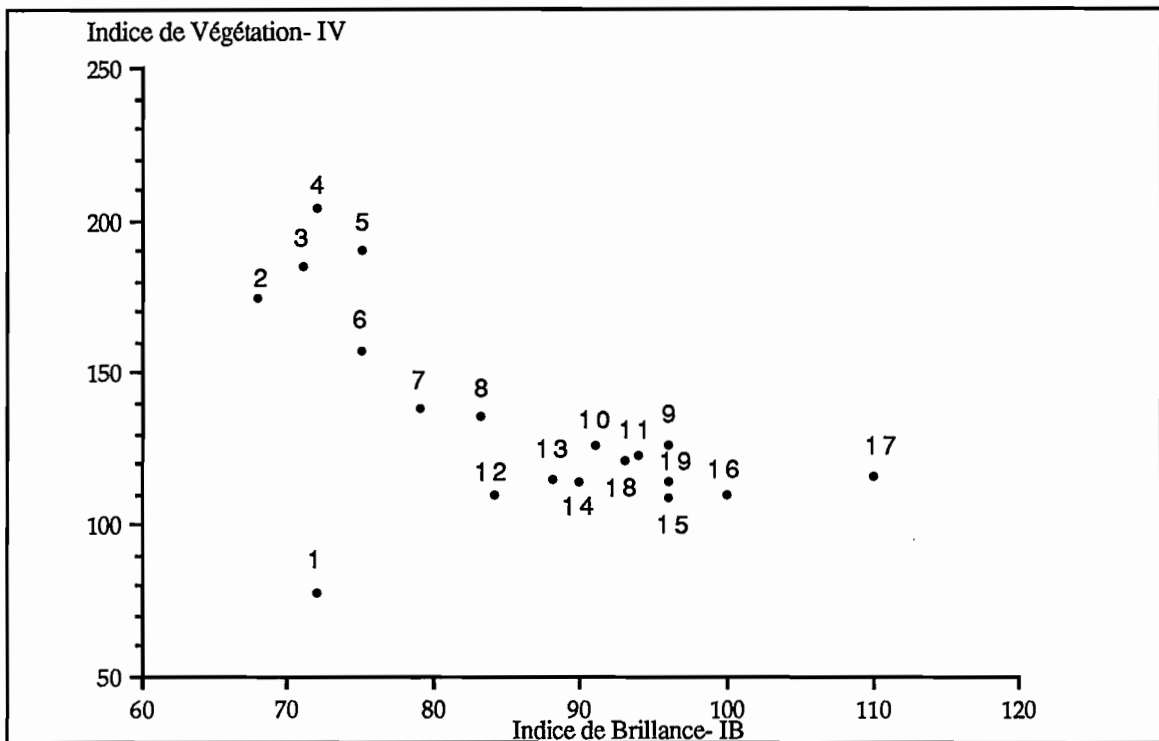


Figure 61 : Distribution des 19 classes sur le diagramme IV/IB (Image TM du 10 octobre 1987)

L'image "sols nus" a été réalisée en ne considérant que les pixels correspondant aux classes 12 à 19, soit environ 20% de la zone étudiée (voir Planche VII). Sur cette planche on remarque la quasi totalité des surfaces cultivées se localisent sur les "chapadas" et la surface de dissection intermédiaire de rio Preto au sud-est.

- Calcul des indices: indice de texture (ITx), indice d'hématite (IHm) et indice ferrique (IFe).

Les indices proposés au chapitre VI ont été calculés pour chaque pixel de l'image en faisant:

$$ITx(TM) = \frac{TM5-TM7}{TM5+TM7}$$

$$IHm(TM) = 100000 * \frac{TM3^3}{TM1*TM2^3}$$

$$IFe(TM) = \frac{TM3-TM2}{TM3+TM2}$$

Pour IFe et ITx, l'ensemble des valeurs entre le minimum et le maximum ont été réévaluées linéairement entre 0 et 255. Pour IHm, la constante 100000 a été nécessaire pour avoir une dynamique centrée aux environs de 100 et permettre la visualisation de ce néocanal.

Pour l'image "sols nus", le tableau 15 montre la matrice de corrélation entre les 6 canaux TM, l'indice de brillance (IB) et les 3 néocanaux proposés (IHm, IFe, et ITx). On vérifie une forte décorrélation entre chacun des canaux proposés et les autres.

Tableau 15 : Matrice de corrélation entre les 6 canaux TM, l'indice de brillance (IB), l'indice d'hématite (IHm), l'indice ferrique (IFe) et l'indice de texture (ITx) pour l'image "sols nus".

	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7	IB	IHm	IFe	ITx
TM1	1	0,92	0,73	0,73	0,49	0,36	0,96	-0,69	-0,36	-0,13
TM2		1	0,87	0,85	0,67	0,47	0,98	-0,75	-0,29	-0,20
TM3			1	0,82	0,75	0,60	0,89	-0,39	0,22	-0,09
TM4				1	0,78	0,61	0,83	-0,59	-0,10	-0,13
TM5					1	0,77	0,64	-0,42	0,09	-0,19
TM7						1	0,48	-0,16	0,22	0,46
IB							1	-0,64	-0,17	-0,14
IHm								1	0,76	0,36
IFe									1	0,26
ITx										1

Pour le canal IHm, on note une plus forte corrélation avec le canal IFe (r=0,76). IHm étant en relation avec la teneur en hématite des sols et IFe étant lié à la proportion relative d'hématite dans la fraction oxydes de fer, il apparaît normal que l'un des canaux explique une partie de la variance de l'autre et réciproquement (dans ce cas 58%).

On remarque aussi que l'indice de texture ITx est faiblement corrélé à tous les autres canaux. L'indice de brillance reste très fortement corrélé aux canaux du visible, surtout TM2 et TM1.

Ces résultats montrent que pour les sols nus les indices proposées apportent une information nouvelle par rapport aux canaux bruts.

APPLICATION DU MODELE D'ESTIMATION DE LA GRANULOMETRIE DES SOLS

La discrimination des classes texturales dans la cartographie des sols est une pratique courante au Brésil compte tenu de l'importance de la granulométrie des sols pour une utilisation agricole rationnelle. Le tableau 16 précise les teneurs en argile des classes texturales utilisées (CAMARGO et *al*, 1987). Sur le terrain, leur discrimination reste assez difficile et surtout demande beaucoup de temps avec les moyens traditionnels de cartographie, d'où l'intérêt d'utiliser éventuellement les données satellitaires.

Tableau 16 : Teneurs en argile des classes texturales (d'après (CAMARGO et *al*, 1987)

Classes texturales	Teneur en argile %
Sableuse	< 15
Moyenne	15 à 35
Argileuse	36 à 60
Très argileuse	≥ 60

Dans les latosols, la fraction argile est constituée pour l'essentiel de kaolinite et de gibbsite (chap. III-3). Par ailleurs, les absorptions de la kaolinite et de la gibbsite étant localisées dans la bande spectrale TM7 (voir chap. IV-2, V-1.1) et compte tenu de l'absence d'évènements spectraux au niveau de la bande TM5, un indice de texture a été proposé (voir chap. VI-2). Cet indice radiométrique exprime un modèle linéaire existant entre la teneur en argile (en fait la somme kaolinite+gibbsite) et une combinaison des réflectances diffuses coorespondant aux fenêtres spectrales des bandes TM5 et TM7.

Il s'agit maintenant :

- de valider ce modèle, avec des données satellitaires TM et dans le cas concret de la région de Brasília.
- et de discuter une possible application à la cartographie de la texture des latosols.

La démarche en deux étapes suivie comprend deux étapes :

- analyse statistique, au niveau de sites tests échantillonnés sur le terrain et repérés sur l'image TM, pour valider le modèle linéaire texture du sol/indice de texture ITx(TM) exprimé par le rapport $\frac{TM5-TM7}{TM5+TM7}$
- analyse spatiale avec seuillage du néocanal ITx "indice de texture" selon les classes texturales utilisées pour la cartographie pédologique au Brésil et comparaison des résultats obtenus avec la cartographie pédologique existante.

IX-1 VALIDATION DU MODELE AU NIVEAU DES SITES TESTS

IX-1.1 Choix et caractérisation des sites tests

La granulométrie des sols reste fortement influencée par la nature de la roche mère (EMBRAPA-SNLCS, 1978). Il en est ainsi dans la partie nord de la région de Brasília caractérisée par une formation géologique sédimentaire où alternent argillites, siltites et quartzites. Les argillites et siltites, profondément altérées, ont donné naissance aux latosols de texture argileuse à très argileuse. Les quartzites, plus résistantes à l'altération géochimique, affleurent en certains points hauts du paysage et constituent la roche mère de latosols et surtout d'arénosols à texture moyenne à grossière, le quartz constituant l'essentiel de la fraction sableuse de ces sols. Pour les latosols très argileux, la fraction sableuse, (composant moins de 10% de la terre fine) comprend à la fois les microagrégats (argile/oxydes de fer) et le quartz.

La carte pédologique à 1/100 000 du District Fédéral (EMBRAPA-SNLCS, 1978) a servi de guide pour repérer les zones de textures différentes et localiser ainsi des sites d'échantillonnage. Pour chaque site, repéré sans ambiguïté sur l'image TM et sur le terrain, un prélèvement de la surface du sol a été effectué pour déterminer en particulier sa granulométrie.

Au total 22 sites ont été échantillonnés (Planche III):

- 9 correspondent aux sites des séquences déjà étudiées : A1Ap1, A2Ap2, A3Ap1, B1Ap1, B2Ap1, B3Ap1, C1Ap1, C2Ap1, C3Ap1. Il s'agit d'échantillons très argileux (entre 61 et 86% d'argile).
- 13 sites complémentaires ont été échantillonnés notamment dans les zones cartographiées comme étant des latosols ou des arénosols à texture moyenne ou grossière (Planche III) .

Le tableau 17 présente les caractéristiques texturales des 22 échantillons de sol correspondant aux sites retenus.


PLANCHE III. LOCALISATION DES SITES TEST SUR LA
COMPOSITION COLOREE -TM1-TM2-TM3 - DE L'IMAGE TM 221-71 DU 10 OCTOBRE 1987

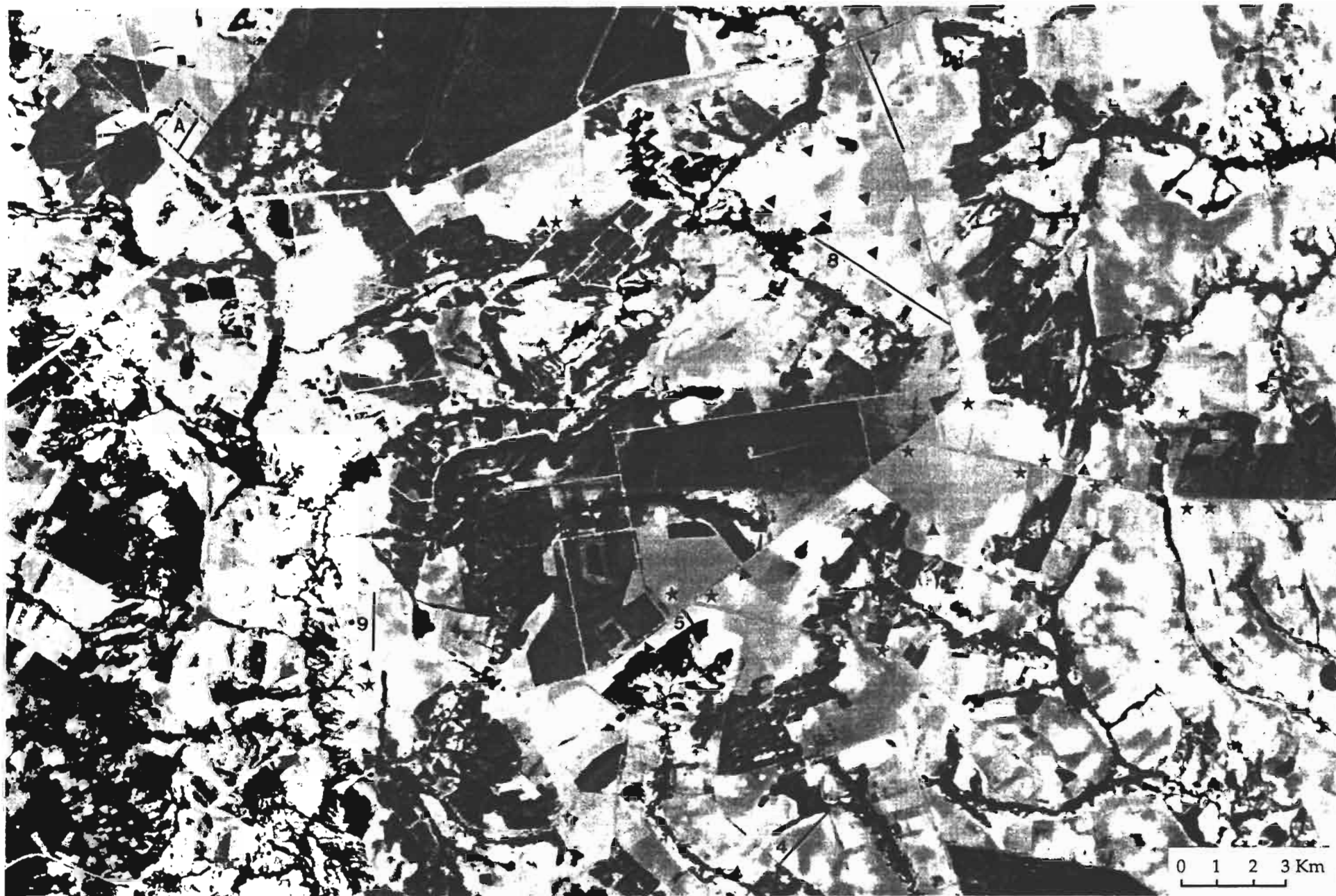
Pour la texture ▲

Pour la couleur

Sites isolés ★

Séquences /7

Parcelles 



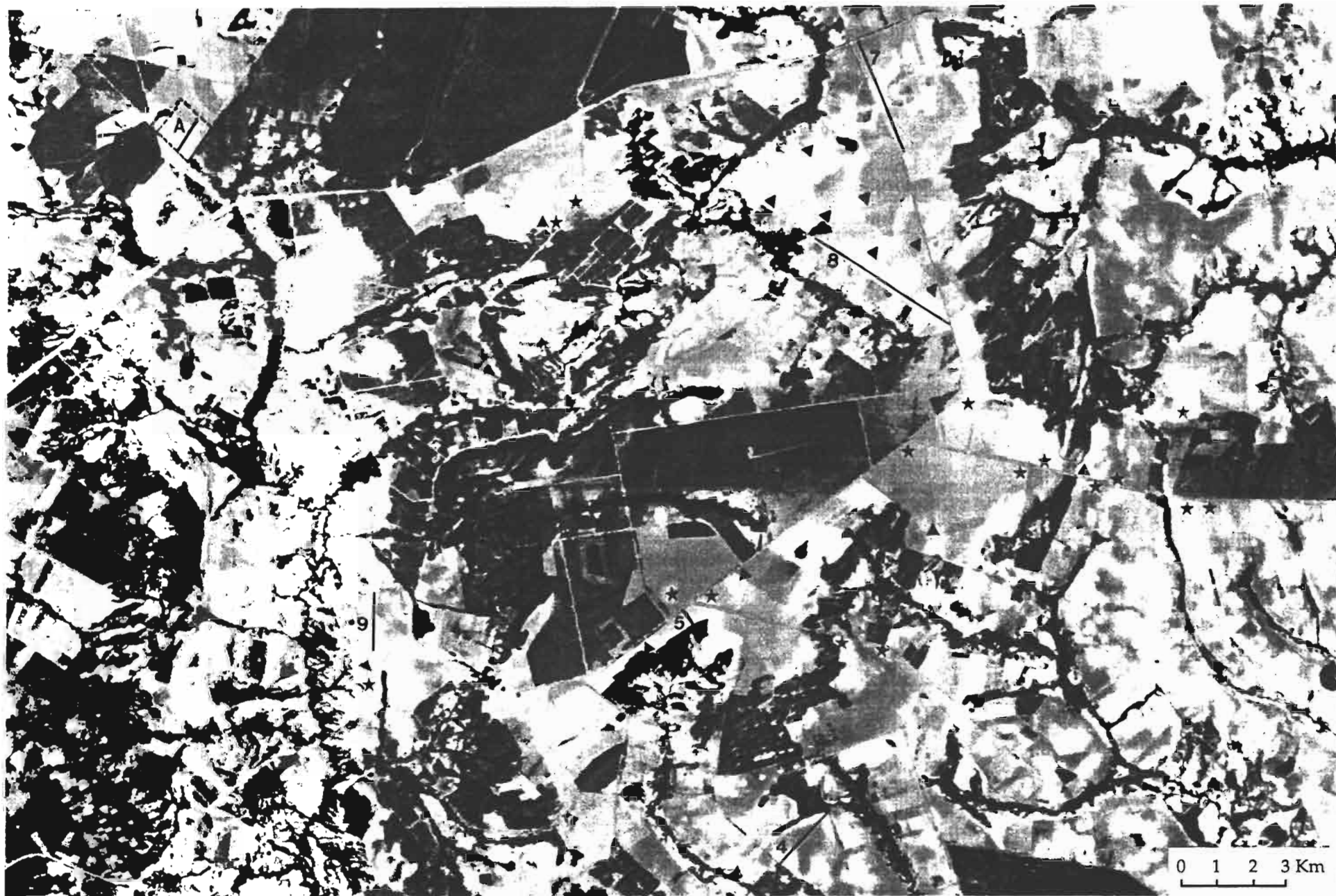


Tableau 17 : Caractéristiques texturales des échantillons de sol et valeurs de l'indice de texture ITx (TM) pour les 22 sites

Echantillon	Argile %	Sable %	ITx(TM)
T1	19	77	167
T2	21	72	168
T3	22	75	171
T4	48	50	172
T5	13	87	162
T6	32	66	170
T7	16	82	165
T8	38	58	170
T9	29	65	171
T10	29	71	171
T11	14	76	166
T12	28	65	170
T13	20	72	169
T14	7	85	165
A1Ap1	82	27	184
A2Ap2	84	5	177
A3Ap1	84	5	177
B1Ap1	80	4	187
B2Ap1	80	5	186
B3Ap1	83	5	181
C1Ap1	61	5	186
C2Ap1	81	4	187
C3Ap1	86	2	185

Chacun des sites est ensuite délimité à l'aide d'un curseur sur l'écran de visualisation de l'image TM. La taille des zones ainsi individualisées représente environ de 16 à 20 pixels en moyenne.

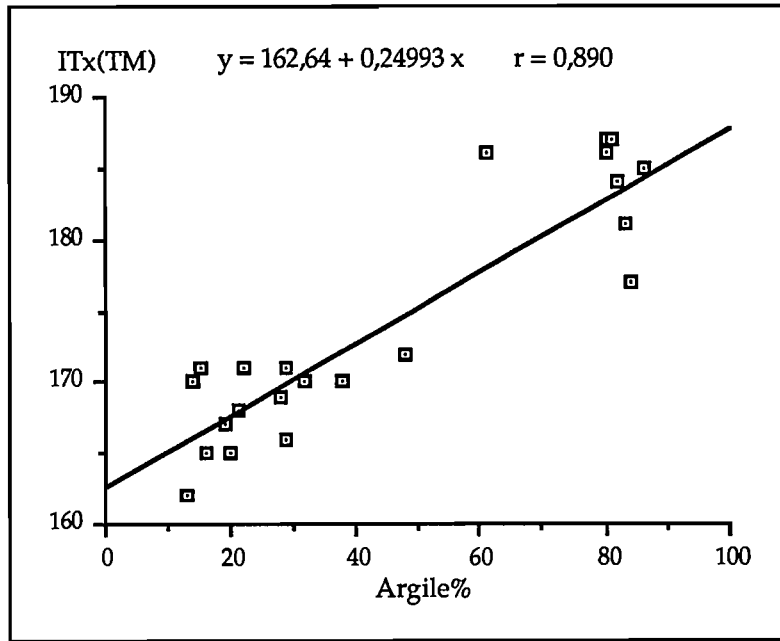
Le néo-canal ITx(TM) est alors créé en calculant, pour chaque pixel de l'image, la valeur de l'indice de texture avec réétalement des valeurs minimum et maximum entre 0 et 255 pour permettre augmenter la dynamique (Planche IV).

Pour chaque site, la valeur de l'indice de texture apparaissant dans le tableau 16, correspond à la valeur moyenne de l'indice des pixels composant le site.

IX-1.2 Analyse statistique

Les figures 62a et 62b montrent les droites de régression linéaire obtenues entre les teneurs en argile (a) et sable (b) et l'indice de texture ITx(TM).

a



b

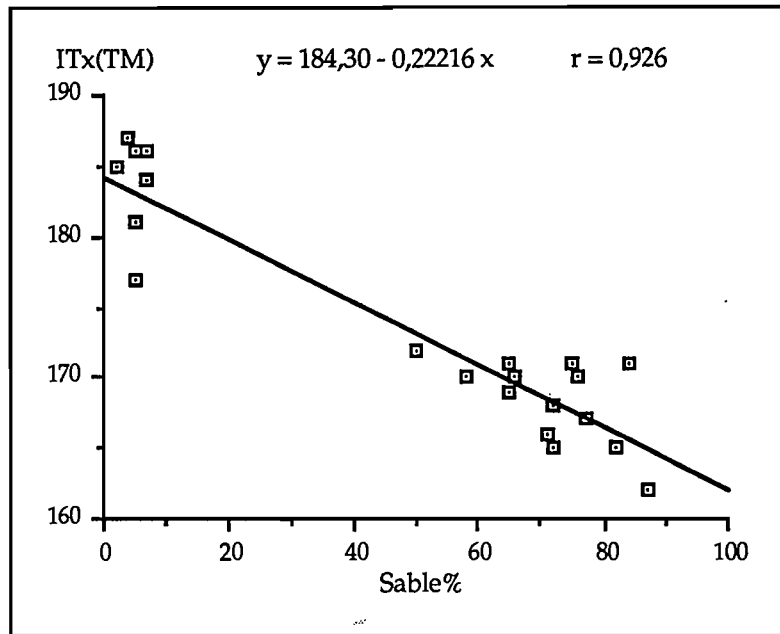


Figure 62 : Corrélations entre la teneur en argile (a), la teneur en sable (b) et l'indice de texture ITx(TM) pour les 22 sites

On vérifie ainsi un phénomène analogue à celui observé lors de l'étude spectrophotométrique, à savoir une dispersion des points correspondant aux *sols argileux à très argileux*. (>60% d'argile). En effet pour ce groupe d'échantillons, les valeurs les plus élevées de l'indice ITx(TM) sont associées aux sols les plus riches en oxydes de fer et surtout en microagrégats (pseudosables). Les valeurs relativement plus faibles de la luminance dans le domaine spectral du canal TM5, en relation avec une "granulométrie plus grossière"

(VI-2), contribuent à sous-estimer l'indice de texture. Les sols très argileux à teneurs élevées en oxydes de fer ($Fe_2O_3 > 10\%$) apparaissant argileux.

IX-2. APPLICATION DU MODELE A UNE ZONE ET COMPARAISON AVEC LA CARTOGRAPHIE EXISTANTE

IX- 2.1 Seuillage du néocanal "Indice de texture"

L'équation de la droite de régression (Figure 62a) et les valeurs des teneurs en argile correspondant aux limites des classes texturales (Tableau 16) permettent de déterminer les valeurs des niveaux de gris afférentes à ces limites et donc de seuiller ainsi le néocanal "Indice de texture" (Tableau 18).

Tableau 18 : Seuillage du néocanal "Indice de texture" selon les classes texturales des latosols

Classes texturales	ITx(TM)	Couleur
Sableuse	≤ 166	Rouge
Moyenne	167-171	Jaune
Argileuse	172-178	Vert
Très argileuse	≥ 179	Gris

Le résultat du seuillage du néocanal "Indice de texture" est présenté pour une zone comprenant le bassin versant de la rivière Taquara (Planche IV). La zone, environ 4500 hectares, a été choisie en raison de la diversité texturale des sols mais surtout aussi parce qu'une carte pédologique semi-détaillée à l'échelle de 1/10 000 était disponible (EMBRAPA-SNLCS, à paraître).

Outre cette diversité texturale, la carte comporte une grande variété de sols avec prédominance des latosols (87% de la surface cartographiée). Pour faciliter l'analyse, les unités cartographiques ont été regroupées, non plus en fonction des classes de sols mais en fonction de la texture. On obtient ainsi quatre unités correspondant aux quatre classes texturales et matérialisées sur un transparent qu'il est possible de superposer au néocanal "indice de texture"(Planche IV).

L'appréciation visuelle des deux documents cartographiques montre une assez bonne coïncidence générale pour les quatre classes texturales obtenues par seuillage du néocanal ITx et par les méthodes conventionnelles de cartographie pédologique. Cette comparaison ne concerne évidemment que les sols nus au moment du passage du satellite .

On vérifie que la localisation et la dimension des différentes taches sont comparables, surtout pour les textures sableuses et moyennes. Cependant, pour les sols (cambisols,

pétoplinthites) dont la granulométrie présente une fraction importante d'éléments grossiers tels que fragments de roche et/ou concrétions, l'indice de texture "sous-estime" la fraction argileuse. En effet la texture est définie en prenant en compte la terre fine alors que les données satellitaires intègrent la totalité de la masse du sol et donc aussi les éléments grossiers, en général pauvres en kaolinite et/ou gibbsite. Il en résulte des valeurs de l'indice ITx(TM) plus faibles et proches de celles de sols sableux ou de texture moyenne.

IX-2.2 Création d'un canal indice de texture par procédé photographique (Planche V)

L'indice de texture exprime en fait la différence de luminance entre les deux bandes spectrales TM5 et TM7. Sur film photographique, obtenu à partir des données numériques, cette différence correspond à des densités optiques plus ou moins élevées.

Il est possible, en utilisant des méthodes photographiques de créer des néocanaux par addition ou soustraction des densités optiques de deux canaux (LORTIC, 1982). La soustraction, obtenue par superposition des films positif/négatif, permet de mieux faire apparaître l'information en terme de différence de luminance entre ces deux canaux.

Dans le cas présent, on superpose un film positif TM7⁺ et un film négatif TM5⁻. Ceci correspond en fait à la soustraction TM7-TM5 que l'on choisit ici de préférence à TM5-TM7 pour des raisons de commodité afin de faire ressortir plus nettement les sols sableux. Ainsi la différence TM7-TM5 sera alors d'autant plus grande que le sol sera sableux. Ce travail nécessitant une bonne maîtrise des traitements photographiques à été effectué par Madame AING au laboratoire de photographie de l'Unité de Télédétection du Centre ORSTOM de Bondy.

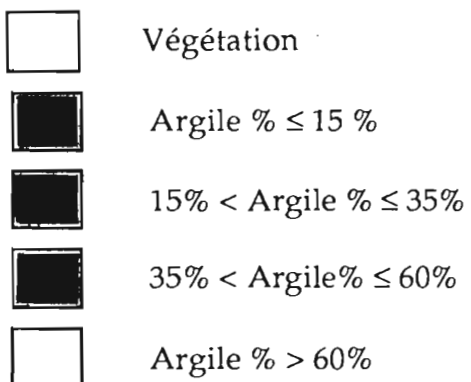
La première étape consiste à réaliser, à partir d'un film négatif, un positif du canal TM7 sur un film Noir et Blanc avec un facteur de contraste (γ) égal à 1. Sur ce film TM7⁺, les sols argileux mais aussi la végétation correspondent aux luminances les plus faibles (densités optiques élevées). En revanche, au niveau des sols sableux, le film apparaît quasiment transparent en relation avec des densités faibles.

La superposition rigoureuse des deux films TM7⁺ et TM5⁻ constitue la deuxième étape afin d'obtenir au tirage les différences essentielles entre ces deux canaux. Sur le film TM5⁻, la végétation (luminances faibles) correspond aux densités optiques très faibles et les sols aux densités optiques élevées à faibles (sols sableux). Le "sandwich" constitué par la superposition de ces deux films apparaît complètement sombre sauf au niveau de plages gris clair correspondant aux sols sableux.



CANAL ITx(TM)
(TM 221-71 DU 10 OCTOBRE 1987)

0 1 Km



CARTE PEDOLOGIQUE

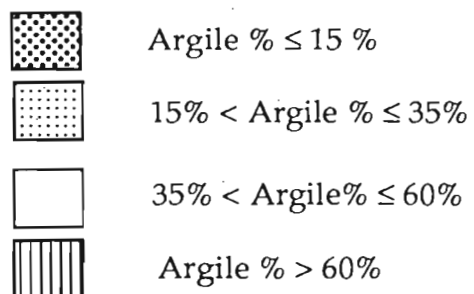


PLANCHE IV. BASSIN VERSANT DE LA RIVIERE TAQUARA.
Comparaison de l'image seuillée du canal ITx(TM) avec la carte
pédologique

PLANCHE V. IMAGE DU CANAL ITx(TM) OBTENUE PAR PROCEDE
PHOTOGRAPHIQUE A PARTIR DES FILMS DES CANAUX TM5 ET TM7 IMAGE TM 221-71
DU 10 OCTOBRE 1987

- En magenta, les sols sableux
- En magenta clair, les sols de texture moyenne
- En beige clair, les sols argileux
- En vert, la végétation



Une troisième étape consiste à exposer ce "sandwich" à une source lumineuse avec un filtre vert de façon à obtenir après tirage une coloration magenta (bleu+rouge) au niveau des plages qui ont laissé passer la lumière (sols sableux);

Le film TM7⁺ est ensuite retiré pour une nouvelle exposition de TM5⁻ à une lumière filtrée (filtre bleu+rouge) de façon à obtenir du vert au niveau des plages les plus claires correspondant à la végétation .

Après tirage, l'image finale (Planche V) permet de localiser les sols sableux (en magenta). Elle s'avère très comparable à l'image réalisée précédemment par seuillage du néocanal indice de texture (Planche IV). En revanche, elle montre assez nettement une "ceinture" de sols sableux qui révèle la présence d'affleurements de quartzite en bordure de la "chapada" du nord (NOVAES PINTO et CARNEIRO, 1984).

IX-3 CONCLUSION

Comme dans le cas des simulations faites avec les données de réflectance obtenues au laboratoire, les données satellitaires TM permettent de retrouver des relations linéaires entre l'indice de texture et la teneur en argile et en sable des latosols.

Ce modèle, construit à partir d'un nombre trop restreint de sites tests, demanderait à être précisé par une étude plus détaillée que celle que l'on a eu la possibilité de réaliser dans le cadre de ce travail. Néanmoins, une piste est ainsi tracée pour envisager l'application de cet indice pour la cartographie de la texture des sols nus.

Dès à présent au moins deux problèmes se posent concernant cette application :

- Les sols argileux peuvent présenter des indices de texture fort différents selon que ces sols sont plus ou moins riches en oxydes de fer. Ainsi les latosols rouges à texture très argileuse peuvent être classés comme des latosols argileux. Pour limiter cette "sous-estimation" de la teneur en argile par l'indice de texture, on suggère de seuiller le canal ITx(TM) en fonction de la teneur en hématite des sols, c'est-à-dire en fait selon des "tranches" de valeurs (seuils) du néocanal Hématite IHm (TM) (cf chap. X).

- La présence d'éléments grossiers dans les sols (fragments de roche, concrétions ferrugineuses ou cailloux divers) tend aussi à entraîner une sous-estimation de la teneur en argile. Ainsi des sols à texture argileuse ou très argileuse peuvent présenter des valeurs de l'ITx comparables à celles de sols sableux ou à texture moyenne. Ce problème semble pour l'instant non résolu.

APPLICATION DU MODELE D'ESTIMATION DES TENEURS EN OXYDES DE FER SUR IMAGE TM

X-1 LA METHODE UTILISEE

X-1.1 Identification d'un estimateur des teneurs en hématite des sols sur le terrain

Il convient maintenant de vérifier la possibilité d'utiliser les images TM pour l'estimation des teneurs en hématite dans les horizons de surface des sols. Cette validation passe par la comparaison des valeurs de l'indice hématite calculées à partir des données Thematic Mapper avec les valeurs des teneurs en hématite mesurées sur le terrain. Pour cela, un nombre suffisant de points d'observations (sites tests) est nécessaire pour rendre cette approche fiable. Cependant, compte tenu de leur coût et de leur complexité, nous n'avons pu utiliser les méthodes conventionnelles pour la détermination des teneurs en hématite que pour un nombre restreint d'échantillons; au total 9 échantillons correspondant aux horizons de surface des 9 profils pédologiques des trois toposéquences A, B et C. Ce nombre est très insuffisant.

- L'indice de rougeur MUNSSELL IR(MUN)

On contourne cette difficulté en se basant sur les relations existant entre la teneur en hématite et la couleur des sols (TORRENT et *al*, 1983). Ces auteurs, en utilisant un ensemble d'échantillons de sols couvrant une gamme étendue de couleurs, ont trouvé que les teneurs en hématite des sols étaient bien corrélées avec un indice de rougeur IR(MUN) déterminé à partir de la notation MUNSSELL (cf. chap. V-2.1) :

$$IR(MUN) \cong \frac{(10-H)*C}{V}$$

où :

H = valeur obtenue à partir de la teinte (hue) MUNSELL : de 0, pour les teintes égales ou plus jaunes que 10YR, à des valeurs égales aux notations des teintes plus rouges (H=7,5 pour 7,5 YR, etc.),
C =chroma (saturation) de la couleur MUNSELL,
V = value (clarté) de la couleur MUNSELL.

Cette procédure a d'ailleurs été utilisée par FRITSCH *et al*, (1990) et JOUAFFRE *et al* (1991) pour estimer les teneurs en hématite des sols.

On remarque que cette formule est assez différente des indices calculés avec les coordonnées chromatiques CIE ou de HELMHOLTZ. La raison en est que les différents systèmes de mesure de couleur n'ont pas les mêmes échelles. Pour illustrer ceci on peut se servir de l'équation de conversion de la luminance (Y%) du système CIE en "value" du système MUNSELL donné par WYSZECKI et STILES (1982):

$$Y\% = 1,2219V - 0,23111V^2 + 0,23951V^3 - 0,021009V^4 + 0,0008404V^5$$

On obtient par exemple, pour les clartés de 4, 5, 8, 9, des valeurs de Y% égales à 0,1200, 0,1977, 0,5910, et 0,7866 respectivement. On a donc pour des distances d'une unité entre les clartés (MUNSELL) de 4 et 5, une distance de 0,0777 unités de Y%. Par contre pour une distance d'une unité de clarté entre 8 et 9, la distance est de 0,1956 unités pour la luminance Y% CIE.

Pour des sols d'origine différente, comme des alfisols d'Europe et des ultisols et oxisols du Brésil, TORRENT *et al* (1983) ont trouvé des modèles de régression linéaire:

$$IR(Mun) = a \cdot Hm\% + b$$

avec des constantes de régression (a et b) significativement différentes comme l'indique le tableau 19. Ces auteurs considèrent que le pouvoir colorant de l'hématite des alfisols est plus fort que celui des oxisols. *Ils suggèrent donc que les modèles linéaires soient construits pour des sols semblables avant d'être appliqués pour l'estimation des teneurs en hématite*

Tableau 19 : Coefficients de régression (a et b) et de corrélation (r) entre l'indice de rougeur IR(MUN) et les teneurs en hématite pour des sols d'origine différente (TORRENT *et al*, 1983)

Origine des échantillons	a	b	r
Europe	2,6	-0,1	0,90
Brésil	0,82	2,45	0,87

Nous avons donc utilisé les échantillons tot pour établir, dans le cas des latosols brésiliens, les relations entre la teneur en hématite et cet indice de rougeur MUNSELL. Les teneurs en hématite sont estimées en considérant que ce minéral se retrouve dans la terre fine dans une même proportion que dans la fraction inférieure à 50 µm (1+a). La figure 63 montre que le coefficient de corrélation obtenu est relativement faible (r = 0,73), surtout si on le compare avec ceux obtenus avec les indices de rougeur IR(CIE) et IR(HELM) (cf. chap. VI-1.3).

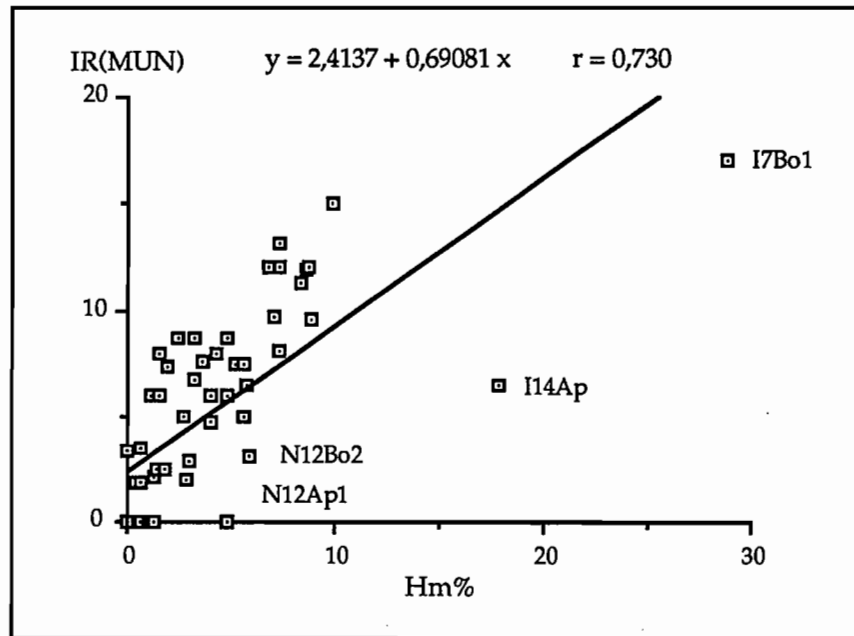


Figure 63 : Corrélation entre les teneurs en hématite et l'indice IR(MUN) dans la terre fine des 56 échantillons tot.

On constate sur cette figure 63 que les points correspondant aux quatre échantillons riches en magnétite (I7Bo1 et I14Ap) ou ilménite (N12Ap1 et N12Bo2) s'écartent de l'ensemble du nuage. Le coefficient de régression est significativement augmenté, passant de 0,73 à 0,91 (Figure 64), si l'on retire ces échantillons de l'analyse. La nouvelle relation obtenue s'avère plus représentative de la situation de la zone test dépourvue de sols à forte teneur en magnétite et/ou ilménite

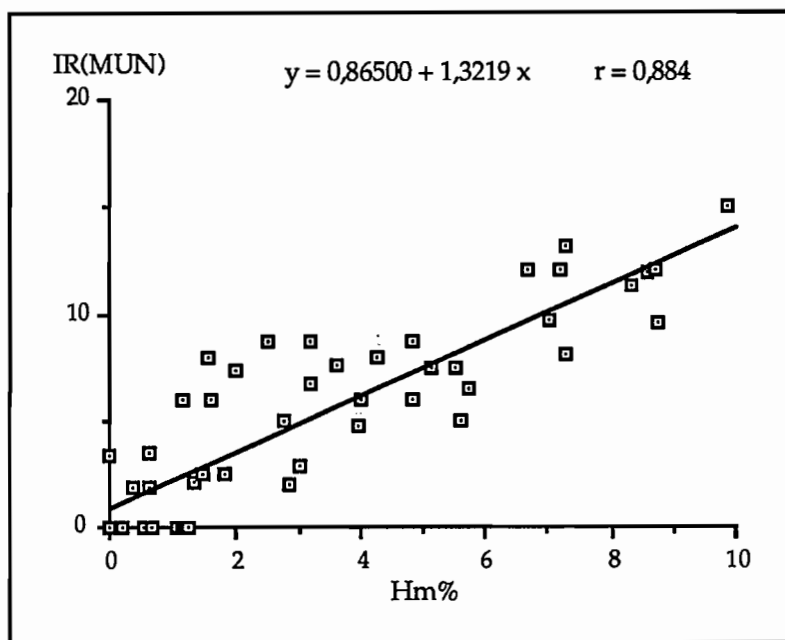


Figure 64 : Corrélation entre les teneurs en hématite Hm% et l'indice IR(MUN) dans la terre fine des 52 échantillons tot

Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne seront donc pas pris en compte.

D'autre part et d'une façon très générale, la présence de matière organique contribue à diminuer l'indice de rougeur (cf. chap. V-2.7) et il conviendrait aussi d'en tenir compte. On note effectivement une amélioration de la corrélation ($r=0,932$) entre l'indice IR(MUN) et la teneur en hématite en ne prenant que les horizons de surface, soit 22 sur le total des 52 échantillons précédents (Figure 65).

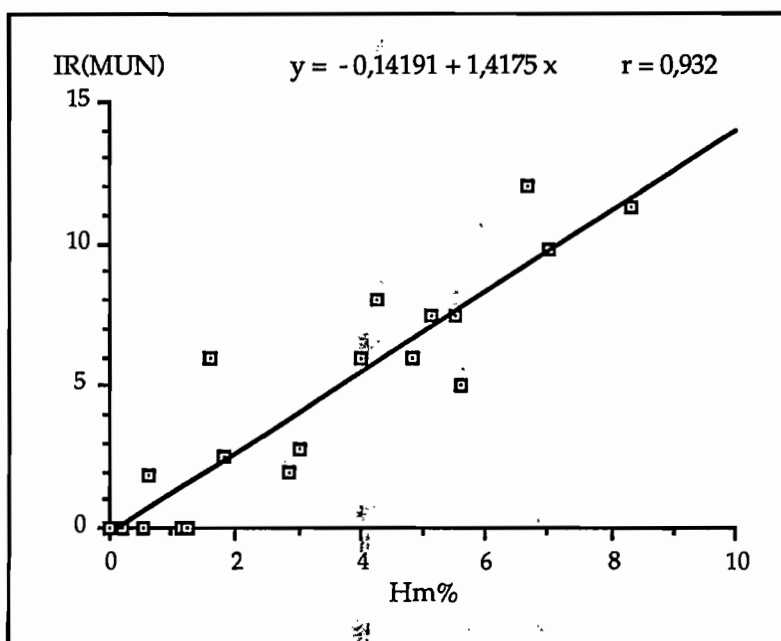


Figure 65 : Corrélation entre les teneurs en hématite Hm% et l'indice IR(MUN) dans la terre fine des 22 échantillons de surface

La relation linéaire entre la teneur en hématite et l'indice de rougeur $IR(MUN)$ nous permet d'utiliser le code MUNSELL pour estimer sur le terrain les teneurs en hématite des sols.

Une telle procédure a donc été adoptée pour la validation de l'indice hématite $IHm(TM)$. La détermination de la couleur est faite par comparaison d'un échantillon de sol avec des étalons qui se présentent sur la forme de "pastilles" colorées. Dans le code MUNSELL, les teintes H se trouvent espacées de 2,5 unités, les puretés C de 1 ou plus fréquemment 2 unités et les clartés V de 1 unité. Ces "distances" colorimétriques entre les étalons ne permettent pas une grande précision pour la détermination de la couleur.

Par contre cette détermination avec le code MUNSELL a été faite en prenant un certain nombre de précautions : prélèvement des échantillons sur le terrain dans des pédocomparateurs (boite en carton cubique de 5 cm de côté), puis au laboratoire détermination de la couleur (éclairage en lumière naturelle indirecte) par un seul observateur afin d'éviter les erreurs introduites par des différences de perception entre individus.

X-1.2 Les sites tests échantillonnés sur le terrain

Il s'agit donc d'étudier les relations entre:

- l'indice de rougeur $IR(MUN)$ tel que perçu sur le terrain et calculé à partir de la couleur MUNSELL de l'horizon de surface du sol.
- l'indice hématite $IHm(TM)$, tel que perçu et calculé à partir des données satellitaires.

Sur le terrain, l'échantillonnage a été fait de façon à prendre en compte la plus grande variété possible de couleurs, pour les sols labourés, des deux principales unités géomorphologiques de la zone test ("chapadas" et zone de dissection intermédiaire).

Trois types de sites ont été échantillonnés:

- * Sites isolés correspondant à des plages relativement uniformes en termes de couleur de la surface des sols.
- * Sites organisés en toposéquences à l'intérieur d'un même champ où les états de surface se caractérisent par des conditions comparables de rugosité (mêmes pratiques culturales), d'humidité, d'exposition et de pente.
- * Sites répartis dans une même parcelle selon une maille régulière pour permettre une cartographie des indices de rougeur $IR(MUN)$ et la comparer aux données satellitaires.

Au total, 220 sites ont été échantillonnés (Planche III):

- 44 points isolés.
- 79 points répartis en 9 toposéquences.
- 99 points dans la parcelle qui contient la toposéquence A,

La localisation sur le terrain des sites isolés a été faite après repérage sans ambiguïté sur l'image. Pour cela la distance des sites à des repères visibles sur l'image (intersection de routes, limites de parcelles, ponts sur les fleuves etc.) a été mesurée à l'aide d'un décimètre.

Pour les séquences, la direction du cheminement a été prise en considérant des points localisés à l'aval et repérables sur l'image ou parallèles à des clôtures ou des chemins. Les observations le long des transects ont été réalisées à intervalles réguliers mesurés à l'aide d'un décimètre (100 mètres et parfois 50 mètres pour les séquences les plus courtes.).

La parcelle échantillonnée, de forme quadrangulaire, s'étend sur une surface d'environ 100 hectares. Un quadrillage de 100 mètres de côté a été fait sur le terrain à l'aide d'un théodolite et les prélèvements des échantillons de sols ont été réalisés aux noeuds des mailles ainsi délimitées, pour la détermination de la couleur.

Ces prélèvements ont été effectués pendant la saison sèche (juillet-août) de 1987 et 1988, encadrant ainsi la prise de vue du 10 octobre 1987.

Chacun des 220 sites tests est donc localisé avec précision sur le terrain et caractérisé par la valeur de l'indice de rougeur IR(MUN), calculé à partir de la couleur MUNSSELL de l'échantillon de sol prélevé à cet endroit.

X-1.3 Les sites tests sur l'image TM

La localisation précise des sites tests sur l'image a été faite en combinant:

- la visualisation sur écran de la composition colorée avec les canaux TM1, TM2 et TM3 (composition colorée en couleurs "naturelles"). Les parcelles labourées sont facilement repérables par leur couleur (Planche III),
- une grille représentant les pixels avec indication des niveaux de gris le long de la séquence (Figure 66). Ces valeurs et les informations de terrain concernant les distances entre points de repérage et sites tests permettent de fixer la position sur l'image des sites échantillonnés.

Chacun des sites tests correspond à un groupe de 4 pixels (soit environ 400 m²).

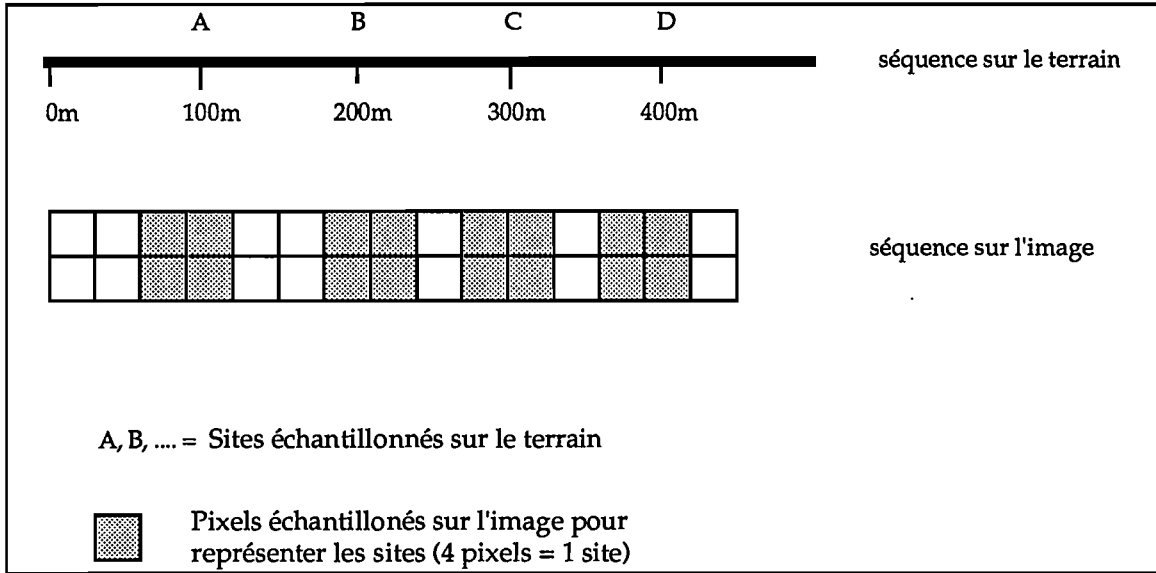


Figure 66 : Schéma explicatif de l'échantillonnage sur l'image des sites tests organisés en séquences

Le néocanal "indice hématite" est alors créé en calculant, pour chaque pixel de l'image, la valeur de l'indice combinant les trois canaux du visible TM1, TM2 et TM3 (VI-32):

$$IHm(TM) = \frac{100000 \cdot TM3^2}{(TM1 \cdot TM2^3)}$$

La constante 100000 est utilisée pour réétaler les valeurs de l'indice dans un intervalle compris entre 0 et 255 et pour permettre sa visualisation sur écran et l'intégrer dans les procédures classiques de traitements d'image.

Chaque site sera donc caractérisé par une valeur moyenne de l'indice hématite $IHm(TM)$, pour les 4 pixels composant ce site.

On procède de même pour l'indice ferrique $IFe(TM)$ obtenu en combinant les canaux TM2 et TM3 (VI-32):

$$IFe(TM) = \frac{TM3 - TM2}{TM3 + TM2}$$

X-2 LES RESULTATS

X-2.1 Les relations indice de rougeur IR(MUN)-indice hématite IHm(TM) au niveau des 220 sites tests

Pour l'ensemble des échantillons, les couleurs varient du blanc au rouge foncé. Les indices de rougeur IR(MUN), correspondant à ces couleurs, varient entre 0 et 13 et se distribuent d'une façon assez homogène (Figure 67).

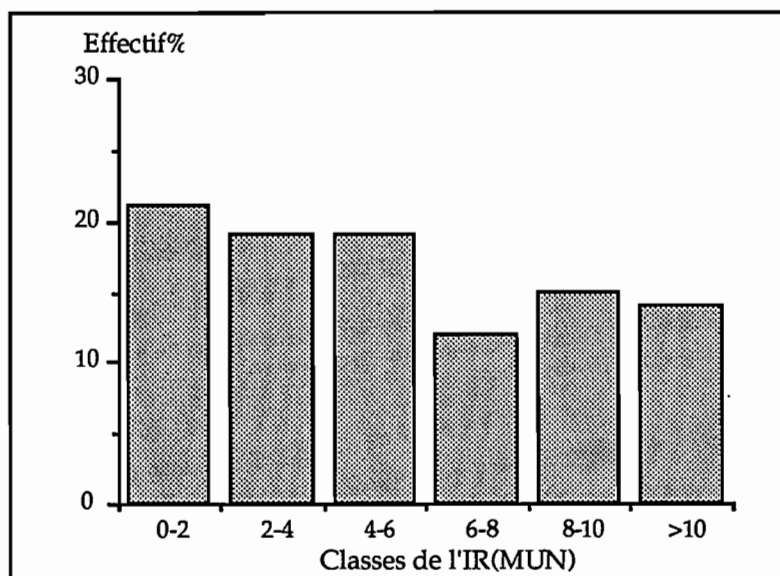


Figure 67 : Histogramme des fréquences des valeurs de l'indice de rougeur IR(MUN) pour la surface du sol au niveau des 220 sites tests

Une analyse de régression entre ces deux indices (Figure 68) montre une bonne concordance entre les données terrain et les données image ($r=0,91$).

L'analyse de régression montre que le modèle linéaire explique la relation entre ces variables au niveau de 1% de confiance. Le coefficient de détermination (R^2) indique que plus de 80% de la variance de l'indice de rougeur obtenu avec les données image sont expliqués par la variation des indices de rougeur mesurés sur le terrain.

Ces résultats assez satisfaisants nous permettent de conclure que les images TM peuvent être utilisées pour des estimations relativement précises des teneurs en hématite des sols nus.

Cependant presque 20% de la variabilité de l'IR(TM) ne sont pas expliqués par le modèle linéaire. Quels sont donc les facteurs qui interfèrent dans les relations terrain/image? Pour tenter de répondre à cette question il convient tout d'abord d'appliquer le modèle dans le

cadre plus restreint de chacune des 9 toposéquences afin de cerner les facteurs de variations susceptibles d'intervenir.

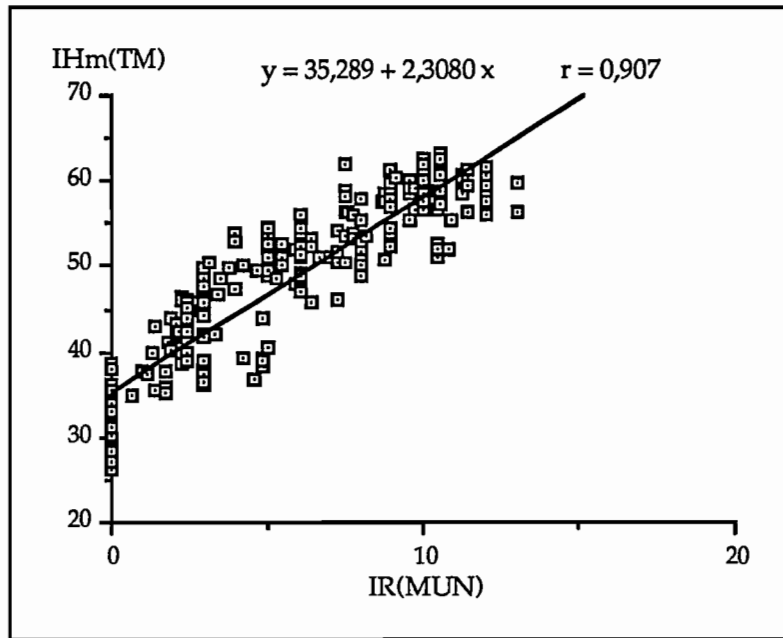


Figure 68 : Corrélation entre l'indice hématite IHm(TM) calculé à partir des données Image et l'indice de rougeur IR(MUN) calculé à partir de la couleur MUNSELL de la surface du sol au niveau des 220 sites tests

X-2.2 Les relations indice de rougeur IR(MUN)-indice hématite IHm(TM) au niveau des 9 toposéquences

- Les toposéquences (Planche VI)

Les toposéquences A, B, 5, 6, et 8 sont situées dans la zone de plateaux (surface sud-américaine) avec de l'amont vers l'aval la succession classique : LE, LV, LH et GH. Les latosols rouge jaune (LV) caractérisent la toposéquence C (zone de PADF).

La zone de dissection intermédiaire du bassin de Rio Preto est représentée par la toposéquence 4 : cambisols à l'amont en association avec les latosols (LE et LV) et les sols hydromorphes (LH et GH) à l'aval. La séquence 9, située dans la zone de dissection intermédiaire du Rio São Bartolomeu, présente une couverture pédologique comparable .

Le relief reste plan à faiblement ondulé. Les pentes sont convexes pour les toposéquences situées en zone de plateau et concaves-convexes en zone de dissection intermédiaire. *Dans tous les cas les pentes restent inférieures à 4%*. Les séquences A, B, C, 5 et 6 suivent la ligne de plus grande pente tandis que les séquences 7, 8 et 9 recourent transversalement cette ligne .

Le tableau 20 précise le nombre de sites tests pour chaque toposéquence, les couleurs extrêmes, la pente, l'exposition et la longueur.

Tableau 20 : Principales caractéristiques des toposéquences étudiées

Toposéquences	Nombre de sites tests	Couleurs	Pente %	Longueur en mètres	Exposition
A	10	rouge à brun jaunâtre clair	3	1000	O
B	13	rouge à gris clair	2	650	E
C	18	rouge jaunâtre à brun olive clair	3,5	1800	O
4	16	rouge à gris	3	1600	NE
5	5	rouge jaunâtre à jaune pâle	2	500	SE
6	6	rouge jaunâtre à brun jaunâtre clair	1,5	600	NE
7	8	rouge à rouge jaunâtre	2	3200	O
8	12	rouge à brun jaunâtre	3	4800	O
9	8	rouge jaunâtre à brun jaunâtre	2	1600	E

- Les relations entre les indices hématite calculés avec la couleur MUNSELL et avec les données TM.

La figure 70 montre au niveau des sites tests les variations latérales le long des 9 toposéquences :

- de l'indice de rougeur (IR(MUN) des sols nus observés sur le terrain,
- et de l'indice hématite IHm(TM) mesuré par le satellite.

Auparavant il convient de remarquer, sur la figure 69, une grande dispersion des valeurs de l'indice IHm(TM) pour les valeurs de IR(MUN) égales à zéro. Ceci résulte de la "saturation" à 0 de l'indice IR(MUN) c'est-à-dire lorsque la teinte est égale ou inférieure à 10YR. Il n'en n'est pas de même pour l'indice IHm(TM). Pour prendre en compte les couleurs "égales ou moins rouges" que 10YR on provoque donc la saturation à 2,5Y de l'indice IR(MUN) qui devient alors :

$$IR(MUN_{2,5}) = \frac{(12,5-H)*C}{V}$$

La figure 69 montre la nouvelle droite de régression.

La comparaison des données image et des données terrain se trouve ainsi facilitée pour les sols les plus jaunes, sans modifier la linéarité de la relation avec les teneurs en hématite.

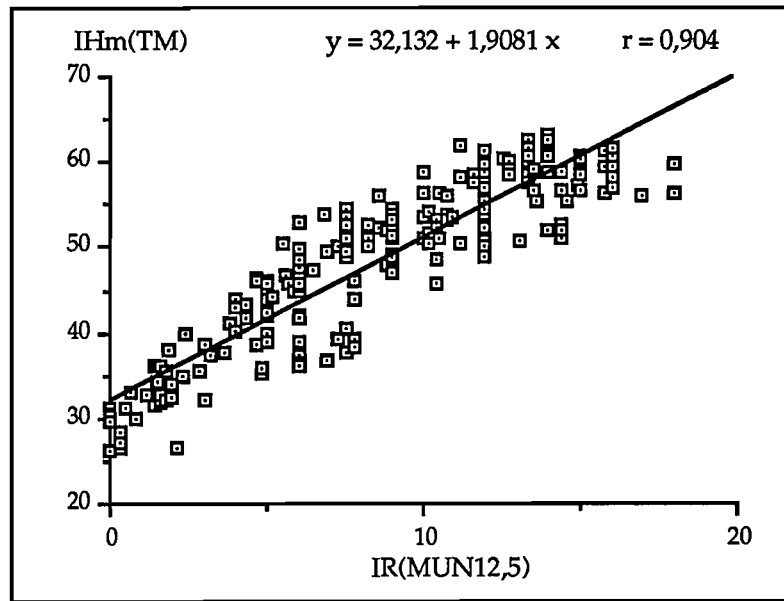


Figure 69 : Corrélation entre l'Indice hématite IHm(TM) calculé à partir des données image et l'Indice de rougeur IR(MUN 12,5) calculé à partir de la couleur MUNSSELL de la surface du sol au niveau des 220 sites tests

Les graphiques de la figure 70 montrent que les données TM reproduisent les variations de l'indice de rougeur, mesuré sur le terrain, avec une fidélité assez remarquable.

Pour préciser davantage ces relations, des analyses de corrélation sont effectuées au niveau de chacune des toposéquences (Tableau 21). Dans tous les cas, le modèle linéaire reste significatif avec un niveau de confiance supérieur à 99%

Tableau 21 : Coefficients de régression (a et b) et de détermination (R^2) entre l'Indice hématite IHm(TM) et l'indice de rougeur MUNSSELL IR(MUN) de la surface du sol au niveau des sites tests pour chacune des 9 toposéquences

Séquence	a	b	R^2
A	1,836	36,808	0,92
B	1,925	30,450	0,88
C	1,114	30,561	0,90
4	1,554	31,094	0,91
5	1,400	33,955	0,91
6	1,370	33,373	0,85
7	2,107	27,574	0,94
8	1,275	37,865	0,85
9	1,347	33,207	0,88

Par rapport à l'analyse de régression faite avec la totalité des données, on vérifie que la prise en compte des séquences donne comme résultat une amélioration significative de l'explication de la variance par les modèles linéaires (R^2 entre 0,85 et 0,94) comparé au modèle résultant de la prise en compte de la totalité des observations ($R^2=0,80$). L'hypothèse de départ, à savoir que pour une même séquence (c'est-à-dire en fait dans un même champ) il existe une plus grande uniformité des états de surface, semble se confirmer.

Les valeurs obtenues pour les différentes séquences, des coefficients angulaires ($1,114 \leq b \leq 2,107$) et des ordonnées à l'origine ($27,574 \leq a \leq 37,865$) montrent pourtant que les différences entre les séquences proviennent d'autres facteurs que la couleur de la surface des sols. Outre les états de surface, la topographie ou l'environnement des séquences peuvent intervenir.

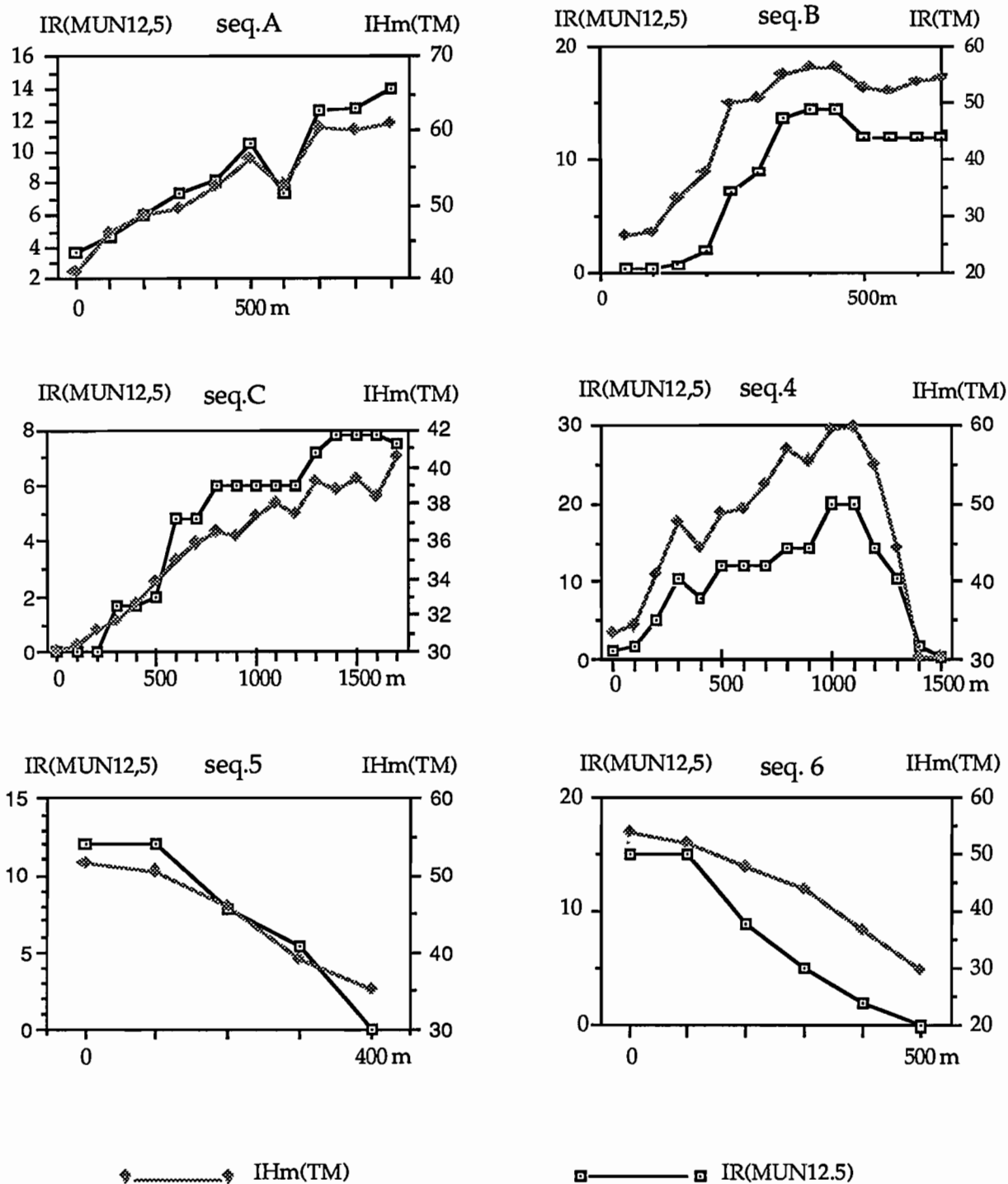


Figure 70 : Variations latérales de l'indice hématite IHm(TM), mesuré par le satellite, et de l'indice de rougeur IR(MUN12,5), mesuré sur le terrain, au niveau des sites tests le long des 9 toposéquences

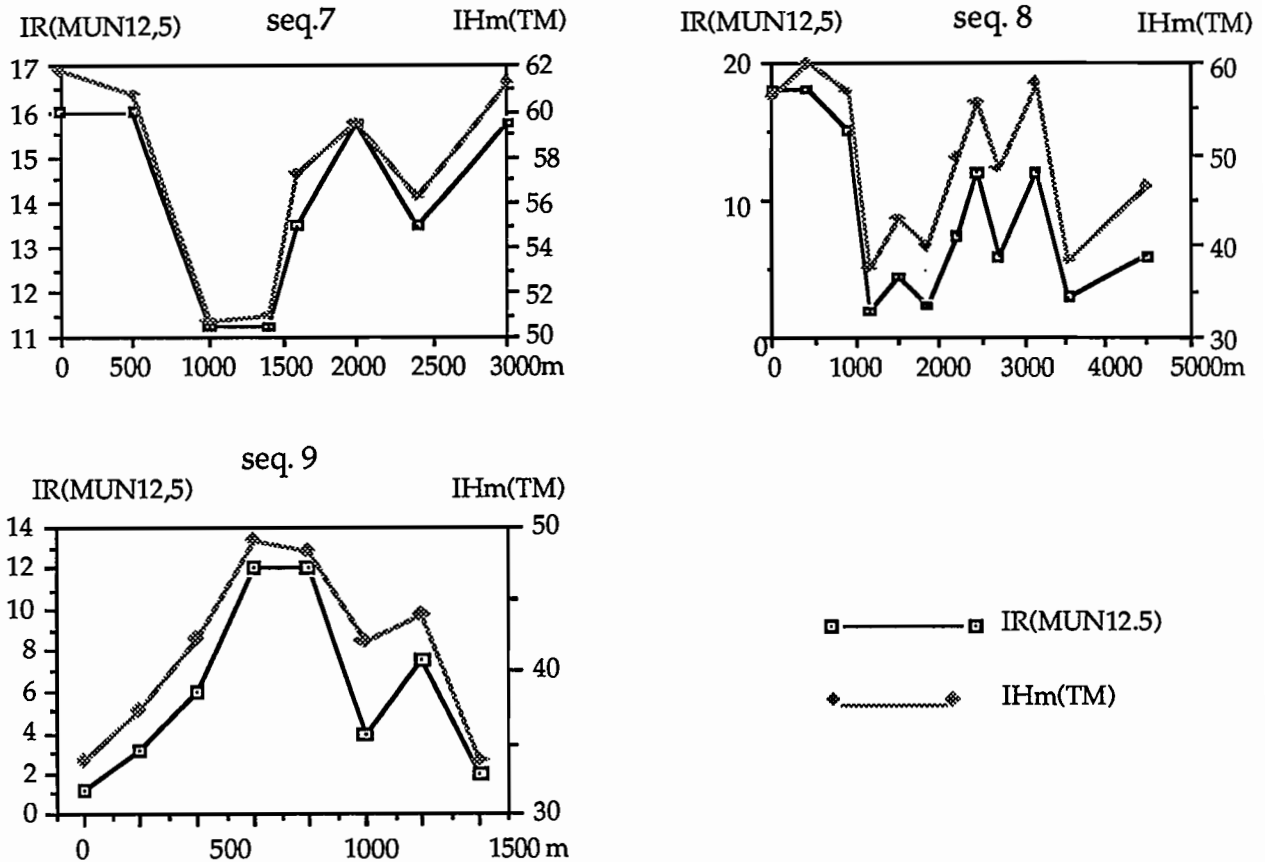


Figure 70 suite : Variations latérales de l'indice hématite IHm(TM), mesuré par le satellite, et de l'indice de rougeur IR(MUN12,5), mesuré sur le terrain, au niveau des sites tests le long des 9 toposéquences

X-2.3 Estimation de la teneur en hématite

La combinaison des modèles linéaires établis précédemment (Figures 68 et 65):

$$IHm(TM) = 2,308 * IR(MUN) + 35,289.$$

$$IR(MUN) = 1,418 * Hm\% - 0,142 .$$

permet le calcul de la teneur en hématite à partir des données TM et plus précisément de l'indice IHm(TM) avec l'équation suivante:

$$Hm\% = 0,30566 * IHm(TM) - 10,6864 \quad (1)$$

- Au niveau des toposéquences A, B et C

Les teneurs en hématite de la surface de sol des séquences A, B, et C ont été calculées avec cette équation (1) et comparées aux teneurs déterminées au laboratoire (Tableau 5 et Figure 71) pour les 9 échantillons de surface des profils A1, A2, A3, B1, B2, B3, C1, C2, C3 (Figure 72).

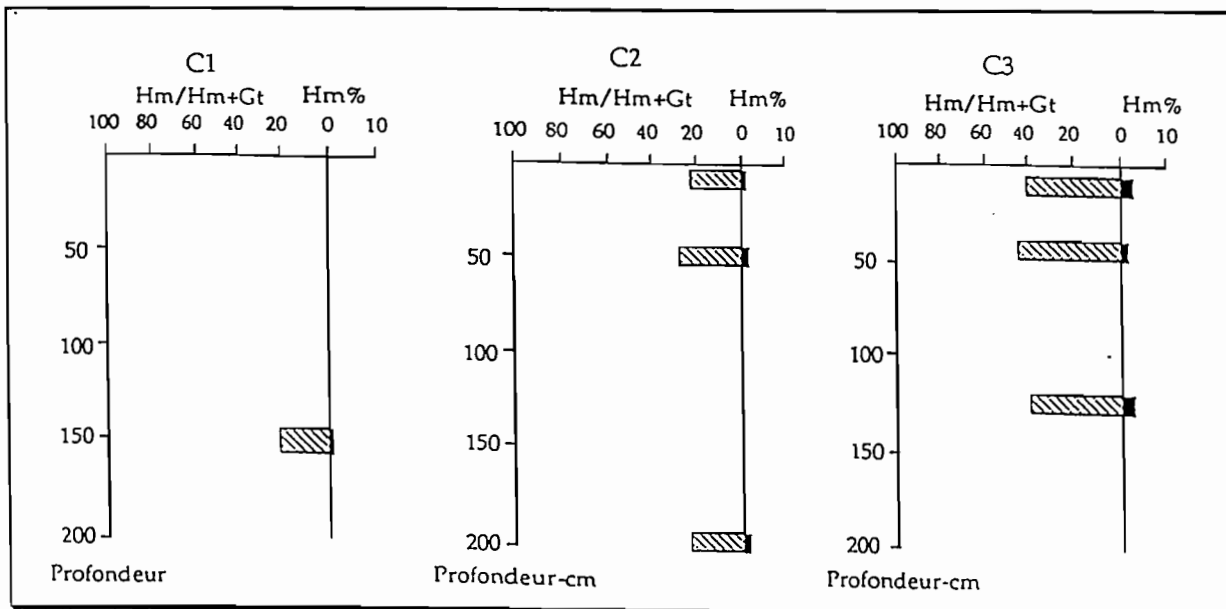
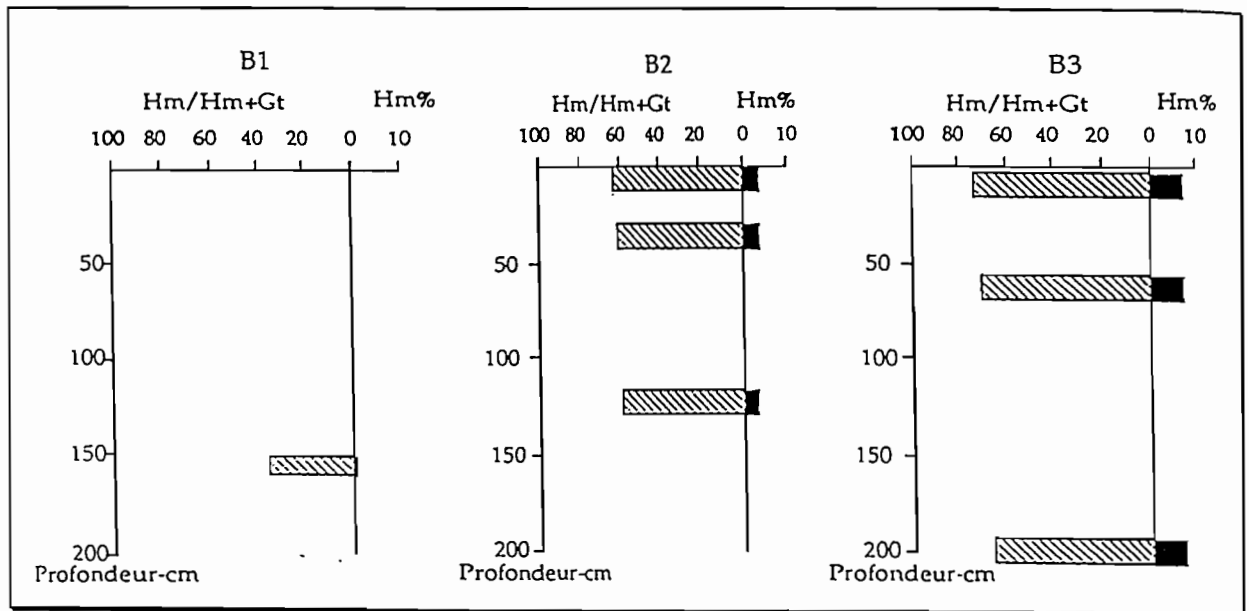
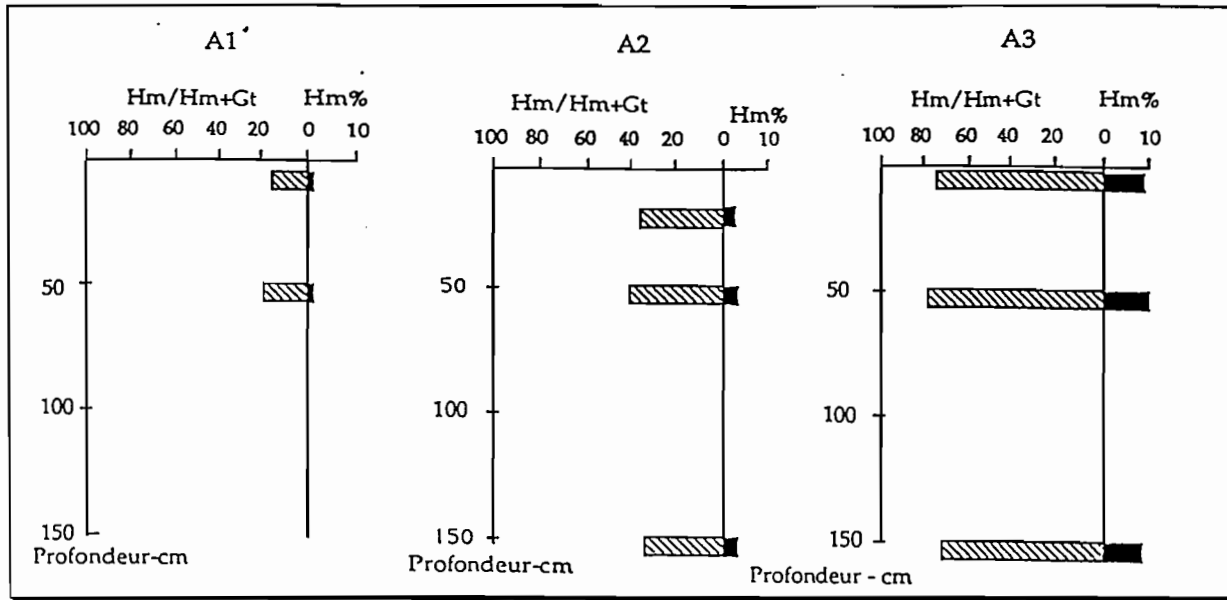


Figure 71. Variations verticales et latérales du rapport $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ et de la teneur en hématite (Hm%) des sols le long des toposéquences A, B, C.

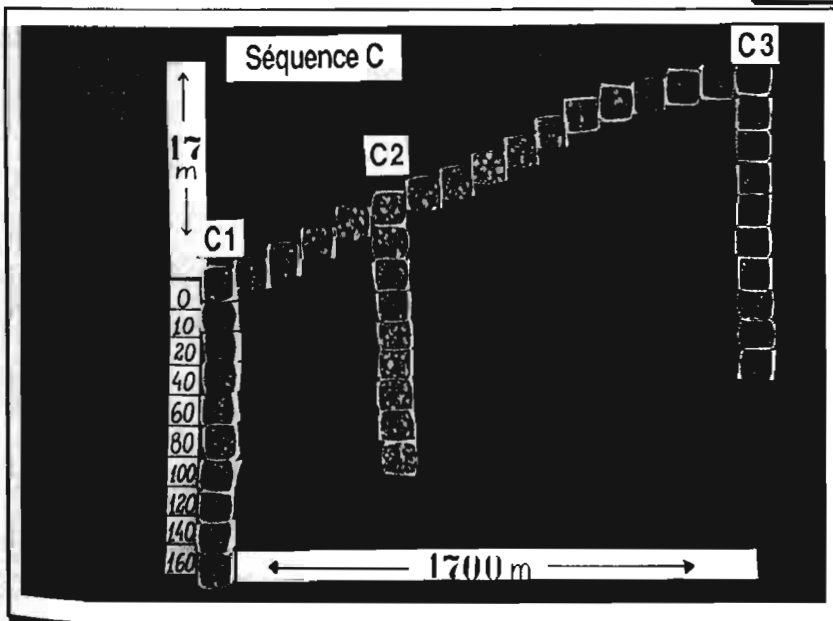
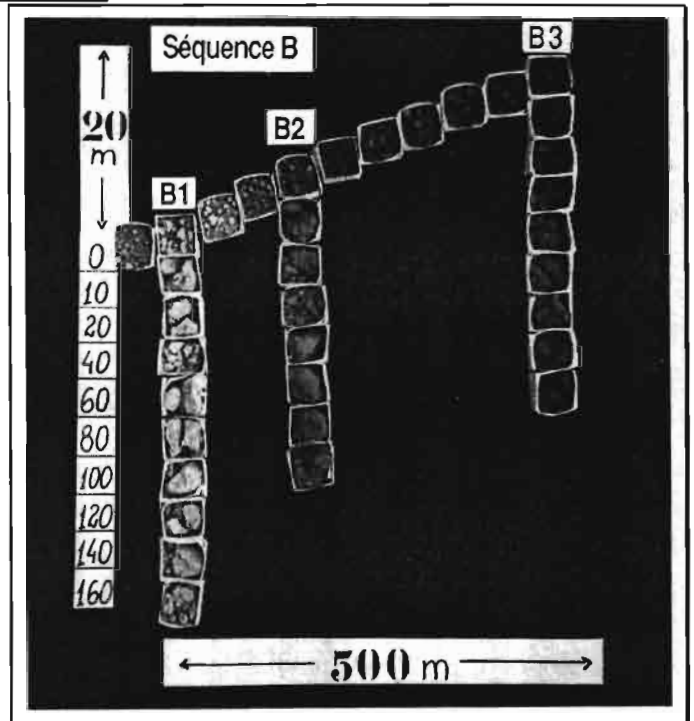
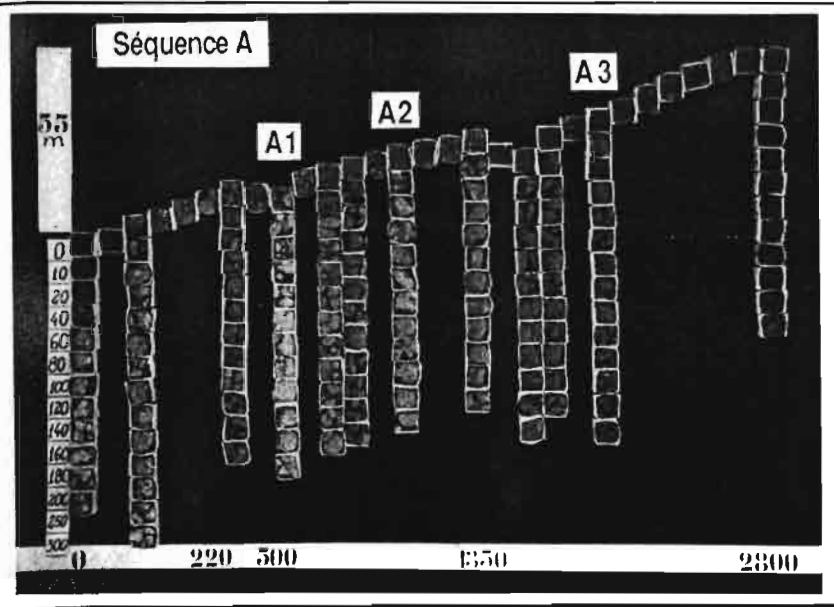


PLANCHE VI. LES DIFFÉRENCIATIONS VERTICALES ET LATÉRALES DES SOLS LE LONG DES TOPOSEQUENCES A, B, C.

On constate, pour ces 9 échantillons, une assez bonne concordance entre les teneurs déterminées au laboratoire et les teneurs estimées à partir des données TM (indice IHm(TM)).

Pour la toposéquence A, la décroissance progressive de l'amont vers l'aval, de la teneur en hématite ainsi estimée traduit bien la différenciation latérale de cette séquence (Planche VI). D'autre part, pour les trois profils échantillonnés, les teneurs mesurées correspondent bien aux teneurs estimées

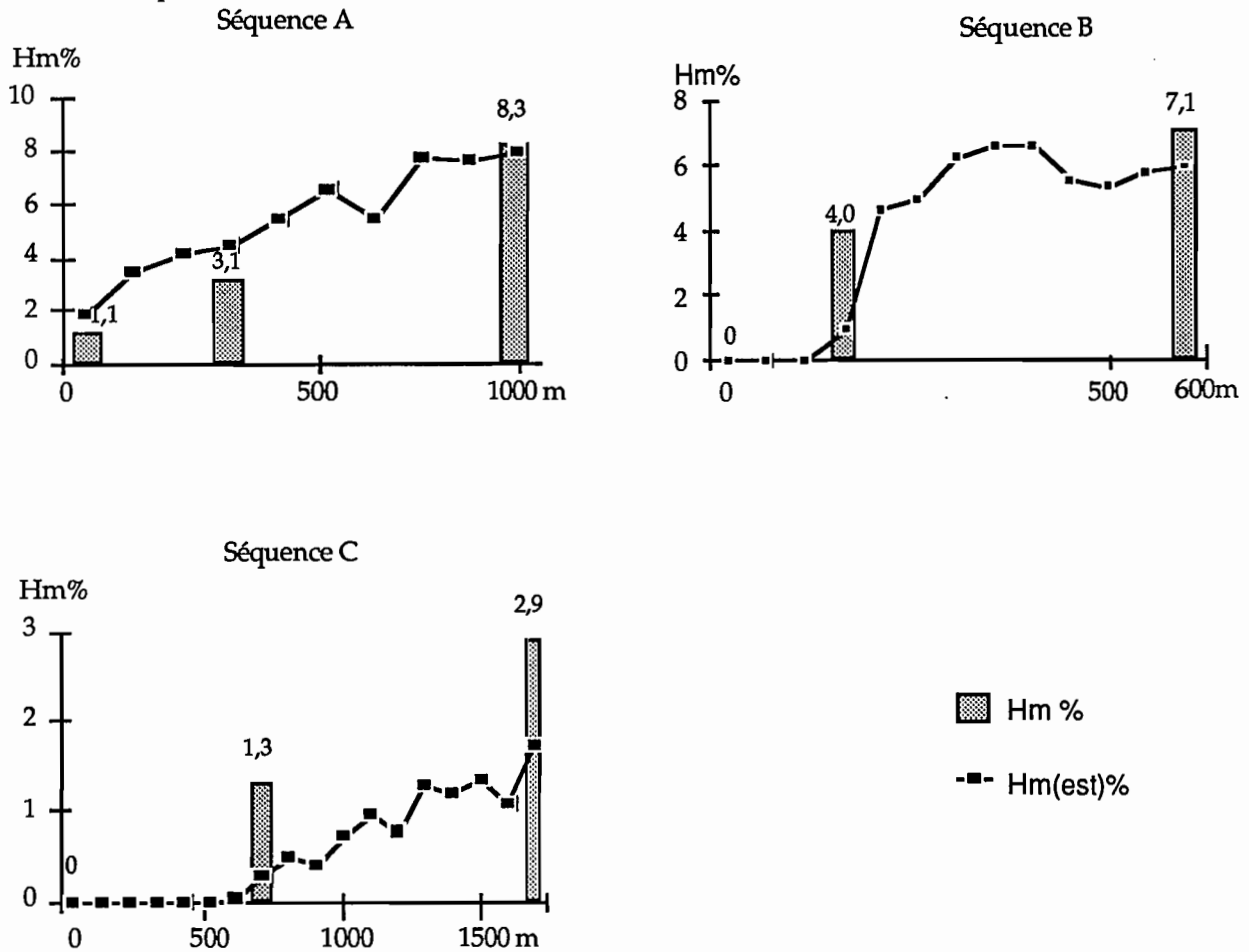


Figure 72 : Variations latérales, le long des trois toposéquences A, B et C, des teneurs en hématite (Hm(est)%), estimées à partir des données TM, pour les horizons de surface. Les teneurs déterminées au laboratoire sont indiquées au niveau des 9 sites échantillonnés.

Pour la toposéquence B, on retrouve le passage très rapide des latosols rouge foncé aux sols hydromorphes sans hématite. La phase rouge jaune est réduite et la différence constatée entre hématite estimée et hématite mesurée peut être attribuée à la difficulté de localisation du site test sur l'image. On se situe à la limite de la résolution spatiale de TM.

Pour la toposéquence C, la différenciation latérale des sols (Planche VI) est bien prise en compte par le modèle d'estimation de l'hématite et ceci malgré les faibles teneurs (entre 1,6 et 0%) . Par contre, les valeurs mesurées diffèrent des valeurs estimées, toujours moins élevées.

- Au niveau de la zone test (Planche VII)

Le seuillage du néocanal IHm(TM) est ensuite effectué à partir de l'équation (1) en calculant les valeurs de l'indice correspondant à des limites de classes de teneurs en hématite.

La distribution spatiale de la teneur en hématite, obtenue par l'application du modèle linéaire précédent à l'ensemble de la zone test, met en évidence une répartition dans le paysage cohérente avec la distribution des sols telle que nous l'avons perçue lors de l'étude de terrain mais aussi telle qu'elle apparaît sur la carte pédologique à 1/100 000^{ème} (EMBRAPA-SNLCS, 1978).

Au sud, sur la "chapada" de PADF, on vérifie la prédominance *quasi* exclusive de sols ne contenant pas ou que très peu d'hématite en surface. Les sols sans hématite occupent les zones déprimées proches des talwegs où les conditions insuffisantes de drainage favorisent la dominance de goethite. Les différenciations latérales de la toposéquence C illustrent parfaitement la variabilité spatiale observée sur l'image en associant les latosols rouge jaune aux sols hydromorphes.

Sur les plateaux situés au nord de la zone test, on retrouve la prédominance très nette des sols à teneur élevée en hématite (entre 5 et 8%) ainsi que les variations toposéquentielles mises en évidence avec l'étude des séquences A et B (passage progressif des latosols rouge foncé aux latosols rouge jaune avec localement sols hydromorphes vers l'aval).

La zone de dissection intermédiaire du rio PRETO présente une grande diversité quant à la teneur en hématite des horizons de surface. On constate cependant une dominance des sols moyennement riches en hématite (entre 5 et 8%). La distribution spatiale des sols apparaît différente de celle des "chapadas". En effet, on peut trouver au sommet des collines des sols à très faible teneur en hématite (cambisols) passant latéralement à la succession suivante : LV, LE, LV, LH et GH à l'aval. La toposéquence 4 illustre cette distribution spatiale également très visible sur l'image.

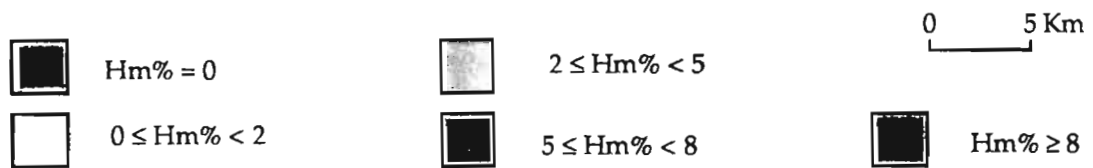


PLANCHE VII. CARTOGRAPHIE DE LA TENEUR EN HEMATITE DE LA SURFACE DES SOLS NUS A PARTIR DE L'IMAGE TM (221-71) DU 10 OCTOBRE 1987.

Les correspondances assez remarquables entre les classes pédologiques cartographiées (EMBRAPA/SNLCS, 1978) et les classes résultant du seuillage du canal indice d'hématite IHm(TM) illustrent l'intérêt de son utilisation pour la caractérisation des variations pédologiques dans les zones à dominance de latosols.

Il faut rappeler que les critères minéralogiques pris en compte pour la typologie des latosols concernent l'horizon de profondeur (Bo2). Compte tenu des variations peu importantes de ces caractères sur l'ensemble du profil, et bien que les capteurs n'enregistrent que l'énergie réfléchie par le ou les premiers millimètres de la surface du sol, les données satellitaires fournissent une information très importante sur la nature des sols et sur leur distribution spatiale.

X-2.4 Estimation du rapport Hm/Hm+Gt

Comme pour la teneur en hématite, nous ne disposons que de 9 échantillons (horizons de surface des 9 profils pédologiques des trois séquences A, B et C) pour lesquels le rapport Hm/Hm+Gt a été déterminé au laboratoire. Ce nombre est totalement insuffisant pour envisager une validation directe de l'indice ferrique $IFe(TM) = \frac{TM3-TM2}{TM3+TM2}$ en tant qu'estimateur du rapport entre les deux principaux oxydes de fer des latosols.

La relation "triangulaire" établie entre Hm/Hm+Gt, la longueur d'onde dominante λ_d et l'indice ferrique pourrait être utile à considérer (cf. chap. VI-3.3). Mais l'on ne dispose pas de mesures de longueur d'onde dominante faites sur le terrain pour pouvoir les comparer aux données image.

La validation de l'indice IFe(TM), et donc l'estimation du rapport Hm/Hm+Gt, ne peut donc être faite dans ces conditions. On se propose simplement de donner ici des éléments de discussion pour aborder la signification physique de l'indice ferrique, d'une part en considérant l'ensemble de l'image (sol et végétation) et d'autre part l'image "sols nus".

Dans le premier cas, c'est-à-dire l'ensemble sol-végétation, certaines observations faites avec les données TM suggèrent que l'indice reste en relation avec la longueur d'onde dominante c'est-à-dire la teinte des cibles (sols nus ou végétation). Le terme "indice ferrique" ne peut évidemment s'appliquer dans ce contexte; il s'agit davantage d'un "indice de teinte".

Ainsi, sur le diagramme bidimensionnel obtenu en combinant les deux néocanaux $\frac{TM3^2}{TM1 \cdot TM2^3}$ et $\frac{TM3-TM2}{TM3+TM2}$ c'est-à-dire IHm(TM) et IFe(TM), on vérifie que les différentes classes de l'image TM du 10 octobre 1987 s'organisent selon un gradient de couleur (Figure 73). Les valeurs les plus faibles de IFe(TM) caractérisent la végétation verte des forêts (classes 2 à 5), les valeurs les plus élevées correspondant aux sols les plus rouges.

On rappelle que la longueur d'onde dominante de la couleur verte se situe entre 500 et 520 nm et celle de la couleur des sols nus entre 580 et 600 nm. Cette différence de 60 à 100 nm entre le vert et le rouge justifie l'étalement observé dans la figure 73 entre les classes "sols nus" (12 à 17) et les classes correspondant à une végétation verte (2 à 5). Le "tassement" des sol nus sur l'axe IFe s'explique également par la très faible différence de longueur d'onde dominante entre les cas extrêmes (600-580=20 nm).

En revanche, les classes "sols nus" s'étalent le long de l'axe IHm car les valeurs de l'indice d'hématite prennent en compte la "rougeur" des cibles. Les surfaces qui ne comportent pas, ou que très peu, de rouge dans leur couleur ne sont pas discriminées par cet indice. C'est le cas par exemple du sol blanc (17) confondu avec l'ensemble végétation verte (2 à 5) et l'eau (1).

Il semble donc que les relations entre la longueur d'onde dominante λ_d et l'indice ferrique IFe restent valables au-delà de l'intervalle des couleurs ^{rouges} des sols.

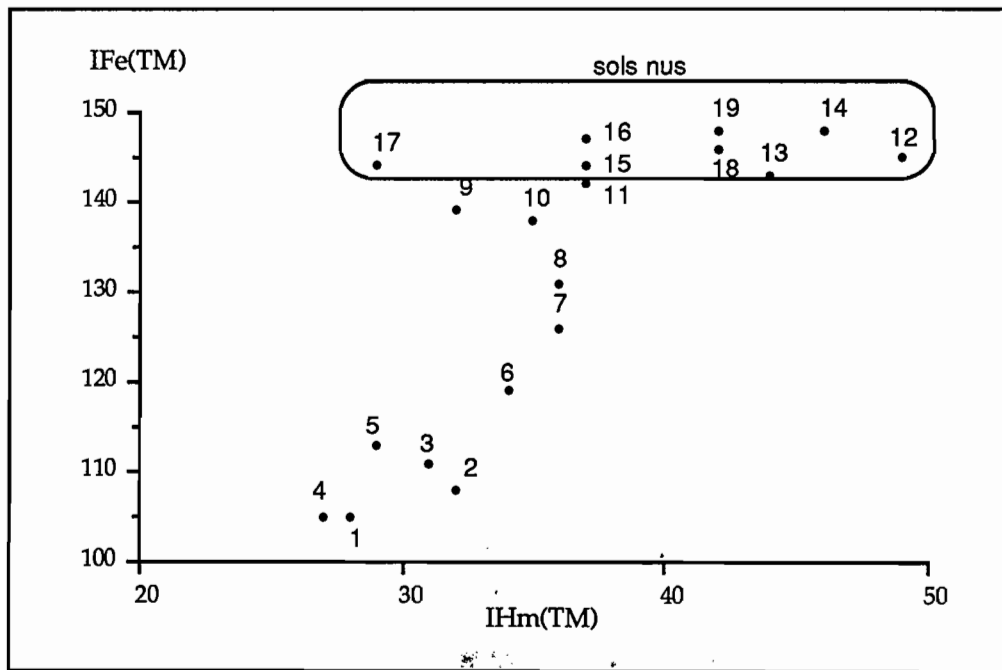


Figure 73 : Histogramme bidimensionnel entre l'indice ferrique, et l'indice d'hématite pour les 19 classes thématiques (cf. chapitre VIII-2.2).

Dans le cas des sols nus, lorsque l'indice ferrique IFe est mis en relation avec l'indice hématite IHm on vérifie que le coefficient de corrélation entre ces deux indices est de 0,77, très voisin de celui obtenu avec les données de laboratoire ($r = 0,79$). Ces valeurs montrent que la teinte (IFe) est responsable pour une part importante (60%) de la variance de l'indice de rougeur (IHm). Ceci peut s'expliquer aisément car la longueur d'onde dominante intervient dans la formule de l'indice de rougeur. Pourtant la clarté et la saturation de la couleur sont également importantes dans la définition de l'indice IHm; leurs variations induisent des variations de l'IHm indépendamment de la teinte. C'est le cas par exemple de la décoloration de certaines teintes des sols, notamment de la couleur jaune (variation en saturation) ou des variations en clarté dues à des variations de teneur en matière organique

Du point de vue minéralogique, ces variations sont également explicables. En effet dans les séquences, les variations du rapport Hm/Hm+Gt résultent surtout de la variation de teneur en hématite, la teneur en goéthite restant sensiblement constante (sauf dans les bas fonds où elle peut aussi être réduite et donc diminuer). Dans ce cas la relation entre la teneur en hématite et le rapport hématite/hématite+goéthite est de type logarithmique et non linéaire. Cependant, les valeurs maximales de la somme Hm+Gt (oxydes de fer) peuvent être très variables en fonction du type de couverture pédologique. Il en résulte que les variations toposéquentielles de la paire (Hm, Hm/Hm+Gt) seront données par une famille de courbes logarithmiques. La figure 74 illustre un cas théorique dans lequel on fait varier les teneurs en hématite de façon à obtenir différents rapports Hm/Hm+Gt, la teneur en goéthite étant constante.

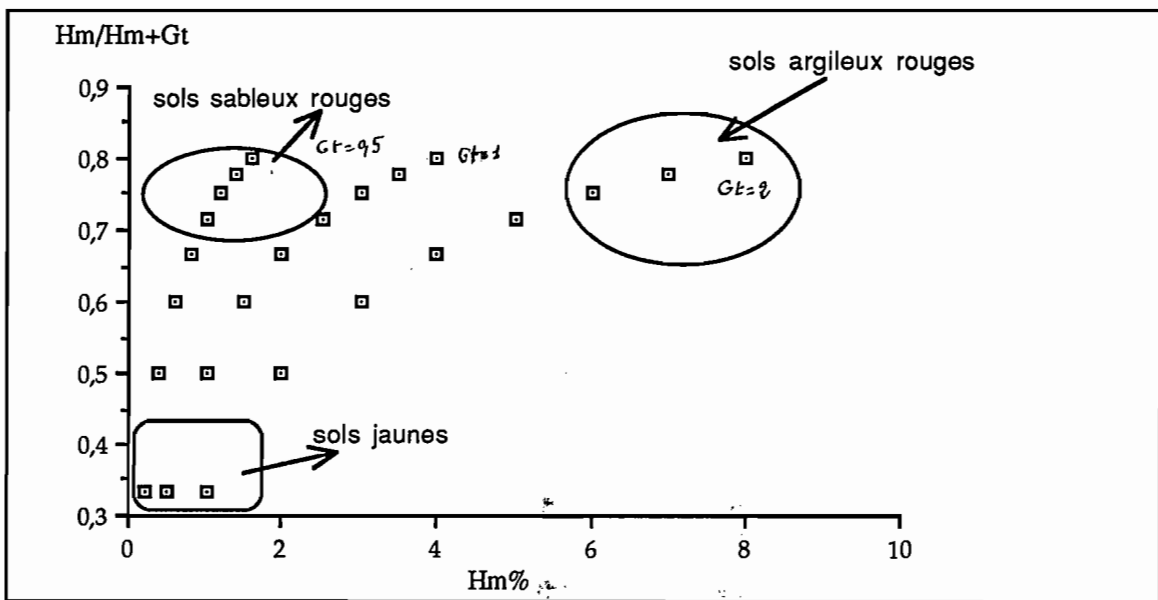


Figure 74 : Diagramme théorique illustrant les variations du rapport hématite/hématite+goéthite en fonction de teneurs croissantes en hématite, la teneur en goéthite restant constante.

Dans ce cas théorique, les sols présentant des rapports Hm/Hm+Gt élevés peuvent se référer à deux types de sols en fonction de leur teneur en hématite:

- latosols argileux rouge foncé des plateaux du nord pour les teneurs élevées en hématite.
- sols sableux rouges avec une teneur en oxydes de fer (hématite) généralement plus faible.

Les sols présentant des rapports Hm/Hm+Gt les plus faibles peuvent se référer aux sols jaunes ou "décolorés" (blanc) et ceci indépendamment de la texture.

L'histogramme bidimensionnel réalisé avec les indices d'hématite et ferrique pour l'image TM du 10 octobre 1987 (image "sols nus") montre un nuage de points comparables à celui de la figure 74. Les trois types de sols, envisagés précédemment dans le cas théorique, se retrouvent dans une situation analogue sur cet histogramme.

En conclusion, il importe de constater que l'estimation du rapport Hm/Hm+Gt par l'indice ferrique n'a pas été possible en l'absence de données terrain suffisantes. En revanche, les relations qualitatives que l'on a pu établir à l'aide des données image, montrent que ce rapport IFe apporte une information sur la teinte des objets (végétation ou sol).

X-3 LES FACTEURS DE VARIATIONS DES INDICES D'HEMATITE ET FERRIQUE

Afin de préciser les conditions d'utilisation de ces modèles il est indispensable de connaître l'influence des facteurs, autres que les oxydes de fer, qui affectent les données radiométriques enregistrées par les capteurs des satellites.

Concernant l'effet de la topographie, les coefficients de régression (Tableau 20) ne montrent pas une tendance quelconque de variation en fonction de pentes ou d'expositions différentes. On peut attribuer ceci aux faibles pentes des toposéquences étudiées, confirmant ainsi les travaux réalisés dans ce domaine par de nombreux auteurs (cf. chap. VIII-1.3.2).

Les effets de l'environnement sur les luminances enregistrées au niveau des sites échantillonnés sont difficiles à quantifier. Ils dépendent en effet des contrastes de luminances entre la cible et l'environnement mais aussi de la diffusion atmosphérique. LOUAHALA (1988) a montré qu'ils décroissent rapidement à partir de la cible jusqu'à une distance maximale de 300 m. où ils deviennent négligeables. Dans la zone étudiée, ces effets restent négligeables, au moins pour les sites tests, car les séquences découpent en leur

milieu des champs cultivés d'extension kilométrique. Pour les pixels de bordure, l'influence d'un voisinage très différent (couvert végétal plus ou moins dense), doit évidemment se faire sentir.

En fait, pour les sols cultivés et dans ces conditions de relief et de parcellaire, deux facteurs s'avèrent très importants:

- les **travaux culturaux** qui conditionnent en particulier l'état de rugosité du sol.
- et la **présence de végétation** par ses caractéristiques spectrales propres (végétation active, débris végétaux, etc.) ou par les ombres produites

X-3.1 L'effet de la rugosité

Dans le cas des latosols cultivés, les mottes résultant des travaux du sol créent des phénomènes d'ombrage plus ou moins importants en relation avec la taille des mottes, de l'ordre décimétrique à centimétrique. CIERNIEWSKI (1984, 1987), étudiant ce type de rugosité, a élaboré un modèle prenant en compte les différentes situations de pente, d'élévation solaire, sans négliger aussi le cas des ombres portées. Cet auteur montre des réductions homothétiques de la réflectance dans le visible. Ces réductions de la réflectance en fonction de la surface ombrée suivent une loi exponentielle en relation avec des réflexions secondaires, les surfaces ombrées étant éclairées par les surfaces recevant directement le rayonnement solaire (ESCADAFAL, 1989).

Lorsque les réflexions secondaires sont importantes, ces résultats nous conduisent à faire l'hypothèse que la couleur des sols doit changer dans tous ses paramètres car la partie ombrée est éclairée par une lumière de composition spectrale différente de l'éclairement solaire. Cette hypothèse reste pourtant à vérifier dans une recherche future.

Une première tentative a été faite avec une **expérimentation conduite sur le terrain** à l'emplacement des sites D1 (sol LE), D2 (sol LV), D3 (sol LH) et D4 (sol GH). Les procédures expérimentales et les principaux résultats sont rapportés par ailleurs (MADEIRA NETTO, 1990).

Rappelons simplement que les mesures radiométriques ont été effectuées sur le terrain pour étudier les effets:

- de *deux niveaux d'humidité* : "état sec" (humidité comprise entre 4 et 10%, très inférieure au point de flétrissement) et "état humide" (humidité comprise entre 22 et 25%, soit sensiblement à la capacité au champ c'est-à-dire entre pF 2,5 et pF 3).

- combinés à deux conditions de rugosité labouré et lit de semence (double hersage).

Ces mesures ont été réalisées avec un radiomètre portatif ABBE SEKEI 120 permettant les mesures de luminance entre 400 et 800 nm avec un pas de 25 nm et entre 800 et 1050 nm (pas de 50nm).

Pendant les mesures, la tête du radiomètre est maintenue perpendiculaire à la surface du sol à 3,3 mètres de hauteur. L'angle d'ouverture de l'appareil étant de 10°, la surface mesurée au sol correspond à 0,26m².

On vérifie ainsi (Tableau 22), pour les sols labourés à "l'état sec", une diminution de la réflectance; l'effet des labours restant cependant moins intense que celui de l'humidité. Cette réduction, dans le domaine du visible, des valeurs de réflectance contribue donc à une augmentation de l'indice de rougeur IR(HEL) (diminution du terme Y% au dénominateur).

Par ailleurs, la lumière réfléchie une première fois par un sol rouge sera "plus rouge" et encore "plus rouge" après une seconde réflexion sur le même type de surface (réflexion secondaire); il en résulte une augmentation de la longueur d'onde dominante. Ceci contribue également à l'augmentation de l'indice de rougeur.

Tableau 22 : Variations de l'indice de rougeur de 4 types de sol en fonction de la rugosité (labour ou double hersage pour le lit de semence)

Sol	Humidité %	Heure de la mesure	x	y	Y%	IR(CIE)
D1 (Her)	10	9h 20'	0,4404	0,3820	6,95	48,4
D1 (Lab)	4	11h 20'	0,4338	0,3600	6,03	89,0
D2 (Her)	13	10h 10'	0,4322	0,3798	8,32	30,4
D2 (Lab)	14	11h 15'	0,4263	0,3729	7,49	38,1
D3 (Her)	7	12h 30'	0,3918	0,3729	12,65	6,1
D3 (Lab)	7	12h 10'	0,3774	0,3600	10,27	7,8
D4 (Her)	10	11h 20'	0,3543	0,3480	9,33	4,8
D4 (Lab)	9	11h 10'	0,3529	0,3456	7,74	7,1

Les sols labourés apparaissent donc plus "rouges" que les sols hersés. Les différences sont de l'ordre de 25 à 40%. Pour le sol D1 cette différence est nettement plus élevée et pourrait être due à l'heure plus matinale de la mesure et donc un taux d'ombrage plus important.

L'état de rugosité de la surface des sols est donc une source possible de variation des coefficients de régression entre les différentes séquences. La date de prise de vue de l'image correspond à un moment qui précède le semis des céréales : les champs se trouvent à différentes phases de préparation et donc de rugosité (labour, hersage, etc).

La poursuite de ce travail de recherche serait nécessaire pour quantifier l'intensité de l'effet des labours sur l'indice de rougeur, et donc aussi sur l'estimation de la teneur en hématite, pour des sols de composition minéralogique différente.

X-3.2 L'effet des résidus végétaux

Après la récolte et jusqu'au moment des labours, la surface du sol est recouverte par les débris (feuilles, fragments de tiges, etc.) de la culture précédente (soja, maïs, haricots, etc.). A ces résidus végétaux se surimpose une végétation verte plus ou moins abondante (plantes adventices).

GAUSMAN et ses collaborateurs ont étudié d'une façon très détaillée les propriétés spectrales des résidus de cultures et leurs interactions avec les sols (GAUSMAN et *al*, 1975, 1976, 1977).

Sur la base de ces travaux, une expérimentation a été conduite au CPAC (Brasília) avec un latosol rouge foncé (LE) et un latosol rouge jaune (LV); l'objectif étant de vérifier les variations de la réflectance et surtout de l'indice de rougeur en fonction de différents taux de couverture de paille de soja répartie à la surface des sols dont les couleurs MUNSELL (sec) sont respectivement : 2,5YR3/5 (LE) et 10YR6/6 (LV).

Deux parcelles de soja d'une surface de quatre mètres carrés, une pour chaque sol, ont été récoltées en coupant les tiges à 10 cm de la surface. Toute la paille est ensuite enlevée en ne laissant que les tiges de soja. La paille, correspondant à la production de 1m² est pesée (900g) et divisée en 5 parties:

- une correspondant à 10% du total (90 g),
- une à 15% (135 g)
- et trois à 25% (225 g).

Ces quantités ont été ensuite réparties de façon uniforme sur les parcelles. Des mesures de réflectance ont été faites pour chacune d'elles en distinguant les conditions suivantes :

- tiges seules.
- tiges +90 g de paille.
- tiges + 225 g de paille (90+135).
- tiges + 450g de paille (225+225).
- tiges + 675 g de paille (450+225).
- tiges + 900g de paille (675+225).
- sol sans tige (sol nu).

La paille de soja est répartie avec les taux indiqués sur la surface totale de la parcelle (4m²). Les mesures de réflectance sont alors effectuées sur le mètre carré central afin

d'éviter les effets du sol nu entourant la cible : quatre mesures pour chaque longueur d'onde avec en alternance des mesures de luminance de l'étalon (plaque de sulfate de baryum).

Ces mesures ont été réalisées le 17 juin 1987 (sol LV) et le 23 juin 1987 (sol LE) entre 11 heures et 12 heures, les conditions météorologiques étant sensiblement identiques.

Les valeurs de réflectance sont calculées en utilisant l'équation suivante:

$$R_{\lambda} = 10^{(I_s - I_e)}$$

où :

R_{λ} = réflectance dans le longueur d'onde λ .
 I_s = luminance de la cible.
 I_e = luminance de l'étalon.

Des photos verticales des parcelles ont été prises juste après les mesures radiométriques. A l'aide d'une grille de 250 points on a estimé les surfaces correspondant aux trois principales composantes de la surface (Tableau 23) :

- taux d'exposition du sol,
- taux de couverture de la paille de soja,
- taux d'ombrage.

On constate que ces taux sont très comparables pour les deux types de sol.

Tableau 23 : Taux de couverture des composants de la surface (sol, paille, ombre) des deux parcelles pour les différents traitements

n°	Quant. de paille kg/m ²	Taux d'exposition du sol %		Taux de couverture de la paille %		Taux d'ombrage %	
		LV	LE	LV	LE	LV	LE
1	0g	100	100	0	0	0	26
2	0g+tige	65	60	15	25	20	15
3	90g+tige	42	41	42	42	16	17
4	225g+tige	23	24	51	52	26	24
5	450g+tige	15	11	63	66	22	23
6	675g+tige	0	0	72	75	28	25
7	900g+tige	0	0	73	74	27	26

On note que les courbes de réflectance des deux sols nus (sans paille) présentent les caractéristiques des spectres de sols à oxydes de fer:

- pour le latosol rouge foncé (LE) on identifie une absorption à 550 nm attribuable à l'hématite (Figure 75).
- pour le latosol rouge jaune (LV) on identifie une absorption aux environs de 450 - 500 nm attribuable à la gécithite (Figure 76).

Des absorptions dues aux transitions électroniques sont responsables des changements de direction perceptibles à 850 - 950 nm sur les courbes de réflectance.

Pour les sols complètement recouverts par la paille de soja les courbes de réflectance présentent une forme très différente. Les absorptions dues aux oxydes de fer ne sont plus perceptibles.

Jusqu'à des taux d'exposition du sol d'environ 40%, les courbes de réflectance conservent sensiblement la même forme que celles des sols nus correspondants. Les valeurs de réflectance restent pourtant nettement plus faibles. On attribue cette réponse spectrale à l'ombre produite par la présence des tiges. Cette caractéristique est concordante avec les résultats rapportés par GAUSMAN *et al* (1975).

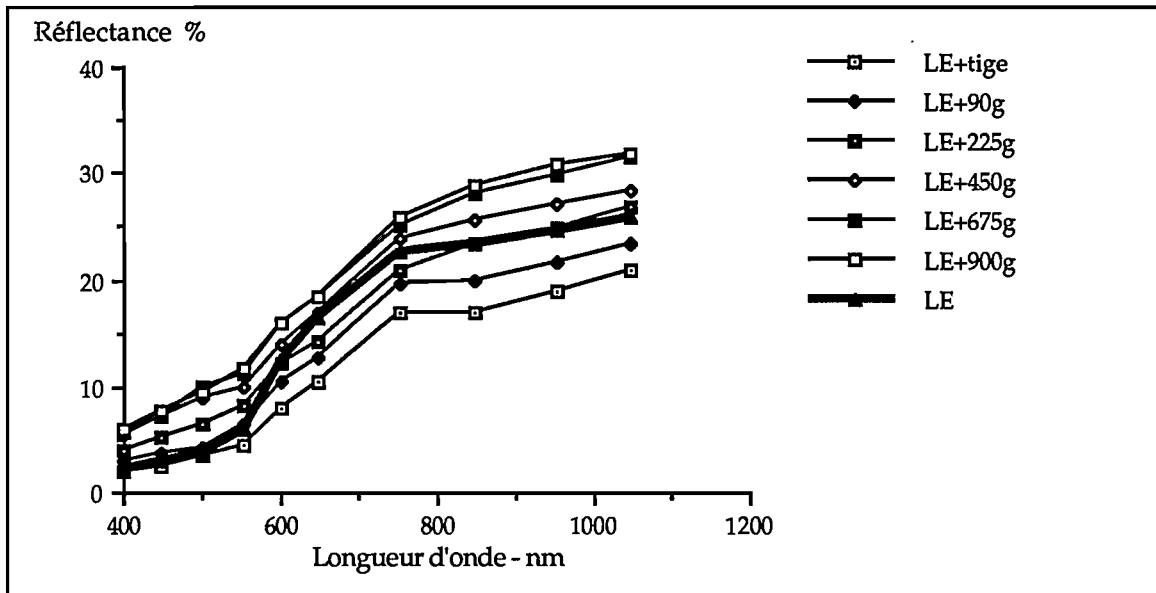


Figure 75 : Spectres de réflectance de la parcelle (LE) pour différents taux de couverture de paille de soja

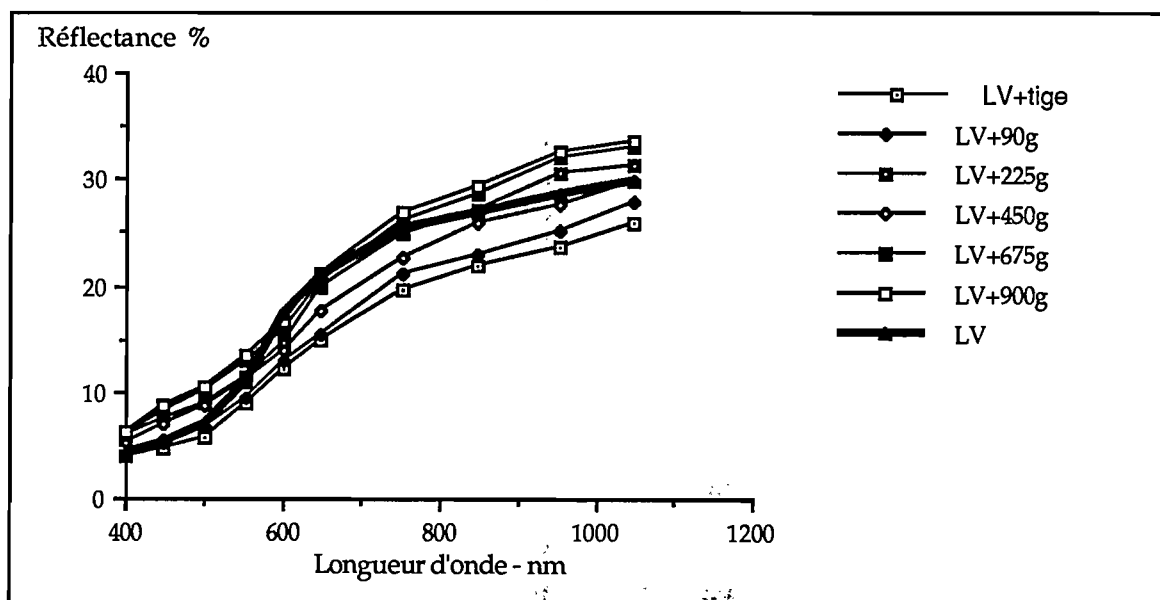


Figure 76 : Spectres de réflectance de la parcelle (LV) pour différents taux de couverture de paille de soja

A partir des spectres il est possible de calculer les coefficients chromatiques CIE (logiciel ESCADAFAL) et les indices de rougeur IR(CIE) (chap. V-2.3). Cet indice de rougeur varie en fonction des différents taux d'exposition du sol pour les deux parcelles de sols LE et LV (Figure 77).

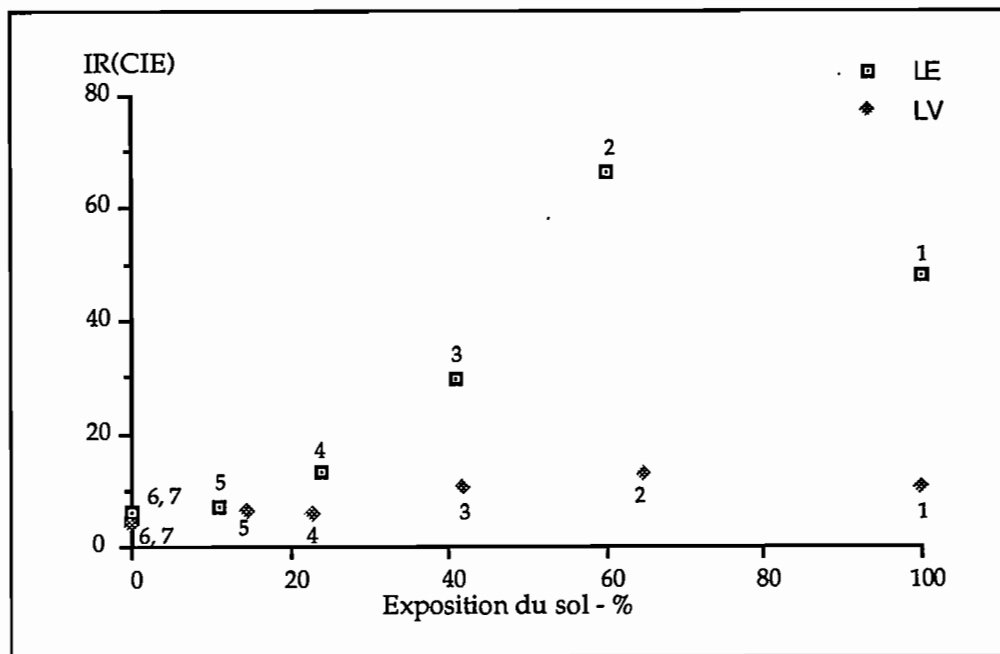


Figure 77. Variations de l'indice de rougeur IR(CIE) de la surface des deux parcelles (LE et LA) en fonction du taux d'exposition de sol

Les indices de rougeur des deux sols nus sans tige, 3,72 pour LE et 1,26 pour LV, rendent effectivement compte des différences de couleur des deux sols. L'indice de rougeur du latosol rouge jaune (LV) est très proche de l'indice de la paille de soja (0,87).

On remarque aussi, pour les deux sols, que les valeurs les plus élevées des indices sont obtenues pour les parcelles où les tiges de soja sont encore présentes (sans paille distribuée à la surface). Ceci résulte des luminances plus faibles dues à l'ombre des tiges (environ 15% de la surface) et confirme les travaux de GAUSMAN et de ses collaborateurs.

On note une tendance nette à la diminution des indices de rougeur pour des taux croissants de couverture de paille de soja. Compte tenu des différences entre les indices du sol rouge (LE) et de la paille, cette diminution est beaucoup plus importante pour ce sol que pour le sol rouge jaune (LV). Pour des taux d'exposition du sol inférieurs à 30% les indices de rougeur sont pratiquement les mêmes pour les deux sols et correspondent à la paille de soja..

Ces résultats indiquent que la présence de résidus végétaux peut être une source d'erreur importante lorsque l'on utilise l'indice d'hématite pour la cartographie des sols.

Les valeurs très proches de ces indices pour les sols rouge jaune et pour la paille peuvent conduire à classer comme ayant de faibles teneurs en hématite un sol quelconque recouvert de paille.

Cependant, dans le cas des deux sols considéré (LE et LV), il semble possible de les discriminer si le taux d'exposition du sol est supérieur à 40%. Ce taux est largement dépassé après les labours. Des évaluations visuelles faites dans la région de Brasília indiquent que ce taux d'exposition des sols après le premier labour réalisé normalement entre août et septembre est supérieur à 30%. Au moment des semis, en octobre-novembre, le taux d'exposition du sol est supérieur à 90%. C'est pendant ce créneau que les images satellitaires peuvent être utilisées avec le plus de fiabilité par rapport au biais introduit par les résidus végétaux.

X-4 CONCLUSION

Une estimation relativement précise de la teneur en hématite des latosols à partir des données du capteur Thematic Mapper est donc possible en utilisant l'indice d'hématite :

$$IHm(TM) = \frac{TM3^2}{TM1 * TM2^3}$$

Ce nouvel indice radiométrique combine les bandes spectrales du visible selon le modèle élaboré avec l'étude des spectres de réflectance diffuse.

L'indice de rougeur IR(MUN), déterminé à partir de la notation MUNSELL et mesuré sur le terrain, s'avère très commode pour la validation de l'indice d'hématite :

- les analyses de régression montrent la linéarité des relations entre ces deux paramètres qui estiment de façon indépendante les teneurs en hématite des sols.

- les variations de l'indice de rougeur au sein des toposéquences se traduisent sur l'image TM par des gradients de l'indice d'hématite. La résolution spatiale du capteur TM est en effet compatible avec les variations toposéquentielles des principaux composants des latosols et en particulier de l'hématite.

- le seuillage du néocanal IHm (TM) conduit à l'individualisation et à la spatialisation des différentes classes de latosols:

- latosols rouge foncé, les plus riches en hématite sur les plateaux du nord de la zone test,

- latosols rouge jaune, les plus pauvres en hématite sur les plateaux du sud,
- latosols de couleur rouge, à teneur intermédiaire en hématite dans la zone de dissection intermédiaire du bassin versant du rio Preto.

L'estimation du rapport $Hm/Hm+Gt$ par l'indice ferrique n'a pu être validée en l'absence de données terrain suffisantes.

En revanche, cet indice ferrique $I_{Fe} = \frac{TM3-TM2}{TM3+TM2}$ apparaît pertinent pour qualifier la teinte des objets au sol, aussi bien les surfaces minérales (sols nus) que les surfaces végétales. On rejoint ainsi des travaux précédents qui utilisaient le rapport des réflectances dans le vert et le rouge comme un "indice de couleur" (ESCADAFAL et POUGET, 1989, ESCADAFAL et HUETE, 1991).

Une expérimentation réalisée sur le terrain amorce une discussion sur les conditions d'application de ces indices en précisant les effets de certains états de surface sur l'indice d'hématite: présence des résidus végétaux (soja), rugosité déterminée par les travaux culturaux.

- l'indice d'hématite diminue en fonction d'un taux croissant de couverture de la surface du sol par la paille de soja de couleur jaunâtre. L'intensité des effets de la présence de paille reste fonction de la couleur des sols. Elle est nettement plus importante pour les latosols rouge foncé que pour les latosols rouge jaune.

- l'indice d'hématite augmente avec la rugosité introduite par les travaux culturaux. Les ombres, formées par les mottes et les agrégats, sont responsables des variations de la perception de la couleur avec affaiblissement de la clarté et surtout augmentation de l'indice d'hématite.

Ces effets, ajoutés à ceux de la matière organique et de l'humidité, illustrent les précautions à prendre pour l'utilisation des indices d'hématite et ferrique en tant qu'estimateurs de la teneur en oxydes de fer des horizons de surface des latosols.

Il reste également à étudier la pertinence des indices pour des types de sols différents et dans d'autres situations climatiques. Il conviendrait aussi de les adapter aux capteurs autres que Thematic Mapper. Ainsi l'indice ferrique peut-il être calculé avec les canaux XS2 et XS1 de SPOT ou les canaux MSS5 et MSS4 de LANDSAT. Une adaptation de l'indice d'hématite I_{Hm} aux données SPOT a permis la discrimination des nuances de couleur des sols en zone aride (POUGET *et al*, 1991). Le fort pouvoir colorant de l'hématite, ici en quantité extrêmement faible, est très certainement à l'origine de la sensibilité de l'indice proposé et de son intérêt en régions arides.

Conclusions Générales

L'objectif fondamental de notre recherche était d'exploiter les données de réflectance diffuse dans le domaine du visible au proche et moyen infrarouge (450 à 2500 nm) pour la caractérisation minéralogique des latosols brésiliens.

Au terme de ce travail, trois ensembles de conclusions se dégagent et concernent : la démarche, les résultats, les critiques et prospectives.

LA DEMARCHE

La démarche adoptée correspond en fait à trois niveaux d'investigation que nous avons tenté d'intégrer : spectrophotométrie en laboratoire, radiométrie de terrain et imagerie satellitaire.

- Les techniques de spectrophotométrie sont d'abord utilisables pour la caractérisation minéralogique des latosols, soit à partir de la "morphologie" des spectres, soit à partir des paramètres colorimétriques dérivés de ces spectres. De plus, les expérimentations conduites, par exemple avec la matière organique et la taille des particules, permettent d'analyser et de mieux comprendre les interactions entre composants minéralogiques ou organiques dans les phénomènes de réflectance. Il en résulte la possibilité d'identifier et d'individualiser les principaux facteurs qui conditionnent la réponse spectrale des sols.

- L'expérimentation basée sur la radiométrie de terrain permet d'identifier les facteurs de la surface des sols (humidité, rugosité, nature et état du couvert végétal, etc.) qui modulent la signature spectrale caractéristique des constituants eux-mêmes. Les limites d'application des résultats de laboratoire se trouvent ainsi précisées, à condition toutefois d'opérer sur des sols bien identifiés et caractérisés au départ.

- L'analyse des données satellitaires montre que les relations quantitatives, obtenues en laboratoire, avec les données simulées du capteur TM, obéissent fondamentalement aux mêmes lois que celles observées avec les données réelles du satellite et du terrain, ceci dans des conditions topographiques et atmosphériques favorables. Les travaux

spectrophotométriques restent donc à la base de l'analyse et de l'interprétation des images, en particulier pour les études pédologiques des zones où la surface du sol reste découverte pendant une partie de l'année.

LES RESULTATS

Les résultats obtenus montrent que les mesures de réflectance diffuse, effectuées au spectrophotomètre (450 à 2500 nm), permettent une identification précise et une estimation quantitative des principaux constituants minéralogiques des latosols.

Pour certains constituants, une modélisation de la composition minéralogique a été tentée et débouche sur l'élaboration d'indices spécifiques.

- Kaolinite.

Sa présence est révélée par les évènements localisés à 2205 nm. Cependant, la procédure adoptée, consistant à mesurer l'intensité des pics d'absorption, ne permet pas une bonne estimation de la teneur en kaolinite dans la terre fine. Des estimations suffisamment précises peuvent cependant être faites pour mesurer la concentration de ce minéral dans la fraction argileuse. D'autres procédures de mesures d'intensité d'absorption pourraient être essayées pour une meilleure distinction des bandes qui se chevauchent : mesures de la largeur des bandes, utilisation de la dérivée seconde des spectres etc...

- Gibbsite.

La présence et la détection d'un pic d'absorption est facilement identifiable à 2265 nm. Les teneurs sont bien corrélées à l'intensité d'absorption telle que nous l'avons mesurée.

- Rapport Ki.

D'excellentes relations ont été obtenues entre la valeur de ce rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et les paramètres dérivés des spectres de réflectance diffuse. Elles découlent de l'absence de minéraux argileux, autres que la kaolinite, susceptibles d'influencer ce rapport dont la détermination peut donc être réalisée par spectrophotométrie.

L'application aux données satellitaires n'est pas envisageable pour les capteurs existants. En effet, seul Thematic Mapper possède une bande (TM7) dans le domaine des absorptions des vibrations OH⁻ des argiles et de la gibbsite. La largeur de cette bande TM7 ne permet pas, non plus, l'individualisation d'évènements spectraux caractéristiques de ces minéraux. L'application en télédétection des résultats obtenus en laboratoire reste donc dans l'attente de nouveaux capteurs en particulier des spectro-imageurs pour déterminer les teneurs en kaolinite et gibbsite.

- Texture des latosols.

Néanmoins dans le cas particulier des latosols pour lesquels la fraction argileuse est composée essentiellement de kaolinite et de gibbsite, la somme des deux composants est corrélée à une combinaison des canaux TM5 et TM7 et que l'on propose d'appeler indice de texture :

$$ITx = \frac{TM5-TM7}{TM5+TM7}$$

Sur l'image satellite cet indice permet la discrimination des classes granulométriques des latosols. Il met en évidence les affleurements de roches quartzitiques y compris ceux qui ne sont pas décelables par l'analyse du modelé.

- Hématite et gœthite.

La méthode colorimétrique a été privilégiée pour l'estimation de l'hématite avec tout d'abord la mise au point d'un indice de rougeur IR(HEL), calculé à partir des coordonnées chromatiques HELMHOLTZ:

$$IR(HEL) = \frac{(\lambda d - 580) * Pe\%}{Y^2}$$

où:

λd = longueur d'onde dominante; $Y\%$ = luminance et $Pe\%$ = pureté d'excitation.

L'avantage de ce nouvel indice tient au fait que les coordonnées de HELMHOLTZ, bien qu'ayant une signification purement physique, restent en correspondance avec les paramètres MUNSELL auxquels les pédologues sont habitués (teinte, clarté, chroma).

Par ailleurs, l'intérêt en pédologie du rapport *hématite/hématite+gæthite*, nous a conduit à étudier la possibilité de son estimation à partir de la couleur. On montre que ce rapport est effectivement estimé par un modèle linéaire prenant en compte la *longueur d'onde dominante*.

Une simulation des bandes du capteur TM, à partir des données de réflectance diffuse, conduit à élaborer deux indices radiométriques permettant une estimation des teneurs en oxydes de fer avec une précision comparable aux indices colorimétriques définis précédemment:

Indice d'hématite $I_{Hm} = \frac{TM3^2}{TM1 * TM2^3}$ pour l'estimation de la teneur en hématite.

Indice ferrique $I_{Fe} = \frac{TM3 - TM2}{TM3 + TM2}$ pour l'estimation du rapport Hm/Hm+Gt.

La validation des indices I_{Tx} , I_{Hm} , et I_{Fe} a été faite en utilisant les données TM de la région de Brasília. Les résultats obtenus sont probants. En effet, les vérifications statistiques (analyses de corrélation) entre les observations de terrain et les données satellitaires, montrent que les types de relations obtenues au laboratoire sont du même ordre que pour l'image.

Les variations spatiales ou toposéquentielles des constituants minéralogiques, dans les horizons de surface des sols, sont donc perceptibles sur l'image TM au niveau des zones cultivées et labourées.

CRITIQUES ET PROSPECTIVES

La recherche en laboratoire a porté sur un nombre relativement réduit d'échantillons de sols (56) représentant un ensemble de situations parmi un nombre pratiquement infini de possibilités présentes dans la nature. Le choix des échantillons a été réalisé de façon à prendre en compte des sols très variés en fonction de la roche mère, de la topographie, du climat, etc. La limite du domaine d'application des résultats obtenus se situe dans l'intervalle de variation du cadre d'échantillonnage. Dans l'optique d'une poursuite de ce travail, il sera nécessaire d'affiner les critères de représentativité statistique pour la sélection des échantillons, afin que les conditions d'application des modèles puissent être plus clairement définies. De même, les mesures effectuées au spectrophotomètre devront comporter un nombre suffisant de répétitions afin de réduire les erreurs systématiques

introduites par la préparation, éventuellement par l'hétérogénéité des échantillons. On obtiendra ainsi des estimations plus précises de la validité des modèles.

Les résultats apportent des réponses aux objectifs affichés au départ, concernant la caractérisation de la minéralogie des latosols à partir des données de réflectance diffuse. Ils posent certaines questions, nécessitant des recherches complémentaires. Des perspectives nouvelles, parfois insoupçonnées au démarrage de cette recherche, s'esquissent plus ou moins nettement.

Certains composants, normalement présents dans les sols, ou d'autres facteurs, interfèrent et influencent les indices. Les limites de leur domaine d'application restent donc à compléter pour se placer dans des conditions d'utilisation optimales.

Ainsi, pour l'estimation en laboratoire des constituants minéralogiques, l'élimination de la matière organique, la prise en compte de la présence de certains minéraux opaques (magnétite, ilménite), l'uniformisation de la taille des particules et de l'humidité apparaissent comme des mesures simples à mettre en oeuvre pour obtenir de meilleurs résultats..

La richesse relative en oxydes de fer (hématite et goëthite) confère un caractère particulier aux spectres de réflectance des latosols. La présence de matière organique et de substances opaques (magnétite et ilménite), et certaines conditions de surface (rugosité, humidité, couvert végétal déterminent des effets spécifiques, dont certains étaient pratiquement inconnus:

- Concernant la **matière organique**, on montre ici que sa présence peut faire augmenter les valeurs de réflectance dans la partie "opaque" ($\lambda < 500 - 550$ nm) des spectres des sols riches en oxydes de fer. Ces constatations nouvelles peuvent ouvrir la voie à la compréhension des interactions matière organique - oxydes de fer dans la définition de la couleur des sols. Des études spectrophotométriques sont encore nécessaires pour préciser ces phénomènes .

En tant qu'estimateurs de teneur en oxydes de fer, les indices colorimétriques voient donc leur efficacité réduite lorsque les composants tels que la matière organique sont présents en quantités plus ou moins importantes. Paradoxalement cette limitation peut s'avérer utile dans certaines situations. Ainsi les composants minéraux étant généralement constants, la variation des indices pourra être associée à une variation de la teneur en matière organique. En effet, on a montré que l'indice de rougeur croît lorsque le taux de matière

organique diminue. Ceci devrait, en principe, permettre de suivre les phénomènes de dégradation liés à une diminution du stock organique des sols, consécutive à des utilisations agricoles intensives dans les régions tropicales.

Cet aspect offre un grand intérêt pour les pédologues s'occupant de la conservation des sols. De ce point de vue, les spectroradiomètres de terrain et les spectro-imageurs aréoportés devraient permettre une expérimentation détaillée en attendant que ces capteurs soient embarqués sur les satellites.

- concernant les substances opaques telles que la magnétite et l'ilménite, on a montré qu'elles marquent les spectres par des *caractéristiques spectrales spécifiques*. Contrairement à ce qui avait été affirmé auparavant, la forme aplatie du spectre de certains sols, dans le proche et moyen infrarouge, est due à la présence de ces minéraux et non à des teneurs élevées en oxydes de fer. Les lois établies pour les autres sols ne sont pas applicables lorsque de telles substances sont présentes. Des études complémentaires sont donc nécessaires pour préciser le comportement des sols dérivés de roches basiques et ultrabasiques.

- concernant la rugosité, l'expérimentation conduite sur le terrain avec un simple radiomètre a montré que les effets de la rugosité sur la réflectance ne sont pas homothétiques pour les sols colorés par les oxydes de fer. Toutes conditions étant égales par ailleurs, un champ labouré est perçu "plus rouge" qu'un champ hersé deux fois pour la préparation du lit de semence. Pour caractériser et éventuellement suivre l'état structural de la surface du sol, l'indice de rougeur pourrait être, en plus de la brillance, un paramètre intéressant à prendre en compte et susceptible d'être perçu par les capteurs TM.

- concernant le couvert végétal, les indices proposés se présentent comme une alternative pour la correction du bruit dû aux sols riches en oxydes de fer dans les études relatives aux évaluations de la biomasse végétale.

La possibilité a été évoquée dans ce travail de simuler les paramètres colorimétriques CIE et de HELMHOLTZ à partir des bandes TM. Pour les couleurs des sols étudiés, du rouge au jaune avec différentes saturations et clartés, les résultats obtenus sont très prometteurs. Des études spectrophotométriques complémentaires sont nécessaires pour d'autres couleurs. Cependant, les observations faites avec l'indice ferrique, qui en fait correspond à la longueur d'onde dominante, montrent une bonne concordance avec la teinte des objets, y compris celle de la végétation verte.

Avec ce travail nous pensons avoir apporté une contribution à l'amélioration des techniques d'investigation par télédétection. Les indices proposés prennent en compte cinq des six canaux du capteur TM et montrent l'intérêt de l'information multispectrale pour la caractérisation des couvertures pédologiques. Certains composants qui marquent cependant les spectres de réflectance des sols ne peuvent être décelés par ce capteur en raison de la largeur des bandes. Les possibilités offertes par la caractérisation spectrale des sols ne sont donc pas complètement exploitables avec les capteurs disponibles actuellement.

Bibliographie

- ABRAMS M. J., ASHLEY R. P., ROWAN L. C., GOETZ A. F. H., KAHLE A. B., 1977. Mapping of hydrothermal alteration in the cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0,46 μm to 2,36 μm . *Geology*, 5 : 713-718.
- AB'SABER, A. N., 1963. Contribuição à geomorfologia da área dos cerrados. In : Simpósio sobre os Cerrados. São Paulo, 1963, pp. 117-124.
- ADAMOLI J., MACEDO J., AZEVEDO L. G., MADEIRA NETTO J. S., 1987. Caracterização da região dos Cerrados. In : Goedert W. J. Solos dos Cerrados : tecnologias e estratégias de manejo. Nobel, S. Paulo, pp. 33-77. 422 p.
- ALFÖRDI, T. T., MUNDAY, J. C., 1978. Water quality analysis by digital chromaticity mapping of Landsat data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 4 : 108-126.
- BARRON V., MONTALEGRE L., 1986. Iron oxides and color of triassic sediments : Application of the Kubelka-Munk theory. *American Journal of Science*, 286 : 792-802.
- BARRON V., TORRENT J., 1986. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil color. *J. Soil Sc.*, 37 : 449-510.
- BECKER F., 1979. Physique fondamentale de la télédétection. In BECKER F. et al Principes physiques et mathématiques de la télédétection. CNES, Toulouse, pp.1-107. 833 p.
- + BEDIDI A., CERVELLE B., MADEIRA NETTO J. S., POUGET M., 1992. Moisture effects on visible spectral characteristics of lateritic soils. *Soil Sci.*, (sous presse).
- BEDIDI A., CERVELLE B., MADEIRA NETTO J. S., 1991b. Moisture effects on spectral signatures and CIE-colors of lateritic soils. In : 5th International Colloquium - Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing. Courchevel, France, 14-21 Janvier 1991, pp. 209-212.
- * BEDIDI A., CERVELLE B., MADEIRA J., POUGET M., 1991a. Relation entre la courbe de rétraction hydrique des sols latéritiques et leurs caractéristiques spectrales (VIS). In : Deuxième Journées de Télédétection. Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales. Bondy, 4-6/12/1990,
- BENNEMA J., 1963. The red and yellow soils of the tropical and subtropical uplands. *Soil Science*, 95: 250-257.
- BENNEMA J., 1966. Report to the Government of Brazil on classification of brazilian soils. (Report EPTA,2127), Rome, FAO. 83p.
- BIGHAM J. M., GOLDEN D. C., BUOL S. W., WEED S. B., BOWEN L. H., 1978. Iron oxide mineralogy of well-drained Ultisols and Oxisols. II. Influence on color, surface area, and phosphate retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42 : 825-830.
- BLANC G., FONTANEL A., LALLEMAND C., WADSWORTH A., 1978. Corrections radiométriques des enregistrements Landsat en vue d'une comparaison de chronoséquences. *Revue de Photo-interprétation*, 5 : 28-35.

- ✓ BOUDEULLE M., MULLER J. -P., 1988. Structural characteristics of hematite and goethite and their relationships with kaolinite in a laterite from Cameroon. A TEM study. *Bull. Minéral.*, 111 : 149-166.
- BOWERS S. A., HANKS R. J., 1965. Reflectance of radiant energy from soils. *Soil Sci.*, 100 : 130-138.
- BRAUN O. P. G., 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 32 : 3-39.
- CAMARGO M., KLANT E., KAUFFMAN J. H., 1987. Sistema Brasileiro de classificação de solos. *B. Inf., Soc. Bras. Ci. Solo*, 12 : 11-33.
- CAMARGO M., OLMOS J. I. L., 1984. Guia de excursão de estudo de solos nos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro, São Paulo e Paraná. EMBRAPA, Rio de Janeiro, 104 p.
- CAMBIER P., 1986. Organisation des constituants et interactions physicochimiques au sein des microagrégats de sols. Application au système ferrallitique kaolinite-oxyde de fer. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 223 p.
- CAMBIER P., PICOT C., 1988. Nature des liaisons kaolinite-oxyde de fer au sein des microagrégats d'un sol ferrallitique. *Science du Sol*, 26 : 223-238.
- CASELLES V., LOPES GARCIA M. J., 1989. An alternative simple approach to estimate atmospheric correction in multitemporal studies. *Int. J. Remote Sensing*, 1 : 1127-1134.
- CELIS-CEUSTER A. M., 1980. Ground truth radiometry (Exotech) on bare and overgrown Belgian soils. *Pédologie*, 30 : 43-63.
- CERVELLE B., 1986. Aspects spectrométriques de la télédétection électromagnétique. In : CALAS G. *Méthodes spectroscopiques appliquées aux minéraux. Société Française de Minéralogie et Cristallographie*, Paris, pp. 619-648.
- CERVELLE B., 1990. Réflexion de la lumière solaire par les matériaux minéraux : quelques éléments. In : *Journées Télédétection : Images satellite et milieux terrestres en régions arides et tropicales*. Bondy, 14 17/11/1988,
- CERVELLE B., MALEZIEUX J. M., CAYE R., 1977. Expression quantitative de la couleur, liée au spectre de réflectance diffuse, de quelques roches et minéraux. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 100 : 185-191.
- CHAUVEL A., 1976. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Thèse Doct., Université de Strasbourg, Strasbourg, 532 p.
- CHAVEZ P. S., 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multitemporal data. *Remote Sensing of Environment*, 24:459-479.
- CHAVEZ P. S., 1989. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper multispectral images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 55 : 1285-1294.
- CIERNIEWSKI J., 1984. Influence des structures des sols mottés sur la réponse spectrale des sols. *Int. Coll. "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection"*. Bordeaux, pp. 141-148.
- CIERNIEWSKY J., 1987. A model of soil surface roughness influence on the spectral response of bare soils in the visible and near infrared range. *Remote Sens. Environ.*, 23 : 97-115.
- CIERNIEWSKY J., 1985. Relation between soil moisture tension and spectral reflectance of different soils in visible and near-infrared range. In : 3ème Coll. Int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection". *Les Arcs*, 16-20/12/85, pp. 429-432.
- CIVCO D. L., 1989. Topographic normalization of Landsat Thematic Mapper digital imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 55 : 1303-1309.

- CLAISSE G., 1968. Etude expérimentale de l'analyse aux trois acide. Comportement du quartz à l'attaque triacide. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 6 : 129-149.
- COCHRANE, T. T., DE AZEVEDO L. G., THOMAS D.; MADEIRA NETTO J. S., ADAMOLI J., VERDESIO J. J., 1985. Land use and productive potential of American savannas. In TOTHILL J. C. (ed.) Ecology and mannegement of world savannas. Queensland, Australian Academy of Science, pp. 114-124.
- COELHO A. G.de S., AUDI R., 1964. A cor em relação ao teor de humidade de algumas séries de solos. *Bragantia*, 23 : 117:128.
- COURAULT D., 1989. Etude de la dégradation des états de surface du sol par télédétection. Analyses spectrales, spatiales et diachroniques. Thèse de Doctorat, Institute National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 239 p.
- COURAULT D., GIRARD M. C., ESCADAFAL R., 1988. Modélisation de la couleur des sols par télédétection. In : Actes du 4e Coll. Int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection". Aussois, janvier 1988, pp. 357-362.
- COURAULT D., GIRARD M. C., 1988. Relationships between the soils composition and their spectral signature. In : 5th ISSS Symposium of the Working Group Remote Sensing. Budapest, 1 15/04/1988, pp. 178-185.
- C. P. C. S., 1967. Classification des sols. Grignon, 96p.
- CROWLEY J. K., VERGO N., 1988. Near-infrared reflectance spectra of mixtures of kaolin-group minerals : use in clay mineral studies. *Clays and Clay Minerals*, 36 : 310-316.
- CURI N., FRANZMEIER D. P., 1984. Toposequence of oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. AM. J.*, 49 : 1245-1248.
- CURRAN P. J., FOODY G. M., KONDRATYEV K. Y., KOZODEROV U. V.; FEDCHENKO P. P., 1990. Remote sensing of soils and vegetation in the USSR. Taylor and Francis, Londres, 203 p.45.
- DA COSTA L. M., 1979. Surface soil color and reflectance as related to -physico-chemical and mineralogical soil properties. Thèse de PhD, University of Missouri, Columbia,
- DANDJINOÛ T. M., 1988. Télédétection des paysages latéritiques. Traitement d'images, intégration et synthèse de données multisources. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg, Strasbourg, 166 p.p
- DAVE J. V., 1980. Effects of atmospheric conditions on remote sensing of vegetation parameters. *Remote Sens. Environ.*, 10 : 87-99.
- DAVEY B. G., RUSSEL J. D., WILSON M. J., 1975. Iron oxides and clay minerals and their relation to colors of red and yellow podzolic soils near Sydney. *Géoderma*, 14 : 125-138.
- DAVIS P. A., BERLIN G. L., 1989. Rock discrimination in the complex geologic environment of Jabal Salma, Saudi Arabia, using Landsat Thematic Mapper data. *Photogrametric Engineering and Remote Sensing*, 55 : 1147-1160.
- DESCHAMPS P. Y., HERMAN M. , TAMRE D., 1981. Influence de l'atmosphère en télédétection des ressources terrestres. Modélisation et possibilité de correction. In : *Signature Spectrale des Objets en Télédétection*. Avignon, 8-11 Sept. 1981, pp. 543-558.
- DESCHAMPS P. Y., HERMAN M. , TANRE D., 1985. Modélisation du rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et la Terre entre 0,35 et 4 µm. (L.O.A./ U.S.T.L.), Lille, ESA. 156p.
- EMBRAPA-SNLCS, 1986. Field guide. Eighth International Soil Classification Workshop (Brazil). EMBRAPA, Rio de Janeiro, 285 p.
- EMBRAPA-SNLCS, 1978. Levantamento de Reconhecimento de solos do Distrito Federal. EMBRAPA, Rio de Janeiro, 445 p.

- EMBRAPA-SNLCS, 1979. Manual de métodos de análise de solo. EMBRAPA, Rio de Janeiro, s.p. p.
- EMBRAPA-SNLCS, 1981. Mapa de solos do Brasil. 1:5000000. Rio de Janeiro, EMBRAPA. 1p. (carte).
- EPEMA G. F., 1990. Determination of planetary reflectance for Landsat 5 Thematic Mapper tapes processed by Earthnet (ITALY). *ESA Journal*, 14:101-108.
- 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). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 317 p.
- ESCADAFAL R., GIRARD M. C., COURAULT D., 1988c. Modeling the relationships between soil color and soil spectral properties. *International Agrophysics*, 4 : 249-261.
- ESCADAFAL R., M. C. GIRARD, D. COURAULT, 1988a. La couleur des sols : appréciation, mesure et relations avec les propriétés spectrales. *Agronomie*, 8 : 147-154.
- ESCADAFAL R., GIRARD M. C., COURAULT D., 1988b. Modeling the relationships between Munsell soil color and soil spectral properties. In : *Proc. 5th ISSS Symposium of the Working Group Remote Sensing*. Budapest, Hungary, 11-15/04/1988, pp. 190-201.
- ESCADAFAL R., GIRARD M. C., COURAULT D., 1989. Munsell soil color and soil reflectance in the visible spectral bands of Landsat data (MSS and TM). *Remote Sensing of Environment*, 27 : 37-46
- ESCADAFAL R., HUETE A., 1991. Etude des propriétés spectrales des sols arides appliquée à l'amélioration des indices de végétation obtenues par télédétection. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312 série II : 1385-1391.
- ESCADAFAL R., POUGET M., 1986. Luminance spectrale et caractères de la surface des sols en région aride méditerranéenne (Sud tunisien). *I.T.C. Journal*, 86 : 19-23.
- ESCADAFAL R., POUGET M., 1987. Cartographie des formations superficielles en zone aride (Tunisie méridionale) avec Landsat TM. *Photo-interpretation*, 4 : 9-12.
- ESCADAFAL R., POUGET J., 1989. Comparaison des données Landsat MSS et TM pour la cartographie des formations superficielles en zone aride (Tunisie méridionale). In *Proceedings. Workshop on " Earthnet Pilot Project on Landsat Thematic Mapper Applications"*. Frescati, Italy, decembre 1987, pp. 301-307.
- FAO/UNESCO, 1974. Soil map of the world. 1:5 000 000. Paris, FAO/UNESCO. 59p. (carte).
- FERNANDEZ R. N., SCHULZE D. G., COFFIN D. L., VAN SCOYOC G. E., 1988. Color, organic matter, and pesticide adsorption relationships in a soil landscape. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52:1023-1026.
- FORMAGGIO A. R., 1983. Comportamento espectral de quatro solos do Estado de São Paulo nos níveis orbital, de campo e de laboratório. Thèse de MSc, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, S. José dos Campos, Brésil, 123 p.
- FRASER S. J., 1991. Discrimination and identification of ferric oxides using satellite Thematic Mapper data : A Newman case study. *Int. J. Remote Sensing*, 12 : 635-641.
- FREDERICKSON L. D., Jr, 1954. Characterization of hydrated aluminas by infrared spectroscopy : Application to study of bauxite ores. *Analytical Chemistry*, 26 : 1883-1885.
- FRITSCH E., VALENTIN C., MOREL B., LEBLOND P., 1990. La couverture pédologique : Interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. In : *Equipe HYPERBAV Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide*. ORSTOM, Paris, pp. 31-57.307 p.
- F.Z.D.F, 1984. Características hidroclimáticas do Distrito Federal. Brasília, Fundação Zoobotânica do Distrito Federal/ITCA/CEPA-DF.

- GAUSMAN H. W., A. H. GERBERMANN, C. L. WIEGAND, R. R. RODRIGUES, J. R. NORIEGA, 1975. Reflectance differences between crop residues and bare soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39 : 752-755.
- GAUSMAN H. W., RODRIGUEZ R. R., RICHARDSON A. J., 1976. Infinite reflectance of dead compared with live vegetation. *Agronomy Journal*, 88 : 295-296.
- GAUSMANN H. W., LEAMER R. W., NORIEGA J. R., RODRIGUEZ R. R., WIEGAND C. L., 1977. Field-measured spectroradiometric reflectances of disked and nondisked soil with and without wheat straw. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 : 793-796.
- GUYOT G., 1988. Les mesures radiométriques de terrain. Actes : Semaine de Monetier les Bains. pp. 65-91.
- GUYOT G., 1989. Signatures spectrales des surfaces naturelles. *Téledétection satellitaire*, n°5, Paradigme, Caen, 178 p.
- HALL F.G., STREBEL D. E., NICKESON J. E., GOETZ S. J., 1991. Radiometric rectification : toward a common radiometric response among multirate, multisensor image. *Remote Sens. Environ.*, 35 : 11-27.
- HALL-KONYVES K., 1987. The topographic effect on Landsat data on gently undulating terrain in southern Sweden. *International Journal of Remote Sensing*, 8 : 157-168.
- HARRISON J. B., 1933. The katamorphism of igneous rock under humid tropical conditions. Harpenden, England, Imperial Bureau of Soil Sc. 79p.
- HAUFF P. L., F. A. KRUSE, M. THIRY, 1990. Spectral identification and characterization of kaolinite/smectite clays in weathering environments. In : The fifth Australasian remote sensing conference. Perth, Australia, 8-12 Octobre, pp. 898-905.
- HLAVAY H., K. JONAS, S. ELEK, J. INCZEDY, 1977. Characterization of the particle size and the crystallinity of certain minerals by infrared spectrophotometry and other instrumental methods - I. Investigations on clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 25 : 451-456.
- HOLBEN B. N., JUSTICE C. O., 1980. The topographic effect on spectral response from nadir pointing sensors. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 46 : 1161-1199.
- HOLM R. G., MORAN M. S., JACKSON R. D., SLATER P. N., -YUAN B., BIGGAR S. F., 1989. Surface reflectance factor -retrieval from Thematic Mapper data. *Remote Sens. Environ.*, 27: 47-57.
- HUMBEL F.X., 1976. L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportements, en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. Thèse Doct., Université Pierre et Marie Curie, Paris, 306 p.
- HUNT G. R., 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42 : 501-5013.
- HUNT G. R., 1980. Electromagnetic radiation : the communication link in remote sensing. In : SIEGEL B. S., GILLESPIE A. R. *Remote sensing in geology*. John Wiley and Sons, New York, pp. 5-45.
- HUNT G. R., SALISBURY J. W., 1970. Visible and infrared spectra of minerals and rocks : I Silicate minerals. *Modern Geology*, 1 : 283-300.
- HUNT G. R., SALISBURY J. W., LENHOFF C. J., 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks : III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2 : 195-205.
- JEANROY E., 1983. Diagnostic des formes du fer dans les pédogénèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques et apports de la spectrométrie de Mössbauer. Thèse de Doctorat, Université de Nancy.

- JOUAFFRE D., BRUCKERT S., WILLIAMS A. F., HERBILLON A. J., KUBLER B., 1991. Rubéfaction post-wurmienne en climat montagnard humide jurassien. Rôle du pédoclimat et actualité du processus. *Géoderma*, 50 : 239-257.
- KAMPF N., SCHWERTMANN U., 1982a. The 5M NaOH concentration method for iron oxides in soils. *Clays Clay Miner.*, 30 : 401-408.
- KAMPF N., SCHWERTMANN U., 1982b. Quantitative determination of goëthite et hematite in kaolinitic soils by X-ray diffraction. *Clay Miner.*, 17 : 359-363.
- KAMPF N., SCHWERTMANN U., 1983a. Goëthite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of Kaolinitic soils. *Geoderma*, 29 : 27-39.
- KAMPF N., SCHWERTMANN U., 1983b. Relações entre óxidos de ferro e a cor dos solos cauliniticos do Rio Grande do Sul. *R. Bras. Ci. Solo*, 7 : 23-31.
- KAUFMAN Y. J., 1988. Atmospheric effect on spectral signature. *IEEE Geosci. Remote Sens.*, 24: 41-451.
- KAWATA Y., UENO S., KUSAKA T., 1988. Radiometric corrections for atmospheric and topographic effects on Landsat MSS images. *International Journal of Remote Sensing*, 9 : 729-748.
- KING, C. C., 1956. Geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 18 : 147-265.
- KNIEZYS F. X., SHETTLE E. P., GALLERY W. O., CHETWIND J. H., ABREU L. W., SELBY J. E. A., CLOUGH S. A., FENN R. W., 1988. Atmospheric transmittance/radiance : Computer Code LOWTRAN-7. (AFGL-TR-88-0177), Hanscom AFB, Massachusetts, Air Force Geophysics Lab.
- † † KOSMAS C. S., CURY N., BRYANT R. B. FRANZMEIER D. P., 1984. Characterization of iron oxide minerals by second-derivative visible spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 : 401-405.
- † KOSMAS C. S., FRANZMEIER D. P., SCHULZE, 1986. Relationship among derivative spectroscopy, color, crystallite dimensions, and Al substitution of synthetic goethites and hematites. *Clays and Clay Minerals*, 34 : 625-634.
- KOWALIK W. S., MARSH S. E., LYON R. J. P., 1982. A relation between Landsat digital numbers, surface reflectance and the cosine of the solar zenith angle. *Rem. Sens. Environ.*, 12:39-55.
- KOVALISKY P., 1978. Vision et mesure de la couleur. Masson, Paris, 197 p.
- KRISHNA-MURTI G. S. R., SATYANARANA, 1971. Influence of chemical characteristics in the development of soil color. *Geoderma*, 5 : 243-248.
- KRUSE, F. A., M. THIRY, P. L. HAUFF, 1991. Spectral identification (1,2 - 2,5 µm) and characterization of Paris Basin kaolinite/smectite clays using a field spectrometer. In : 5th International Colloquium - Physical Measurements and signatures in Remote Sensing. Courchevel, France, 14-21 Janvier 1991, pp. 181-184.
- KUMADA K., 1987. Chemistry of soil organic matter. Japan Scientific Societies Press, Tokio, 241 p.113.
- LEFEVRE M.-J., CRUCHANT H., 1985. Couleurs perception et télédétection. Toulouse, CNES. 240p.
- LORTIC B., 1982. Création de nouveaux canaux par méthodes photographiques. Colloque du ISPRS. pp. 173-184.
- LOUAHALA S., 1988. Signatures spectrales de roches en milieu temperé : valeurs réelles et valeurs perçues par le satellite. Thèse de doctorat, Paris VII, Paris, 205 p.
- MACEDO J., ADAMOLI J., MADEIRA NETTO, J. S., AZEVEDO L. G., 1981. Região Geoeconomica de Brasília : mapas de recursos naturais. Planaltina, D.F., EMBRAPA-CPAC, pp. 19.
- MACEDO J., BRYANT R. B., 1987. Morphology, mineralogy and genesis of a hydrosequence of oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 690-698.

- MADEIRA NETTO J. S., 1990. Caracteristiques spectrales d'une pédoséquence en région tropicale (Plateau Central Brésilien). In : Journées Télédétection. "Images satellite et milieux terrestres en régions arides et tropicales". Bondy, 14-17/11/1988, pp. 89-101.
- MADEIRA NETTO J. S., MACEDO J. , AZEVEDO L. G., 1982. Brazilian problem soils : distribution characteristics and utilization. In : Proceedings of the International Symposium on Distribution, Characteristics and Utilization of Problem Soils. Tsukuba,
- MAQUET M., CERVELLE B. D., GOUET G., 1981. Signatures of Ni²⁺ and Fe³⁺ in the optical spectra of limonitic ore from New Caledonia : application to the determination of nickel content. *Mineralium Deposita*, 18 : 357-373.
- MARKHAM B. L., BARKER J. L., 1985. Spectral characterization of LANDSAT Thematic Mapper sensors. *Int. J. Remote Sensing*, 6 : 697-716.
- MEHRA O.P., JACKSON M. L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.*, 7 : 317-327.
- MELFI A. J., PEDRO G., 1977. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil - Parte 1. Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeológica. *Rev. Bras. Geoc.*, 7 : 271-286.
- MELFI J. A., PEDRO G., 1978. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil - Parte 2. Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. *Revista Brasileira de Geociência*, 8 : 11-22.
- MELFI A. J., PEDRO G. , VOLKOFF B., 1979. Natureza e distribuição dos compostos ferríferos nos solos do Brasil. *R. Bras. Ci. Solo*, 3 : 47-54.
- MONIZ A. C., M. L. JACKSON, 1967. Quantitative mineralogical analysis of Brazilian soils derived from basic rocks and slate. (Soil Science Rep. n° 212), Madison, University of Wisconsin. 74p.
- MONIZ, A. C., 1969. Estudo mineralógico de uma toposequência de Brasília. In : *Anais XII Cong. Bras. Ciencia do Solo*. Vitória,
- MONIZ A. C., BUOL S. W., WEED S. B., 1982. Formation of an oxisol-ultisol transition in São Paulo, Brazil : II. Lateral dynamics of chemical weathering. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46 : 1234-1239.
- MONTGOMERY O. L., 1976. An investigation of the relationship between spectral reflectance and chemical, physical and genetic characteristics of soils. Thèse de Ph.D., Purdue University, West Lafayette, Indiana.
- MORRIS R. V., MENDELL W. W., 1982. Optical properties of hematite-magnetite mixtures : Implications for Mars. *Lunar Planet. Sci.*, 3 : 548-549.
- MUNSELL COLOR COMPANY, 1971. Munsell soil color charts. Kollomorgen Co., Baltimore. 17 pl.
- MUSICK H. B., PELLETIER R. E., 1988. Response to soil moisture of spectral indices derived from bidirectional reflectance in Thematic Mapper wavebands. *Rem. Sens. Env.*, 25:167-184.
- NALOVIC L., 1974. Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols; Etude expérimentale de l'influence des éléments traces sur le comportement du fer et l'évolution des composés ferrifères au cours de la pédogénèse. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 289 p.
- NJOPWOUO D., ORLIAC M., 1979. Note sur le comportement de certains minéraux à l'attaque triacide. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 4 : 329-337.
- NOVAES PINTO M., 1985a. Residuais de aplainamento no Distrito Federal. In : *Anais XII Congresso Brasileiro de Cartografia*. Brasília, pp. 187-202.
- NOVAES PINTO M., 1985b. Superfícies de aplainamento do Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geografia*, 9-26.

- NOVAES PINTO M., 1986a. Superfícies de aplainamento na bacia do rio São Bartolomeu - Distrito Federal/Goias. *Revista Brasileira de Geografia*, 48 : 237-257.
- NOVAES PINTO M., 1986b. Residuais de aplainamentos cenozóicos no Distrito Federal. In : *Annales du XII Congresso Brasileiro de Cartografia*. Brasília, 15-20 septembre 1985,
- NOVAES PINTO M., CARNEIRO P. J., 1984. Análise preliminar das feições geomorfológicas do Distrito Federal. In : *Annales du IV Congresso Brasileiro de Geógrafos*. São Paulo, pp. 190-213.
- OBUKHOV A. I., ORLOV D. S., 1964. Spectral reflectivity of the major soil groups and possibility of using diffuse reflection in soil investigations. *Soviet Soil Sci.*, 1 : 174-184.
- ORLOV D.S., 1966. Quantitative patterns of light reflection by soils. I. Influence of particle (aggregate) size on reflectivity. *Science Papers of High School Biology*, 4 : 206-210.
- OTTERMAN J., UNGAR S. , KAUFMAN Y., PODOLAK M., 1980. Atmospheric effects on radiometric imaging from satellites under low optical thickness conditions. *Remote Sens. Envir.*, 9: 115-129.
- PEDRO G., 1987. Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 23 : 169-186.
- PEDRO G., CHAUVEL A. , MELFI A. J., 1976. Recherches sur la constitution et la genèse des terra roxa estruturada du Brésil. *Ann. Agron.*, 27 : 265-294.
- PEDRO G., JAMAGNE M. , BEGON J. C., 1969. Mineral interactions and transformations in relation to pedogenesis during the Quaternary. *Soil Sci.*, 107 : 462-469.
- PEDRO G., VOLKOFF B., 1984. Grandes provinces pédologiques du Brésil. Cadre général de l'évolution pédologique. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 14 : 171-172.
- PENTEADO M. M., 1976. Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos geomorfológicos do planalto de Brasília. *Notícia Geomorfológica*, 16 : 39-53.
- PODWYSOCKI M. H., SEGAL D. B., ABRAMS M. J., 1983. Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Utah, mining area. *Economic Geology*, 78 : 675-687.
- POUGET M., MADEIRA NETTO J. S., LE FLOCH E., KAMAL S., 1991. Caracteristiques spectrales des surfaces sableuses de la région côtière nord-ouest de l'Egipe : Application aux données satellitaires SPOT. In *2ème Journées de Télédétection : Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales*. 4 - 6/12/1990. Editions de l'ORSTOM. Collection Colloques et Séminaires. Paris, p 27-38
- PROST G., 1980. Alteration mapping with airborne multispectral scanners. *Economic Geology*, 75: 894-906.
- PROST R., KING C. , LEFEBVRE D'HELLEN COURT T., 1983. Propriétés de réflexion diffuse de pâtes de kaolinite en fonction de leur teneur en l'eau. *Clay Minerals*, 18 : 193-204.
- PROY C., TANRE D. , DESCHAMPS P. Y., 1989. Evaluation of topographic effects in remotely sensed data. *Remote Sens. Environ.*, 30 : 21-32.
- RAKOTO M., ANDRIANASOLO H. , MERING C., 1988. Guide de l'utilisateur de PLANETES. Unité de Télédétection, LIA, ORSTOM, Bondy,
- RESENDE M., 1976. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. Purdue University, West Lafayette, Indiana
- RICHARDSON A. J., SCOBAR D. E., GAUSMAN H. W., EVERITT J. H., 1980 Comparison of LANDSAT-2 and field spectrometer reflectance signatures of South Texas Rangeland plant communities. In : *Machine Processing of Remotely Sensed Data*. pp. 88-97.

- ROBINOVE C. J., 1982. Computation with physical values from LANDSAT digital data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 48 : 781-784.
- RODRIGUES T. E., 1977. Mineralogia e gênese de uma sequência de solos dos cerrados, no Distrito Federal. Thèse de MSc, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 101 p.
- RODRIGUES T. E., KLANT E., 1978. Mineralogia e gênese de uma sequência de solos do Distrito Federal. *R. Bras. C. Solo.*, 2 : 132-139.
- ROQUIN C., DANDJINOÛ T., FREYSSINET Ph., PION J. C., TARDY Y., 1988. Spot images and geochemical mapping of lateritic covers in Southern Mali. In : SPOT1 : Utilisation des images, bilan, résultats. pp. 871-879.
- ROWAN L. C., GOETZ A. F. H., ASHLEY R. P., 1977. Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near-infrared multispectral images. *Geophysics*, 42: 522-535.
- ROWAN L. C., KAHLE A. B., 1982. Evaluation of 0,46 to 2,36 micrometer multispectral scanner images of the East Tintic mining district, Utah, for mapping hydrothermally altered rocks. *Economic Geology*, 77 : 441-452.
- SCARPACE F. L., HOLMQUIST K. W., FISHER L. T., 1979. Landsat analysis of water quality. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 45 : 623-633.
- ← SCHULZE D. G., 1984. The influence of aluminium on iron oxides : 8. Unit-cell dimension of Al substituted goethites. *Clays Clay Miner.*, 12 : 294-306.
- SCHWERTMANN U., 1973. Use of oxalate for Fe extraction from soils. *Can. J. Soil Sci.*, 53 : 244-246.
- SCHWERTMANN U., 1985. The effect of pedogenic environments on iron oxydes minerals. *Advances in Soil Science*. Springer-Verlag, N. York, 1 : 171-200.
- SCHWERTMANN U., FISCHER W. R., 1973. Natural "amorphous" ferric hydroxide. *Geoderma*, 10: 237-247.
- SCHWERTMANN U., KAMPF N., 1985. Properties of goëthite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. *Soil Science*, 139 : 344-350.
- SCHWERTMANN U., TAYLOR R. M., 1977. Iron oxides. In : J. B. DIXON, S. B. WEED *Minerals in soils environments*. Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisc., pp. 145-180. 450 p.
- SHERMAN D. M., WAITE T. D., 1985. Electronic spectra of Fe³⁺ oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. *American Mineralogist*, 70 : 1262-1269.
- SHIELDS J. A., PAUL E. A., ST ARNAUD R. J., HEAD W. K., 1968. Spectrophotometric measurements of soil color and its relation to moisture and organic matter. *Can. J. Soil Sci.*, 48 : 271-280.
- SIMMONS E. L., 1972. Relation of the diffuse reflectance remission function to the fundamental optical parameters. *Optica Acta*, 19 : 845-851.
- SINGER R. B., 1981. Near-infrared reflectance of mineral mixtures : systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides. *Journal of Geophysical Research*, 86 : 7967-7982.
- SOCABIN, 1986. DIFFRAC/AT. Tutorial Manual. Paris, 55p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soils surveys. U S Dept. Agriculture, Soil Conservation Service, Washington DC., 330 p.
- SOUBIES F., CHAUVEL A., 1984-1985. Présentation de quelques systèmes de sols observés au Brésil. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 21 : 237-251.

- SPANNER, M. A. , PETERSON D. L., HALL M. J., WRIGLEY R. C., CARD D. H., RUNNING S. W., 1984. Atmospheric effects of the remote sensing estimation of forest leaf area index. Proceedings of Eighteenth International Symposium on Remote Sensing of Environment. Paris, pp. 1295-1308.
- STONER E. R., BAUMGARDNER M. F., 1980. Physicochemical, site, and bidirectional reflectance factor characteristics of uniformly moist soils. (Technical Report 111679), West Lafayette, Indiana, USA, LARS.
- STONER E. R., BAUMGARDNER M. F., 1981. Characteristic variations in reflectance of surface soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 45(6):1161-1161.
- STONER E. R., HORVATH E. H., 1971. The effect of cultural practices on multispectral response from surface soil. Proc. 7th Intern. Symp. on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor, Mich. 3:2109-2113.
- STRENS R. G. J., WOOD B. J., 1979. Diffuse reflectance spectra and optical properties of some iron and titanium oxides and oxyhydroxides. Mineralogical Magazine, 43 : 347-354.
- TANRE D., DEROO C. , DUHAULT P., HERMAN M., MORCRETTE J. J., 1990. Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum : the 5S code. Int. J. Remote Sens., 2 : 659-668.
- TAYLOR R. M., SCHWERTMANN U., 1974. Maghemite in soils and its origin . I Properties and observations on soils maghemites. Clay Min., 10 : 289-298.
- TEILLET P. M., GUINDON B. , GOODENOUGH D.G., 1982. On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. Canadian Journal of Remote Sensing, 8 : 84-106.
- † TORRENT J., SCHWERTMANN U. , SCHULZE D. G., 1980. Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. Geoderma, 23 : 191-208.
- + TORRENT J., SCHWERTMANN U. , FETCHER H., ALFEREZ F., 1983. Quantitative relationships between soil color and hematite content. Soil Sc., 136 : 354-358.
- VANE G., GOETZ A. F. H., 1988. Terrestrial imagin spectroscopy. Remote Sensing of Environment, 24: 1-29.
- VETTORI L., PIERANTONI H., 1968. Análise granulométrica; novo método para determinar a fração argila. (Ministério da Agricultura. EPE. EPFS. Boletim Técnico, 3), Rio de Janeiro, EPFS. 8p.
- VINCENT R. K., HUNT G. H., 1968. Infrared reflectance from mat surfaces. Applied optics, 7 : 51-59.
- VOLKOFF B., 1984-1985. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., 21 : 225-236.
- VOLKOFF B., FLEXOR J. M., SANTA ISABEL L., SANTA ISABEL M., 1978. Natureza do humus nos latossolos distróficos da Bahia. R. Bras. Ci. Solo, 2 : 59-63.
- WENDLANDT W. W., HECHT H. G., 1966. Reflectance Spectroscopy. Wiley, Londres et New York,
- WYSZECKI G., STILES W. S., 1982. Color Science : concept and methods, quantitative data and formulae. Wiley, New York, 950 p.

Liste des Figures

Figure 1 : Distribution des principales couvertures d'altération au Brésil.....	12
Figure 2 : Distribution des composants ferrifères dans les couvertures pédologiques brésiliennes (d'après MELFI et al, 1979)	15
Figure 3 : Localisation des 27 sites échantillonnés.	20
Figure 4 : Précipitations moyennes mensuelles à São José dos Campos et Brasília.	23
Figure 5 : Histogramme des fréquences des paramètres MUNSELL dans les 56 échantillons à l'état sec et à l'état humide	29
Figure 6 : Distribution des 56 échantillons dans le triangle de texture.....	30
Figure 7 : Histogramme des fréquences de la teneur en carbone organique dans la terre fine des 56 échantillons (tot).....	31
Figure 8 : Organigramme montrant les différentes phases de la caractérisation minéralogique des échantillons.....	33
Figure 9 : Abaque d'étalonnage exprimant les relations entre le rapport surface des raies 110 de la goéthite/surface de la raie 110 de la goéthite + surface de la raie 102 de l'hématite et le rapport des teneurs goéthite/goéthite + hématite	37
Figure 10 : Histogramme des fréquences des teneurs en kaolinite et en gibbsite dans les 56 échantillons tot (terre fine).....	39
Figure 11 : Corrélations entre la somme (kaol+gib) et les teneurs en argile (11a) et en sable (11b) dans la terre fine des 56 échantillons tot	40
Figure 12 : Histogramme des fréquences des teneurs en hématite et en goéthite dans les 56 échantillons 1+a	43
Figure 13 : Histogramme des fréquences des valeurs du rapport Hm/Hm+Gt dans les 56 échantillons 1+a	43
Figure 14 : Trajectoires du rayonnement incident (i) après contact avec les particules : Rs pour les rayons réémis 1 à 3. Rv pour les rayons réémis 4 et 5 (VINCENT et HUNT, 1968).....	50

Figure 15 : Spectre de réflectance diffuse d'une kaolinite provenant de Géorgie (USA) et broyée à 50 µm.	54
Figure 16 : Spectre de réflectance diffuse d'une gibbsite provenant du Brésil et broyée à 50µm.	55
Figure 17 : Spectre de réflectance diffuse a goëthite; b hématite.	56
Figure 18 : Spectres de réflectance de magnétite et d'ilménite pour trois tailles de particules (HUNT et <i>al</i> , 1971).	57
Figure 19 : Spectre de réflectance diffuse d'un quartz broyé à trois tailles de particules. (HUNT et SALISBURY, 1970).	58
Figure 20 : Spectres de réflectance de trois échantillons représentatifs des trois principaux types de composition minéralogique.	59
Figure 21 a,b,c. : Spectres de réflectance de trois échantillons avec(tot) et sans matière organique (smo) correspondant aux trois types de composition minéralogique.	63
Figure 22 : Spectre de réflectance diffuse (2000 à 2400 nm) d'un échantillon de sol contenant 39% de kaolinite et 40% de gibbsite.	67
Figure 23 : Corrélations entre l'intensité d'absorption de la kaolinite (Ikaol) dans la terre fine de 52 échantillons tot 69	69
Figure 24 : Corrélations entre l'intensité d'absorption de la gibbsite (Igib) dans la terre fine de 52 échantillons tot 70	70
Figure 25 : Corrélation entre le rapport (kaol/kaol+gib) et le rapport (Ikaol/Ikaol+Igib) dans la terre fine de 52 échantillons tot. 71	71
Figure 26 : Corrélation entre le rapport Ki et le rapport des intensités d'absorption (Ikaol/Ikaol+Igib) dans la terre fine des 52 échantillons tot. 72	72
Figure 27 : Le diagramme de chromaticité. 77	77
Figure 28 : Corrélations entre l'indice de rougeur IR(CIE) et la teneur en hématite dans les 56 échantillons 1+a. 79	79
Figure 29 : Corrélation entre l'indice de rougeur IR(CIE) et l'indice de rougeur IR(HEL) dans les 56 échantillons 1+a. 82	82
Figure 30 : Corrélation entre l'indice de rougeur IR(HEL) et la teneur en hématite dans les 56 échantillons 1+a. 82	82
Figure 31 : Corrélation entre la longueur d'onde dominante l_d et le rapport $\frac{Hm}{Gt+Hm}$ dans les 56 échantillons 1+a. 83	83
Figure 32 : Corrélation entre les longueurs d'onde dominante l_d pour les 56 échantillons smo et 1+a. 85	85
Figure 33 : Corrélation entre les indices de rougeur IR(HEL) dans les 56 échantillons smo et 1+a. 86	86

Figure 34 : Corrélation entre les longueurs d'onde dominantes λ_d pour les 56 échantillons tot et smo.	88
Figure 35 : Corrélation entre l'indice de rougeur IR(HEL) pour les 56 échantillons tot et smo.	88
Figure 36 : Spectres de réflectance diffuse entre 400 et 750 nm de l'échantillon D1Ap à six niveaux d'humidité (D'après BEDIDI et al , 1992).	91
Figure 37 : Variations des coordonnées chromatiques x, y avec l'humidité pour les échantillons D1, D2, D3, et D4. Le point correspondant à l'illuminant C ($x = 0,3101$; $y = 0,3162$) est également représenté. (D'après BEDIDI et al , 1992).	92
Figure 38 : Variations de l'indice de rougeur IR(HEL) avec l'humidité pour les échantillons D1, D2, D3, et D4.	93
Figure 39 : Position des bandes spectrales du capteur TM sur le spectre de réflectance diffuse d'un échantillon de sol.	98
Figure 40 : Courbes de sensibilité des capteurs Thematic Mapper pour les canaux TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 et TM7.	101
Figure 41: Spectre de réflectance diffuse d'un échantillon de sol (B1Bo3) avec indication de la position des bandes spectrales TM5 et TM7.	103
Figure 42 : Exemple de spectres de réflectance diffuse (infrarouge moyen) de deux sols présentant des sommes kaolinite+gibbsite et des rapports $(STM5-STM7)/(STM5+STM7)$ très différents.	103
Figure 43 : Corrélation entre le rapport $\frac{(STM5-STM7)}{(STM7+STM5)}$ et la somme kaolinite+gibbsite (kaol%+gib%) de la terre fine de 52 échantillons (smo). Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.	104
Figure 44 : Corrélation entre le rapport $\frac{(STM5-STM7)}{(STM5+STM7)}$ et la teneur en argile de la terre fine de 52 échantillons. Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.	104
Figure 45 : Spectres de réflectance diffuse de deux échantillons très argileux et indice de texture très différents. B1Bo3 : $ITx(STM) = 0,33$; argile% = 81%; Hm%=0,4. B3Bo2 : $ITx(STM) = 0,2$; argile% = 85%; Hm% = 7,0.	105
Figure 46 : Corrélation entre la coordonnée chromatique x et le rapport $\frac{STM3}{STM1}$ pour les 56 échantillons 1+a.	109
Figure 47 : Corrélation entre la coordonnée chromatique y et le rapport $\frac{STM2^2}{STM1*STM3}$ pour les 56 échantillons 1+a.	109
Figure 48 : Corrélation entre la longueur d'onde dominante λ_d et le rapport $\frac{STM3-STM2}{STM3+STM2}$ pour les 56 échantillons 1+a.	110

Figure 49 : Corrélation entre les rapports $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ et IFe(STM) pour les 56 échantillons 1+a.	112
Figure 50 : Localisation de la zone test de Brasilia.....	118
Figure 51 : Esquisse de la distribution des unités géomorphologiques du D.F. (d'après NOVAES PINTO,1985).....	119
Figure 52 : Esquisse géologique du District Fédéral (D'après EMBRAPA-SNLCS, 1978).....	123
Figure 53 : Précipitations moyennes mensuelles et humidité relative de l'air à Brasilia. (D'après les données des normales climatiques - 1931 1960 publiés par F.Z.D.F.,1984).....	124
Figure 54 : Températures moyennes, maximales et minimales mensuelles pour la station climatologique de Formosa. (D'après les données des normales climatiques (1931-1960), publiés par F.Z.D.F., 1984).....	125
Figure 55 : Evapotranspiration Potentielle (THORNTWAITE) et déficits hydriques mensuels à Formosa (D'après les données des normales climatiques (1931-1960), publiés par F.Z.D.F., 1984).....	126
Figure 56 : Schéma du transect étudié par RODRIGUES et KLANT (1977).	135
Figure 57 : Distribution des sols de la séquence étudiée par MACEDO et BRYANT (1987).....	136
Figure 58 : Séquence pédologique sur la "chapada" (MACEDO et BRYANT, 1987).	137
Figure 59 : Schéma des principales interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère et de leurs effets sur la luminance mesurée par les satellites(in ESCADAFAL, 1989, adapté de DESCHAMPS et al, 1985)......	146
Figure 60 : Précipitations journalières des 30 jours ayant précédé la prise de vue (10/10/1987) (Données de la station climatologique de l'EMBRAPA - CPAC à Planaltina D.F.).....	149
Figure 61 : Distribution des 19 classes sur le diagramme IV/IB (image TM du 10 octobre 1987).....	152
Figure 62 : Corrélations entre la teneur en argile (a), la teneur en sable (b) et l'indice de texture ITx(TM) pour les 22 sites.....	164
Figure 63 : Corrélation entre les teneurs en hématite et l'indice IR(MUN) dans la terre fine des 56 échantillons tot.	167
Figure 64 : Corrélation entre les teneurs en hématite Hm% et l'indice IR(MUN) dans la terre fine des 52 échantillons tot. Les échantillons riches en magnétite et en ilménite ne sont pas pris en compte.....	178
Figure 65 : Corrélation entre les teneurs en hématite Hm% et l'indice IR(MUN) dans la terre fine des 22 échantillons de surface.	178

Figure 66 : Schéma explicatif de l'échantillonnage sur l'image des sites tests organisés en séquences.....	181
Figure 67 : Histogramme des fréquences des valeurs de l'indice de rougeur IR(MUN) pour la surface du sol au niveau des 220 sites tests.	182
Figure 68 : Corrélation entre l'indice hématite IHm(TM) calculé à partir des données image et l'indice de rougeur IR(MUN) calculé à partir de la couleur MUNSELL de la surface du sol au niveau des 220 sites tests.....	183
Figure 69 : Corrélation entre l'indice hématite IHm(TM) calculé à partir des données image et l'indice de rougeur IR(MUN 12,5) calculé à partir de la couleur MUNSELL de la surface du sol au niveau des 220 sites tests.....	185
Figure 70 : Variations latérales de l'indice hématite IHm(TM), mesuré par le satellite, et de l'indice de rougeur IR(MUN12,5), mesuré sur le terrain, au niveau des sites tests le long des 9 toposéquences.	186-187
Figure 71 : Variations verticales et latérales du rapport Hm/Hm+Gt et de la teneur en hématite (Hm%) des sols le long des toposéquences A, B, C.....	188
Figure 72: Variations latérales, le long des trois toposéquences A, B et C, des teneurs en hématite (Hm(est)%), estimées à partir des données TM, pour les horizons de surface. Les teneurs déterminées au laboratoire sont indiquées au niveau des 9 sites échantillonnés.	191
Figure 73 : Histogramme bidimensionnel entre l'indice ferrique et l'indice hématite pour les 19 classes thématiques (cf. chapitre VIII-2.2)	196
Figure 74 : Diagramme théorique illustrant les variations du rapport hématite/hématite+goéthite en fonction de teneurs croissantes en hématite, la teneur en goéthite restant constante.....	197
Figure 75 : Spectres de réflectance de la parcelle (LE) pour différents taux de couverture de paille de soja.....	203
Figure 76 : Spectres de réflectance de la parcelle (LV) pour différents taux de couverture de paille de soja.....	203
Figure 77 : Variations de l'indice de rougeur IR(CIE) de la surface des deux parcelles (LE et LA) en fonction du taux d'exposition de sol.....	204

Liste des Tableaux

Tableau 1: Classification des latosols (CAMARGO et <i>al</i> ,1987).....	10
Tableau 2 : Principales caractéristiques du milieu naturel pour les 27 sites échantillonnés.....	21
Tableau 3 : Caractéristiques physiques et chimiques des 56 échantillons.....	27
Tableau 4 : Détermination minéralogique de la kaolinite et de la gibbsite dans la terre fine des 56 échantillons (tot).....	38
Tableau 5: Détermination de l'hématite et de la goëthite dans les 56 échantillons (1+a).....	41
Tableau 6 : Attribution et localisation des bandes dans les spectres visible et proche infrarouge de l'hématite et de la goëthite. (SHERMAN et WAITE, 1985).....	57
Tableau 7 : Les principaux paramètres colorimétriques extraits des mesures de réflectance diffuse pour les 56 échantillons 1+a.....	80
Tableau 8 : Bandes spectrales couvertes par le capteur Thematic Mapper.....	98
Tableau 9 : Tableau récapitulatif des valeurs des STM pour les échantillons 1+a et smo.....	100
Tableau 10 : Tableau récapitulatif des paramètres statistiques des corrélations entre l'indice de texture et la teneur en argile établies selon des classes de teneur en hématite et pour l'ensemble des 52 échantillons smo.....	106
Tableau 11: Coefficients de corrélation linéaire entre les paramètres colorimétriques C.I.E. et de HELMHOLTZ.....	108
Tableau 12 : Coefficients de corrélation linéaire entre les paramètres colorimétriques et indices de rougeur dérivés et les indices radiométriques calculés à partir des bandes STM (56 échantillons 1+a) et les bandes simulées STM du visible (56 échantillons 1+a).....	108
Tableau 13: Coefficients de corrélation linéaire entre: - les constituants minéralogiques - et les paramètres colorimétriques et indices radiométriques STM pour les 56 échantillons 1+a.....	111

Tableau 14 : Luminances maxima et minima enregistrées dans les différents canaux TM et irradiances exatmosphériques (éclairagements) correspondantes.(EPEMA, 1990).....	144
Tableau 15 : Matrice de corrélation entre les 6 canaux TM, l'indice de brillance (IB), l'indice d'hématite (IHm), l'indice ferrique (IFe) et l'indice de texture (ITx) pour l'image "sols nus".....	153
Tableau 16 : Teneurs en argile des classes texturales (d'après (CAMARGO et al , 1987).....	155
Tableau 17 : Caractéristiques texturales des échantillons de sol et valeurs de l'indice de texture IT(TM) pour les 22 sites.....	163
Tableau 18 : Seuillage du néocanal "Indice de texture" selon les classes texturales des latosols.....	165
Tableau 19 : Coefficients de régression (a et b) et de corrélation (r) entre l'indice de rougeur IR(MUN) et les teneurs en hématite pour des sols d'origine différente (TORRENT et al , 1983).....	177
Tableau 20: Principales caractéristiques des toposéquences étudiées.....	184
Tableau 21 : Coefficients de régression (a et b) et de détermination (R^2) entre l'indice hématite IHm(TM) et l'indice de rougeur MUNSELL IR(MUN) de la surface du sol au niveau des sites tests pour chacune des 9 toposéquences.....	185
Tableau 22: Variations de l'indice de rougeur de 4 types de sol en fonction de la rugosité (labour ou double hersage pour le lit de semence).	200
Tableau 23 : Taux de couverture des composants de la surface (sol, paille, ombre) des deux parcelles pour les différents traitements.....	202

Liste des Planches

Planche I: Les principales unités de modelé de la zone test de Brasília.	120-121
Planche II : Paysages de la zone test.	132-133
Planche III : Localisation des sites test sur la composition colorée - TM1- TM2-TM3 de l'image TM 221-71 du 10 octobre 1987.....	157 à 159
Planche IV : Bassin versant de la rivière Taquara. Comparaison de l'image seuillée du canal ITx(TM) avec la carte pédologique.....	165
Planche V : Image du canal ITx(TM) obtenu par procédé photographique à partir des films des canaux TM5 et TM7. Image TM 221-71 du 10 octobre 1987.	166-167
Planche VI : Les différenciations verticales et latérales des sols le long des toposéquences A, B, C.....	184
Planche VII : Cartographie de la teneur en hématite de la surface des sols nus à partir de l'image TM (221-71) du 10 octobre 1987.....	189

Table des Matières

INTRODUCTION GENERALE.....	1
----------------------------	---

PREMIERE PARTIE :

ETUDE DES RELATIONS ENTRE LA REFLECTANCE DIFFUSE ET LES CONSTITUANTS MINERALOGIQUES DES LATOSOLS

CHAPITRE I :

LES LATOSOLS DU BRESIL ET LA LATOSOLISATION	9
---	---

I-1 PRINCIPAUX CARCTERES DES LATOSOLS ET LEUR CLASSIFICATION.....	9
---	---

I-2 PROCESSUS DE PÉDOGENESE EN RÉGION TROPICALE.....	10
--	----

I-3 VARIATIONS RÉLATIVES DES CONSTITUANTS DANS LES COUVERTURES

LATOSOLIQUES.....	13
-------------------	----

I-3.1 Latosols à dominante de gibbsite et (ou) kaolinite.....	13
---	----

I-3.2 Latosols à dominante de goethite et (ou) hématite.....	14
--	----

I-3.3 Autres minéraux des latosols.....	17
---	----

I-4 CONCLUSION.....	17
---------------------	----

CHAPITRE II :

CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES ECHANTILLONS.....	19
--	----

II-1 ORIGINE ET IDENTIFICATION DES ÉCHANTILLONS.....	19
--	----

II-2 LE MILIEU NATUREL DES SITES ÉCHANTILLONNÉS.....	21
--	----

II-3 CARACTÉRISATION PHYSICO-CHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS.....	26
---	----

II-3.1 Les méthodes analytiques.....	26
--------------------------------------	----

II-3.2 Couleur.....	28
---------------------	----

II-3.3 Granulométrie.....	30
---------------------------	----

II-3.4 Caractéristiques chimiques.....	30
--	----

CHAPITRE III :	
CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES ECHANTILLONS.....	33
III-1 METHODOLOGIE.....	33
III-1.1 Préparation des échantillons.....	33
III-1.2 Détermination des teneurs en kaolinite et gibbsite.....	34
III-1.3 Détermination des teneurs en hématite et en goéthite (échantillons I+a).....	35
III-2 LES TENEURS EN KAOLINITE ET GIBBSITE DES ÉCHANTILLONS TOT.....	37
III-3 RELATION ENTRE LA TEXTURE ET LA TENEUR EN KAOLINE ET GIBBSITE.....	39
III-4 LES TENEURS EN GOETHITE ET EN HÉMATITE.....	40
III-5 LE RAPPORT HM/HM+GT.....	43
CHAPITRE IV :	
CARACTERISTIQUES SPECTRALES DES ECHANTILLONS.....	45
IV-1 RAPPELS DES BASES PHYSIQUES SUR LA RÉFLECTANCE DIFFUSE.....	45
IV-1.1 Rayonnement et spectre électromagnétique.....	46
IV-1.2 Le phénomène de la réflexion.....	47
IV-1.3 Théorie de la réflectance diffuse.....	49
IV-1.4 Nature des absorptions.....	51
IV-2 LES CARACTERISTIQUES SPECTRALES DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS MINERALOGIQUES DES LACTOSOLS.....	53
IV-3 LES MESURES DE RÉFLECTANCE DIFFUS.....	58
IV-4 LES SPECTRES DE RÉFLECTANCE DES SOLS.....	59
IV-4.1 Les spectres obtenus.....	59
IV-4.2 Influence de la matière organique.....	62
IV-5 CONCLUSION.....	64

CHAPITRE V :
RELATIONS QUANTITATIVES ENTRE LES CARACTERISTIQUES
SPECTRALES ET LES CONSTITUANTS MINERALOGIQUES 65

V-1 DÉTERMINATION QUANTITATIVE DES TENEURS EN GIBBSITE ET KAOLINITE À PARTIR DES SPECTRES DE RÉFLECTANCE DIFFUSE.....	67
V-1.1 Détermination de la teneur en gibbsite et kaolinite.....	67
V-1.2 Détermination du rapport KI à partir des spectres de réflectance diffuse.....	71
V-2 DÉTERMINATION QUANTITATIVE DES TENEURS EN HÉMATITE ET GÆTHITE À PARTIR DES SPECTRES DE RÉFLECTANCE DIFFUSE.....	73
V-2.1 La couleur indicateur des teneurs en oxydes de fer.....	73
V-2.2 Calcul de la couleur à partir des spectres de réflectance diffuse.....	75
V-2.3 Calcul des indices de rougeur.....	78
V-2.4 Les relations indice de rougeur/teneur en hématite pour les échantillons I+a.....	78
V-2.5 Les relations longueur d'onde dominante l_d /rapport H_m/G_t+H_m pour les échantillons I+a.....	82
V-3 AUTRES FACTEURS DE VARIATION DE L'INDICE DE ROUGEUR ET DE LA LONGUEUR D'ONDE DOMINANTE.....	84
V-3.1 L'effet de la taille des agrégats.....	84
V-3.2 L'effet de la matière organique.....	87
V-3.3 L'effet de l'humidité.....	90
V-4 CONCLUSION.....	94

CHAPITRE VI :
SIMULATION DES BANDES THEMATIQUE MAPPER ET
MODELISATION DE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE :
LES INDICES TEXTURE, HEMATITE ET FERRIQUE..... 97

VI-1 LES BANDES SPECTRALES "SIMULATION THEMATIC MAPPER (STM).....	97
VI-2 MODÉLISATION DE LA TEXTURE.....	102
VI-3 MODÉLISATION DE LA TENEUR EN HÉMATITE ET DU RAPPORT $\frac{HM}{HM+GT}$	107
VI-3.1 Les relations paramètres colorimétriques/bandes STM.....	107
VI-3.2 Recherche d'indices radiométriques dérivés des STM.....	108
VI-3.3 Vérification des corrélations entre indices radiométriques et constituants minéralogiques.....	111
VI-4 CONCLUSION.....	113

DEUXIEME PARTIE : APPLICATION DES MODELES A UNE IMAGE TM DE LA ZONE TEST DE BRASILIA	115
---	-----

**CHAPITRE VII :
LA ZONE TEST DE BRASILIA**

VI-1 L'ENVIRONNEMENT NATUREL	117
VI-1.1 Localisation géographique	117
VI-1.2 Géomorphologie	118
VI-1.3 Géologie	123
VI-1.4 Climat	124
VI-1.5 Végétation	126
VI-2 LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE	128
VI-2.1 Les principaux types de sols	128
VI-2.2 Les différenciations verticales et latérales de la couverture pédologique	135
VI-2.3 Les trois toposéquences étudiées (Planche XX)	138
<i>VI-2.3.1 La toposéquence A (bordure est de Lago Bonita)</i>	138
<i>VI-2.3.2 La toposéquence B (bordure ouest du Lago Bonita)</i>	139
<i>VI-2.3.3 La toposéquence C (site de PADF)</i>	140
VI-3 CONCLUSION	140

CHAPITRE VIII : LES DONNEES IMAGE TM..... 143

VIII-1 LES DONNÉES ENREGISTRÉES PAR LES SATÉLLITES	143
VIII-1.1 Le satellite Landsat 5 et le capteur TM	143
VIII-1.2 Nature des données satellitaires TM	143
VIII-1.3 Les facteurs de variation des données TM	145
<i>VIII-1.3.1 Les effets atmosphériques</i>	145
<i>VIII-1.3.2 Les effets de la géométrie du système soleil/cible/capteur</i>	147
<i>VIII-1.3.3 Les états de surface</i>	148
VIII-2 L'IMAGE TM DU OCTOBRE 1987	149
VIII-2.1 Choix de l'image TM	149
VIII-2.2 Traitement de l'image TM	150

**CHAPITRE IX :
APPLICATION DU MODELE D'ESTIMATION DE LA GRANULOMETRIE
SUR IMAGE TM..... 155**

IX-1 VALIDATION DU MODELE AU NIVEAU DES SITES TESTS.....	156
IX-1.1 Choix et caractérisation des sites tests	156
IX-1.2 Analyse statistique.....	163
IX-2 APPLICATION DU MODELE A UNE ZONE ET COMPARAISON AVEC LA CARTOGRAPHIE EXISTANTE.....	165
IX-2.1 Seuillage du néocanal "indice de texture"	165
IX-2.2 Création d'un canal "sable" par procédé photographique (Planche V).....	166
IX-3 CONCLUSION	173

**CHAPITRE X :
APPLICATION DU MODELE D'ESTIMATION DES TENEURS EN
OXYDES DE FER SUR IMAGE TM..... 175**

X-1 LA MÉTHODE UTILISÉE	175
X-1.1 Identification d'un estimateur des teneurs en hématite des sols sur le terrain	175
X-1.2 Les sites tests échantillonnés sur le terrain.....	179
X-1.3 Les sites tests sur l'image TM.....	180
X-2 LES RÉSULTATS	182
X-2.1 Les relations indice de rougeur IR(MUN)-Indice hématite IHm(TM) au niveau des 220 sites tests.....	182
X-2.2 Les relations indice de rougeur IR(MUN)-Indice hématite IHm(TM) au niveau des 9 toposéquences	183
X-2.3 Estimation de la teneur en hématite	187
X-2.4 Estimation du rapport Hm/Hm+Gt.....	195
X-3 LES FACTEURS DE VARIATION DES INDICES D'HÉMATITE ET FERRIQUE.....	198
X-3.1 L'effet de la rugosité.....	199
X-3.2 L'effet des résidus végétaux	201
X-4 CONCLUSION.....	205
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	207
BIBLIOGRAPHIE.....	215
LISTE DE FIGURES.....	225
LISTE DE TABLEAUX	231
LISTE DE PLANCHES	233
TABLE DE MATIÈRES.....	235