

**RELATION ENTRE LA COURBE DE RETRACTION HYDRIQUE DE  
SOLS LATERITIQUES ET LEURS CARACTERISTIQUES  
SPECTRALES (VIS)  
"PROPRIETES SPECTRALES DES SOLS, DU VISIBLE A L'INFRAROUGE MOYEN"**

**BÉDIDI A. <sup>1</sup>, CERVELLE B. <sup>1</sup>, MADEIRA J. <sup>2</sup>, POUGET M. <sup>2</sup>**

## RESUME

*Les modifications des signatures spectrales des sols lorsqu'ils sont imprégnés d'eau, d'une part, et l'évaluation de leur potentiel hydrique, d'autre part, constituent respectivement des paramètres et un enjeu importants pour l'utilisation des données de télédétection. Les courbes de rétraction de sols latéritiques fraction terre fine), c'est-à-dire les variations du volume massique de ces sols en fonction de leurs teneurs pondérales en eau, ont été déterminées à l'aide d'un rétractomètre (Braudeau, 1988). Ces courbes de rétraction ont les mêmes caractéristiques que celles d'autres échantillons de sol non remaniés, en ce qui concerne le remplissage de la macroporosité (pores entre les grains et les agrégats) et la microporosité (pores à l'intérieur des grains). Simultanément, les spectres de réflectance diffuse de quatre autres échantillons de sols latéritiques ont été enregistrés pour des taux d'humidité correspondant aux pressions de succion suivantes: pF 2; 2.5; 3 et 4.2, ainsi qu'aux états sec à l'air et sec à l'étuve (105°C/24h).*

*Les spectres de réflectance diffuse ont un comportement lié à la pénétration de l'eau dans les deux systèmes de porosité: la microporosité et la macroporosité. En effet, la réflectance totale est la somme de deux composantes: une composante spéculaire et une composante volumique. Le comportement opposé de ces deux composantes par rapport aux bandes d'absorption et en fonction de l'indice de réfraction du milieu d'immersion ( $N_{air}=1$ ,  $N_{eau}=1.33$ ) explique les variations spectrales complexes des sols en fonction de l'humidité. Cette étude montre la possibilité de déterminer certaines propriétés pédohydriques des sols, en particulier leurs potentiels hydriques, par des mesures de réflectance sur le terrain, et ultérieurement par télédétection satellitaire.*

<sup>1</sup>Lab. Minéralogie-Cristallographie, Universités P. et M. Curie et Paris 7, Tour 16, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France.

<sup>2</sup>Unité de télédétection, Centre ORSTOM, 70 route d'Aulnay, 93143 Bondy.

## I. INTRODUCTION

Les différents paramètres qui, au sol et pour un éclairage donné, contrôlent les réponses spectrales à haute résolution des formations superficielles sont, d'une part, la **composition cristalochimique**, c'est-à-dire pour l'essentiel minéralogique, des constituants de ces formations, d'autre part, la **morphologie de surface** et le **degré d'imbibition hydrique**, qui, jouent ainsi le rôle de modificateurs des propriétés spectrales intrinsèques. En effet, l'eau et donc les précipitations ont plusieurs actions: elles modifient la rugosité de surface des sols (Bertuzzi et al. 1989, Boiffin 1984, Mitchell et al. 1978) induisant des variations de réflectance avec des effets directionnels (Cierniewski 1987, 1983). Quand les précipitations sont importantes, elles provoquent l'érosion de ces sols, et effectuent un granulo-classement, d'une part, des matériaux fins qui se déposent aux pieds des pentes, d'autre part, des matériaux plus grossiers qui se retrouvent en surface et influent directement sur la réflexion du rayonnement solaire. Enfin, l'imprégnation hydrique engendrent un gonflement des sols argileux et un changement de leurs structures (Braudeau 1988, Mc Garry et al. 1987, Giraldez et al. 1983) induisant des variations complexes de réflectance.

Il est donc important d'étudier et de modéliser l'action de l'eau sur les sols et leurs caractéristiques spectrales pour deux types d'objectifs. Une première catégorie d'objectifs où l'action de l'eau peut être considérée comme une **perturbation** dont on veut s'affranchir. Par exemple, la réflectance du sol modifiée par l'eau est, en grande partie, responsable de la dispersion dans l'estimation de différents paramètres agronomiques. De même, l'humidité joue un rôle qui peut être confondu avec celui de l'ombre dans les mesures de réflectance (Epiphonio 1984). Les géographes rencontrent donc le même problème que les agronomes lors de la reconstitution stéréographique du relief. Une seconde catégorie d'objectifs sont ceux pour lesquels l'eau et les **paramètres hydriques des sols** constituent des données auxquelles on désire accéder, pour d'évidentes raisons agronomiques ou environnementales.

Dans le cadre de cette étude, nous avons donc examiné la variation de la réflectance diffuse dans le domaine spectral du visible (400 - 770 nm), et de la couleur (système Cie) d'échantillons de sols latéritiques préparés à différents taux d'humidité. A noter que ce type de sols (latéritiques, ferralitiques, oxysols, etc. selon les auteurs) représentent plus de 20% des couvertures pédologiques à la surface de la Terre. Les variations de réflectance, dues à l'humidité, ont été mises en relation avec les propriétés pédohydriques des sols, et une correspondance étroite a été trouvée entre ces variations de réflectance et la manière dont l'eau se répartie dans les différents systèmes de porosités du sol.

## II. MATERIEL ET METHODES

### 2.1 Description des échantillons de sol

#### 2.1.1 Origine.

Les échantillons de sol utilisés proviennent des horizons de surface d'une couverture pédologique présentant une succession de sols ferralitiques et hydromorphes dérivés de siltites du Précambrien, dans une région localisée sur le Plateau central du Brésil, près de Brasilia. Selon les critères brésiliens (Camargo et al. 1987), les sols échantillonnés sont classés comme (1) latosol vermelho oscuro, (2) latosol vermelho amarelo, (3) laterita hidromorfica, et (4) gley pouco humico.

#### 2.1.2 Préparation.

Les échantillons ont été tamisés à 2 mm (terre fine) sans broyage. Aucune particule n'a été retenue par le tamis. Les agrégats présents ont été cassés par pression des doigts. Chaque échantillon a été réparti en trois fractions:

- une première destinée aux analyses chimiques: détermination du carbone organique (titration avec 0.1 N  $\text{FeSO}_4$  après oxydation à l'aide de 0.4 N  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ , EMBRAPA-1979), du fer total (extraction triacide, Harrisson 1933), du fer libre, c'est-à-dire du fer présent en dehors du réseau cristallin des silicates (extraction au citrate-bicarbonate dithionite (CBD) selon la méthode préconisée par Mehra et al. 1960), ainsi que du fer amorphe: produits ferrugineux dont les dimensions et l'ordre cristallin sont très faibles de sorte qu'ils ne sont pas décelables par les techniques classiques -diffraction des rayons X, extraction par la solution de TAMM (Schwertmann 1964);
- une deuxième partie destinée à l'analyse granulométrique par la méthode de la pipette;
- une troisième partie destinée aux mesures de réflectance diffuse à différents taux d'humidité.

#### 2.1.3 Analyse physico-chimique des échantillons.

Les données analytiques présentées dans le tableau I montrent que les quatre échantillons appartiennent à la même classe granulométrique **argileuse**. De plus, leurs teneurs en **matière organique** sont peu différentes. En revanche, leurs couleurs et leurs teneurs en fer sont leurs caractéristiques les plus variables. Le fer est présent surtout sous la forme fer libre. La forme bien cristallisée, qui peut être évaluée par la différence entre le fer libre et le fer amorphe constitue la fraction la plus importante du fer libre. L'**hématite** et la **goéthite** sont les minéraux qui constituent la fraction cristallisée des oxydes de fer, comme cela a été confirmé par diffraction des rayons X. La variation de la **couleur** du rouge au gris, en passant par le jaune-rouge et le jaune, est due à la différence des concentrations en ces oxyde et oxyhydroxyde de fer. En particulier, la "rougeur" des sols est attribuable à la concentration en hématite (Barron et al. 1986, Torrent et al. 1982). Macedo (1987) a montré par l'étude d'une pédoséquence que le passage de la couleur **rouge** à la couleur **jaune** des oxysols était corrélé à un enrichissement progressif de la goéthite par rapport à l'hématite. Cela semble aussi être le cas des échantillons étudiés.

sol	couleur	argile %	limon %	sable %	carbon organique%	total	fer %	
	Munsell						CBD	TAMM
1	2.5YR 4/4	55.1	16.5	26.2	1.70	7.25	6.30	0.28
2	10YR 5 /3	47.3	21.6	28.4	2.08	3.75	3.00	0.40
3	7.5YR 4/4	48.7	18.0	31.9	1.90	4.75	3.85	0.32
4	10YR 4/1	62.4	18.1	18.3	2.05	1.77	0.95	0.24

Tableau I - Quelques caractéristiques physico-chimiques des échantillons de sol. CBD: extraction au citrate-bicarbonate-dithionite .  
TAMM: extraction par la solution de TAMM .

#### 2.1.4 Hydratation des échantillons.

Après immersion dans l'eau, les échantillons ont été placés dans une chambre de tension, et préparés aux taux d'humidité correspondant aux pF 2.0, 2.5, 2.8, 3.0 et 4.2. Deux états d'humidité complémentaires ont été considérés, l'état sec à l'étuve (105° C pendant 24 h) et l'état sec à l'air ambiant (environ 22°C et 60% d'humidité dans l'atmosphère). Trois sous-échantillons ont été placés simultanément dans la chambre de tension au pF considéré. Un sous-échantillon a été utilisé pour la détermination de l'humidité et les deux autres pour les mesures spectrométriques. Pour réduire les pertes d'humidité entre le moment de sortie de la chambre de tension et le passage au spectrophotomètre, les échantillons ont été mis dans des récipients hermétiques et placés dans un réfrigérateur à la température de 4° C. Ils ont été sortis à la température ambiante 15 à 20 mn avant chaque mesure. Pour évaluer les effets d'éventuelles pertes d'humidité sur les coordonnées chromatiques, on a pris, pour chaque échantillon de sol humide, un spectre à un temps t et un autre spectre à un temps t' ultérieur, en moyenne 30 mn après. Les teneurs en eau (% poids) correspondant aux cinq tensions auxquelles ont été soumis les échantillons sont présentées dans le tableau II. Les paires d'échantillons 1-4 et 2-3 ont des humidités très proches pour des tensions identiques. Cela peut être relié à leur similitude texturale. L'utilisation de tensions identiques pour les différents échantillons présente l'avantage de rendre constant l'espace poral rempli par l'eau. Comme les sols étudiés sont très pauvres en cations solubles, les milieux diffuseurs peuvent être considérés comme identiques pour tous les échantillons sous une même tension donnée.

Pression		humidité pondérale %				diamètre des pores remplis d'eau ( $\mu$ m)
pF	bar	1	2	3	4	
4.2	160	19.4	17.0	16.7	19.0	$\leq 0.009$
3.0	1.00	21.8	19.7	18.8	21.1	$\leq 1.5$
2.8	0.63	23.3	21.5	20.2	23.0	$\leq 2.4$
2.5	0.32	26.9	24.5	23.8	26.3	$\leq 4.7$
2.0	0.10	32.0	29.8	28.9	30.9	$\leq 15$
air	-	2.1	2.0	1.9	2.5	-

Tableau II - Pression de succion, teneur en humidité et diamètre des pores remplis d'eau.

## 2.2 Paramètres colorimétriques

### 2.2.1 Diagramme de chromaticité.

Dans un repère cartésien, a chaque couple de coordonnées chromatiques  $(x,y)$  correspond un point caractéristique d'une couleur, selon le système Cie (voir par exemple Wyszecki et al., 1982). La ligne des points dont les coordonnées chromatiques sont celles des couleurs pures, c'est-à-dire correspondant à chacune des radiations monochromatiques du spectre visible, s'appelle le **lieu du spectre**. (Cervelle et al. 1977). Ce lieu du spectre (voir figure 1), gradué en longueurs d'onde et fermé par la "lignes des pourpres" qui joint le pôle bleu au pôle rouge, détermine une surface close appelé **diagramme de chromaticité** à l'intérieur de laquelle toute couleur est représentée par un et un seul couple de coordonnées  $(x,y)$ . L'illuminant C, standard "lumière du jour" de la Cie, émet une lumière blanche de coordonnées  $x=0,3101$  et  $y=0,3162$ , c'est-à-dire à peu près au centre du diagramme, lieu où les trois couleurs de base -bleu, vert, rouge- sont en proportions presque équivalentes.

### 2.2.2 Longueur d'onde dominante et pureté de la couleur.

Sur le diagramme de chromaticité, l'intersection avec le lieu du spectre de la demi-droite joignant le point C (illuminant lumière du jour) au point M, représentant la couleur d'un échantillon, donne la **longueur d'onde dominante**  $\lambda_d$ . C'est la **teinte** de l'échantillon M éclairé par la source C.

La **pureté  $P_e$  de la couleur**, encore appelée **saturation**, est définie comme le rapport de CM à  $C\lambda_d$ . Lorsque M est proche de  $\lambda_d$  ( $P_e \rightarrow 100\%$ ), la couleur est dite saturée, et lorsque le point M est proche de C ( $P_e \rightarrow 0\%$ ), la couleur est dite "délavée" (figure 1).

Ces nouvelles coordonnées polaires  $\lambda_d$  et  $P_e$  sont les **coordonnées d'Helmholtz**, plus évocatrices que le couple  $(x,y)$  de la couleur visuelle de l'échantillon, car elles correspondent à la teinte ( $\lambda_d$ ) et à la pureté ( $P_e$ ).

Les coordonnées chromatiques  $x$ ,  $y$ ,  $\lambda_d$ ,  $P_e$ , ainsi que la luminance  $Y\%$  sont calculées à l'aide d'un logiciel (Bedidi et al., article soumis à Science du sol) à partir des spectres de réflectance diffuse des échantillons

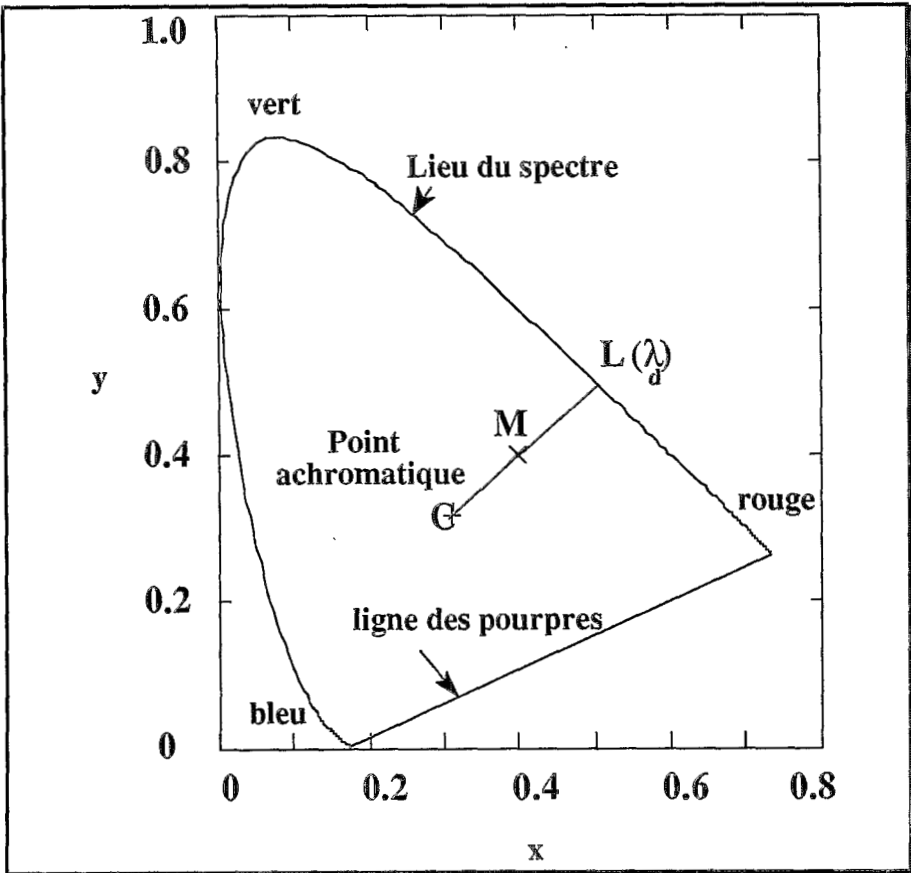


Figure 1 : Diagramme de chromaticité.

### 2.2.3 Mesure des spectres de réflectance diffuse.

Les spectres de réflectance diffuse ont été mesurés, de 400 à 770 nm par pas de 5 nm, à l'aide d'un spectrophotomètre Cary 2300 muni d'une sphère intégratrice. La réflectance diffuse a été calculée par rapport à une plaque de Halon (blanc étalon dont la réflectance est supérieure à 99 % dans le domaine des longueurs d'onde d'étude). À partir de ces spectres, on a calculé toutes les coordonnées chromatiques de chaque échantillon de sol pour chaque taux d'humidité.

Chaque échantillon humide de chaque sol a été mis dans un porte-échantillon de 2 cm de diamètre et de 2 mm de profondeur, sa surface nivelée avec une spatule; l'échantillon fut ensuite recouvert par une lame de silice, transparente dans le domaine des longueurs d'ondes d'étude, afin d'éviter que le matériau ne se déverse à l'intérieur de la sphère intégratrice. Cependant l'utilisation de la lame peut induire une modification du spectre de réflectance dont il faut tester les effets, ce qui fut fait en comparant directement les variations des grandeurs

colorimétriques ( $\lambda_d$ , Pe% et Y%) dues à la lame sur des échantillons témoins avec les variations de ces mêmes grandeurs colorimétriques dues à la fois à la lame et à l'humidité sur nos échantillons de sol. De cette vérification, la conclusion a été tirée que les variations dues à la lame sont négligeables devant celles qui sont dues à l'humidité, en particulier pour ce qui concerne la teinte et la pureté. En revanche, la lamelle de silice provoque un abaissement de la luminance de l'ordre de 5%, ce qui s'explique par un effet de réflexion spéculaire à l'interface air-lame.

### III. RESULTATS ET DISCUSSION

#### 3.1 Diagramme de chromaticité.

On a reporté sur un fragment du diagramme de chromaticité les coordonnées chromatiques des différents échantillons (figure 2 ). L'examen de cette figure montre que les points chromatiques (x,y) d'un même échantillon à différents **taux d'humidité** sont situés sur une même droite, la chromaticité (x,y) variant, en général, à l'inverse de l'humidité. Cependant les variations de la chromaticité avec l'humidité ne sont pas monotones, notamment pour des degrés d'humidité élevés (pF 2.5 et pF 2). L'eau joue donc un rôle **modificateur non linéaire**. Il faut aussi noter que les quatre droites correspondant aux quatre échantillons n'ont pas de point d'intersection commun, qu'elles sont sub-parallèles. Aucune de ces droites ne passe par le point C représentant la chromaticité de l'illuminant C lumière du jour. Cela signifie que la longueur d'onde dominante  $\lambda_d$ , c'est-à-dire la **teinte** des échantillons, **varie en fonction de l'humidité**. Ce résultat, qui se rapproche de ceux de Cierniewski (1985), est différent de celui de Shields(1968), établi en utilisant les notations Munsell calculées à partir des coordonnées chromatiques CIE.

#### 3.2 Variations de la luminance, de la pureté et de la teinte des couleurs en fonction de l'humidité.

La figure 3 montre que la **longueur d'onde dominante augmente avec l'humidité**, tout au moins jusqu'au pF2.5. Cette augmentation est plus nette et plus importante pour l'échantillon de sol 1 qui se trouve être le plus "coloré" par l'hématite et la goéthite. En effet, la longueur d'onde dominante passe de 594.2 nm pour l'échantillon 1 sec, à 615 nm pour cet échantillon au pF2.5, c'est-à-dire une **augmentation de 20.8 nm**. L'augmentation de la longueur d'onde dominante pour les échantillons 2 et 3 est moins importante. Pour l'échantillon 4, peu "coloré", les variations de la longueur d'onde dominante ne sortent pas des limites d'erreur et ne permettent pas d'émettre de conclusion. Cependant, sa longueur d'onde dominante commence à baisser à partir du pF2.5.

Pour les quatre échantillons de sol étudiés, **la pureté de la couleur baisse systématiquement quand l'humidité augmente**, ce que montre la figure 4, quoique la diminution de la pureté soit nettement moins importante dans le cas de l'échantillon peu coloré 4.

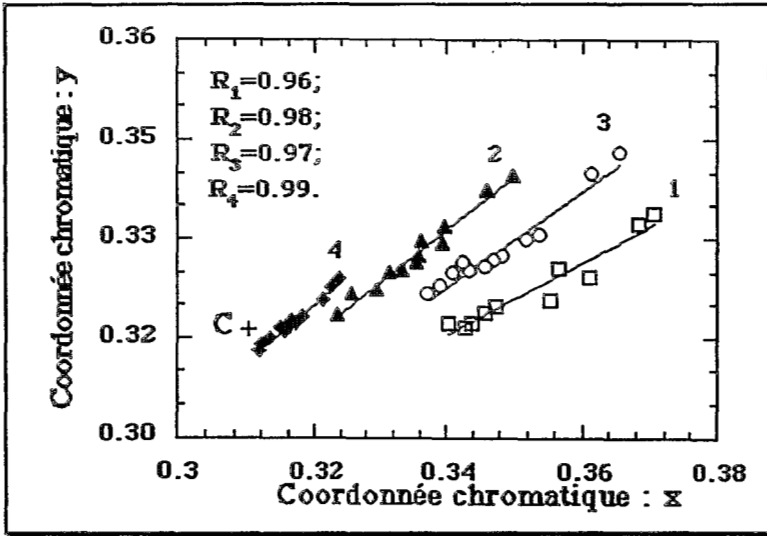


Figure 2 : Variation des coordonnées chromatiques x et y des quatre échantillons de sol, 1 (□), 2(Δ), 3 (o) et 4 (♦), pour les différents états d'humidité.  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  et  $R_4$  sont les coefficients de corrélation correspondant aux quatre droites.

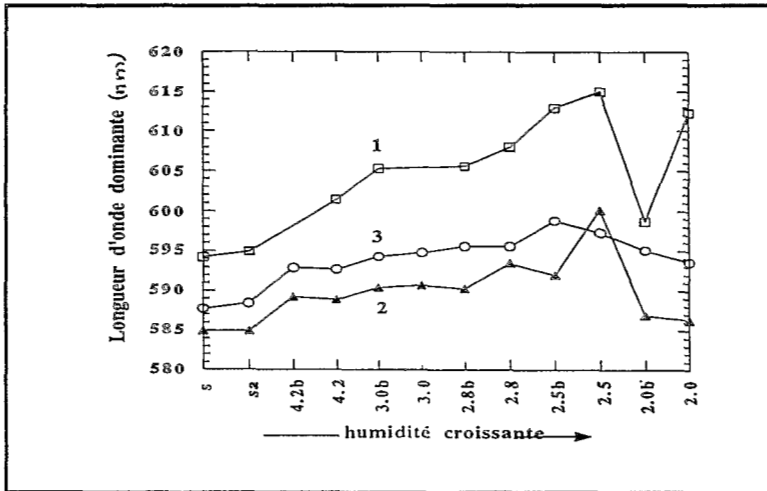


Figure 3 : Variation de la longueur d'onde dominante  $\lambda_d$  en fonction des différents états d'humidité pour les échantillons 1 (□), 2 (Δ) et 3 (o). S: sec à l'étuve; Sa: sec à l'air.



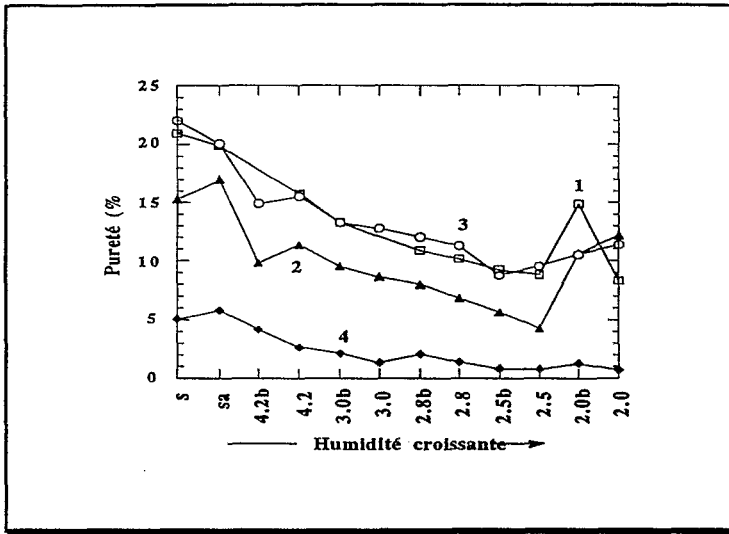


Figure 4 : Variation de la pureté en fonction des différents états d'humidité pour les échantillons 1 (□), 2 (Δ), 3 (o) et 4 (◆)  
 S: sec à l'étuve; Sa: sec à l'air.

Ces résultats montrent que les variations de couleur sous l'effet de l'humidité sont beaucoup plus importantes pour les sols "colorés" que pour les sols "gris". Shields (1968) a montré, en utilisant les notations Munsell (Value-Hue et Chroma), que l'humidité n'induisait pas de variations dans la teinte et la pureté de couleur des sols; il a aussi rapporté que ces résultats étaient en désaccord avec ceux trouvés par les auteurs référencés 18 et 19 in Shields (1968), et il a attribué ce désaccord aux différences de méthode de préparation des échantillons.

En fait, ces différences sont probablement dues à la différence de nature des sols étudiés et de leur degré de coloration. Comme on le verra par la suite, la teneur en oxydes de fer joue, en effet, un rôle important dans la détermination des variations de teinte et de pureté en fonction de l'humidité.

La figure 5 indique que la luminance baisse globalement avec l'humidité, mais d'une façon qui n'est pas monotone, ce qui reflète la non-linéarité de l'effet de l'humidité sur le spectre visible des sols latéritiques. L'interprétation des résultats précédents nécessite donc une analyse des spectres de réflectance.

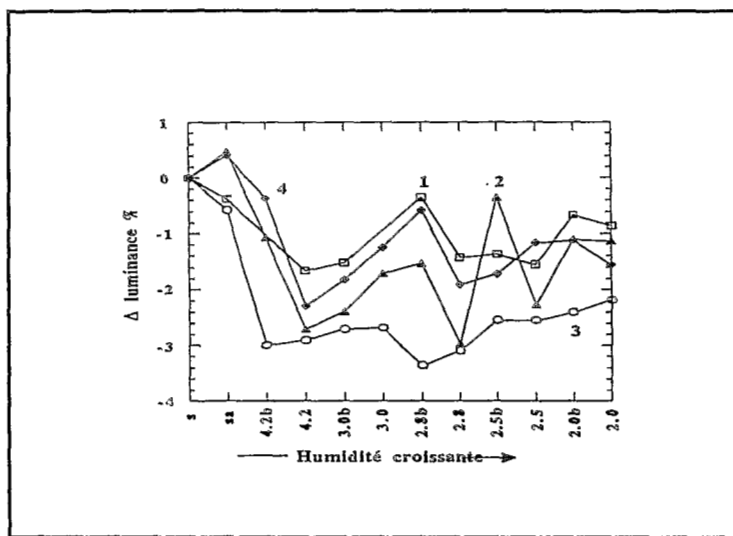


Figure 5 : Variation de la luminance par rapport à l'état sec en fonction des différents états d'humidité pour les échantillons 1 (□), 2 (Δ), 3 (o) et 4 (◆)  
S: sec à l'étuve; Sa: sec à l'air.

### 3.3 Interprétation des spectres de réflectance

L'interprétation cristallochimique des spectres de réflectance diffuse d'échantillons de sols latéritiques est classique. Elle est essentiellement liée aux bandes d'absorption de champ cristallin et de transferts de charge de  $Fe^{3+}$  en site octaédrique (Maquet et al., 1981).

#### 3.3.1 Description des spectres.

Les spectres de réflectance diffuse des deux échantillons le plus (1) et le moins (4) colore, pour les différents taux d'humidité, sont présentés sur les figures 6 a et 6b. On observe une diminution générale de la réflectance diffuse dans tout le domaine du visible (400 - 700 nm) en passant de l'état sec à l'état humide (pF 4.2). Cette diminution est plus forte dans le rouge (autour de 650 nm) que dans le vert (autour de 540 nm) et le bleu (autour de 420 nm). Pour des pF plus bas que le pF 4.2, c'est-à-dire pour des humidités plus fortes, le comportement des spectres de réflectance diffuse dépend de la longueur d'onde et n'est pas le même pour les quatre sols étudiés. En effet, on peut distinguer deux domaines spectraux dans le visible:

- le rouge, où la réflectance du sol 1, comme d'ailleurs celles des sols 2 et 3 (non représentées) continue à diminuer et passe par un minimum respectivement aux pF 2.5, 2.8 et 2.8, tandis que la réflectance du sol 4 présente un minimum au pF 4.2.
- le vert et le bleu où les quatre sols accusent un minimum de réflectance au pF 4.2.

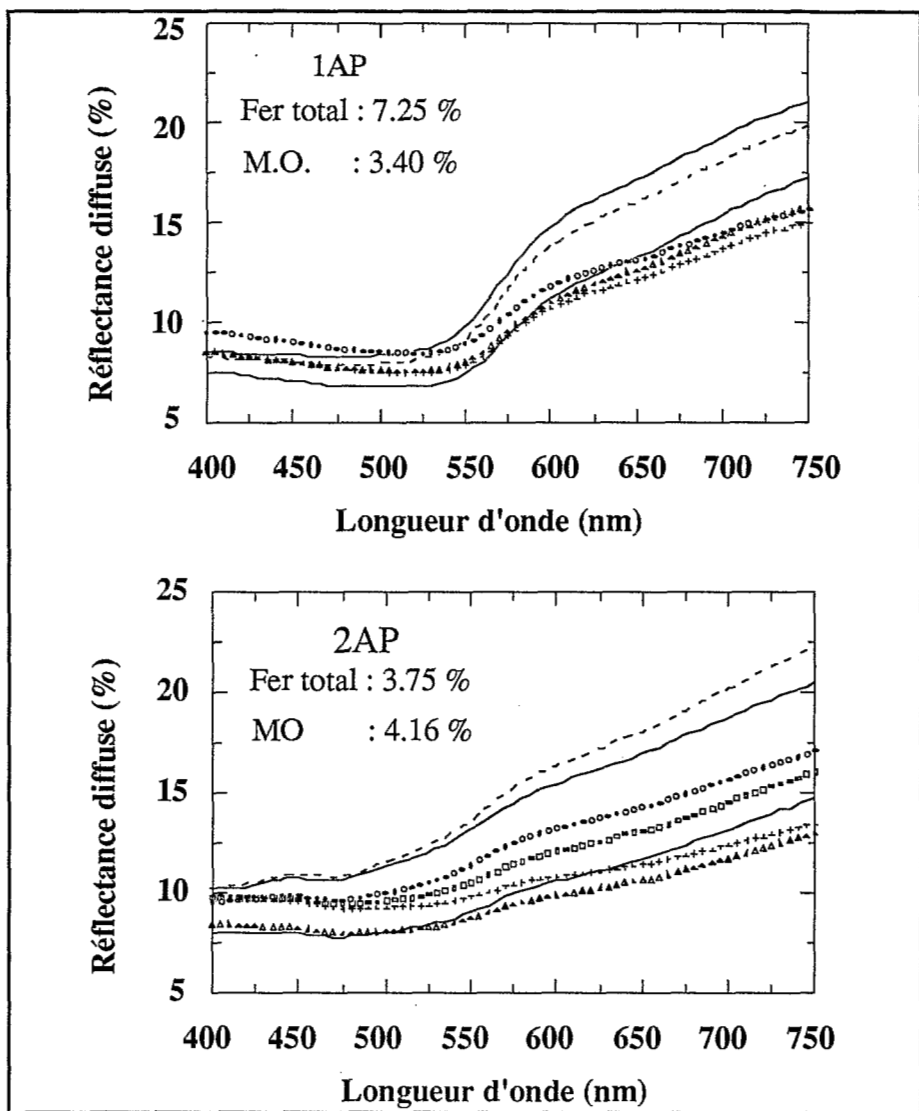


Figure 6 : Variation de la réflectance diffuse, entre 400 et 750 nm, pour les échantillons 1 (a), 2 (b), et pour différents états d'humidité: sec à l'étuve (■), sec à l'air (...), pF4.2 (-), pF3.0 (□), pF2.8 (Δ), pF2.5 (+) et pF2.0 (o). Sont également indiquées sur les figures les teneurs en fer total et en matière organique (O.M.).

Ce comportement de la réflectance en fonction de l'humidité, dépendant donc de la longueur d'onde donne lieu à des croisements de spectres situés dans le vert, ainsi qu'à l'atténuation de l'épaule de réflectance dans cette région spectrale. Cette atténuation explique le virement de la teinte au rouge quand l'humidité croît. On remarquera également une diminution du "contraste": les spectres s'applatissent quand l'humidité augmente, en conséquence la pureté d'excitation décroît.

## 3.3.2 Variations de la réflectance au cours de l'assèchement des sols.

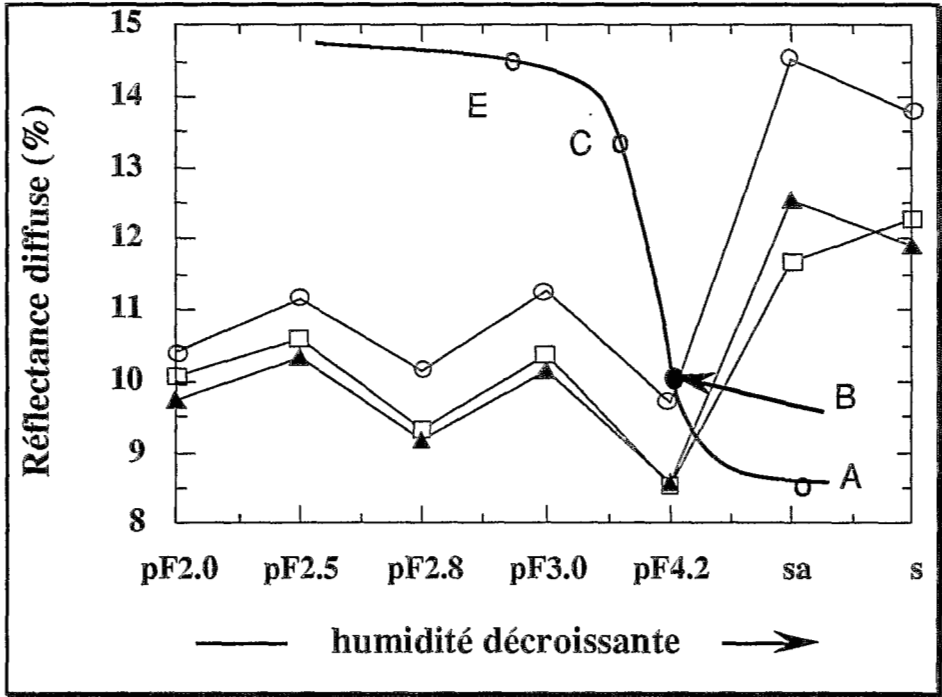


Figure 7 : Variation de la réflectance diffuse des échantillons 1 (a), 2 (b), 3 (c), et 4 (d) pour les différents états d'humidité; et aux trois longueurs d'onde: 650 nm (o), 540 nm ( $\Delta$ ) et 420 nm ( $\square$ ). Les flèches indiquent les minimums de réflectance. La courbe passant par les points E (point d'entrée d'air macro), C (point sec macro), B (point d'entrait d'air micro) et A (limite de retrait) représente la courbe de retrait (variation du volume massique en fonction de l'humidité pondérale). Le point B correspond généralement au pF4.2.

Pour donner une interprétation de ce comportement spectral en fonction de l'humidité, il est tout d'abord utile de donner une description du comportement hydrique des sols à travers leurs courbes de retrait. La **courbe de retrait hydrique** représente le volume massique d'un échantillon de sol en fonction de sa teneur en eau, en passant de l'état saturé à l'état sec (Braudeau 1988, Mc Garry et al. 1987, Giraldez et al. 1983). Or, un sol présente deux systèmes de porosité: la **microporosité**, constituée des pores dans les grains et dans les agrégats, et la **macroporosité**, constituée des espaces entre les agrégats. En suivant l'assèchement d'un échantillon de sol depuis l'état saturé jusqu'à l'état sec, on passe ainsi par les étapes suivantes, schématisées sur la figure 7. L'eau commence par évacuer progressivement la macroporosité qui se remplit d'air (étape F-E); à partir du point E, la microporosité commence, à son tour, à **perdre** l'eau qu'elle contient (étape E-C). Au point C, la macroporosité est sèche. Au long de l'étape C-B, l'eau évacue la microporosité sans qu'il y est pénétration d'air dans celle-ci, ce qui se traduit par une forte rétraction de l'échantillon. A partir du point B, l'air **commence** à occuper la microporosité pendant qu'elle continue à se vider de son eau.

On peut relier ce comportement hydrique du sol avec ces propriétés spectrales (figure 7). En effet, de l'état sec à l'état humide correspondant au pF4.2. c'est la microporosité qui est plus ou moins remplie d'eau. La surface efficace que présentent alors les grains et les agrégats au rayonnement se trouve diminuée par la partie de cette surface occupée par l'eau. Sachant que l'eau a une réflectance spéculaire de l'ordre de 4 %, on peut aisément comprendre que la réflectance de l'échantillon diminue quand sa teneur en humidité augmente, et ceci d'autant plus que les grains sont plus réfléchissants. Il s'en suit une plus forte diminution de la réflectance pour les grandes longueurs d'onde où la réflexion est la plus forte, donc lorsque l'absorption optique est plus faible, soit dans le rouge pour les sols latéritiques (figure 7).

Pour les pF plus bas, les grains sont enrobés par des couches de plus en plus épaisses d'eau, et le milieu d'immersion passe ainsi de l'air d'indice de réfraction  $N=1$  à l'eau d'indice de réfraction  $N=1.33$ . D'après Vincent et al. (1968), la réflectance totale ( $R_T$ ) d'un échantillon de poudre est la somme d'une composante spéculaire ( $R_S$ ) et d'une composante volumique ( $R_V$ ). La réflectance spéculaire est donnée par l'ensemble du rayonnement réfléchi sur la surface des grains et obéit à la loi de Fresnels:

$$R_S = \frac{(n - N)^2 + n^2 k^2}{(n + N)^2 + n^2 k^2} \quad (1)$$

où  $n$  est l'indice de réfraction du matériau réfléchissant,  $k$  son indice d'absorption et  $N$  l'indice de réfraction du milieu d'immersion. On montre que si  $N$  augmente, dans le cas d'un passage de l'air à l'eau, la réflectance spéculaire diminue. D'autre part, la réflectance volumique  $R_V$  est constituée par l'ensemble du rayonnement qui est réfléchi après avoir pénétré dans les grains.  $R_V$  est donc proportionnelle à la transmission  $T$ . Or, celle-ci, au niveau de la surface d'un grain de diamètre nettement supérieure à la longueur d'onde, est donnée par:

$$T = \frac{4nN}{(n + N)^2 + k^2} \quad (2)$$

D'après (2), la transmission varie dans le même sens que  $N$ , par conséquent la réflectance volumique augmente avec  $N$ , donc à l'inverse de  $R_S$  et elle augmente d'autant plus que l'échantillon est transparent ( $k$  faible).  $R_S$  et  $R_V$  ont par conséquent des comportements opposés en fonction de l'absorbance de l'échantillon. Alors que  $R_S$  varie dans le même sens que l'absorbance,  $R_V$  varie dans le sens contraire. Hunt et al. (1968) ont étudié la compétition entre  $R_S$  et  $R_V$  en fonction de la granulométrie des échantillons. Ils ont pu ainsi déterminer trois types de bandes: un premier type où  $R_S$  est prédominante dans la réflectance totale, un deuxième type où c'est  $R_V$  qui prédomine, et un troisième type où la prédominance bascule de  $R_S$  à  $R_V$ . Dans le cas d'échantillons humidifiés, la prédominance de  $R_S$  et de  $R_V$  est modulée par l'eau (passage de  $N=1$  à  $N=1.33$ ), cette modulation dépendant de la position des bandes d'absorption. Pour les bandes situées dans le bleu, l'absorbance est telle que la réflectance volumique est prépondérante, ce qui explique la remontée de la réflectance totale à partir du pF4.2. En revanche, pour les bandes situées dans le rouge, les rôles respectifs de  $R_S$  et de  $R_V$  sont inversés.

Enfin, on notera que ces effets sont plus accentués pour les échantillons contenant de fortes concentrations en oxydes de fer. Pour l'échantillon 4, dont la teneur en oxydes de fer est très faible, les spectres de réflectance se déplacent presque **homothétiquement** quand l'humidité croît. Ceci est valable pour les **sols non colorés**, quel que soit leur niveau de gris

#### IV- CONCLUSION

De cette étude il résulte que la modification des propriétés spectrales (réflectance, couleur) d'un sol sous l'effet de son humidité dépend des constituants de ce sol. En effet, on trouve dans la littérature plusieurs exemples d'études qui montrent que les spectres de réflectance, dans le domaine du visible, varient d'une façon quasi-homothétique sous l'effet de l'humidité, ce qui se traduit, au niveau de la couleur, par une simple diminution de la luminance et une constance de la teinte et de la pureté.

Or, ce résultat n'est valable que pour des sols ne présentant pas d'évènements spectraux importants, donc en l'absence de bandes d'absorption. Pour des sols latéritiques, qui contiennent des oxyhydroxydes de fer provoquant des bandes d'absorption entre 400 et 700 nm, le comportement spectral en fonction de l'humidité est complexe; en effet, en plus d'une diminution non monotone de la luminance (figure 5), il y a un glissement de la teinte vers le rouge (figure 3) jusqu'à des taux d'humidité élevés, et une baisse systématique de la pureté (figure 4). Cette variation de la couleur est due à une variation de la réflectance dépendant de la quantité et de la répartition de l'eau imprégnée dans les deux systèmes de porosité du sol (micro- et macroporosités), cette répartition étant fixée par la texture et l'organisation du sol.

Pour les sols latéritiques étudiés, la réflectance, vers 420 nm et 540 nm, passe par un minimum pour le taux d'humidité correspondant au pF4.2 (figure 7), qui correspond généralement au point d'entrée d'air dans la microporosité. C'est un point important pour ce qui concerne le **potentiel hydrique d'un sol**, car, en deça de ce point, donc pour une déshydratation plus poussée, l'eau qui subsiste dans le sol est très **difficilement utilisable par la végétation**.

Pour interpréter cette variation non linéaire des caractéristiques spectrales des sols latéritiques avec l'humidité, il faut modéliser le rôle de l'eau en tant que milieu d'indice de réfraction plus grand ( $N=1.33$ ) que celui de l'air ( $N=1$ ). L'eau étant transparente dans le visible, son action joue essentiellement sur l'indice de réfraction du milieu d'immersion qui est soit l'air, pour le sol sec, soit l'eau, pour le sol saturé d'eau. Cette variation de l'indice de réfraction du milieu d'immersion provoque des variations de réflectance qui dépendent de la position des bandes d'absorption et de leurs intensités. En effet, l'absorbance des différents minéraux constituants les sols détermine la compétition entre les deux composantes de la réflectance totale: d'une part, la réflectance volumique augmente avec l'indice de réfraction du milieu d'immersion et diminue lorsque les minéraux sont fortement absorbants, et d'autre part, la réflectance spéculaire qui a un comportement inverse. Cette compétition fixe l'évolution de la réflectance totale.

Il existe donc une **relation étroite entre les propriétés spectrales et le comportement pédohydrique des sols** qu'il faudrait préciser à partir de la mesure, à la fois, de la courbe de retrait et des spectres de réflectance. Cette

relation, en cours d'établissement de façon quantitative, devrait permettre d'accéder, à partir de mesures de réflectance, à des paramètres hydriques des sols latéritiques et donnerait une perspective très intéressante pour son application en télédétection.

## BIBLIOGRAPHIE

- Barron, V., Torrent, J., Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil color. *Journal of Soil Science*, 37, 499-510. 1986.
- Bertuzzi, P., Rauws, G. and Courault, D., Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to rainfall (soumis à *Soil and Tillage Res.*), 1989.
- Boiffin, J., La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies, Thèse de docteur-ingénieur de l'INAPG, Paris. 320 pages, 1984.
- Braudeau, E., Méthode de caractérisation pédo-hydrigue des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait, *Cah. Orstom, Sér. Pédol.*, XXIV. n°3, 179-189, 1988.
- Cervelle, B., Malézieux, J.M., et Caye, R. Expression quantitative de la couleur, liée au spectre de réflectance diffuse, de quelques roches et minéraux, *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 100, 258-262.
- Camargo, M. N., Klant, E., Kauffman, J. H., Sistema brasileiro de classificação de solos. *Boletim Informativo da Soc. Bras. Ci. Solo*, 12 (1) 11- 33. 1987.
- Cierniewski, J., 1985, Relation between soil moisture tension and spectral reflectance of different soil in visible and near-infrared range. *Proc. 3rd Int. Coll. on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*, Les Arcs. France, 16-20 Dec. 1985, (ESASP-247).
- Cierniewski, J., A model of soil surface roughness influence on the spectral response of bare soils in the visible and near-infrared range, *Remote Sensing of Environment*, 23, 97-115, 1987.
- Cierniewski, J., Influence des structures de sol motteuse sur la réponse spectrale des sols, 2eme Coll. Int. "Signatures Spectrales d'Objets en Télédétection, INRA, Bordeaux, 141-148, 1983.
- EMBRAPA: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuaria- SNLCS, Manual de métodos de análise de solos, Rio de Janeiro, Vol. 1, 1979.
- Epiphanyo, J-C-N and Vitorello, L., Interrelationships between view angles and surface moisture and roughness conditions in fields measured radiometer reflectance of an oxisol. 2eme Coll. Int. "Signatures Spectrales d'Objets en télédétection", Bordeaux, 12-16 Sept. 1983, Ed. INRA Publi. 1984.

- Giraldez, J. V., Sposito, G., and Delgado, C., A general soil volume change equation :1. The two parameters model, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 419-422, 1983.
- Hunt, G. R. and Vincent, R. K., The behavior of spectral features in the infrared emission from particulate surfaces of various grain sizes, *Journal of Geophysical Research*, 73, n° 18, 6039-6046. 1968.
- Macedo, J., Bryant, R. B., Morphology. mineralogy and genesis of a hydrosquence of oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 690-698, 1987.
- Maquet, M., Cervelle. B. et Gouet, G. Signatures of  $Ni^{2+}$  and  $Fe^{3+}$  in the optical spectra of limonitic ore from New Caledonia. *Mineralium Deposita*, 16. 357-373. 1981.
- Mc Garry, D., Daniels, I. G.. Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51,1575-1580,1987.
- Mehra, O. P. and Jackson, M. L., Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7: 317-327, 1960.
- Mitchell, J-K. and Jones, B., Micro-relief surface depression storage changes during rainfall events and their application to rainfall-run off models. *Water Ressources Bulletin*, 14, n°4, 777-802, 1978.
- Prost, R., King, C. and Lefebvre D'Hellencourt, T., Propriétés de réflexion de pâtes de kaolinites en fonction de leur teneur en eau, *Clay Minerals*, 18, 193-204, 1983.
- Schwertmann, U., Differenzierung der eisenoxide des bodens durch photochemische extraktion mit saurer ammoniumoxalat-lösung. *Z. Pflanzenernaehr, Dueng, Bodenkd*, 105: 194-202, 1964.
- Shields, J. A., Paul, E. A., Arnaud. R J. ST. and Head. W. K.. Spectrophotometric measurement of soil color and its relationship to moisture and organic matter, *Can. J. Soil Sci.*, 48, 271-280, 1968.
- Tanré, D., Deroo. C., Dahaut, P., Herman, M., Morcrette, J.J., Perbos, J. and Deschamps, P.Y., Effets atmosphériques en télédétection: logiciel de simulation du signal satellitaire dans le spectre solaire, *Proc. 3rd Int. Coll. on Spectral Signatures of Objects Rem. Sens.*, Les Arcs, France, 1620 Dec. 1985 (ESA SP 247). p. 315-319.
- Torrent, J., Schwertmann, U., Fechter, H. and Alfarez, F.. Quantitative relationships between soil color and hematite content, *Soil Science*, 136. 354-358, 1982.
- Verhoef, W., A scene radiation model based on four-stream radiative transfer theory, *Proc. 3rd Int. Coll. on Spectral Signatures of Objects in Rem. Sens.*, Les Arcs, France, 16-20 Dec. 1985 (ESA SP 247), p. 143-150.



Vincent, R. K. and Hunt, G. R.. Infrared reflection from mat surfaces, *Applied Optics*, 7, n°1, January 1968.

Wyszecki, G. and Stiles, W. S., *Color science: concept and methods, quantitative data and formulae*. John Wiley and Sons, New York, 2nd Edition. 1982.