

LES PROPRIETES SPECTRALES DES SOLS

Richard ESCADAFAL

RESUME

Les sols sont avec la végétation les principaux composants des surfaces terrestres observées par les satellites de télédétection. Ils sont même le composant principal lorsque la végétation est peu abondante pour des raisons climatiques ou culturelles.

Leurs propriétés spectrales sont mesurées de façon précise au laboratoire. Elles dépendent principalement de la teneur, en argiles, en carbonates, en matières organiques, et en eau. Tous ces composants ont également une influence nette sur la couleur observée à l'oeil nu. Celle-ci peut être reliée aux mesure de réflectance dans le domaine visible par des lois simples que nous avons mises en évidence. Par contre, la dominante minéralogique s'exprime surtout dans l'infrarouge moyen.

La réflectance d'une surface naturelle de sol, mesurée sur le terrain, dépend en plus de la configuration soleil-capteur-cible et de la rugosité de la surface. Différents modèles permettent de rendre compte de ces effets. De plus, dans le cas des régions arides de la Tunisie, nous avons montré que des surfaces hétérogènes peuvent être décomposées "états de surface élémentaires". La réflectance au niveau d'un pixel est alors une moyenne pondérée des propriétés spectrales élémentaires.

Plutôt qu'une "signature spectrale", ces différentes approches permettent de prévoir le *comportement spectral* d'un sol dans différents cas de figure. Avec les nouveaux capteurs de télédétection prévus, ces études sont amenées à se développer rapidement.

INTRODUCTION

Les images que nous utilisons dans les applications de la télédétection à la cartographie thématique (en particulier des ensembles sols-végétation) sont le plus souvent celles que fournissent les satellites à haute résolution spatiale (Landsat, Spot).

Ces images sont des ensembles de mesures du rayonnement solaire réfléchi par la surface de la Terre, ordonnées sous une forme matricielle, et couvrant un domaine spectral s'étendant de 400 à 2200 nm, soit du visible à l'infrarouge moyen.

Pour interpréter l'aspect multispectral de ces images il faut analyser l'interaction du rayonnement solaire avec les composants de la surface de la Terre. Les effets atmosphériques, qui ont fait l'objet d'études détaillées par les physiciens, ne sont pas discutés ici (voir DESCHAMPS et al., 1985).

Dans le présent ouvrage, CERVELLE (1989) rappelle les bases physiques de la réflexion de la lumière solaire par les matériaux minéraux. Par rapport à ce cas général des minéraux et des roches, celui des sols est relativement simplifié :

- les sols sont la partie la plus superficielle de la croûte terrestre. Ils sont donc plus *facilement observés par les satellites* que les roches, car ils affleurent souvent, que ce soit pour des raisons climatiques (végétation peu couvrante des régions sèches), ou culturelles (défrichements, labours);
- les sols sont formés à partir des produits, *relativement peu nombreux*, de l'altération des roches ; à noter que, plus les sols sont altérés, moins leurs constituants sont nombreux;
- les sols sont ainsi constitués de particules de minéraux argileux, de quartz, d'oxydes et hydroxydes de fer, de matières organiques, de carbonates, de feldspaths et c.. Ces particules sont assemblées en agrégats de taille très variable. Mais, dans tous les cas, les sols sont des composants "rugueux" pour la lumière solaire, selon le critère de Rayleigh - à l'exception peut-être des sols engorgés (voir CERVELLE, 1989).

Pour le pédologue, il est indispensable de connaître les propriétés spectrales des sols pour tirer des informations de nature pédologique des images spatiales. Mais le télédécteur devra aussi connaître ces mêmes propriétés pour pouvoir modéliser le comportement spectral des cibles, en particulier des ensembles sols-végétation, très largement dominants à la surface du Globe.

Les propriétés spectrales des sols sont plus particulièrement abordées dans deux traités de télédétection (MULDERS, 1988; GUYOT, 1989). Dans cet article, nous proposons une revue des connaissances sur ce sujet, sous la forme d'un condensé d'un chapitre d'un ouvrage récent (ESCADAFAL, 1989).

I. LA REFLECTANCE SPECTRALE MESUREE AU LABORATOIRE

I.1. Méthodologie

La *réflectance spectrale* est le rapport de l'énergie réfléchiée par rapport à l'énergie incidente en fonction de la longueur d'onde. Sa mesure précise se fait au laboratoire avec un spectrophotomètre sur de petits échantillons, de l'ordre de 1 cm. Ce rapport peut varier en fonction des angles d'illumination et de visée. Pour s'affranchir de ces variations, on mesure la réflectance *hémisphérique* en employant une sphère intégratrice (fig.1).

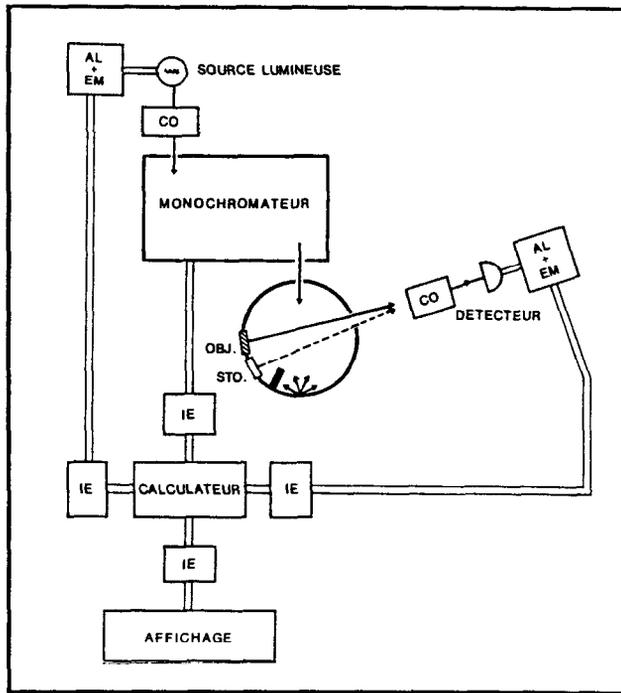


Figure 1. Schéma des principaux composants d'un spectrophotomètre équipé pour la mesure de la réflectance spectrale diffuse.

Cette technique, utilisée sur des matériaux très variés, a été appliquée aux sols par SHIELDS et al. (1966), CONDIT (1970) et plus récemment COURAULT (1986). Avec un tel appareillage, les échantillons de sols doivent être placés verticalement, il faut donc soit les coller sur un support, soit les mettre dans des boîtes. Cette dernière solution est préférable, elle permet d'éviter de souiller l'intérieur de la sphère et de faire la mesure sur une épaisseur suffisante.

En utilisant comme couvercle de la boîte une mince lame de fluorine, très transparente à toutes les longueurs d'onde utilisées, les mesures ne sont pratiquement pas altérées. Remarquons enfin que ce système permet également de traiter des échantillons humides si nécessaire. L'ensemble des précautions opératoires ont été revues et détaillées récemment par FERNANDEZ et SCHULZE (1987).

Dans le cas des courbes de sols que nous allons analyser, les échantillons ont été séchés à l'air, puis tamisés à 2 mm et placés dans des boîtes pour déterminer les propriétés spectrales de la terre fine.

1.2. Les courbes obtenues

La fig.2 présente un exemple de courbes de réflectance spectrale obtenues au laboratoire pour 4 échantillons de surface très différents prélevés dans le sud de la Tunisie. Le tableau 1 précise les caractéristiques de ces échantillons.

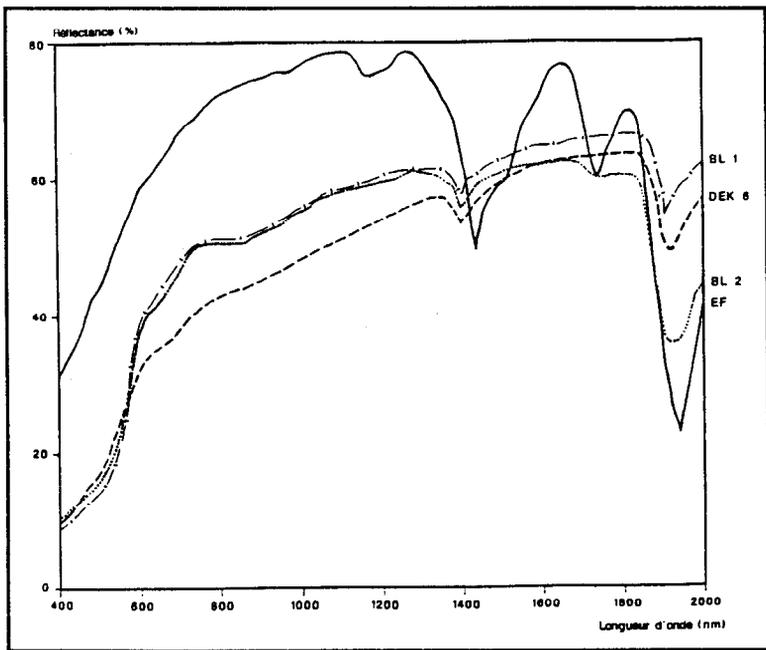


Figure 2 Exemple de courbes de réflectance diffuse obtenues au laboratoire pour 4 échantillons de sols du Sud Tunisien.

Réf.	couleur Munsell	granulométrie			CaCO ₃	Fer total	matière organ.
		A	L	S			
BL1	5 YR 6/8	2	6	92	1,5	0,3	0
BL2	5 YR 5,5/8	5	14	81	2,9	0,8	0
DEK6	10 YR 6/4	10	18	73	7,8	1,1	0,35
E.F.	10 YR 8/2	(gypse : 73)			3,0	0	0,35

A: argile, L: limons, S: sables (%)

Nature des échantillons:

BL1: sable fin quartzéux éolien (ESESf)*,

BL2: sol nu sablo-limoneux à nodules calcaires (EESsn)*,

DEK6: sol nu limono-sableux sur marnes (EESsn)*,

E.F.: croûte gypseuse affleurante (ESEgy)*,

Tableau 1 Caractéristiques de 4 échantillons de surface de sols de la région de Tataouine soumis aux mesures spectrophotométriques

Ces courbes montrent que les caractéristiques spectrales les plus spectaculaires sont concentrées dans le domaine spectral infrarouge.

Pour tester le degré de généralité de cette observation, nous avons réalisé une analyse détaillée d'un ensemble de 84 courbes de réflectance d'échantillons de sols prélevés sous différents climats, mesurées au cours de plusieurs études menées à l'INA-PG sous la direction de M.C. GIRARD (COMBE, 1984 ; TRAUBE, 1985 ; COURAULT, 1986).

L'analyse statistique de ces courbes a montré que leur allure se différencie nettement dans les deux domaines spectraux, visible et infrarouge (COURAULT et al., 1988).

Dans le **domaine visible**, les courbes sont toujours monotones croissantes. Trois grands types se distinguent (fig.3a):

- a) réflectance basse, courbe faiblement concave,
- b) réflectance élevée, courbe plus ou moins convexe,
- c) réflectance faible à assez élevée, courbe concave, puis convexe.

Cette division en trois grands types est corroborée par les travaux de CONDIT (1970), qui a obtenu des résultats similaires sur une série de 285 échantillons de sols des U.S.A. Par ailleurs, l'allure générale des courbes est très semblable à celles décrites par d'autres auteurs même lorsqu'ils ont utilisé des appareillages sensiblement différents (STONER et al., 1980).

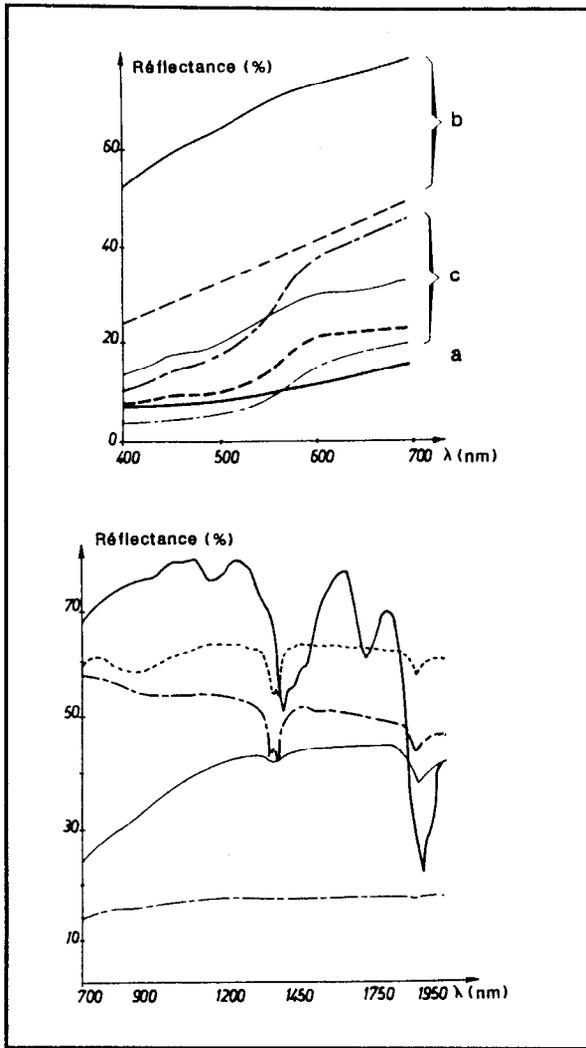


Figure 3. Principaux types de courbes de réflectance spectrale observées sur la série des 84 échantillons de sols étudiées.

Nous verrons plus loin que *l'aspect globalement monotone croissant* est une caractéristique qui a des conséquences importantes du point de vue des relations avec la *couleur*.

Dans le **domaine infrarouge**, les courbes observées sont plus complexes (fig.3b).

Plusieurs bandes d'absorption apparaissent particulièrement autour des 900, 1450, 1750 et 1950 nm.

Contrairement au domaine visible et proche infra-rouge, les propriétés des sols dans l'infrarouge moyen ont été très peu étudiées. Ceci est lié au fait que les développements technologiques dans ce domaine sont récents (instruments de laboratoire, de terrain ou embarqués sur satellites).

Cinq grands types de courbes ont été reconnus dans notre série d'échantillons, ils correspondent à des groupes d'échantillons qui se distinguent essentiellement par leur composition minéralogique.

Ceci nous amène à aborder les relations entre réflectance spectrale et composition des sols.

1.3. Relations avec les constituants

Les matériaux pédologiques peuvent être considérés comme des assemblages de particules minérales, plus ou moins liées entre elles (souvent par des matières organiques), les vides étant occupés par de l'air et de l'eau.

La connaissance des spectres de réflectance des différents constituants est l'étape préliminaire à l'interprétation des spectres de sols.

1.3.1. Propriétés spectrales des constituants des sols

L'interaction de la matière avec les radiations électromagnétiques fait intervenir de nombreux phénomènes ; pour ce qui concerne l'interaction avec les constituants minéraux des sols, les plus importants sont rappelés par HUNT (1980), KAHLE (1984), MULDER (1987) et CERVELLE (1989).

Nous en retiendrons que les propriétés spectrales de ces matériaux sont dues essentiellement à deux types de phénomènes physiques :

- des *transitions électroniques* qui nécessitent des énergies importantes et interviennent, sous forme de pics assez larges, dans l'ultraviolet (UV) et le visible,
- des *phénomènes vibratoires* concernant des bandes plus étroites au delà de 2500 nm, mais dont on peut observer des harmoniques à partir de 1300 nm.

Les spectres de différents minéraux purs à l'état particulaire, et en particulier ceux trouvés en abondance dans les sols, sont disponibles dans la littérature, principalement grâce à la série de publications de HUNT et al. (voir CERVELLE, dans ce même ouvrage).

Les éléments les plus courants dans les minéraux et les sols, à savoir le silicium, l'oxygène et l'aluminium ne présentent pas de niveaux énergétiques susceptibles de produire des caractéristiques remarquables dans les spectres visibles et infrarouge.

A l'exception de la silice pure, les minéraux formés à partir de ces éléments présentent pourtant des spectres particuliers. La structure cristalline surimpose ses effets, déplaçant les niveaux de transitions électroniques des ions individuels. Cet effet est très net dans le cas des minéraux contenant du fer et du manganèse.

De fait, les bandes d'absorption observées dans le domaine visible et proche infrarouge des spectres des roches et des sols sont dues principalement à la présence *de fer, d'eau, de groupements hydroxyles ou de carbonates*.

L'effet des **ions ferriques** se manifeste dans l'ultra-violet et le bleu (transitions électroniques), puis autour de 1000 nm (effet du champ cristallin). C'est particulièrement net dans le cas de la goéthite et de l'hématite, minéraux très souvent présents dans les sols (fig.4).

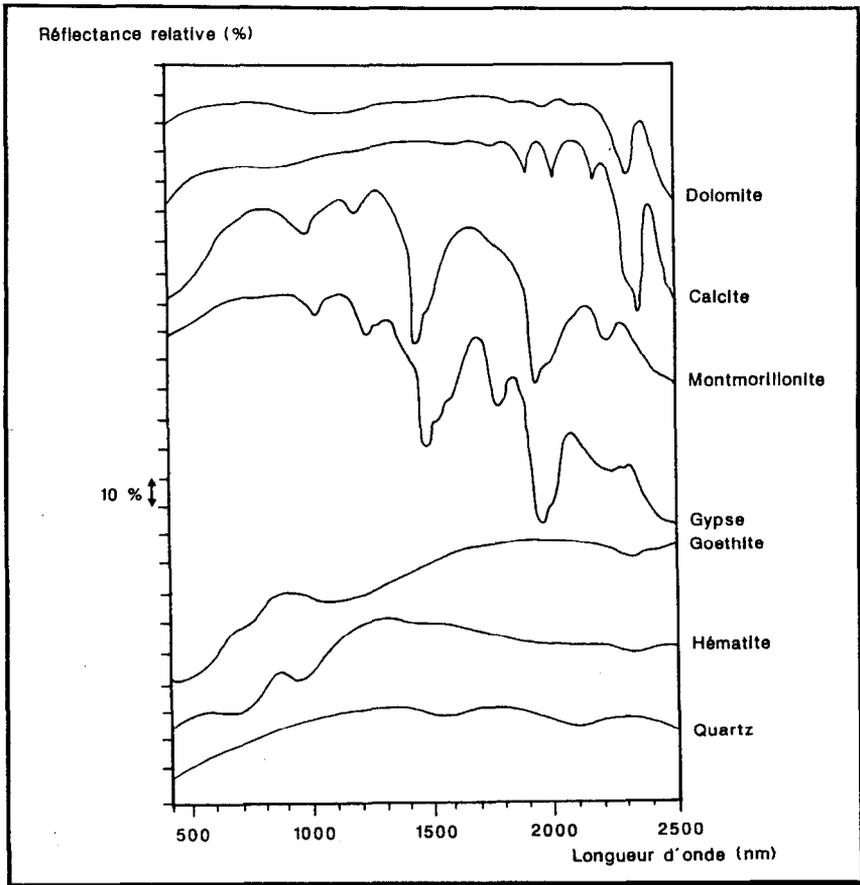


Figure 4. Courbes de réflectance de quelques minéraux fréquents dans les sols.

Les **groupements hydroxyles (-OH)** ont une bande d'absorption fondamentale à 2770 nm, mais plusieurs harmoniques se manifestent à des longueurs d'onde plus courtes. Dans le cas de l'eau, les bandes harmoniques étroites observées à 1400 et 1900 nm pour l'eau libre, se décalent et s'étalent dans le cas de l'eau adsorbée sur les minéraux argileux, ou de l'eau constitution du gypse (fig.4). Les bandes d'absorption caractéristiques des *carbonates* apparaissent principalement au delà de 2000 nm, comme l'illustre bien les cas de la calcite et de la dolomie (fig.4).

En ce qui concerne les composés organiques des sols, ce sont généralement des mélanges complexes de glucides, peptides, lipides, cires, résines, acides fulviques, acides humiques et humines. Ces mélanges complexes sont globalement absorbants dans le visible, d'où leur couleur foncée (FLAIG et al., 1975).

1.3.2. Interprétation des spectres de sols

Différents auteurs ont obtenus des indications **qualitatives** par simple comparaison des courbes de réflectance de sols avec celles des composants purs que nous venons de voir (BAUER et al., 1980 ; STONER et BAUMGARDNER, 1981 ; BAUMGARDNER et al., 1985).

Ainsi, une nette bande d'absorption dans le bleu, est une forte présomption de présence d'*oxydes de fer*, alors qu'une réflectance basse à toutes les longueurs d'onde indique la présence de *matières organiques*.

L'augmentation de la *teneur en eau* se traduit par une diminution générale de la réflectance à toutes les longueurs d'onde, et l'apparition des bandes d'absorption caractéristiques à 1400 et 1900 nm, comme l'illustre la fig.5 dans le cas d'un sol limoneux (BOWERS et HANK, 1965).

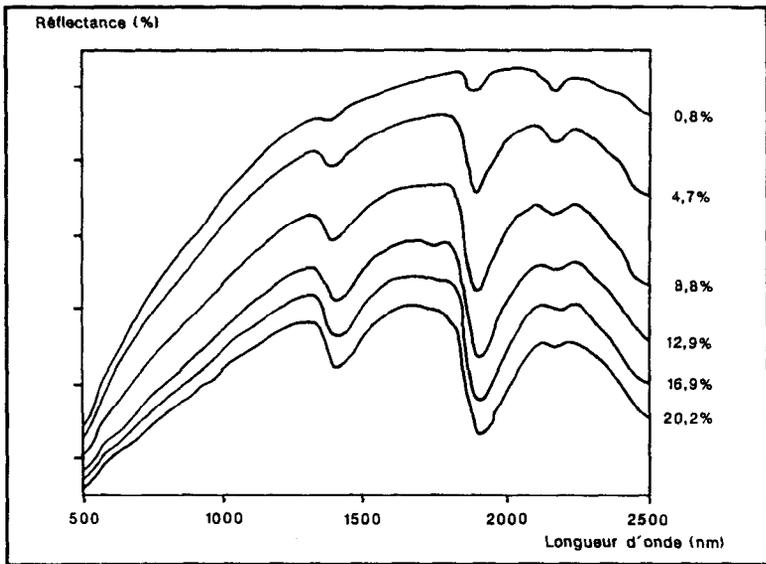


Figure 5. Influence de la teneur en eau sur la réflectance d'un sol limoneux.

L'influence de l'humidité sur la réflectance a été souvent étudiée au laboratoire, notamment sur des constituants isolés (kaolinite, par exemple, PROST et al., 1983). En dehors de résultats partiels obtenus au laboratoire, la relation entre teneur en eau et pourcentage d'absorption n'est pas linéaire et varie beaucoup avec le type de sol. Cependant PETERSEN et al. (1979) et CIERNIEWSKI (1985) ont montré que les teneurs en eau sont plus facilement comparées à la réflectance si elles sont exprimées en potentiel (pF).

D'une façon générale, la mise en évidence de **relations quantitatives** entre réflectance et composition n'est pas simple.

En effet, les sols sont des mélanges complexes de particules de nature, de taille, de formes et d'arrangements très variés, alors que les courbes de composants purs ont été déterminées séparément sur des poudres calibrées.

1.3.2. Interprétation des spectres de sols

Différents auteurs ont obtenu des indications **qualitatives** par simple comparaison des courbes de réflectance de sols avec celles des composants purs que nous venons de voir (BAUER et al., 1980 ; STONER et BAUMGARDNER, 1981 ; BAUMGARDNER et al., 1985).

Ainsi, une nette bande d'absorption dans le bleu, est une forte présomption de présence d'oxydes de fer, alors qu'une réflectance basse à toutes les longueurs d'onde indique la présence de *matières organiques*.

L'augmentation de la *teneur en eau* se traduit par une diminution générale de la réflectance à toutes les longueurs d'onde, et l'apparition des bandes d'absorption caractéristiques à 1400 et 1900 nm, comme l'illustre la fig.5 dans le cas d'un sol limoneux (BOWERS et HANK, 1965).

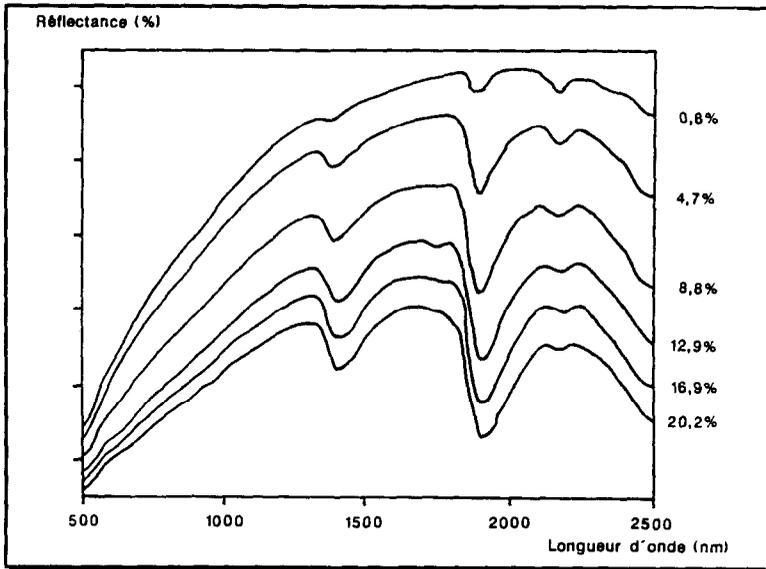


Figure 5. Influence de la teneur en eau sur la réflectance d'un sol limoneux.

L'influence de l'humidité sur la réflectance a été souvent étudiée au laboratoire, notamment sur des constituants isolés (kaolinite, par exemple, PROST et al., 1983). En dehors de résultats partiels obtenus au laboratoire, la relation entre teneur en eau et pourcentage d'absorption n'est pas linéaire et varie beaucoup avec le type de sol. Cependant PETERSEN et al. (1979) et CIERNIEWSKI (1985) ont montré que les teneurs en eau sont plus facilement comparées à la réflectance si elles sont exprimées en potentiel (pF).

D'une façon générale, la mise en évidence de **relations quantitatives** entre réflectance et composition n'est pas simple.

En effet, les sols sont des mélanges complexes de particules de nature, de taille, de formes et d'arrangements très variés, alors que les courbes de composants purs ont été déterminées séparément sur des poudres calibrées.

Ainsi, dans la majorité des travaux sur ce thème les auteurs ont recherché des *corrélations empiriques* entre teneur d'un constituant et propriétés spectrales de certains types de sols (DA COSTA, 1979).

Nous verrons dans le paragraphe consacré à la couleur que les recherches sur les relations quantitatives entre cette variable et les teneurs en différents constituants ont été les plus poussées.

1.3.3. Le cas des sols étudiés

Aux différents types de courbes observées pour la série des 84 échantillons étudiés correspondent globalement des ensembles de sols qui se distinguent bien par leur composition (fig.3).

Ainsi, dans le domaine visible,

- le type 1 correspond aux sols fortement organiques (teneur supérieure à 8 %),
- le type 2 caractérise les sols riches en calcium (carbonates, sulfates) mais pauvres en matière organique et en fer
- le type 3, concavo-convexe est typique des échantillons à oxydes de fer ; on reconnaît dans cette forme de la courbe l'influence de l'hématite.

Dans le domaine infrarouge, on reconnaît surtout l'influence des minéraux hydratés (le gypse, avec une forte bande d'absorption) et des carbonates (absorption plus faible).

Quant aux échantillons de surface des sols de Tunisie (voir les 4 courbes données en exemple fig.2), ils sont très pauvres en matières organiques.

Les courbes visibles sont donc du type 2 pour les surfaces très calcaires ou gypseuses, et du type 3 pour les autres. Dans ce cas, la pente de la courbe croît avec les teneurs en oxydes de fer, ce qui se traduit au niveau de la couleur.

Sur ce schéma on remarque que visible et proche infrarouge sont complémentaires. Ainsi, les échantillons BL1 et BL2 qui ont des courbes pratiquement identiques dans le visible, se distinguent très bien au delà de 1600 nm.

Inversement, BL1 et DEK6 sont voisins dans l'infrarouge, mais nettement différents dans le visible, ce qui se manifeste par une couleur différente (voir tab.1). Ce dernier aspect introduit le paragraphe suivant.

1.4. Etude des relations entre couleur et réflectance

1.4.1. Importance de la couleur

1.4.1.1. Couleur, description et classification des sols

D'une façon générale, la couleur est une donnée de sol très utilisée et depuis longtemps. Par exemple, de nombreux noms vernaculaires (ou scientifiques qui en sont dérivés) sont en lien avec la couleur.

De fait, la couleur a été retenue comme critère de classement dans de très nombreux systèmes de classification des sols (SEGALEN, 1977) et elle est un élément très important de description et de discrimination des sols sur le terrain.

Plusieurs auteurs se sont intéressés aux problèmes méthodologiques liés à l'appréciation et à la mesure de la couleur des sols, et leur conséquences sur le rôle de ce critère dans les classifications (SHIELDS et al., 1966 ; KARMANOV, 1970 ; MELVILLE et ATKINSON, 1985).

1.4.1.2. Couleur et composition des sols

Globalement, les effets des principaux constituants sur la couleur des sols ont été résumé par TAILOR (1982). Des divers travaux publiés sur le sujet on peut retenir les points suivants :

- la présence de matières organiques en quantité notable (plus de 2 %) se traduit par une couleur foncée (clarté Munsell faible), correspondant à une faible réflectance dans toutes les longueurs d'onde (SHIELDS et al., 1968 ; LEGER et al., 1979 ; KRISHNAN et al., 1980).
- des taches de couleur noirâtres (oxydes de manganèse), verdâtres ou bleuâtres (carbonates et sulfates d'hydroxydes ferreux) sont rencontrées dans certains sols, mais rarement à leur surface,
- les carbonates et aluminosilicates ont une couleur claire, liée à une réflectance élevée dans le domaine visible, qui varie sensiblement avec la taille des particules (LEU, 1977). Cette couleur est souvent masquée par celle des autres composés,
- les différentes formes d'*oxydes de fer* (voir SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977) sont responsables de la couleur des sols *jaunes, orangés et rouges*.

L'influence de la texture sur la couleur et la réflectance a été étudiée sur des mélanges de proportions variées de sable et d'argile. GERBERMANN et NEHER (1979) ont montré que plus l'échantillon est sableux, plus la couleur est claire.

C'est la recherche de relations entre certaines **couleurs** et la présence des **différentes formes d'oxydes de fer** qui a très nettement suscité le plus grand nombre de travaux. En effet, la mise en évidence de telle relations serait une possibilité très intéressante de diagnostic de terrain.

Dans le domaine ferrallitique, SEGALEN (1969) a montré que la couleur jaune est due à la présence de goethite seule. Par contre, dans les sols rouges il y a toujours une petite quantité de produits ferrugineux amorphes, en plus des produits cristallisés colorés (goethite, hématite, magnétite). Depuis ces premiers travaux ont été confirmés KARMANOVA (1981), qui précise que ce sont les produits amorphes qui ont le pouvoir colorant le plus élevé; ROBERT et al. en ont apporté la preuve expérimentale en 1983.

Pour ce qui est de l'**aspect quantitatif**, KARMANOVA signale dans son article de 1981 une relation entre la pureté de la couleur Munsell et la teneur en oxydes de fer observée dans les sols de texture fine à moyenne.

TORRENT et al. (1980, 1983) ont cherché à préciser ce type de relations, en proposant divers *indices de rougeur* (redness rating) formulés empiriquement sur la base des données Munsell. Des corrélations significatives ont été mis en évidence entre ces indices et la teneur en hématite de différents échantillons de sols du Brésil et d'Europe (fig.6).

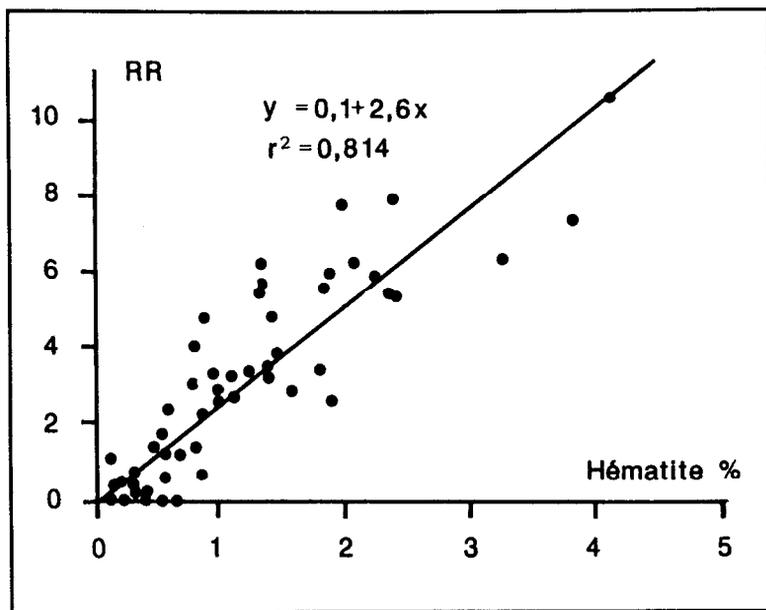


Figure 6. Corrélation entre l'indice RR et la teneur en hématite d'une série d'échantillons de sols d'Europe.

Plus récemment, BARRON et TORRENT (1986) ont élaboré un modèle de l'effet colorant de l'hématite en appliquant la théorie de mélange des pigments de KUBELKA-MUNK (1931) à des données spectrophotométriques d'une série de 98 échantillons de sols. Ainsi, grâce à une approche colorimétrique, on s'oriente actuellement vers une meilleure compréhension des relations entre couleurs et composition des sols.

1.4.1.3. Couleur et télédétection des sols

L'augmentation du taux de matière organique ou d'humidité provoque une diminution de la réflectance dans l'ensemble des canaux visibles. Dans les deux cas cela se traduit par un assombrissement de la couleur. Inversement, celle-ci augmente lorsque la teneur en calcaire croît (GIRARD, 1977).

Divers travaux concernent les relations entre couleur Munsell et réflectance des sols dans les bandes spectrales des satellites, particulièrement MSS4 (500 à 600 nm) et MSS5 (600 à 700 nm).

DA COSTA (1979) dans une étude statistique systématique d'une série de données de 563 échantillons de sol a observé une corrélation multiple significative entre la *pureté* et la réflectance dans la bandes MSS4 (avec un terme négatif) et MSS5 (avec un terme positif).

Par contre, dans une étude des paramètres physiques détectables par Landsat MSS, SALMON-DREXLER (1977) souligne l'intérêt des rapports de canaux MSS4/MSS5 pour distinguer les sols d'après leur *teinte*, alors que la somme des deux est liée à la *clarté*.

HORWATH et al.(1983) quant à eux limitent le rôle de la couleur à un *indice de brillance mesuré* sur les planches Munsell et observent que cet indice est une des variables importantes expliquant les données radiométriques Landsat enregistrées sur les parcours de l'Arizona.

Dans le Sud Tunisien, autre région aride, les données des canaux MSS4 et 5 ont permis de distinguer différents types de surfaces de sol d'après leur rugosité liée à la *brillance* de l'image (MSS4+5) et d'après la pureté de leur couleur, corrélée avec le rapport MSS5/4 (ESCADAFAL, 1984 ; ESCADAFAL et POUGET, 1986).

Face à ces résultats peu concordants, nous avons cherché à préciser la *nature physique des relations entre la réflectance spectrale et la couleur des sols*, mesurée au laboratoire ou appréciée sur le terrain. La couleur étant une sensation **visuelle**, par définition, cette partie ne concerne donc que le domaine **visible** du spectre (380-770 nm).

1.4.2. Apport de la colorimétrie

La perception des couleurs est un phénomène psycho-physique dépendant du contexte et des individus. L'objet de la *colorimétrie* est d'établir les relations entre les sensations visuelles et les caractéristiques physiques des objets et de la lumière qui les éclaire, en spécifiant les conventions et conditions d'application.

Plusieurs traités y sont consacrés (KOWALISKI, 1978; WYSZECKI et STILES, 1982). Nous avons utilisé les lois de la colorimétrie pour calculer la couleur à partir de la courbe de réflectance spectrale, dans le cas de notre série de 84 échantillons de sol .

Suivant ces lois, un objet de propriétés spectrales données, éclairé par une lumière de composition donnée, apparaît à un observateur moyen **sous une couleur précise et une seule**, que l'on peut déterminer par calcul. Ceci est bien entendu applicable aux sols.

Cependant, à cause du **métamérisme**, cette relation entre réflectance et couleur n'est pas bijective : **il n'est pas possible, en général, de prévoir la courbe de réflectance d'un objet d'après sa couleur.**

Le métamérisme est le phénomène par lequel des objets de *propriétés spectrales différentes* peuvent produire la *même sensation colorée*. Cette caractéristique de la vision humaine est très exploitée pour la reproduction des couleurs, notamment dans les techniques d'impression, photographiques, ou de télévision. Elle a fait l'objet de nombreuses études et simulations complexes.

En ce qui concerne notre objet, l'un des résultats les plus importants de ces calculs est le fait que *les courbes de réflectance d'objets dont les couleurs sont métamères doivent nécessairement s'entrecroiser*, de 3 à 5 fois au minimum (OHTA et WYSZECKI, 1977). Or, *les courbes de réflectance des sols sont monotones croissantes* dans le visible (voir plus haut). Ainsi, il est très peu probable que des courbes spectrales de sols de même couleur s'entrecroisent, et donc que le métamérisme soit fréquent dans le cas des sols. De fait, par une modélisation basée sur une régression multiple nous avons montré qu'il est *possible de reconstruire la courbe de réflectance spectrale à partir de la couleur* (ESCADAFAL et al., 1988a).

1.4.3. Estimation de la couleur sur le terrain

Nous venons de voir que la détermination précise de la couleur des sols requiert des mesures spectrophotométriques en laboratoire. Mais les pédologues estiment le plus souvent la couleur des sols sur le terrain par

comparaison visuelle avec les planches de l'atlas Munsell des couleurs de sols (PENDLETON et NICKERSON, 1951 ; JAMAGNE, 1967).

Dans le système Munsell les couleurs sont hiérarchisées en distinguant d'abord la teinte (hue, en anglais), puis la clarté (value), et enfin la pureté (chroma), qui exprime la saturation de la couleur. A chaque planche correspond une teinte, elle présente des échantillons de clarté croissante en ordonnée et de pureté croissante en abscisse. Dans ce système *une couleur donnée est caractérisée par des coordonnées de type cylindrique* (voir fig. 7).

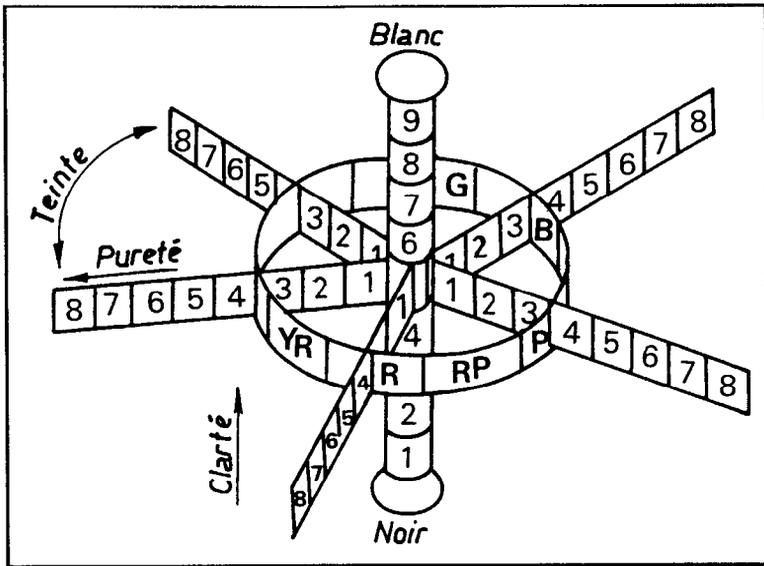


Figure 7. L'espace des données Munsell et ses coordonnées cylindriques.

La couleur de l'échantillon de sol est déterminée comparée à la lumière du jour, avec les étalons colorés des planches. La précision de cette méthode de détermination des couleurs dépend beaucoup du soin que l'on y apporte, comme l'ont rappelé récemment MELVILLE et ATKINSON (1985). En utilisant des tables de conversion nous avons montré qu'il y a une bonne corrélation entre les couleurs calculées d'après les données de laboratoire et ces couleurs estimées sur le terrain (ESCADAFAL et al., 1988b).

1.4.4. Couleur Munsell et réflectance

A partir de notre étude colorimétrique nous avons recherché une relation simple entre couleur et réflectance. En utilisant les spectres de nos échantillons de sol, nous avons simulé les valeurs de réflectance dans les différentes bandes des capteurs MSS et TM des satellites Landsat.

Nous les avons comparées avec les couleurs Munsell, exprimées en composantes rouge, verte et bleue (R, G, B, du système colorimétrique international C.I.E., voir WYSZECKI et STILES, 1982).

Nous avons mis en évidence *une corrélation très forte entre ces coefficients R,G,B et les bandes spectrales Landsat correspondant respectivement aux gammes des longueurs d'ondes rouges, vertes et bleues, soit les canaux 3, 2 et 1 dans le cas du Thematic Mapper* (ESCADAFAL et al., 1989).

Comparativement les corrélations entre coordonnées Munsell et réflectance sont médiocres (à l'exception de la clarté, liée au niveau moyen de réflectance). Ceci explique les difficultés rencontrées jusqu'à présent pour interpréter la couleur Munsell.

1.5. Discussion

On peut constater que les propriétés spectrales des sols mesurées au laboratoire sont en relation plus ou moins étroites avec les données que le pédologue a l'habitude de prendre en compte, en particulier sur le terrain.

Ainsi la dominante minéralogique du sol a une nette influence sur la couleur et sur le comportement spectral dans le moyen infra-rouge. La présence de matières organiques et/ou d'eau libre ont pour effet commun de diminuer la réflectance dans toutes les longueurs d'onde. Nous avons montré que la couleur elle-même, classiquement observée et estimée sur le terrain, est en fait une grandeur étroitement liée par des lois physiques aux propriétés spectrales des sols dans le domaine visible.

Pendant, les relations quantitatives entre données de réflectance spectrale et composition des sols n'ont pu être établies jusqu'à présent que dans des cas assez particuliers.

II. LES PROPRIETES SPECTRALES DES SOLS SUR LE TERRAIN

Nous ne nous sommes intéressés pour le moment qu'à la réflectance hémisphérique des sols, mesurée au laboratoire sur de petits échantillons. On peut considérer que c'est une caractérisation des *propriétés spectrales intrinsèques* des matériaux pédologiques. La réflectance des sols sur le terrain dépend en plus des aspects géométriques de la surface et des conditions de visée.

II.1. La réflectance bidirectionnelle des sols

II.1.1. Définition

Les mesures de réflectance faites sur le terrain sont faites sous des conditions d'illumination naturelles, qui varient avec la position du soleil et la composition de l'atmosphère. L'orientation du capteur est également variable. La mesure de la réflectance est donc caractérisée par deux directions, celle de la visée et celle de l'éclairement, c'est la *réflectance bidirectionnelle* (fig.8).

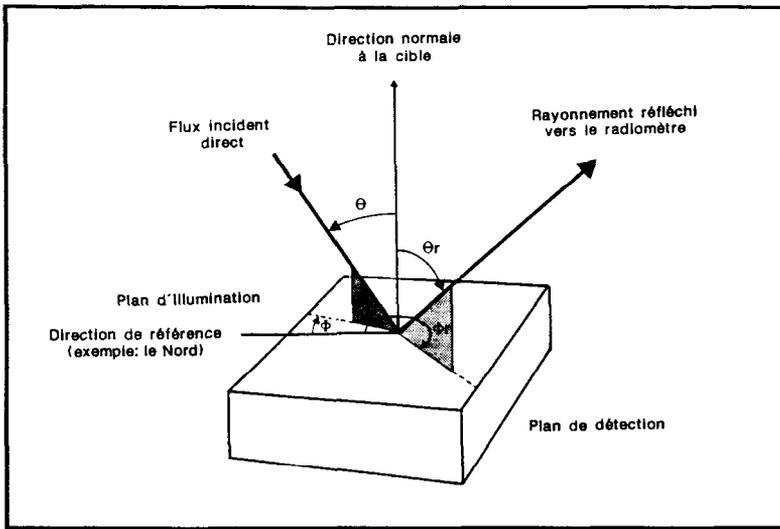


Figure 8. Les conditions géométriques de la mesure de la réflectance bidirectionnelle.

II.1.2. Technique

L'instrument de mesure de réflectance sur le terrain le plus répandu jusqu'à présent est le **radiomètre**. Ce terme regroupe les appareils mesurant le rayonnement réfléchi par la cible étudiée, dans des bandes spectrales sélectionnées.

La réflectance est obtenue par comparaison avec la mesure faite sur un cible de référence, généralement constituée d'un panneau recouvert de sulfate de baryum. Ce type de panneau est réputé avoir une réflectance très proche de 100 % et être à peu près "lambertien" (voir ci-dessous). Il doit être maintenu parfaitement propre (couvert entre les utilisations) et peut être étalonné par rapport à des références standard de l'industrie (poudre de halon compactée, JACKSON et al., 1987).

Certains appareils tels le CIMEL mesurent simultanément le rayonnement incident par un capteur situé sur le haut du boîtier et produisent une mesure directe de la réflectance (GUYOT et al., 1984).

La mesure de la réflectance sur le terrain s'est répandue grâce à ces appareils maniables et de coût modéré, en particulier pour l'étude des propriétés spectrales des sols (CELIS-CEUSTERS, 1980 ; KING, 1985 ; GIRARD, 1985 ; COURAULT, 1986 ; MOUGENOT et ZANTE, 1986).

Cette mesure n'est cependant pas triviale et pour obtenir des données fiables il faut s'entourer de nombreuses précautions, basées en particulier sur la prise en compte des aspects géométriques (JACKSON et al., 1980).

Les **spectroradiomètres** permettent un enregistrement pratiquement continu du rayonnement réfléchi, du visible au proche infrarouge. Mais cela prend du temps, et ces appareils sont plus chers et plus encombrants que les radiomètres. (MILTON, 1987).

Leur utilisation sur les sols qui remonte aux années 1970 (CIPRA et al., 1971 ; LONGSHAW, 1974 ; GAUSMAN et al. 1977), se développe néanmoins (KAHLE, 1984). L'emploi de détecteurs en barrettes devrait permettre une plus grande diffusion de cette technique (VERMANDE, 1987).

II.1.3. Résultats

En visée verticale et avec des conditions d'éclairement idéales (par ciel clair et à mi-journée) les mesures faites sur le terrain sont semblables à celles obtenues en laboratoire (STONER et al.; 1980b).

De fait, les études sur les relations entre données de radiométriques de terrain et composition des sols nus a donné des résultats concordants avec ceux obtenus à partir de mesures de laboratoire (SALMON-DREXLER, 1977 ; SCHREIER, 1977 ; COMBE, 1984 ; KING et LEFEBVRE D'HELLENCOURT, 1982).

Il semble donc que la réflectance bidirectionnelle puisse être assimilée à la réflectance hémisphérique. Mais ceci n'est vrai que dans le cas de surfaces régulières et réfléchissant le rayonnement incident de façon égale dans toutes les directions (surfaces idéalement rugueuses ou "lambertiennes").

En fait, dans la très grande majorité des situations naturelles, la surface du sol présente de nombreuses irrégularités de toute tailles qui modifient la distribution spatiale du rayonnement réfléchi (*rugosité*).

La surface des sols n'est donc généralement pas lambertienne, comme l'ont montré les mesures de COULSON et REYNOLDS dès 1971. Comme on pouvait s'y attendre c'est particulièrement flagrant dans le cas des sols travaillés (MILTON et WEBB, 1987).

Ceci signifie que les conditions géométriques des mesures de réflectance sur le terrain doivent être très bien contrôlées, et se rapprocher le mieux possible de celles de l'enregistrement des images par le satellite, pour faciliter les comparaisons entre ces deux types de données.

II.2. Apport des modèles

Différents types de modèles tentent de rendre compte des effets de la rugosité. D'une façon générale, tous les accidents du relief qui sont de taille inférieure au champ de visée instantanée du capteur, doivent être considérés comme des éléments intervenant dans la rugosité de la surface (les tailles supérieures sont du domaine de la morphologie).

Suivant les dimensions de ces aspérités ou irrégularités de la surface, on peut distinguer :

- la **microrugosité**, caractérisée par des tailles d'aspérités exprimées en millimètres ; elle dépend de la structure superficielle du sol en place.
- la **mésorugosité**, due au éléments grossiers, aux végétaux et au travail du sol ; elle s'exprime en centimètres ou décimètres.
- la **macrorugosité**, formée par les accidents de taille métrique, tels les rochers, les ravines, les dunes,....

La *mésorugosité* est le facteur principal de variation de la réflectance bidirectionnelle (GIRARD et GIRARD, 1975 ; SPIRIDINOV (et al., 1981). L'effet général observé est une diminution de la réflectance dans toutes les longueurs d'onde. Différents modèles permettent de simuler ces effets géométriques sur la réflectance.

II.2.1. Modèle de surface à cubes

Un modèle très simple, où les éléments grossiers présents à la surface du sol sont représentés par des cubes équidistants, est une approximation

suffisante pour comprendre comment varie la réflectance en fonction de la macrorugosité et de l'angle d'éclairement (fig.9).

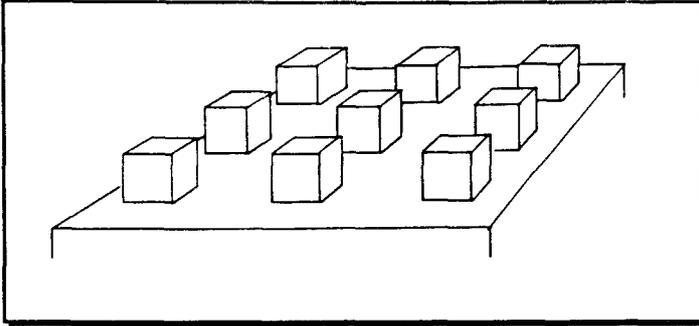


Figure 9. Modèle de surface rugueuse à cubes équidistants.

Pour simplifier, on suppose la surface éclairée selon une des deux directions d'alignement des cubes. Soit a , l'arête d'un cube et l , la distance entre cubes. La partie ombrée entre les cubes, m , est liée à l'angle zénithal du soleil, Θ , par la relation : $m = a \cdot \text{tg } \Theta$. A partir de cette observation, on peut déduire la réflectance mesurée au nadir de la réflectance intrinsèque des matériaux composant cette surface à cubes (ESCADAFAL, 1989).

Ce modèle de surface à cubes permet également d'illustrer l'effet d'angles de visées différents. Sur la fig.10 on voit que si l'angle de visée s'approche de l'angle d'éclairement, la portion de zone ombrée vue diminue et la réflectance mesurée augmente, et inversement dans le cas contraire. Une étude détaillée de ces effets angulaires et de l'influence du rayonnement diffus sur un modèle de ce type (surface composée de blocs rectangulaires équidistants) a été présentée par NORMAN et al. en 1985.

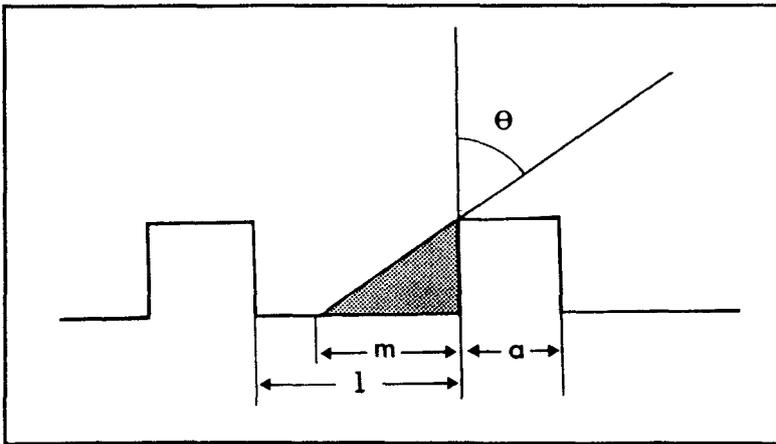


Figure 10. Les paramètres du modèle de surface à cubes.

11.2.2. Autres modèles de surface

D'autres modèles plus ou moins réalistes ont été proposés. Pour les sols cultivés, CIERNIEWSKI (1987) a proposé un modèle de surface composé de sphères équidistantes pour reproduire l'effet des agrégats. Ce modèle prend

en compte les différentes situations en fonction de la pente et de l'élévation solaire, et, le cas des ombres portées sur les sphères adjacentes.

FERENCZ et al. (1987) ont proposé un modèle déterministe calculant toutes les interactions dans le cas de sillons parfaits de section triangulaire. Ces auteurs concluent que les effets de ce type de rugosité ne sont très importants que dans les cas de visées nettement obliques et de relief ondulant (collines, par exemple).

II.2.3. Limitations des modèles

Ces modèles sont utiles pour comprendre l'origine et le sens des variations de la réflectance bidirectionnelle des surfaces rugueuses. Celle-ci varie donc essentiellement en fonction de la réflectance des différents composants, de leur organisation (rugosité) et de la configuration visée-éclairage.

Nous avons supposé jusqu'ici que la surface était horizontale, en situation de pente cette configuration est fortement modifiée. Une même surface aura donc le plus souvent un réflectance nadirale différente suivant son inclinaison.

Les modèles sont cependant assez éloignés des cas réels, et les résultats des simulations doivent être utilisés avec circonspection dans les situations limites. A titre d'exemple, le modèle à cubes sous-estime le pourcentage d'ombre des surfaces à forte densité d'éléments grossiers.

CONCLUSION

Remarquons tout d'abord que l'étude de ***l'interaction du rayonnement solaire avec les sols et leurs surfaces*** n'a été ici qu'abordée.

Ce qui se passe au niveau **microscopique**, au niveau des particules constituant les sols, est encore assez mal connu. Si on sait que la nature minéralogique ou organique de ces particules a une influence sur les propriétés spectrales des sols, les relations mises en évidence sont assez conjoncturelles et purement statistiques.

La grande variabilité des formes de la matière organique ou de la nature et du degré de cristallisation des oxy-hydroxydes de fer, par exemple, ne permettent pas de prévoir des lois facilement généralisables à tous les sols.

Seul l'effet de l'humectation du sol paraît actuellement quantifiable. En effet, si dans le domaine visible et proche infrarouge on ne constate qu'une diminution générale de la réflectance, par contre, les bandes spectrales du moyen infrarouge semblent permettre une détection de la teneur en eau, de façon relativement indépendante des autres variables, d'après les travaux récents de MUSICK et PELLETIER (1988).

Dans l'étude des relations entre composition et comportement spectral (ou couleur, si on se limite au domaine visible), les sols ont jusqu'à présent été implicitement assimilés à des mélanges homogènes de particules de tailles identiques (VAN DEN BERG et BOUMAN, 1986).

Cependant, il est prévisible que l'effet colorant des différents "pigments" soit fortement modifié par la **taille des éléments** du sol qu'ils colorent (effet de la *texture*) et leur **organisation** (effet de la structure).

L'interprétation des propriétés spectrales des sols en termes pédologiques devrait donc à l'avenir prendre en compte la taille, la forme et l'arrangement des particules.

Cependant l'étude complète de la réflexion du rayonnement sur un milieu particulaire hétérogène fait intervenir des lois physiques complexes (HAPKE, 1981 ; LECKNER, 1987).

A titre d'exemple, on peut citer le calcul de la réflectance spectrale de matériaux particuliers de type météorite par un modèle de Monte Carlo à six flux, prenant en compte l'effet des aspérités et de la différence de taille et de composition des particules (EGAN et HILGEMAN, 1978).

Ce type de modèle ne peut être développé qu'en collaboration avec des physiciens. Mais des modèles pragmatiques plus simples peuvent être envisagés. Des relations statistiques peuvent être recherchées en utilisant des hypothèses plus réalistes (influence de la surface spécifique du squelette par rapport à celle des particules "colorantes" qui l'entourent, par exemple).

Au niveau **macroscopique**, nous avons vu que l'influence de la rugosité et des effets géométriques de la mesure est paramétrée par différents modèles simplistes (surfaces composées de cubes, de sphères ou de sillons rectilignes de section triangulaire ou rectangulaire).

Un modèle déterministe prenant en compte tous les facteurs rencontrés dans la réalité du terrain est par contre beaucoup plus difficile à élaborer, même si ici aussi l'apport des méthodes probabilistes paraît prometteur (COOPER et SMITH, 1985).

Des mesures de terrain seront donc nécessaires pour déterminer l'influence des rugosités réelles et préciser le domaine d'applicabilité des modèles existants.

La modélisation de la réflectance au niveau du pixel est considérée comme une étape essentielle au développement de la télédétection (TUELLER, 1987). Elle est nécessairement basée sur l'étude des propriétés spectrales des différents composants des surfaces observées par satellites. Dans le cas des régions arides, le découpage en "états de surface élémentaires" que nous avons proposé (ESCADAFAL, 1981) répond parfaitement à cette exigence, comme le montrent les modèles pragmatiques au nous avons mis au point à partir de cette approche (ESCADAFAL, 1988 et 1989).

Pour conclure, il est clair que l'on ne peut espérer mettre en évidence les "signatures spectrales" qui permettrait d'identifier chaque type de sol sans équivoque. Nous avons vu par contre, que l'on peut mesurer au laboratoire, dans des conditions standardisées, des *propriétés spectrales*. Plusieurs modèles permettent de tenir compte des effets de la rugosité, des angles d'éclairement et de mesure, et ainsi de prévoir le *comportement spectral* d'un sol suivant différentes configurations. L'avantage de cette approche par modélisation est de permettre d'extrapoler à d'autres conditions (date, milieux, capteurs...) des relations mises en évidence dans une situation donnée.

Enfin, soulignons que l'aspect spectral de la télédétection suscite un nombre croissant de recherches liées au développement de spectromètres imageurs, actuellement aéroportés, et prochainement embarqués sur plateformes spatiales (VANE et GOETZ, 1988).

BIBLIOGRAPHIE

- BARRON (V.), TORRENT (J.), 1986. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *J. Soil Sc.*, 37 : 449-510.
- BAUER (M.E.), VANDERBILT (V.C.), ROBINSON (B.F.), DAUGHTRY (C.S.T.), 1980. Spectral properties of agricultural crops and soils measured from space, aerial, field and laboratory sensors (review), Proc. 14th ISPRS Congress, Hamburg (F.R.G.), 23(B-7), pp. 56-73.
- BAUMGARNER (M.F.), SILVA (L.F.), BIÉL (L.L.), STONER, 1985. Reflectance properties of soils. *Adv. in Agronomy*, 38 : 1-44.
- BOWERS (S.A.), HANKS (R.J.), 1965. Reflectance of radiant energy from soils. *Soil Sci.*, 100: 130-138.
- CELIS-CEUSTERS (A.M.), 1980. Ground truth radiometry (Exotech) on bare and overgrown belgian soils. *Pédologie*, 30(1): 43-66.
- CERVELLE (B.), 1989. Reflexion de la lumière solaire par les matériaux minéraux : quelques éléments page 3 à 18 "Compte rendu des Journées de Télédétection"
- CIERNIEWSKI (J.), 1985. Relation between soil moisture tension and spectral reflectance of different soils in visible and near-infrared range. 3ème coll. int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection", Les Arcs, 16-20/12/85, pp. 429-432.
- CIERNIEWSKI (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.
- CIPRA (J.E.), BAUMGARDNER (M.F.), STONER (E.R.), MAC DONALD (R.B.), 1971. Measuring radiance characteristics of soil with a field spectroradiometer. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35: 1014-1017.
- COMBE (P.), 1984. Caractérisation radiométrique de volumes pédologiques de référence. Mémoire D.A.A., INA-PG, 83 p. multigr.
- CONDIT (H.R.), 1970. The spectral reflectance of American soils. *Photogramm. Eng.*, 36: 955-966.
- COOPER (K.D.), SMITH (J.A.), 1985. A Montecarlo reflectance model for soil surfaces with three dimensional structure. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, GE-23, 5: 668-673.
- COULSON (K.L.), REYNOLDS (D.W.), 1971. The spectral reflectances of natural surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, 10: 1285-1295.
- COURAULT (D.), 1986. Modélisation du comportement spectral de la surface du sol. Etude intraparcellaire. D.E.A de Sci. des sols, I.N.A.-P.G., 102 p.
- COURAULT (D.), GIRARD (M.C.), ESCADAFAL (R.), 1988. Modélisation de la couleur des sols par télédétection. Actes du 4e Coll. int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection", Aussois, janvier 1988, pp. 357-362.
- DA COSTA (L.M.), 1979. Surface soil color and reflectance as related to physico-chemical and mineralogical soil properties. Diss. Abstr. int., Sect. B: Sci. Eng., U.S.A., 41 (5), 1597.B - 1598.B. Th. Ph. D., Univ. Miss. Columbia, 1979.
- DESCHAMPS (P.Y.), HERMAN (M.), TANRE (D.), 1985. Modélisation du rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et la Terre entre 0,35 et 4 m. Rapport ESA, L.O.A./U.S.T.L., Lille, 156 p. + annexes.
- EGAN (W.G.), HILGEMAN (T.), 1978. Spectral reflectance of particulate materials: a Monte Carlo model including asperity scattering. *Applied optics*, 17(2): 245-252.
- ESCADAFAL (R.), 1981. Une méthode nouvelle de description de la surface des sols dans les régions arides. Actes du colloque "Informatique et traitement des données de sols", Paris, 1981, in: *Sols*, n°5, p. 21-27.
- ESCADAFAL (R.), 1988. Remote sensing of arid soil surface color with Landsat Thematic Mapper. Communication présentée au XXVIIe COSPAR, 14-30 juillet 1988, Helsinki, Finlande. 14-30 juillet 1988, Helsinki, Finlande. (paru dans *Adv. Space Res.*, 9(1): (1)159-(1)163, 1989).
- ESCADAFAL (R.), GIRARD (M.C.), COURAULT (D.), 1988a. La couleur des sols: appréciation, mesure et relations avec les propriétés spectrales. *Agronomie*, 8(2): 147-154.
- ESCADAFAL (R.), GIRARD (M.C.), COURAULT (D.), 1988b. Modeling the relationships between Munsell soil color and soil spectral properties. *International Agrophysics*, 4(3): 249-261.
- ESCADAFAL (R.), GIRARD (M.C.), COURAULT (D.), 1989. MUNSELL Soil Color and Soil reflectance in the visible spectral bands of Landsat MSS and TM data. *Rem. Sens. Env.*, 27: 37-46.

- ESCADAFAL (R.), POUGET (M.), 1986. Luminance spectrale et caractères de la surface des sols en région aride méditerranéenne (Sud tunisien). *I.T.C. Journal*, 86-1: 19-23.
- ESCADAFAL, (R.), 1989. Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Etudes et thèses, ORSTOM, Paris, 317 p.
- FERENCZ (Cs.), FERENCZ ARKOS (I.), HAMAR (D.), LICHTENBERGER (J.), TARCSAI (Gy), 1987. Surface models including direct cross-radiation. A simple model of furrowed surfaces. *Int. J. Rem. Sens.*, 8(3): 449-465
- FERNANDEZ (R.N.), SCHULZE (D.G.), 1987. Calculation of soil color from reflectance spectra. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 1277-1282.
- FLAIG (W.), BEUTELSPACHER (H.), RIETZ (E.), 1975. Chemical composition and physical properties of humic substances in soil components. Vol. 1, Organic components (ed. Gieseking, J.E.), Springer Verlag, New York, 213 p.
- GAUSMAN (H.W.), LEAMER (R.W.), NORIEGA (J.R.), RODRIGUEZ (R.R.), WIEGAND (C.L.), 1977. Field-measures spectroradiometric reflectances of disked and nondisked soil with and without wheat straw. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 41: 733-796.
- GERBERMANN (A.H.), NEHER (D.D.), 1979. Reflectance of varying mixtures of clay soil and sand. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 45 (8): 1145-1151.
- GIRARD (C.M.), GIRARD (M.C.), 1975. Applications de la télédétection à l'étude de la biosphère. Masson, Paris, 186 p.
- GIRARD (M.C.), 1977. Apport de la télédétection à la cartographie des sols: possibilités, limites. Actes du 1er colloque "Pédologie et Télédétection", Rome, pp. 221-231.
- GIRARD (M.C.), 1985. Télédétection de la surface du sol. In: "Application de la télédétection à l'agriculture", Colloques I.N.R.A., n°32, pp. 177-193.
- GUYOT (G.), 1989. Signatures spectrales des surfaces naturelles. Télédétection satellitaire, n°5, Paradigme, Caen, 178 p.
- GUYOT (G.), HANOCQ (J.F.), BUIS (J.P.), SAINT (G.), 1984. Mise au point d'un radiomètre de simulation de SPOT. Ile coll. int. "signatures spectrales d'object en télédétection", les colloques de l'I.N.R.A., 23, pp. 233-242.
- HAPKE (B.), 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. 1. Theory. *J. Geophys. Res.* 86:3039-3054.
- HORVATH (E.H.), POST (D.F.), KELSEY (J.B.), 1985. The relationships of Landsat digital data to the properties of Arizona Rangelands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 1331-1334.
- HUNT (G.R.), 1980. Electromagnetic radiation: the communication link in remote sensing. In: Remote sensing in geology, SIEGAL (B.S.), GILLESPIE (A.R.), Eds., Wiley, chap.2, 45 p.
- JACKSON (R.D.), MORAN (M.S.), SLATER (P.N.), BIGGAR (S.F.), 1987. Field calibration of reference reflectance panels. *Rem. Sens. Environ.*, 22: 145-158.
- JACKSON (R.D.), PINTER (P.J.), REGINATO (R.J.), SHERWOOD (B.I.), 1980. Hand held radiometry. U.S.D.A. Agricultural review and manuals, ARM-W-19, 66 p.
- JAMAGNE (M.), 1967. Bases et techniques d'une cartographie des sols. *Ann. Agron.*, hors-série n°18, 148 p.
- KAHLE (A.B.), 1984. Measuring spectra of arid lands. In: Desert and arid lands, pp. 195-217.
- KARMANOV (I.I.), 1970. Study of soil from the spectral composition of reflected radiation. *Soviet Soil Science*, 4: 226-238.
- KARMANOVA (L.A.), 1981. Effect of various iron compounds on the spectral reflectance and color of soils. *Soviet Soil Science*, 5: 53-60.
- KING (C.), 1985. Etude des sols et des formations superficielles par télédétection. Thèse I.N.A.-P.G., 211 p.
- KING (C.), LEFEBVRE D'HELLEN COURT (T.), 1982. La réflectance des sols en place, étude de l'influence de certaines caractéristiques propres à la surface du sol nu. In: Symp. Intern. ISPRS, comm.7, G.D.T.A., p.305
- KOWALISKY (P.), 1978. Vision et mesure de la couleur. Masson, Paris, 197 p.
- KRISHNAN (P.), ALEXANDER (J.D.), BUTLER (B.J.), HUMMEL (J.W.), 1980. Reflectance technique for predicting soil organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 (6): 1282-1285.
- KUBELKA (P.), MUNK (F.), 1931. Ein Beitrag zur Optik der Farbenanstriche. *Zeitschrift für technische Physik*, 12: 563-620.
- LEGER (R.G.), MILLETTE (G.J.F.), CHOMCHAN (S.), 1979. The effect of organic matter, iron oxides and moisture on the colour of two agricultural soils of Quebec. *Can. J. Soil Sci.*, 59: 191-202.
- LEKNER (J.), 1987. Theory of reflection. Martinus Nijhoff, Dordrecht, 279 p.
- LEU (D.T.), 1977. Visible and near infrared reflectance of beach sands. A study on the spectral reflectance grain size relationship. *Remote Sens. Environ.*, 6: 169-182.
- LONGSHAW (T.C.), 1974. Field spectroscopy for multispectral remote sensing: an analytical approach. *Appl. Opt.*, 6: 1487-1493.

- MELVILLE (M.D.), ATKINSON (G.), 1985. Soil colour: its measurement and its designation in models of uniform colour space. *J. Soil Sci.*, 36: 495-512.
- MILTON, 1987. Principles of field spectroscopy. *Int. J. Rem. Sens.*, 8(12): 1807-1827.
- MOUGENOT (B.), ZANTE (P.), 1986. Study of factors acting on reflectance of salt affected and acid soils surfaces in Casamance (Senegal). First results. *Symp. Int. Rem. Sens.*, Enschede, August 1986.
- MULDERS (M.A.), 1987. Remote sensing in soil science. *Developments in soil science*, vol. 15, Elsevier, Amsterdam, 379 p.
- 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.
- NORMAN (J.M.), WELLES (J.M.), WALTER (E.A.), 1985. Contrast among bidirectional reflectance of leaves, canopies, and soils. *IEEE trans. Geosc. Rem. Sens.*, GE-23, 659-667.
- OHTA (N.), WYSZECKI (G.), 1977. Location of the nodes of metameric color stimuli. *Color Res. Appl.*, 2: 183-186.
- PENDLETON (R.L.), NICKERSON (D.), 1951. Soils colors and special soil color charts. *Soil Science*, 71, 35-43.
- PROST (R.), KING (C.), LEFEBVRE D'HELLEN COURT (T.), 1983. Propriétés de réflexion diffuse de pâtes de kaolinite en fonction de leur teneur en eau. *Clay Minerals*, 18: 193-204.
- ROBERT (M.), VENEAU (G.), HERVIO (M.), 1983. Influence des polycations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles. *Sci. du Sol*, 3-4: 235-251.
- SALMON-DREXLER (B.C.), 1977. Reducing Landsat data to parameters with physical significance and signature extension. A review of Landsat capabilities. *Proc. 11th Symp. Remote Sens. Environ.*, Ann. Arbor, pp. 1289-1299.
- SCHREIER (H.), 1977. Quantitative predictions of chemical soil conditions from multispectral airborne, ground and laboratory measurements. *Proceed. 4th Canadian Symp. Rem. Sens.*, Quebec, pp. 106-112.
- SCHWERTMANN (V.), TAYLOR (R.M.), 1977. Iron oxides. In: *Minerals in soil environment*, Dixon and Weed, ed., Soil Sci. Soc. Am., Madison (USA), pp. 145-180.
- SEGALEN (P.), 1969. Contribution à la connaissance de la couleur des sols à sesquioxides de la zone intertropicale, sols jaunes et sols rouges. *Cahiers ORSTOM, Sér. Pédol.*, 7: 113-236.
- SEGALEN (P.), 1977. Les classifications des sols. *Revue critique. ORSTOM*, Bondy, 175 p.
- SHIELDS (J.A.), PAUL (E.A.), ST ARNAUD (R.J.), HEAD (W.K.), 1968. Spectrophotometric measurement of soil color and its relation to moisture and organic matter. *Can. J. Soil Sci.*, 48(3): 271-280.
- SHIELDS (J.A.), ST ARNAUD (R.J.), PAUL (E.A.), CLAYTON (J.S.), 1966. Measurements of soil color. *Can. J. Soil Sci.*, 46: 83-90.
- SPIRIDINOV (H.), KUNCHEVA (R.), MISHEVA (E.), 1971. Results and conclusions from soil and vegetation reflection coefficient measurements. *Adv. Space Res.*, 1(10): 111-114.
- STONER (E.R.), BAUMGARDNER (M.F.), 1981. Characteristic variations in reflectance of surface soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45(6): 1161-1165.
- STONER (E.R.), BAUMGARDNER (M.F.), WEISMILLER (R.A.), BIEHL (L.L.), ROBINSON (B.F.), 1980a. Extension of laboratory-measured soil spectra to field conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(3): 572-574.
- TAYLOR (R.M.), 1982. Color in soils and sediments. Review. In: *Proc. Int. Clay Conf.*, Bologna 1981, Olphen H. and Vienale F. eds., Elsevier, Amsterdam, pp. 705-761.
- TORRENT (J.), SCHWERTMANN (U.), FECHTER (H.), ALFEREZ (F.), 1983. Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sci.*, 136: 354-358.
- 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.
- TUELLER (P.T.), 1987. Remote sensing science applications in arid environments. *Rem. Sens. Environ.*, 23: 143-154.
- VAN DER BERG (B.P.J.), BOUMAN (B.A.M.), 1986. Theoretic reflection modelling of soil surface properties. *Symp. Rem. Sens.*, Enschede, August 1986, p. 331-334.
- VANE (G.), GOETZ (A.F.), 1988. Terrestrial imaging spectroscopy. *Rem. Sens. Environ.*, 24: 1-29.
- VERMANDE (P.), 1985. High spectral resolution remote sensing instrument developed and under development at CNES. 3ème coll. int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection", Les Arcs, 16-20/12/85.
- WYSZECKI (G.), STILES (W.S.), 1982. *Color science: concept and methods, quantitative data and formulae*. Wiley, New York, 2nd edition, 950 p.