

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

THESE de DOCTORAT

Spécialité : Pédologie (Science des sols)

présentée par

Richard ESCADAFAL

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

**CARACTÉRISATION DE LA SURFACE
DES SOLS ARIDES
PAR OBSERVATIONS DE TERRAIN
ET PAR TÉLÉDÉTECTION**

**APPLICATIONS :
EXEMPLE DE LA RÉGION DE TATAOUINE (TUNISIE)**

Soutenue le 24 avril 1989 devant le jury composé de :

M. G.	PEDRO, Directeur de recherches à l'INRA, Président
M. P.	ROGNON, Professeur à l'Université Paris 6, Rapporteur
M. M.C.	GIRARD, Maître de Conférences à l'INA-PG, Rapporteur
M. J.	CHOROWICZ, Professeur à l'Université Paris 6,
M. A.	PODAIRE, Ingénieur CNES,
M. M.	POUGET, Directeur de Recherches à l'ORSTOM

*à mes parents,
pour le soutien et la confiance qu'ils m'ont toujours accordés*

*à Coco et Camille,
pour avoir patiemment supporté mes activités d'écrivain*

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	3
AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION GÉNÉRALE	
PREMIERE PARTIE : LE CADRE DE L'ÉTUDE	15
Chapitre 1: LE CONTEXTE RÉGIONAL	19
1.1 Le climat	25
1.2 Les roches	
1.3 Les formations superficielles et la morphologie	26
1.4 La végétation	31
1.5 L'utilisation actuelle du milieu	32
Chapitre 2: LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE	35
2.1 Les facteurs de différenciation de la couverture pédologique	35
2.2 Organisation de la couverture pédologique	37
CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE	47
DEUXIEME PARTIE : L'OBSERVATION ET LA CARACTÉRISATION DE LA SURFACE DES SOLS SUR LE TERRAIN	49
Chapitre 3: DESCRIPTION DE LA SURFACE DES SOLS ARIDE	53
3.1 Introduction	53
3.2 Méthode développée	58
3.3 Les surfaces de la zone étudiée	84
Chapitre 4: PROPRIÉTÉS DE LA SURFACE DES SOLS	101
4.1 Introduction	101
4.2 Comportement des surfaces sous averses simulées	103
4.3 Suivi saisonnier de l'état de la surface d'un sol de la région	119
CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE	130
TROISIEME PARTIE : TÉLÉDÉTECTION DE LA SURFACE DES SOLS ARIDES	133
Chapitre 5: RÉFLEXION DU RAYONNEMENT SOLAIRE PAR LA SURFACE DES SOLS	137
5.1 Les propriétés spectrales des matériaux pédologiques	137
5.2 Etude des relations entre couleur et réflectance	149
5.3 Les propriétés spectrales des surfaces naturelles	173
5.4 Conclusion	190
Chapitre 6: CARTOGRAPHIE DES ÉTATS DE SURFACE PAR TÉLÉDÉTECTION	191
6.1 Introduction : aperçu bibliographique	191
6.2 Les mesures fournies par les satellites	195
6.3 Relations luminances-caractéristiques des surfaces	200
6.4 Traitement des données-images	226
6.5 Application à la cartographie des ressources en sols	242
6.6 Autres applications de la télédétection des états de surface	251
CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE	253
BILAN DE L'ÉTUDE	255
LES RECHERCHES RÉALISÉES	257
PROSPECTIVE	260
CONCLUSION GÉNÉRALE	264
BIBLIOGRAPHIE	267
ANNEXES	293
LISTE DES FIGURES	309
TABLE DES MATIÈRES	313

RESUME

Ce mémoire est consacré à une étude de la surface des sols arides, qui comprend: des méthodes de description et de caractérisation sur le terrain et au laboratoire, des mesures expérimentales de comportement, et une utilisation de la télédétection basée sur l'analyse détaillée des propriétés spectrales.

Parmi les travaux consacrés aux régions arides, plusieurs ont récemment souligné le rôle important que joue la surface des sols dans le bilan hydrique des sols, dans le développement de la végétation naturelle, dans le cycle hydrologique, dans les phénomènes de désertisation et également dans l'interprétation des images spatiales.

Pour tenter une synthèse de ces différents aspects nous avons entrepris une étude globale de cet interface sol-atmosphère, en prenant l'exemple de la région de Tataouine, dans le sud de la Tunisie. Cette région et sa couverture pédologique sont présentés dans la première partie.

La deuxième partie détaille les concepts et la méthode originale mis au point pour la caractérisation des surfaces. Elle inclut une description normalisée et hiérarchisée, l'étude statistique de la granulométrie, des observations micromorphologiques. Les grands types d'état de surface reconnus dans la région étudiée par cette méthode sont ensuite soumis à des tests d'infiltrabilité sous pluies simulées. Un suivi en station d'essai permet de plus de préciser les variations saisonnières de l'humectation et de la cohésion. Les comportements observés sont très liés au type d'état de surface et varient beaucoup d'un type à l'autre.

Dans la troisième partie sont d'abord étudiées les propriétés spectrales des surfaces. Leurs relations avec les variables de terrain, en particulier la couleur Munsell, sont analysées. Trois variables sont prépondérantes: la *rugosité* (abondance des éléments grossiers et des touffes de végétation) diminue la réflectance générale. La *dominante minéralogique* modifie le rapport réflectance visible/moyen infrarouge. Convertie en coordonnées R, G, B, la *couleur Munsell* est très fortement corrélée à la réflectance dans les longueurs d'onde correspondant respectivement au rouge, au vert et au bleu. Ces résultats servent de base à des modèles simplifiés reliant les luminances mesurées par Landsat aux variables de surface. Par application de ces modèles à des images MSS et TM de la région étudiée on obtient des cartes d'état de surface, utilisées pour la cartographie des ressources en sols. Leur utilisation en modélisation hydrologique et suivi de la désertisation est enfin discutée.

Le bilan de l'étude montre l'intérêt d'aborder les milieux arides par la caractérisation de l'interface sol-atmosphère, qui est le dénominateur commun à la plupart des thématiques, et dont les propriétés sont de mieux en mieux détectées par les satellites d'observation de la Terre.

AVANT-PROPOS

Les données de terrain sur lesquelles s'appuient les résultats présentés dans cet ouvrage ont été acquises entre 1979 et 1985 au cours de recherches sur les sols du Sud tunisien, menées à l'antenne de la Direction des sols à Gabès, dans le cadre du Protocole d'Accord signé le 12.12.1971 entre le Ministère de l'Agriculture de Tunisie et l'ORSTOM.

Ce travail a pu être réalisé et mené à son terme grâce au soutien, à l'aide et aux encouragements de nombreuses personnes qu'il m'est agréable de remercier ici.

Mes remerciements s'adressent en premier aux responsables qui, par leur fonctions, ont permis la réalisation de ce programme. En Tunisie, je pense plus particulièrement à M. Ahmed SOUSSI, Directeur des sols, et à MM. COLOMBANI et LEFEVRE, successivement Chefs de la mission ORSTOM, qui m'ont accordé leur confiance et ont soutenu mes recherches. A Gabès, MM. Ahmed MAMOU et Amor MTIMET, Chefs des arrondissements DRE et DS, m'ont aidé et ont mis leurs moyens logistiques à ma disposition.

Je remercie également, MM. Alain RUELLAN, Directeur Général de l'ORSTOM jusqu'en 1986, Yves GILLON, Directeur Délégué, Chef du Département Milieux et Activité Agricole, et Mme Yveline PONCET, Responsable de l'Unité de Recherche 3J de ce même département, qui ont permis le bon déroulement de mon travail de recherche.

Au cours des expérimentations et travaux de terrain, j'ai beaucoup apprécié la collaboration amicale de Jean ASSELINE, sa technicité et son sens de l'organisation nous ont permis d'obtenir des données de terrain de qualité, dans des conditions souvent difficiles. Dans ce domaine, l'assistance de Mr. Monji Hadj BELGACEM a été aussi précieuse.

Les personnels de l'arrondissement de Gabès m'ont beaucoup aidé, je les remercie chaleureusement, en particulier les membres du laboratoire d'analyse des sols, les dessinateurs et les chauffeurs.

A l'occasion de tournées de terrain dans les steppes de la Tunisie méridionale et dans différentes régions arides, j'ai eu de fructueuses discussions avec de nombreux collègues et experts, dont MM. AUBERT, BENDALI, BEN OUEZDOU, BUSSON, CASENAVE, COQUE, CAMUS, FAUCK, FEDOROFF, FERSI, FONTES, GAZZO, HUYN VAN NHAM, JOFFRE, KHALILI, LEPRUN, MOUGENOT, RIEU, RIOU, SEBILLOTE, TELAHIGUE, VALENTIN, VIELLEFON, WILLAIME et ZANTE; je les en remercie ici.

J'ai eu la chance de pouvoir bénéficier de l'expérience des naturalistes qui ont le plus étudié les milieux arides de la Tunisie, MM. FLORET, LE FLOC'H et PONTANIER. Ils m'ont donné le goût de la recherche en zone aride et je leur en suis reconnaissant. Je le suis même doublement à l'égard d'Edouard LE FLOC'H, qui a également bien voulu relire ce manuscrit.

De retour en France, j'ai pu approfondir mes connaissances en télédétection et en colorimétrie auprès de plusieurs spécialistes français, dont MM. B.CERVELLE, J.C.PION, Ph.REBILLARD, F.M.SCHMITT et Y.THOMAS, que je remercie pour l'accueil qu'ils m'ont réservé. La collaboration amicale avec Mlle D. COURAULT (INA-PG) a été particulièrement efficace comme en témoignent nos publications communes dans le domaine des propriétés spectrales des sols.

Mes recherches se sont poursuivies à l'Unité de télédétection du Laboratoire d'Informatique Appliquée du Centre ORSTOM de Bondy. J'y ai beaucoup apprécié l'aide d'Annick AING et Isabelle RANNOU (travaux photos), Nicole DELARBRE et Liliane ZURETTI (coordination et mise en forme du texte de cet ouvrage), Marie-Thérèse MIGUET (recherches bibliographiques), de Serge CAS (téléthèque) et de Bernard LORTIC et Mamy RAKOTO (traitement d'images).

En dehors de ce service, de nombreuses personnes du Centre de Bondy m'ont apporté leur concours, je pense particulièrement à Mme SALADIN et MM. DANARD, DAUTELOUP, DERUELLE et MEUNIER (service cartographique), Mme DRIFFORT (textes des illustrations) et MM. BERTHE et QUINET (reprographie). Je remercie tout spécialement François-Xavier HUMBEL qui a bien voulu relire ce texte.

Ces lignes sont aussi l'occasion de remercier les chercheurs et professeurs spécialistes en télédétection appliquée aux sols et/ou aux régions arides, rencontrés à l'occasion de réunions de travail ou de colloques, pour les échanges scientifiques que nous avons eus et les encouragements amicaux qu'ils m'ont prodigués: Mmes Gina CALABRESI (ESRIN, Frascati, Italie), Marie-Françoise COUREL (Imagéo, Paris) et Anne B.KAHLE (J.P.L., Pasadena, U.S.A.), Mlles Mireille DOSSO (Univ. Paris VII) et Ilona JUHASZ (ISSS/WGRS, Budapest, Hongrie); MM. Marion F. BAUMGARDNER (Purdue University, West LaFayette, Indiana, U.S.A.), Jerzy CIERNIEWSKI (Agricultural University, Poznan, Pologne), Gerrit EPEMA et Michel MULDER (Agricultural University, Wageningen, Pays-Bas), Georges FRAYSSE (EARSeL, Paris), Ray D.JACKSON (U.S.D.A., Phoenix, Arizona, U.S.A.), et Marcel RAFFY (G.S.T.S., Strasbourg).

Enfin, j'ai réservé la dernière partie de cet avant-propos pour exprimer ma reconnaissance aux personnalités scientifiques qui m'ont fait l'honneur de siéger dans le jury de cette thèse :

Monsieur Georges PEDRO, Directeur de Recherches à l'INRA, Président du jury, qui m'a encouragé à présenter ce travail à deux titres, d'une part en tant que Président de la Commission Scientifique Hydrologie-Pédologie de l'ORSTOM, et d'autre part en tant que Responsable du D.E.A national et des thèses de Pédologie ;

Monsieur Michel-Claude GIRARD, Maître de Conférences à l'Institut National Agronomique Paris-Grignon, qui a été, depuis son origine, le directeur scientifique du travail présenté ici. Il n'a pas hésité à venir sur le terrain, dans des conditions parfois précaires, pour me faire bénéficier de sa grande expérience en matière de télédétection appliquée aux sols. Nous avons ensuite passé de nombreuses heures dans son bureau pour de passionnantes discussions et mises au point méthodologiques; il a bien voulu être rapporteur de ce travail qui sans lui n'aurait peut-être pas vu le jour ;

Monsieur Pierre ROGNON, Professeur à l'Université Paris VI et Directeur du Laboratoire de Géodynamique des Milieux Continentaux, dont les grandes connaissances en géomorphologie et pédologie des régions arides et sahariennes et l'intérêt pour la télédétection appliquée à ces milieux m'ont été très profitables; il a également accepté d'être le rapporteur de ce mémoire ;

Monsieur Jean CHOROWICZ, Professeur à l'Université Paris VI et Responsable du Laboratoire de Géologie Structurale et de Télédétection, spécialiste de la télédétection appliquée aux roches, notamment en régions arides; l'intérêt qu'il a porté à ce mémoire et sa participation à ce jury ont été pour moi un grand encouragement ;

Monsieur Alain PODAIRE, Ingénieur au CNES, spécialiste des méthodes physiques en télédétection, qui m'a aidé dans mes premiers pas en colorimétrie et apporté son point de vue de physicien; son intérêt pour mes recherches de naturaliste a été très motivant ;

Monsieur Marcel POUGET, Directeur de Recherches à l'ORSTOM, qui a été à la fois un ami, un guide par sa grande connaissance des sols de l'Afrique du Nord et en particulier de la Tunisie, un collègue par nos travaux et nos publications en commun, et un hôte en tant que Responsable de l'Unité de télédétection du Laboratoire d'Informatique Appliquée du centre ORSTOM de Bondy.

Introduction Générale

LES OBJECTIFS

Depuis plusieurs années, l'attention de différents spécialistes des milieux arides s'est portée vers l'observation de la surface des sols. En effet, dès les premières descriptions détaillées, les régions arides ont paru caractérisées par la présence d'organisations particulières à la surface des sols, en particulier des croûtes, parfois colonisées par des algues ou des lichens.

Les agronomes, pour leur part ont souligné le rôle d'obstacle mécanique de ces croûtes qui entravent souvent la levée des jeunes plantes. Les hydrologues ont ensuite montré que l'aptitude au ruissellement de nombreux sols arides est fortement dépendante de leur surface, certains matériaux limitent la perméabilité, d'autres la favorisent.

Les phytoécologues, quant à eux, ont observé que les possibilités de développement et de régénération de la végétation des steppes semblent, pour un sol donné, affectées par le type de surface. Les pédologues ont d'autre part intégré dans leur description de profils de sol la notation de caractères de la surface qui paraissent de bons critères de diagnostic (les traces d'érosion ou de sédimentation, et d'activité biologique, par exemple).

Parallèlement, le développement de l'étude de ces milieux par télédétection a montré que si la végétation steppique est très difficile à détecter, les images semblent surtout refléter des caractères de la surface des sols. Ces diverses constatations éparses semblent indiquer que la surface des sols arides mérite une approche plus complète, qui tente de réaliser une synthèse.

C'est ce que nous nous sommes proposés de faire dans ce travail en cherchant à répondre aux questions suivantes :

- L'observation de la surface des sols peut-elle réellement nous apporter des renseignements sur les types de sol d'une région, leur fonctionnement et leurs aptitudes,
- Quelles sont, parmi les caractéristiques de la surface, celles qui ont une influence sur les mesures réalisées par les satellites, et qui seraient donc ainsi "télédétectables".

LA DÉMARCHE SUIVIE

En abordant la surface des sols sous son aspect d'interface entre la couverture pédologique et l'atmosphère, son rôle particulier dans les écosystèmes arides apparaît nettement. Dès lors, l'hypothèse de base retenue dans notre travail est qu'elle constitue un objet d'étude en soi.

La première étape de la démarche suivie est logiquement de définir les limites de cet objet d'étude et de développer les outils conceptuels et les techniques qui permettent de le caractériser le plus complètement possible.

L'inventaire des différents aspects des surfaces devra ensuite révéler les variables de caractérisation les plus importantes et les principaux types de surfaces de la région étudiée. Dans cette étape les relations avec la couverture pédologique seront aussi précisées. Les comportements de ces différents types seront ensuite testés par des expérimentations.

La recherche des caractéristiques des surfaces ayant un impact sur les données de télédétection sera basée sur l'étude des propriétés spectrales des différents constituants. Leur intégration sera tentée par modélisation de l'interaction des surfaces hétérogènes avec le rayonnement solaire. Le domaine spectral étudié sera celui des satellites à haute résolution spatiale (Landsat et Spot) qui fournissent des images de notre objet suffisamment détaillées pour envisager des applications cartographiques.

Les résultats seront enfin appliqués à des images Landsat (MSS et TM) de la région étudiée pour tester les possibilités de télédétection des états de surface et les applications qui en découlent.

PLAN DE L'EXPOSE

Ce mémoire s'articule en trois parties :

La *première partie* présente le cadre de l'étude. Ceci permet de situer son contexte des points de vue climatique, géologique, botanique et agricole (chap.1). Ensuite, l'étude des sols sur le terrain permet de dégager les grands traits de la couverture pédologique et de son évolution actuelle (chap.2).

Dans la *deuxième partie* sont détaillées la méthode de description développée et les techniques de mesure des caractéristiques des surfaces. L'application à la région étudiée permet de définir les principaux types de surfaces (chap.3). Leur comportement sous pluies simulées est ensuite testé, alors qu'une expérimentation en station permet de suivre l'évolution saisonnière (chap.4).

Dans la *troisième partie* sont étudiées les propriétés spectrales des composants des surfaces. Parmi les variables apparaissant importantes, le rôle de la couleur fera l'objet d'une étude particulière (chap.5). Les résultats sont ensuite appliqués aux images Landsat pour tenter d'établir des cartes d'état de surface. L'utilisation de ces cartes est enfin discutée (chap.6).

Première Partie

LE CADRE DE L'ETUDE

Les travaux présentés dans ce mémoire s'inscrivent dans le cadre d'un programme d'inventaire des sols de la Tunisie. Ils se sont déroulés dans la partie aride de ce pays, située en bordure nord-est du Sahara.

Une synthèse sur les sols et la végétation de cette *Tunisie présaharienne* a été présentée récemment par FLORET et PONTANIER (1982). Elle est basée sur des travaux réalisés principalement dans le domaine situé entre les latitudes de Gabès et Médénine (voir fig. 1).

Notre zone d'étude est plus méridionale, couvrant en partie le Massif des Matmatas, le Dahar et l'Ouara, (fig. 1 et pl. 1). Les principales caractéristiques de ce milieu sont décrites dans cette première partie, et plus particulièrement celles de la couverture pédologique, moins connue que dans la zone côtière.

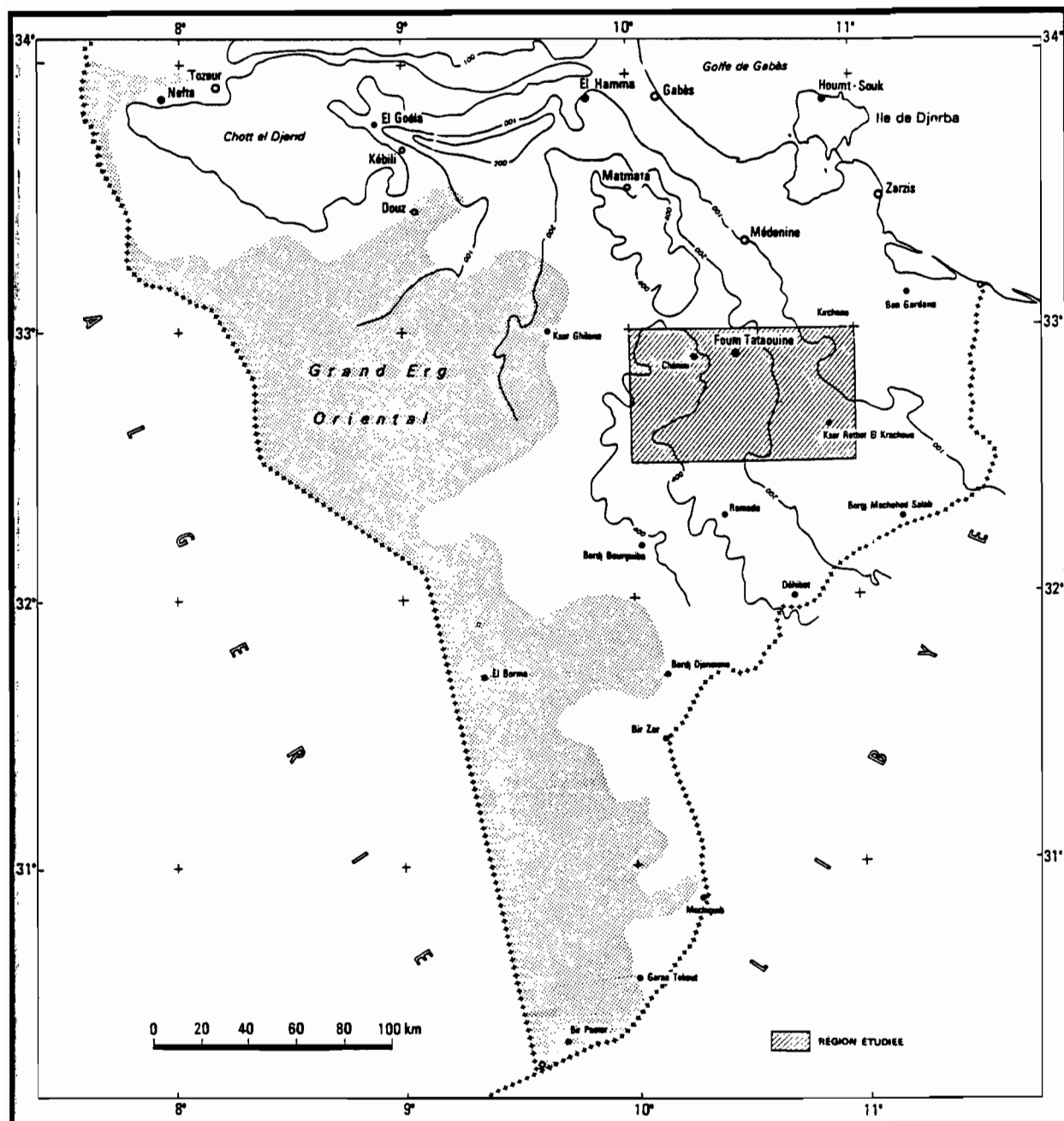


Figure 1. La Tunisie présaharienne et la situation de la zone étudiée

LE CONTEXTE RÉGIONAL

La région étudiée, centrée sur la ville de Tataouine, présente à la fois un caractère nettement aride et des milieux variés des points de vue de la lithologie, de la morphologie et de l'occupation du sol.

Elle est limitée par un rectangle de 100 km de large, compris entre les parallèles 32°25 et 33°N et les méridiens 9°50 et 10°50E, soit une superficie d'environ 6000 km². Les régions naturelles couvertes sont les suivantes (voir pl. 1) :

- au nord la plaine du Ferch et celle de Tataouine,
- au nord-est le Jebel Rehach,
- au centre la partie méridionale de la chaîne des Matmatas et la région des Ksars,
- à l'est les plateaux gypseux jusqu'à la Sebkhet Oum El Khrialate,
- au sud la cuvette de l'Oued Dekouk,
- à l'ouest le plateau du Dahar,
- au sud-est la plaine ensablée de l'Ouara.

1.1 LE CLIMAT

Du point de vue climatique, la Tunisie aride est soumise à deux influences opposées, celle du climat subtropical sec et chaud du Sahara, et celle du climat méditerranéen plus humide et tempéré venant du Golfe de Gabès. Dans la partie nord de la zone étudiée, la part des deux semble grossièrement équilibrée, alors que l'influence saharienne devient prédominante au sud (station de Remada).

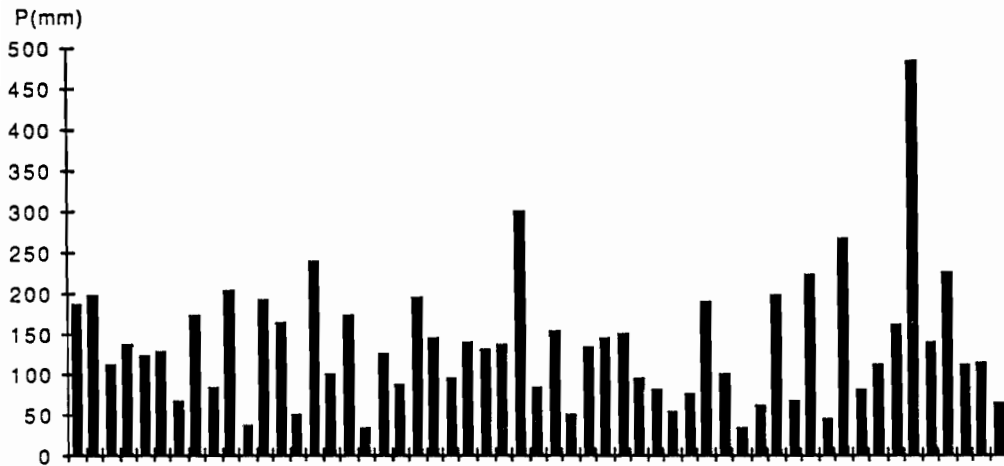


Figure 2. Variabilité interannuelle des précipitations à Tataouine

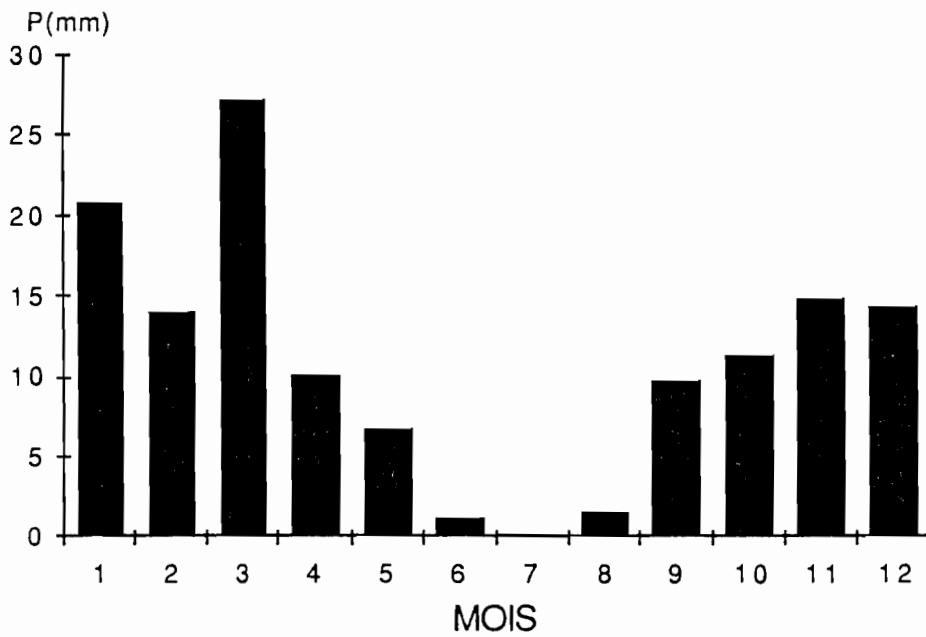


Figure 3. Précipitations moyennes mensuelles à Tataouine

* Les moyennes interannuelles des *précipitations* à Tataouine (138 mm, 41 observations) et à Remada (88 mm, 21 observations) traduisent mal la réalité, car l'irrégularité est le trait dominant des précipitations. Ainsi, à Tataouine on a enregistré 485 mm en 1975-1976, contre seulement 34 mm, en 1950-1951 (FERSI, 1980), soit un coefficient de variabilité interannuelle supérieur à 14 (fig. 2).

La répartition des pluies semble suivre une logique saisonnière (voir fig. 3), mais en fait n'importe quel mois de l'année peut être sec; la seule saison nettement marquée est l'été, toujours très sec, en particulier le mois de juillet. Cette irrégularité se retrouve au niveau des précipitations journalières, dont le maximum enregistré est de 123 mm. Ceci signifie que la hauteur précipitée en 24 h peut parfois atteindre pratiquement la hauteur moyenne annuelle. Ce type d'évènement reste exceptionnel, avec une probabilité environ cinquantenaire, mais marque profondément le paysage à cause des fortes intensités pluviométriques qui y sont liées (FERSI, 1979).

* les *températures* sont toujours positives, très fraîches en hiver (un jour de gelée sous abri en moyenne par an) et très élevées en été, ce qui se traduit par une forte évapotranspiration potentielle (voir tableau 1). Les vents souvent violents aggravent encore la demande évaporative, particulièrement le "sirocco" vent saharien, chaud et sec. D'après les relevés, la fréquence annuelle du sirocco est de 37 jours à Tataouine; elle est certainement plus élevée à Remada, mais il n'existe pas à ce propos de données précises pour cette station.

TABLEAU 1 - TEMPÉRATURES MOYENNES ANNUELLES ET ETP À TATAOUINE ET REMADA

Station	M	mx	mn	Q	ETP ₁	ETP ₂
Tataouine	20,2	37,9	4,8	13	1085	1699
Remada	20,7	38,3	5,7	7	1119	1654

M : température moyenne annuelle (degrés C)

mx : moyenne des maxima du mois le plus chaud

mn : moyenne des minima du mois le plus froid

Q : quotient pluviothermique d'Emberger (EMBERGER, 1952)

ETP₁ : évapotranspiration potentielle (mm) estimée avec la formule de Thornthwaite (d'après LE HOUEROU, 1969)

ETP₂ : évapotranspiration potentielle (mm) calculée avec la formule de Riou (RIOU, 1980).

PLANCHE 1 - LES REGIONS NATURELLES DE LA ZONE ETUDIEE

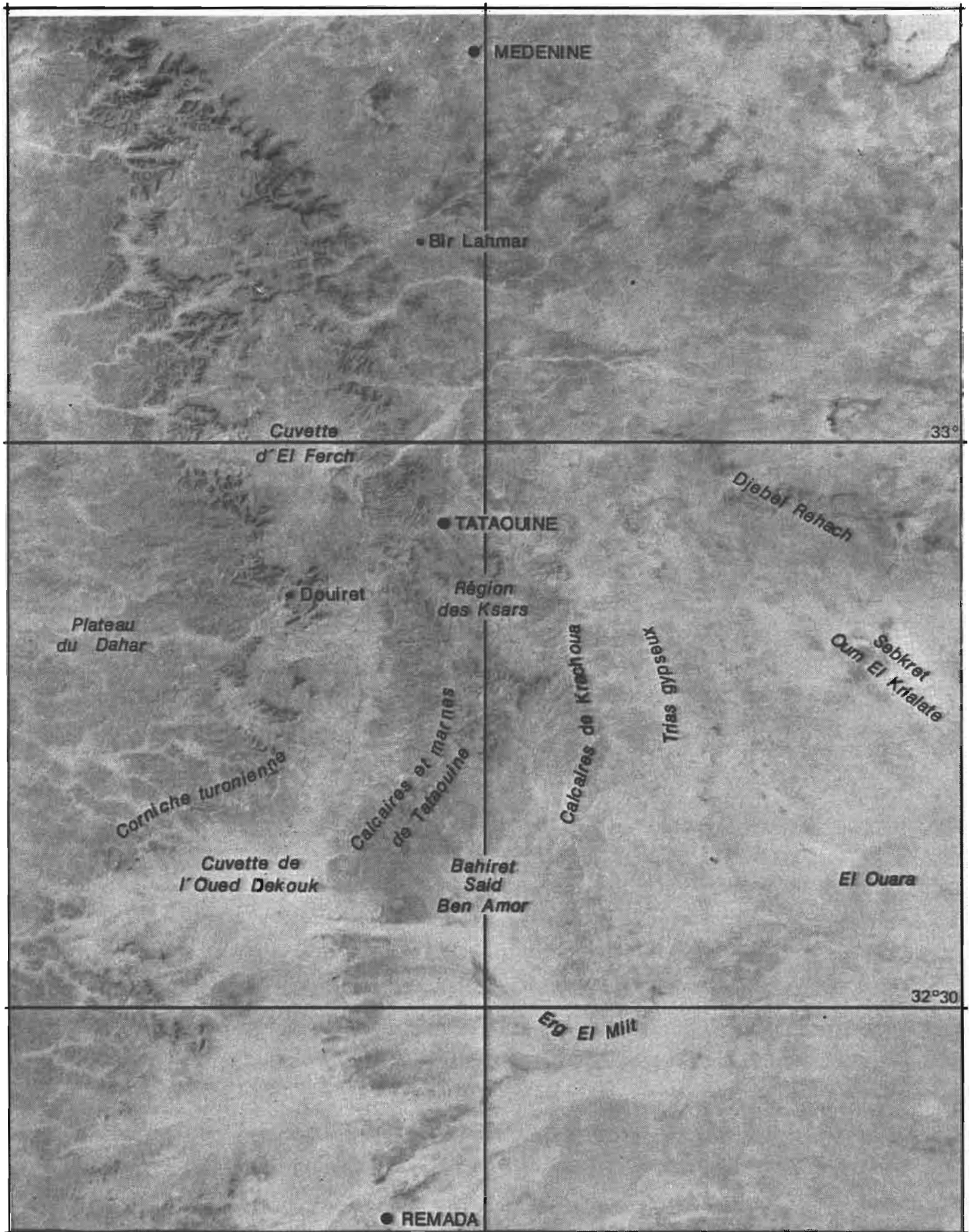
Cette image MSS Landsat du 4 avril 1981 (canal 7, orbite 205-37) reproduite à l'échelle du 1/500 000e, situe la zone étudiée comprise entre les parallèles 32°30 et 33°N.

Sa position de transition entre la Jeffara côtière (Médenine) et la région saharienne (Remada) apparaît clairement.

On remarque également le village de Bir Lahmar où a été implantée notre station expérimentale (voir chap.4).

Du nord au sud on distingue les régions naturelles suivantes :

- la cuvette d'El Ferch et la plaine alluviale de Tataouine,
- au nord-est le Jbel Rehach, reliefs gréseux,
- au centre, la partie méridionale de la chaîne des Matmatas et la région des Ksars, formées de reliefs calcaires,
- à l'est, les plateaux gypseux du lias et du trias qui s'étendent jusqu'à la Sebket Oum El Khrialate, vaste dépression salée,
- au sud, la cuvette de l'Oued Dekouk, limitée par la corniche turonienne,
- à l'ouest le plateau du Dahar et ses vallées envahies par les sables,
- au sud-est, la plaine ensablée de l'Ouara.
- au sud, l'Erg el Miit, vaste ensemble dunaire.



10°

10°30'

11°

* Le calcul du coefficient pluviothermique d'EMBERGER (1952) permet de situer la zone dans l'ensemble des *bioclimats* de la Tunisie délimités par LE HOUEROU (1959). Les valeurs du tableau 1 indiquent que Tataouine est caractérisée par un bioclimat méditerranéen aride inférieur, alors qu'à Remada il est de type méditerranéen saharien supérieur. L'influence saharienne est donc très nette.

1.2 LES ROCHES

La région étudiée se situe dans la partie médiane du dôme de la Jeffara, ensemble de formations d'âge secondaire qui s'étend jusqu'en Libye (ROBAUX et CHOUBERT, 1942; BUSSON, 1967). La structure de ce synclinal, effondré dans sa façade maritime, se traduit par une succession d'affleurements d'âge décroissant d'est en ouest et disposés en éventail.

Le paysage est dominé par les corniches et reliefs structuraux formés de roches dures. Les roches tendres ont été creusées en vallées et dépressions, occupées par des formations superficielles plus récentes. A partir des cartes géologiques et de l'observation du terrain, on peut distinguer, d'est en ouest, les grands ensembles lithologiques suivants (Pl. 1) :

- le *Jbel Rehach* est un affleurement *triasique* qui présente une cuesta gréseuse tournée vers le nord, avec un revers dolomitique en pente douce vers le sud ;
- les *formations gypseuses* du *lias* sont composées de bancs de gypse massifs, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Elles forment un ensemble de collines disséquées, auxquelles succède vers l'est un vaste glacis d'érosion. Ce glacis est ponctué de collines alignées NE-SE, formées des intercalations de bancs calcaires. Dans ces gypses saccharoïdes on remarque des formes de dissolution de type karstique (dolines, grottes, fissures), et plusieurs dépressions salées (sebkhas).
- les *calcaires de Krachoua (Bathonien)* forment une première chaîne de montagnes nord-sud, limitant l'extension vers l'ouest des gypses.
- les *calcaires et marnes de Tataouine (Callovien et Oxfordien)* constituent une deuxième chaîne de montagnes plus imposante, séparée de la précédente par un ensemble de plaines et de vallées creusées dans les argiles et les grès.
- les *dolomies turoniennes* forment le troisième ensemble de montagnes couronnées d'une corniche massive, presque continue, très remarquable dans le paysage.

- enfin, le plateau du Dahar à l'ouest est un relief structural, formé de dolomies turoniennes et *calcaires sénoriens*, qui s'enfonce en pente douce sous les sables du Grand Erg Oriental du Sahara.

1.3 LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET LA MORPHOLOGIE

Le modelé des paysages étudiés est typique de celui des régions sèches (TRICART et CAILLEUX, 1969). L'ossature du paysage est constituée par les *jbels*, affleurements de roches dures. Ces reliefs souvent abrupts sont ennoyés par des formations superficielles formant de vastes surfaces en pentes douces ou subhorizontales.

Ces formations attribuées au Quaternaire n'ont pas fait l'objet d'une cartographie systématique dans la zone étudiée. Les études géomorphologiques réalisées dans d'autres parties du sud de la Tunisie, les données paléoclimatologiques, les résultats d'études ponctuelles, et nos propres observations de terrain permettent néanmoins une interprétation générale de la nature et de la distribution de ces matériaux.

Les niveaux témoins des principales phases d'érosion et de façonnement des surfaces quaternaires décrites par COQUE (1962) et MENSCHING (1964) ont été retrouvées au nord de notre zone, dans la cuvette d'El Ferch, par CHAHBANI (1981).

De fait, comme dans le reste de la Tunisie et du Maghreb, l'empreinte de ces pulsations climatiques quaternaires est très nette dans le paysage et il est assez facile de distinguer, par leur étagement et leur emboîtement, des formations d'âges différents mises en place par des ***processus hydriques***.

Ainsi, les piémonts des reliefs sont constitués de glacis et cônes de déjection de matériaux grossiers, peu triés. Les surfaces plus anciennes sont couvertes d'une épaisse dalle calcaire, c'est le cas des glacis des versants sud du Jbel Rehach et des montagnes de la région des Ksars (pl. 2).

Les matériaux plus fins ont été transportés plus loin formant les glacis limoneux et sableux du bassin versant de l'oued Dekouk, la Bahiret Saïd Ben Amor et les zones d'épandage dont les plus vastes s'étendent au Sud (alluvions sablo-caillouteuses de l'Ouara).

Deux dépressions semi-circulaires découpent le plateau dolomitique, la cuvette d'El Ferch au nord et celle, plus grande, de l'oued Dekouk au sud. Elles présentent le même type de distribution des matériaux, les plus grossiers sont à la

périphérie, en piémont des corniches. Dans la partie médiane s'étendent les glacis sableux et limoneux. Le centre est formé de terrasses gypseuses qui portent les traces d'une hydromorphie ancienne.

Un échantillon que nous avons prélevé au sein de ces formations dans un niveau détritique et organique de la berge de l'oued Dekouk, a été daté au laboratoire du centre ORSTOM de Bondy. La composition isotopique des carbonates de la fraction inférieure à 50 μm indique un âge *maximum* de 13240 ± 640 ans B.P. Cette donnée ponctuelle est insuffisante pour resituer précisément l'histoire de ce matériau parmi les différents épisodes pluvieux mis en évidence durant l'holocène (ROGNON, 1976, 1979, 1981; ROGNON et MISKOWSKI, 1987). En la rapprochant des paléolacs observés au Sahara (DUTIL, 1971; CALLOT, 1987) on peut néanmoins conclure que ces cuvettes ont fonctionné comme des lacs au Quaternaire récent.

La morphologie de ces paysages est également marquée par les *processus éoliens*, au moins de deux façons différentes.

Premièrement, les versants des vallées de la région des Ksars sont recouverts de matériaux carbonatés, sablo-limoneux, bien triés, connus au nord de la zone sous le nom de "limons des Matmatas". L'origine éolienne de cette formation a été récemment mise en évidence et permet d'interpréter l'importance de ces dépôts, souvent épais de plusieurs mètres, discordants sur les roches qu'ils recouvrent (COUDE-GAUSSSEN et al., 1982, 1983). Ces loess péri-désertiques se retrouvent également dans les glacis et zones d'épandage des piémonts de la région des Ksars, par redistribution sous l'action de l'eau.

D'autre part, de nombreuses accumulations de sables fins éoliens sont rencontrées dans ce paysage. La plus importante est l'Erg el Miit, au sud. Les autres formes sont moins spectaculaires, mais tout aussi caractéristiques des paysages arides (FRYBERGER et GOUDIE, 1981). Les voiles sableux sont particulièrement étendus, et tous les intergrades avec les accumulations sous formes de champs de dunes sont présents: microdunes, buttes sableuses fixées par la végétation (nebkas), dunes éparses.

PLANCHE 2 - PAYSAGES DE LA REGION ETUDIEE***en haut* : La corniche turonienne.**

Cette puissante formation dolomitique forme un relief tabulaire interrompu par une cuesta qui domine la vallée d'El Itime.

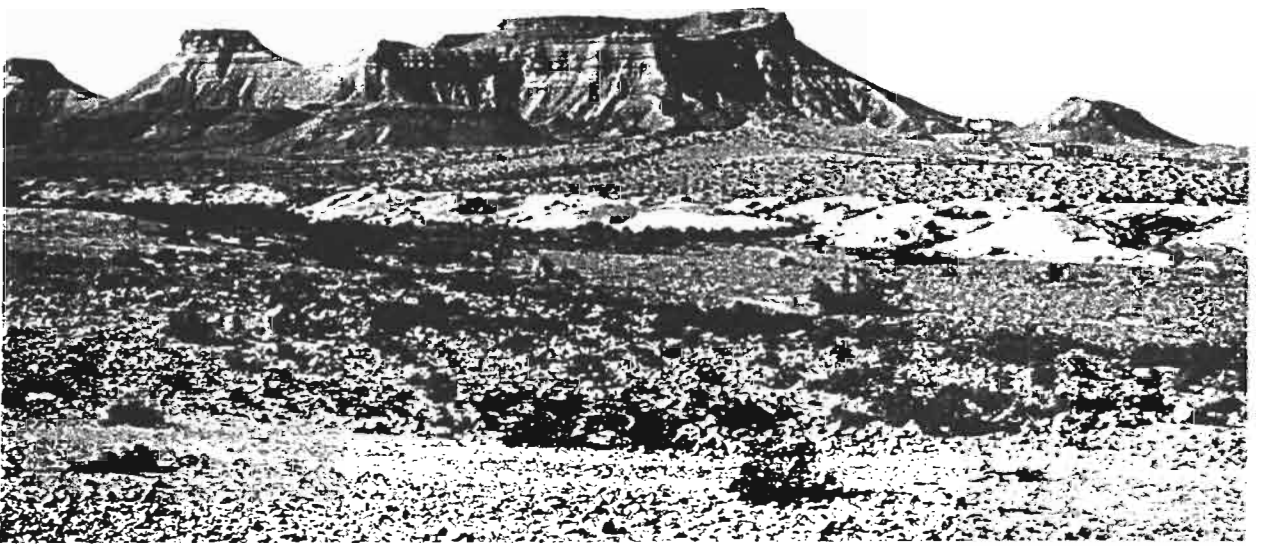
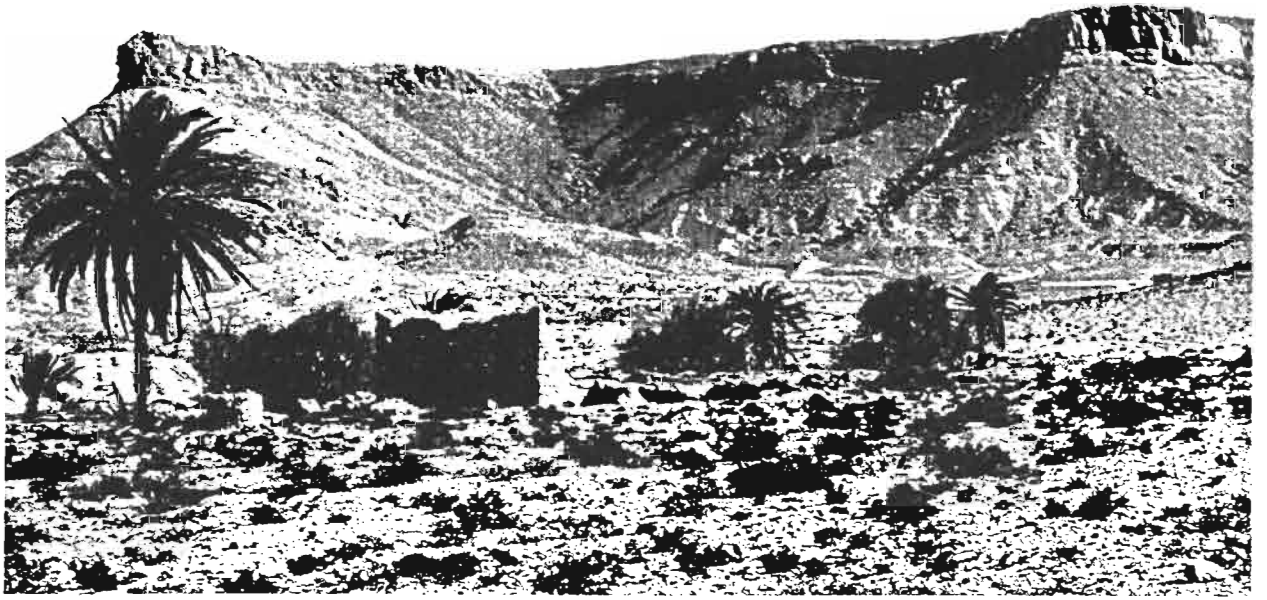
Au premier plan, on remarque des cultures d'oliviers et de palmiers derrière les jessours, petits barrages empierrés.

***au centre* ; Les glacis de piémont.**

De vastes glacis s'étalent au pied du Jbel Itime, qui apparaît en arrière-plan. Entre les glacis anciens à dalle calcaire (surface pierreuse), s'insèrent des glacis plus récents, sablo-limoneux (surface labourée). La densité du couvert végétal est extrêmement faible.

***en bas* : La cuvette de l'Oued Dekouk.**

La vaste plaine qui occupe cette grande dépression circulaire est formée de glacis d'accumulation de sables. La végétation, dominée par *Arthrophytum Schmittianum*, est moins rare et sert de pâturage pour les camélidés.



1.4 LA VÉGÉTATION

La végétation spontanée actuelle est soumise à deux contraintes majeures, d'une part la rareté et l'irrégularité des précipitations, d'autre part l'exploitation par l'homme (cueillette du bois, pâturages, cultures épisodiques). L'adaptation physiologique à l'aridité se fait suivant deux stratégies :

- les *plantes annuelles* ont un cycle végétatif très court. Lors des périodes humides, en fonction du stock de graines, elles colonisent rapidement les milieux favorables. Sur les sols sableux, même peu épais, elles peuvent alors former un tapis de verdure relativement dense. Dans les mêmes conditions, les sols peu perméables ne porteront au contraire qu'une végétation très maigre.
- les *plantes pérennes* sont le plus souvent de petits buissons ligneux bas, constituant l'élément le plus stable du paysage végétal (voir pl.2). Ces végétaux prostrés exploitent un grand volume de sol avec leur racines, par contre, leur partie aérienne est peu développée et leur taux de couverture est très faible. Ils résistent à la sécheresse en limitant au maximum la transpiration entre les périodes où les réserves en eau du sol permettent leur croissance.

Dans ce contexte, les possibilités de développement de la végétation dépendent pour une grande part de la capacité des sols à absorber les eaux pluviales, les stocker et les restituer aux plantes. Les plantes réagissant en fait à l'aridité édaphique, des ensembles sols-végétation s'individualisent nettement (FLORET et PONTANIER, 1984).

Les phytoécologues ont défini plusieurs associations basées sur les plantes pérennes, avec des variantes et des faciès de dégradation (LE HOUEROU, 1969). Nous pouvons en retenir les éléments les plus marquants au niveau des unités de paysage :

Les **reliefs calcaires** du nord de la zone portent l'association à *Artemisia herba alba et Arthrophytum scoparium*, sous association à *Gymnocarpos decander*, avec un faciès à *Stipa tenacissima* (Alfa) dans les situations les moins dégradées. Sur les versants, cette association présente une variante à *Farsetia aegyptiaca*. Cette zone relativement plus arrosée présente donc des parcours assez intéressants sur les formations calcaires (taux de recouvrement de l'ordre de 5 à 15 %).

Sur l'**ensemble du Dahar**, l'influence saharienne se traduit par la présence de l'association à *Anthyllis sericea* et *Gymnocarpos decander*; elle présente un faciès à Alfa sur les hauteurs un peu moins arides. La sous association à *Helianthemum lipii* se développe à l'est, sous un bioclimat comparable, sur l'ensemble du plateau gypseux (taux de recouvrement inférieur à 10 %).

En **plaine**, sous bioclimat saharien, les grandes étendues à couverture pédologique épaisse portent l'association à *Arthrophytum schmittianum* et *Arthrophytum scoparium* (taux de recouvrement de 5 à 15 %).

Dans les **zones alluviales** les apports d'eau supplémentaires par ruissellement permettent le développement de *Retama raetam* en association avec *Traganum nudatum* et *Suaeda mollis* (avec 20 à 30 % de recouvrement).

Dans les **dépressions** fortement gypseuses et assez salées, c'est l'association à *Nitraria retusa* et *Salsola sieberi* qui prend le relais. Lorsque la salure est très forte on observe les groupements halophiles à *Salicornia arabica* (le recouvrement peut y dépasser 30 %).

Les **zones dunaires**, ne portent une végétation psammophile fixatrice à *Aristida pungens* que dans les situations les plus humides des glacis de versant du nord de la zone; dans le sud, les ergs ne présentent qu'une végétation interdunaire très éparse.

1.5 L'UTILISATION ACTUELLE DU MILIEU

La mise en valeur de cette région est basée essentiellement sur une agriculture de type traditionnel et familial :

- l'**élevage extensif** d'ovins et de caprins est de loin la spéculation la plus importante et concerne l'ensemble de la zone.

Les steppes du sud sont encore partiellement exploitées avec les techniques du semi-nomadisme, en particulier dans le Dahar et l'Ouara, où il n'existe pas de population sédentaire. Les troupeaux sont conduits à la fin de l'hiver et au début du printemps dans les zones qui ont bénéficié des pluies et qui portent donc une végétation annuelle de valeur fourragère intéressante. On y rencontre également de grands troupeaux de dromadaires auxquels sont réservés les parcours à végétation halophile, non consommée par les ovins et les caprins.

Dans la *partie nord* au contraire, les habitations et les villages sont nombreux et la population qui y vit fait parcourir moutons et chèvres à proximité du domaine familial. L'exploitation des parcours de ces montagnes et glacis n'est donc plus liée

au régime des pluies. Comparés aux parcours du sud, ils sont surpâturés, et de valeur médiocre bien qu'ils soient constitués de plantes de valeur pastorale supérieure. Cette dégradation accroît les risques de désertisation de ces milieux (FLORET et al., 1976).

- la **céréaliculture pluviale** est limitée aux sols meubles qui reçoivent des eaux de ruissellement de façon naturelle, ou par aménagement. L'orge est semé à la volée après des pluies d'automne un peu importantes. Les rendements sont très aléatoires, surtout vers le sud; mais c'est une culture extensive à faible investissement.

- la **culture d'oliviers et de palmiers** est pratiquée grâce au système des *jessours*, ouvrages en terre avec seuil empiérré barrant les talwegs et les chenaux d'oueds alluvionnés. Ce système très ancien s'étend vers le nord ouest depuis la région des Ksars jusqu'à Matmata. Vers le sud de notre zone la densité des jessours diminue avec la raréfaction des précipitations, alors que les impluviums y sont de taille croissante.

Même si les surfaces concernées sont très faibles comparées aux vastes steppes, l'efficacité de ce système en termes de gestion de l'eau et des sols est incontestable. Malheureusement, il est coûteux en main d'oeuvre et laissé progressivement à l'abandon. L'érosion hydrique y fait alors des ravages avec les pertes en eau et les dangers d'inondation qui en découlent (BONVALLOT, 1980).

- les **cultures irriguées** sont restreintes à quelques jardins familiaux alimentés par des puits de surface dans la région de Tataouine et d'El Ferch. La mise en évidence d'un aquifère exploitable dans la cuvette de l'oued Dekouk pourrait permettre leur extension dans cette région (KHALLILI, 1985).

LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE

De nombreuses études et cartes ont été publiées sur les sols du sud de la Tunisie et en particulier ceux de la zone côtière (BEN AYED et al., 1966; ESCADAFAL, 1979; ESCADAFAL et MTIMET, 1982; LE HOUEROU, 1960; MTIMET, 1979, 1980; PONTANIER, 1968, 1972; PONTANIER et ZANTE, 1976; PONTANIER et VIELLEFON, 1977; POUGET, 1965, 1969).

Cependant ces études pédologiques ne s'étendent pas jusqu'à Tataouine. Seule la région du Ferch a été étudiée par FOURNET (1969). L'étude de la couverture pédologique de notre zone a donc nécessité un important travail de terrain, interprété à la lumière de ces données existantes sur les régions voisines.

2.1 LES FACTEURS DE DIFFÉRENCIATION DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE

D'un point de vue global, l'indice d'aridité calculé d'après la formule de DE MARTONNE est de 4,6 pour la région étudiée, ce qui la classe dans les milieux à altération nulle, d'après PEDRO (1968, 1988).

De fait, sous le climat actuel, les précipitations sporadiques se traduisent le plus souvent par des flux d'eau intenses à la surface des sols, faibles et irréguliers en profondeur. Seuls les sols sableux infiltrent la plus grande partie des eaux pluviales. La majorité des sols sont peu humectés à cause d'une faible perméabilité superficielle. Les eaux de ruissellement sont alors entraînées vers les oueds ou vers les zones endoréiques. Les sols ne sont donc traversés par des flux hydriques importants que dans ces dernières situations.

Du fait de sa faible abondance, la végétation ne fournit que très peu de matière organique aux sols, les teneurs sont toujours inférieures à 1 %. Son influence directe sur la pédogénèse actuelle est donc négligeable. Par contre son rôle protecteur est important: elle piège les éléments fins apportés par le vent et diminue la susceptibilité des sols à l'érosion (NAHAL, 1984).

Parmi les processus d'évolution des sols reconnus dans les régions arides (BUOL, 1965; DREGNE, 1976; KOVDA et al., 1979), ceux qui se manifestent actuellement dans la région étudiée sont essentiellement :

- *le rajeunissement par érosion, ou au contraire par sédimentation hydrique ou éolienne.* Si l'érosion hydrique a fait l'objet de nombreuses mesures en Afrique du Nord (HEUSCH, 1983), l'action du vent est par contre moins bien connue. D'une façon générale, les quantités de matériaux transportés par le vent sont très importantes dans les régions arides (GOUDIE, 1978).

Dans la région étudiée, des vitesses de déflation de plusieurs centimètres par an ont été mesurées sur des sols sableux défrichés (LE HOUEROU, 1969). Inversement, au cours de l'année 1984, l'apport de poussières éoliennes au cours de trois tempêtes de sables a pu être estimé à 120 t/km^2 (ESCADAFAL, non publié). Ces poussières sahariennes actuelles sont comparables à celles qui ont formé les dépôts loessiques des Matmatas (COUDE-GAUSSEN et ROGNON, 1983).

- *la redistribution de sels solubles.* Sous l'action de la circulation de l'eau et par le jeu des dissolutions et reprécipitations, les chlorures, les sulfates et, dans une moindre mesure, les carbonates se déplacent dans les sols. Dans la plupart des sols, les flux hydriques internes sont faibles et ces phénomènes sont à courte distance.

Ils ne sont pas pour autant négligeables, car ils sont en particulier responsables du façonnement de nombreux paysages arides par les systèmes pédologiques à encroûtement calcaire (RUELLAN et al., 1977). Dans les cas extrêmes, ces redistributions de sels solubles sont très marquées dans les sols des dépressions, et très réduites pour les sols sous bioclimat saharien.

- *la steppisation,* décrite sous des climats méditerranéens moins arides (POUGET, 1980), peut être décelée ici dans certains sols sableux stabilisés. Ceux du nord de la zone présentent en effet une légère redistribution du calcaire et un début de structuration probablement liée à la maturation et la répartition de la matière organique. Ce phénomène n'est plus discernable sous bioclimat saharien, où la pédogénèse est concentrée en surface (DAN et al., 1982).

Contrastant avec cette faible intensité des processus actuels, la couverture pédologique de la région présente de nombreuses différenciations :

- *accumulations calcaires* sous formes variées, d'autant plus développées que le matériau est ancien: amas, nodules, encroûtements, croûtes et dalles. Ces accumulations sont très étendues ici comme dans tout le Maghreb aride (BOULAINÉ, 1961; RUELLAN, 1971, 1980; POUGET, 1980, 1981).
- *accumulations gypseuses* sous forme de croûtes de surface, encroûtements et amas. L'extension de ces formations est une caractéristique des sols du sud Tunisien (VIELLEFON, 1976; WATSON, 1979), particulièrement affirmée dans notre région où les affleurements de roches gypseuses sont abondants.
- *anciens horizons hydromorphes*: ces pseudogleys exondés se trouvent dans le centre des cuvettes, ils sont comparables à ceux des paléosols hydromorphes décrits dans la région de Gabès par POUGET (1965).

L'organisation interne de la couverture pédologique est donc nettement marquée par l'histoire de sa mise en place et de son évolution à travers le Quaternaire. Au contraire, les phénomènes actuels en affectent essentiellement la surface. En d'autres termes, l'organisation de la couverture pédologique dépend en premier lieu de la lithologie et de la nature des formations superficielles, elles-mêmes le plus souvent caractérisées par des formes de relief (éboulis, cônes de déjection, glacis, terrasses, dépressions fermées,...).

2.2 ORGANISATION DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE

2.2.1 Concepts utilisés

Dans cette étude d'inventaire nous nous plaçons à un niveau d'observation régional. Un premier niveau d'analyse permet de distinguer les **pédopaysages** (GIRARD, 1983), différenciés ici sur la base des grands ensembles lithologiques. Les liens étroits entre morphologie, nature des formations superficielles et organisation de la couverture pédologique observés ici sont une caractéristique des régions arides (ROGNON, 1980). Nous avons donc analysé chaque pédopaysage en suivant le concept d'unité *morpho-pédologique*, (KILLAN, 1972). Chaque unité est une portion du paysage caractérisée par une morphologie définie, un type de matériau originel, et un type de couverture pédologique associé.

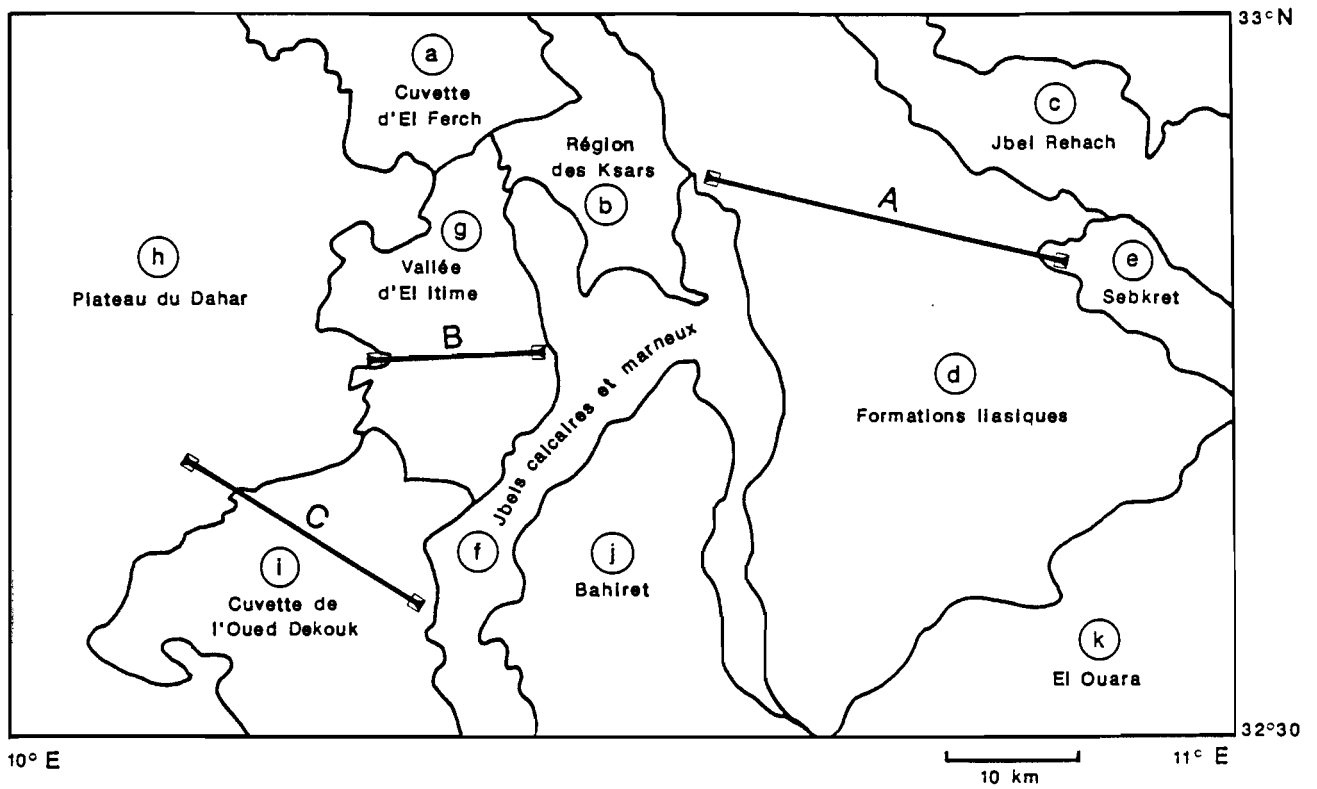


Figure 4. Carte de situation des pédopaysages de la zone étudiée

Dans chaque unité nous avons cherché à caractériser les horizons dominants et leur relations. Ces observations ont été traduites en les rattachant à des "sols-concepts" ou *taxons* (BOULAINÉ, 1980). Pour cela nous nous sommes référés à la classification française des sols utilisée en Tunisie, suivant les travaux de G.AUBERT (1962, 1965) et de la C.P.C.S. (1967).

Ce système est à la base de tout le corpus de cartes pédologiques réalisées en Tunisie. Le produit de notre travail devant s'y intégrer, nous avons choisi cette nomenclature, qui permet de situer les sols étudiés dans leur contexte pédologique.

Notre objectif est de réaliser une reconnaissance régionale des ressources en sols, nous n'étudierons donc pas ici la structure interne de ces unités ou leurs fonctionnements et transformations associés. C'est l'objet de l'analyse structurale (BOULET et al., 1982) qui se situe à un niveau d'observation beaucoup plus fin (à très grande échelle) et qui peut être considérée dans ce cas comme une étape suivante de l'étude de la couverture pédologique.

2.2.2 Prospection sur le terrain

Un premier contact sur le terrain avec l'ensemble de la zone étudiée et l'analyse des documents cartographiques disponibles a permis de reconnaître les pédopaysages suivants du nord au sud (fig. 4):

a) *la cuvette d'El Ferch*, dépression circulaire formée de glacis de colluvions calcaires convergeant vers une terrasse de sols gypseux au centre. Les sols et la morphologie en ont été étudiés par FOURNET (1968) et CHAHBANI (1981).

b) *La région des Ksars*, autour de la ville de Tataouine, caractérisée par des hauts reliefs calcaires dont les versants sont couverts de loess formant des vallées aux sols épais découpés en bad-lands et exploités par la technique des jessours. Ce paysage, qui débouche vers le nord par une plaine alluviale, est comparable à ceux étudiés par MTIMET (1984) dans la région de Matmata.

c) *Le Jbel Rehach*; ce massif gréseux et les glacis à dalle calcaire en piémont forment un paysage minéral monotone, en pente douce vers le sud, creusé de quelques vallées très étroites.

d) *Les Formations liasiques*: cette vaste étendue à l'est de Tataouine, dominée par les affleurements de roches gypseuses, est caractérisée par des sols variés: alluvions calcaires, barres carbonatées alternent avec les matériaux gypseux, les zones d'épandage sableuses, les dépressions salées, et les formations éoliennes.

e) La *Sebkhet Oum El Krialate*, grande dépression alimentée en eau saumâtre, domaine des sols engorgés et hypersalés (MAMOU, 1983).

f) Les *Jbels* calcaires et marneux du centre, reliefs disséqués qui sont le domaine des sols pierreux et érodés, sur fortes pentes.

g) La *vallée d'El Itime*, creusée entre les Djebels et le Dahar, présente un ensemble varié de glacis calcaires emboîtés.

h) Le *Plateau du Dahar*, étendue monotone de dolomies et calcaires faiblement ondulés. Les versants peu marqués sont couverts d'une dalle calcaire, et les fonds des vallées sont envahis par les sables désorganisant un réseau hydrographique qui ne fonctionne que rarement.

i) La *Cuvette de l'Oued Dekouk*, une vaste dépression circulaire présentant un large éventail de formations superficielles: éboulis et glacis de piémont, glacis anciens à dalle calcaire, glacis d'épandage récents, alluvions de différentes textures, terrasses, dépressions salées, formations éoliennes. Les sols y sont donc assez diversifiés.

j) La *Bahiret Saïd Ben Amor*, formée de glacis anciens à dalle et croûte calcaire, descendant des djebels. Un glacis sablo-limoneux plus récent s'insère dans cet ensemble convergeant vers le sud, où il est envahi par un erg.

k) L'*Ouara*, enfin, au sud est, zone d'alluvions sablo-caillouteuses, couverte de formations éoliennes (à voile éolien, nebkas et dunes).

Ces 11 pédopaysages sont d'étendue et de complexité différentes. Les trois dont les couvertures pédologiques sont les plus variées et les moins connues ont fait l'objet d'une prospection sur le terrain, à savoir *les formations liasiques, la vallée d'El Itime et la cuvette de l'Oued Dekouk*.

Dans chacun des cas, les différentes unités morfo-pédologiques, reconnues par photointerprétation, ont été étudiées le long de toposéquences. Les sols ont été observés et échantillonnés dans des fosses et par sondages lors des vérifications. Les différentes hypothèses basées sur des relations entre morphologie, formations superficielles et sols, ont été testées et affinées au cours de la progression du travail selon la démarche pédologique génétique décrite par BOULAINÉ (1980, 1982).

Les descriptions de profils de sols ont été faites en suivant les recommandations du "Glossaire pour la description des sols de Tunisie et de leur Environnement", mis au point par la Direction des Sols (Ministère de l'Agriculture de Tunisie), l'ORSTOM et l'association Informatique et Biosphère (GIRARD et VIELLEFON, 1980). Un total de 177 sites a été étudié (environ autant de fosses que de sondages). Les échantillons de sols ont été analysés au Laboratoire de l'antenne régionale de la Direction des sols de Gabès (granulométrie, teneur en carbone, calcaire et gypse, conductivité; pour les méthodes utilisées voir POUGET, 1980, p.478-480).

2.2.3 Synthèse des observations

2.2.3.1 Caractères généraux des sols observés

Une étude statistique simple des observations de terrain et des données analytiques obtenues au laboratoire permet de dégager les grands traits caractéristiques des matériaux pédologiques de la zone étudiée :

- la *texture est à dominante sableuse*. Comme l'indiquent les histogrammes de la figure 5, les teneurs en argile et limons ne dépassent que rarement 50 %, alors que celles en sables fins sont le plus souvent comprises entre 45 et 65 %. Les sables grossiers sont également abondants et le taux de refus est élevé (éléments de taille supérieure à 2 mm). Ainsi, d'après le triangle de texture proposé par JAMAGNE (1967), la grande majorité des échantillons a une texture sablo-limoneuse ou sableuse. Les horizons supérieurs ont souvent une texture sensiblement plus grossière que les horizons de profondeur.
- la *structure* de ces matériaux est généralement *peu développée*, les horizons très sableux sont bouillants (à l'état sec), passant à une structure massive à débit anguleux lorsque la teneur en éléments fins croît un peu. Les horizons sablo-limoneux présentent un début de structuration (polyédrique subanguleuse fine à moyenne, peu nette à nette).

Ce manque de structure est lié à la *faible teneur en argile (de 4 à 16 %) et à la très faible teneur en matière organique*. Celle-ci n'est jamais décelable sur le terrain et les taux mesurés au laboratoire varient de 0,1 à 0,25 %. Ceci se traduit également au niveau de la capacité d'échange, qui est faible (2 à 6 méq/100 g).

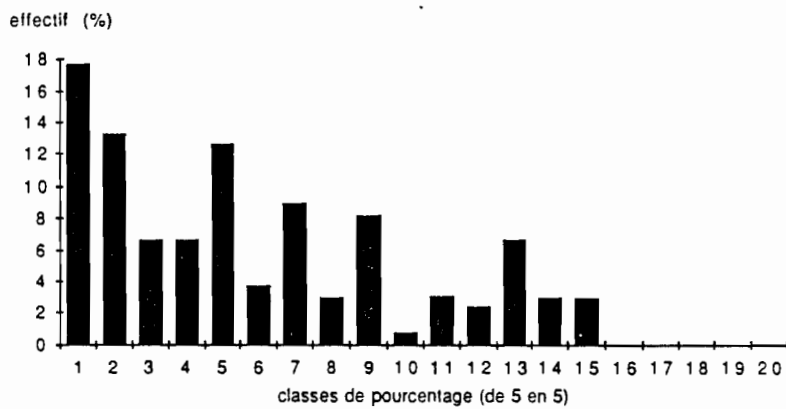
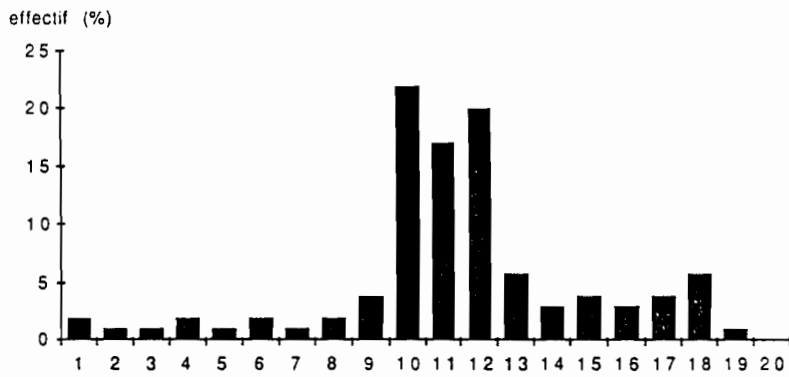
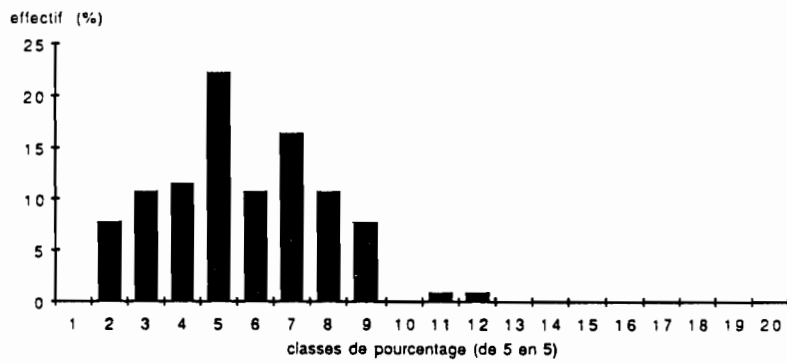


Figure 5. Histogramme des fréquences des teneurs observées dans les échantillons de sol étudiés

a) argile + limons, b) sables fins,

c) refus

- parmi les autres caractères morphologiques, remarquons que la *couleur* varie assez sensiblement, elle est un bon critère de discrimination des différents horizons. La gamme des teintes Munsell observée est assez faible, essentiellement 5 et 7,5 YR, par contre la clarté et la pureté varient de 4 à 8 et de 2 à 8 respectivement (l'étude détaillée du rôle de la couleur des sols et de sa mesure est développée dans la troisième partie du mémoire).
- l'ensemble des horizons est marqué par la *présence de carbonates*, ce qui se traduit par une effervescence généralisée, forte à très forte, et un pH toujours basique, variant de 8,2 à 8,7.
- les *accumulations calcaires* et *gypseuses* sont abondantes, particulièrement dans les horizons de profondeur où nodules et amas sont fréquents. Cependant croûtes et encroûtements sont également souvent affleurants, notamment sur les pentes où l'érosion les a mis à nus.
- les *sels solubles* sont présents en quantité notable dans de nombreux sols, la conductivité électrique y dépasse 10 mS/cm au-delà de 60 cm de profondeur. Les chlorures (de sodium, principalement) constituent au moins les deux tiers des sels extraits de la solution du sol, le reste étant constitué de sulfates (de magnésium et de calcium). Dans les dépressions endoréiques, la conductivité est très élevée dans les horizons de surface (40 mS et au delà) et diminue souvent en profondeur.

Cette reconnaissance régionale a permis de proposer un schéma d'organisation de la couverture pédologique pour chacun des pédopaysages étudiés. Une présentation synthétique en est faite en suivant une coupe transversale (transect) dans chacun d'eux (lignes A,B et C de la fig. 4). Pour chaque transect, une figure illustre la distribution des "unités de sol", (unités morpho-pédologiques rattachées aux taxons de la classification française des sols).

La liste complète des unités, numérotées en suivant l'ordre de leur apparition dans la classification, est reportée en annexe 1. Les unités les plus caractéristiques de la région étudiée sont illustrées par des profils décrits en annexe 2.

2.2.3.2 les unités de sols des formations liasiques

Leur distribution est schématisée sur la fig. 6. D'ouest en est on distingue:

- les *lithosols sur roches calcaires* des djebels (unité 1), affleurements de roches fragmentées en blocs et cailloux; dans les fentes des reliques d'anciens sols et des produits de la désagrégation actuelle permettent le développement de la végétation qui y installe ses racines;

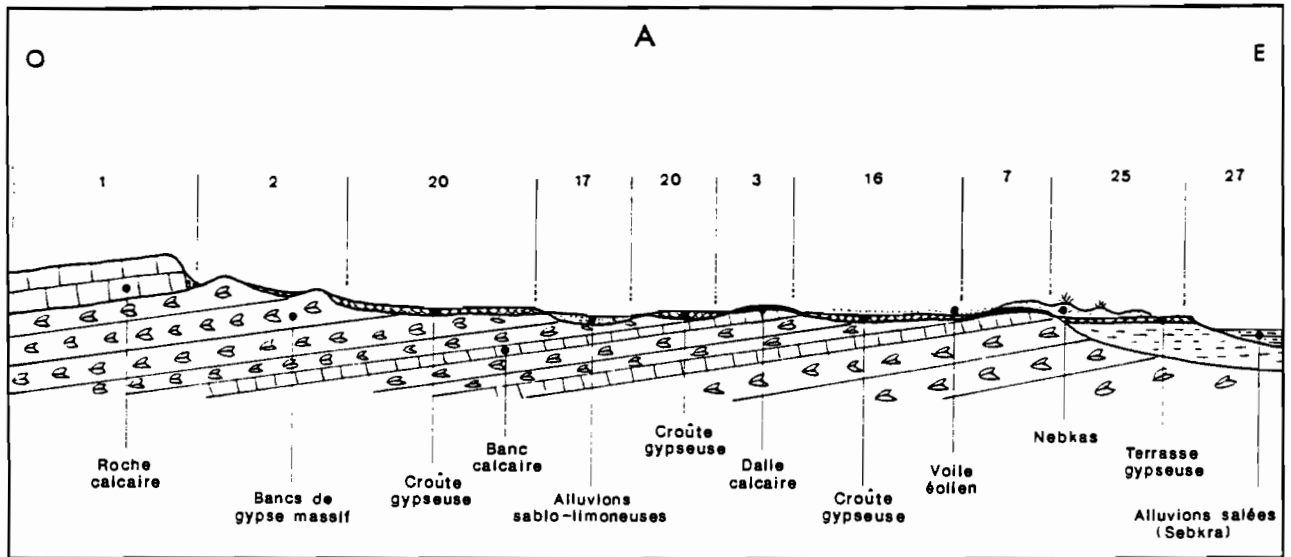


Figure 6. Coupe schématique montrant la distribution des unités de sols dans le pédopaysage des formations liasiques

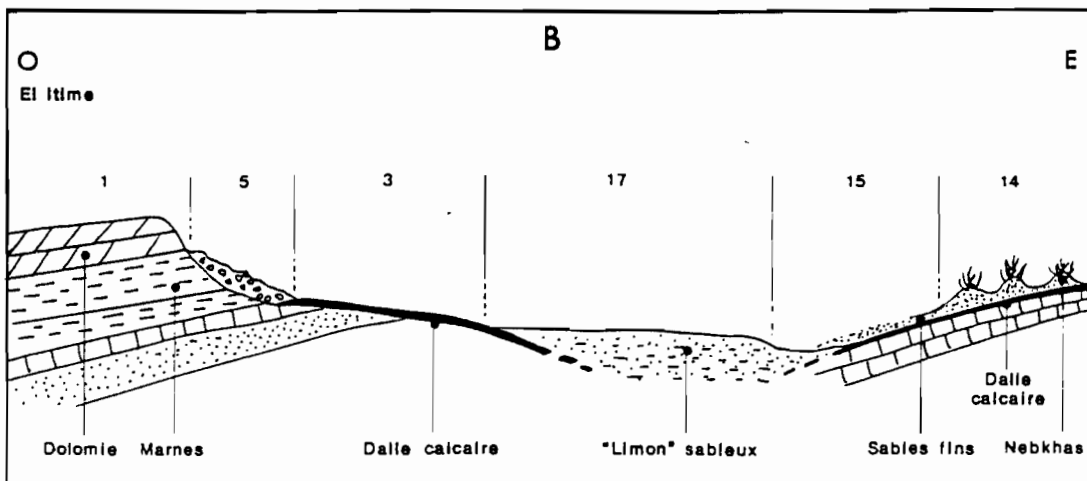


Figure 7. Coupe schématique montrant la distribution des unités de sols dans le pédopaysage de la vallée d'El Itime

- les *lithosols sur roches gypseuses* très érodées (unité 2), sur les collines disséquées au pied des reliefs;
- les sols *calcomagnésimorphes gypseux* à croûte gypseuse épaisse sur roche gypseuse altérée (unité 20), occupent le vaste glacis d'érosion qui s'étend à l'est des collines. Dans les parties basses, des sols *peu évolués d'apport alluvial* se sont développés sur les matériaux sableux des zones d'épandage (unité 17) ;
- les *lithosols sur dalle calcaire* couvrent les affleurements des barres calcaires intercalées au milieu des gypses (unité 3). En surface la dalle affleure en un reg très caillouteux ;
- plus vers l'est, ces deux derniers types de sols sont recouverts d'un voile de sable fin quartzeux (épais de 10 à 20 cm), on observe alors des sols *peu évolués d'apport éolien* sur croûte gypseuse (unité 16) et des sols *minéraux bruts d'apport éolien* sur dalle calcaire (unité 7), dans ce dernier cas il s'agit en effet de voiles sableux mobiles ;
- en bordure de la Sebkhet, sur une terrasse gypseuse recouverte d'un important dépôt de sables fixés (30 à 40 cm d'épaisseur), se développent des sols que nous avons rattachés à la *classe des sols isohumiques*, groupe des *siérozems* (unité 25), car ils présentent des traces de steppisation (voir plus haut) ;
- La Sebkhet, enfin, est le domaine des *sols halomorphes à structure dégradée* (unité 27).

2.2.3.3 les unités de sols de la vallée d'El ltime

De la même façon la fig. 7 illustre l'organisation des sols selon un transect en travers de cette vallée. Elle est relativement simple:

- à l'ouest, les *lithosols* (unité 1) des dolomies turoniennes surplombent les *régosols* sur marnes (unité 5);
- un grand glacis à puissante dalle calcaire érodée à reg de surface (*lithosols sur dalle calcaire*, unité 3) s'étend sur le piémont;
- les sols *peu évolués d'apport alluvial* sur matériau sablo-limoneux (unité 17) caractérisent les glacis récents emboîtés dans le précédent, qui s'étendent vers l'aval ;
- à l'est, les roches bathoniennes sont moulées par une dalle calcaire couverte par des formations éoliennes, correspondant à des *sols peu évolués d'apport éolien* (unité 15), localement fixés sous forme de nebkas par la végétation (unité 14).

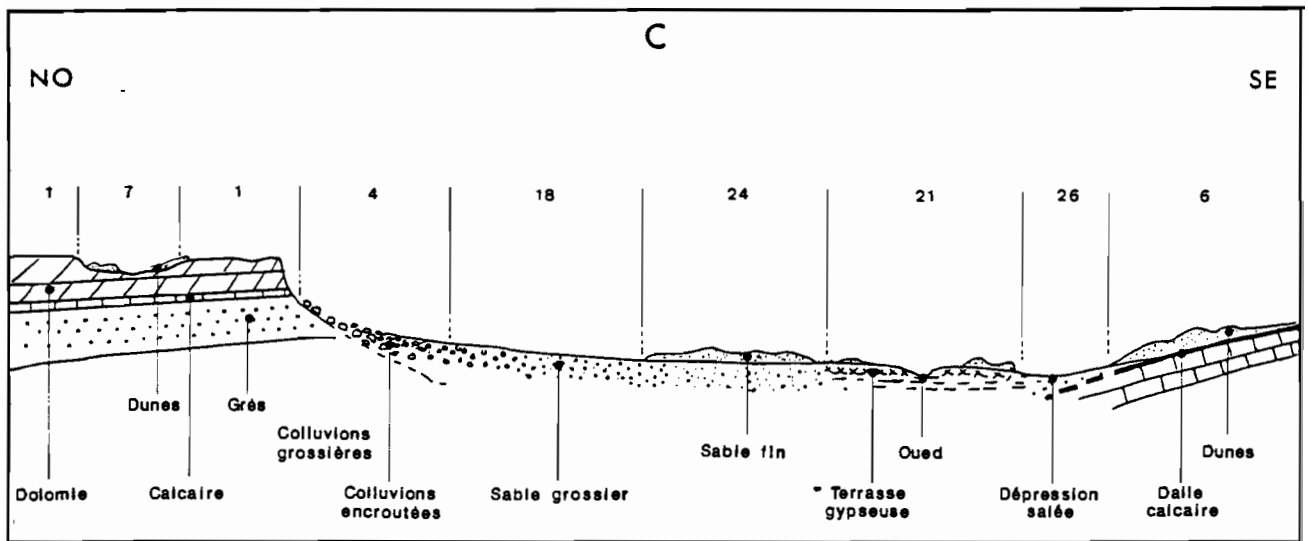


Figure 8. Coupe schématique montrant la distribution des unités de sols dans le pédopaysage de la cuvette de l'oued Dekouk

2.2.3.4 les unités de sols de la cuvette de l'Oued Dekouk

Le transect C, illustré par la fig. 8, s'étend de la bordure du Dahar jusqu'au calcaires bathoniens des jbel du centre de notre zone d'étude. Selon cette direction, il comprend:

- les *lithosols* sur dolomies turoniennes (unité 1), entaillées dans le Dahar par des vallées peu profondes envahies par les sables (*sols peu évolués d'apport éolien, à sables mobiles*, unité 7);
- en piémont de cette corniche, les sols des grés érodés cèdent la place aux *régosols sur colluvions grossières*, localement encroûtées (unité 4);
- un vaste glacis d'accumulation des produits de la désagrégation des grés porte *des sols peu évolués d'apport alluvial à sables grossiers* (unité 18), profonds et très filtrants;
- vers l'aval, les sables deviennent plus fins, enrichis en apports éoliens, ils forment des sols épais de type *siérozems*, localement encroûtés en profondeur (unité 24);
- au centre de la dépression, une terrasse gypseuse portant les traces d'une hydro-morphie ancienne (voir ci-dessus, paragraphe A), est caractérisée par des sols *calcomagnésimorphes gypseux à encroûtement* (unité 21), cette formation gypseuse est envahie par les sables et des remontées de nappes ont créé localement des petites dépressions salées (*sols halomorphes, salins*, unité 26),
- enfin à l'est, le revers des calcaires bathoniens est couvert de sables fins (*sols peu évolués d'apport éolien*, unité 7), accumulés sous forme de dunes vers le centre (unité 6).

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

Les paysages de la zone étudiée sont soumis à un climat aride à tendance saharienne, qui se traduit par les caractères généraux suivants:

- *un couvert végétal très réduit* en dehors de sporadiques et courtes périodes humides,
- *une agriculture marginale*, restreinte aux zones aménageables pour la collecte des eaux pluies, la majorité de l'espace étant exploitée *sous forme de pâturages extensifs*,

- une *altération* et une *pédogénèse actuelles très limitées*, la couverture pédologique se réduit des affleurements de roches sédimentaires et de formations quaternaires qui en sont dérivées. Ainsi, les matériaux calcaires, gypseux et quartzeux (issus des grès) dominant, certains portant les traces d'une pédogénèse ancienne.

La couverture pédologique est actuellement *surtout affectée par des phénomènes de surface*: ablation, réorganisation et accumulation des matériaux pédologiques sous l'action du vent (abondance des sables éoliens) et des eaux pluviales. L'organisation de la surface des sols est ici un témoin fidèle de ces phénomènes, car elle est peu modifiée par les activités humaines.

Ainsi, dans cette région aride, *la surface des sols est une portion privilégiée de l'espace où la couverture pédologique affleure, d'où émerge la partie aérienne des végétaux et qui redistribue les principaux flux d'énergie, d'eau et de matières.*

Dans la deuxième partie de ce mémoire, nous allons voir comment caractériser cette partie superficielle des sols et son rôle d'interface, qui apparaît de plus en plus essentiel dans le fonctionnement des écosystèmes arides.

Deuxième Partie

**L'OBSERVATION
ET LA CARACTÉRISATION
DE LA SURFACE DES SOLS
SUR LE TERRAIN**

Dans cette deuxième partie une revue des travaux publiés met en évidence le développement des études sur la surface des sols et les approches partielles des différents spécialistes. Une approche plus globale est proposée dans le chapitre 2 sous la forme d'une série de définitions et d'une méthode de description .

En application, une typologie des surfaces de la zone d'étude est établie à partir de l'analyse statistique des données de terrain. Les différents types de surface sont resitués dans le paysage, montrant les liens avec les sols et la végétation.

Dans le chapitre 3 l'influence de différents types de surface sur l'infiltration dans les sols et les possibilités de levée des plantules est évaluée par une expérimentation en station.

Ceci conduit à souligner en conclusion de cette deuxième partie le rôle très important de la surface des sols dans le fonctionnement des écosystèmes arides et l'intérêt de l'observer pour les caractériser.

DESCRIPTION DE LA SURFACE DES SOLS ARIDES

3.1 INTRODUCTION

3.1.1 Aperçu bibliographique sur l'étude de la surface des sols

La présence d'organisations particulières à la surface des sols est une caractéristique des régions arides qui a attiré l'attention des différents spécialistes de ces milieux.

Ainsi, dès 1948, FLETCHER et MARTIN signalent à la surface des sols de la région de Tucson, en Arizona, des *croûtes superficielles* de quelques millimètres d'épaisseur. Depuis, la présence de croûtes superficielles est apparue comme une caractéristique répandue dans la plupart des régions arides (ALPEROVITCH et DAN, 1973; SKUJINS, 1975; FAUCK, 1978; KOVDA et al., 1979).

Ces croûtes sont à rapprocher de celles qui se forment à la surface de certains sols cultivés par perte de structure. Ce dernier aspect agronomique a suscité de nombreux travaux sur l'impact des croûtes sur les cultures. Dès 1957, les expérimentations de HANKS et THORP ont montré que la formation de croûtes superficielles, phénomène connu sous le nom de *battance*, gêne considérablement le développement des plantules.

Depuis, les études se sont succédées pour mesurer les *propriétés mécaniques* de ces croûtes, leurs effets sur les différentes cultures (ARNT, 1960, 1965 ; FRELICH et al., 1973; HOLDER et BROWN, 1974; BOIFFIN et SEBILLOTTE, 1976) et les moyens pour en pallier les effets néfastes (BENNET et al., 1964; QUASHU et EVANS, 1967; PAGE, 1979).

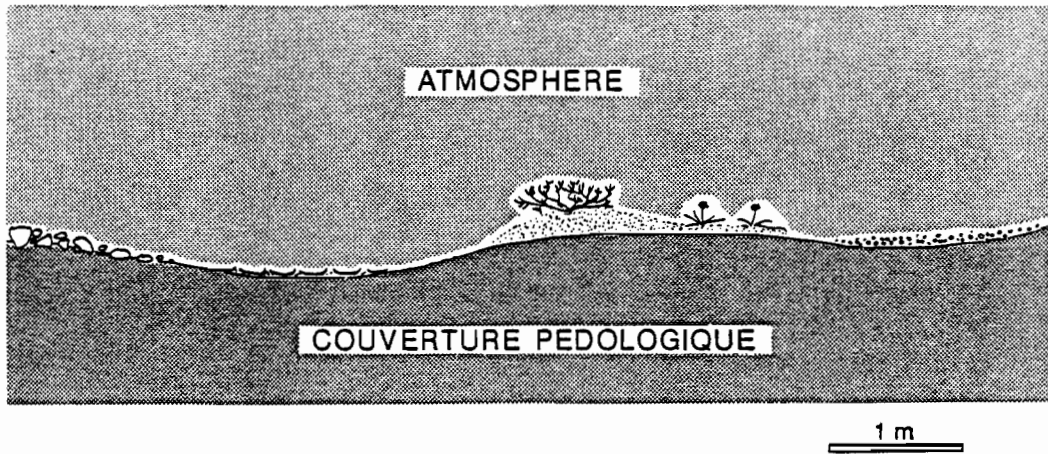


Figure 9. La notion de surface du sol en zone aride

Définie comme le volume de transition entre l'atmosphère et la couverture pédologique, la surface du sol, figurée ici en blanc, comprend aussi la végétation

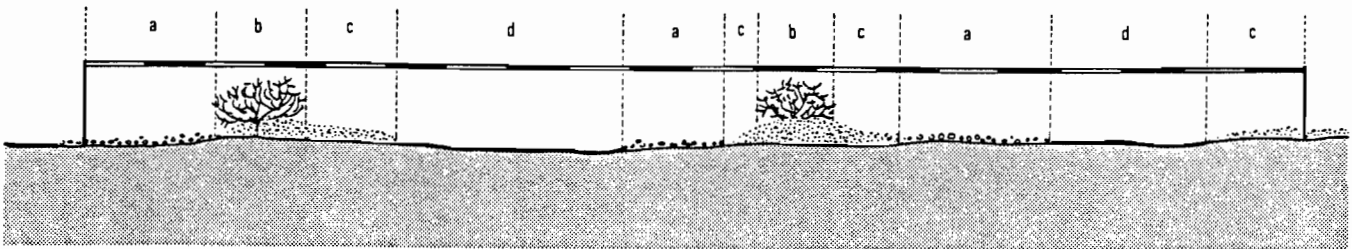


Figure 10. Principe de la mesure de l'abondance relative des ESE (états de surface élémentaires) par la méthode linéaire

Les différents ESE sont repérés par des lettres. Le long de chaque ligne, les longueurs qu'ils interceptent sont notées

Ces travaux se poursuivent actuellement, notamment en France, en relation avec l'influence de l'état hydrique du sol et des façons culturales (BOIFFIN, 1984; BOIFFIN et al., 1986).

Les hydrologues ont également étudié les crôutes de battance, montrant qu'elles ont une faible *conductivité hydraulique* et qu'elles freinent considérablement l'infiltration (RIOU, 1966; MORIN et BENYAMINI, 1977; HILLEL, 1974) et l'évaporation (BRESLER et KEMPER, 1970). Ces expérimentations en laboratoire ou en stations agronomiques ont progressivement été élargies à des essais en plein champ (FENECH et PAPY, 1977), notamment grâce aux techniques de simulation de pluies (voir chapitre 3), (LAFFORGUE et NAAH, 1976; COLLINET et VALENTIN, 1979).

C'est dans le domaine aride que l'étude des propriétés hydrodynamiques des crôutes naturelles a été particulièrement développée, en relation avec l'observation *micromorphologique* de leur organisation verticale (VALENTIN, 1985; ALBERGEL et al., 1986; ESCADAFAL et FEDOROFF, 1987).

Les crôutes sont donc apparues comme une caractéristique essentielle de la surface des sols arides, mais celle-ci comprend également bien d'autres éléments, par exemple : des *pavages de cailloux et de graviers, des placages de sable, des algues, des efflorescences salines*. Ces différents composants ont aussi un impact sur l'infiltration, le développement des plantes, la sensibilité du sol à l'érosion hydrique ou à la déflation, comme cela a été montré en particulier en Tunisie (ESCADAFAL, 1979; FLORET et PONTANIER, 1982; TELAHIGUE et al., 1987).

L'étude de l'infiltration sur les sols à surface irrégulière (labours, par exemple) a montré qu'une forte rugosité de la surface diminue considérablement le ruissellement (BURWELL et al., 1963; JOHNSON et al., 1979). Cette notion de rugosité, associée à celle de *cohésion*, est également un paramètre très important dans le calcul de la sensibilité d'un sol à la déflation (CHEPIL et WOODRUFF, 1963; SKIDMORE et al., 1970; BAGNOLD, 1973).

Notons enfin, que dès les premières recherches sur l'utilisation de la télédétection dans les zones arides, la prise en compte des caractéristiques de la surface des sols est apparue indispensable pour interpréter les images satellitaires (LONG et al., 1978).

En résumé de cette brève introduction, il apparaît que la surface des sols a intéressé et intéresse actuellement un nombre croissant de spécialistes qui chacun en étudient une ou plusieurs caractéristiques particulières. Face à cette diversité des approches nous avons cherché à adopter un point de vue plus global : **la surface des sols est abordée sous son aspect d'interface entre le sol et l'atmosphère.**

Contrairement aux régions où la végétation est abondante, cet interface est très mince dans les régions arides. Les flux d'énergie, d'eau, de solutés et de matières qui y circulent sont concentrés à la surface et en affectent la composition et l'organisation.

Cet interface n'est pas réduit à deux dimensions comme le sens mathématique l'entend, mais il a une épaisseur et c'est donc un volume. Dans cet esprit, nous proposons la *définition* suivante :

Surface du sol : Volume de transition entre l'atmosphère et la couverture pédologique.

Dans cette définition très large, la surface du sol comprend la partie superficielle de la couverture pédologique directement en contact avec l'atmosphère et dont l'organisation et/ou la composition diffèrent de celles du matériau sous-jacent; mais également les êtres vivants à la surface, algues, lichens, végétaux supérieurs et animaux (fig. 9). Dans les régions arides ces êtres vivants sont relativement peu abondants et la surface des sols est donc le plus souvent composée majoritairement de *matériaux pédologiques*.

Remarquons que cette même définition étendue à d'autres climats rejoint le concept d'*état de surface*, utilisé par BRUNEAU et KILLIAN (1984) ou de *land-surface* des climatologistes (BECKER et al., 1988).

Cependant, dans notre approche naturaliste, qui se veut opérationnelle sur le terrain, il s'agit d'*identifier* les composants et leur organisation, et non de les *paramétrer*. Aussi, avons nous développé une méthode de description basée sur l'*observation de la surface des sols au niveau macroscopique* et adaptée aux régions arides de la Tunisie.

3.1.2 Le problème de la description

Si les agronomes et les hydrologues se sont intéressés presque exclusivement à la mesure de la rugosité ou à la caractérisation de la battance, les naturalistes, par contre, ont prévu de décrire plus exhaustivement la surface des sols dans leurs glossaires et leurs fiches de relevé de terrain.

Ainsi les pédologues, lui consacrent en général une rubrique spéciale dans l'étude de l'environnement du profil décrit. La surface n'est pas alors considérée comme partie intégrante du sol mais comme un élément de diagnostic des conditions de milieu (MAIGNIEN, 1969 et 1980; INFORMATIQUE ET BIOSPHERE, 1971; AUBERT et GIRARD, 1978; GIRARD, VIELLEFON et coll., 1980).

De la même façon les phytoécologues placent la surface du sol parmi les caractères externes du "substrat de la végétation", c'est-à-dire du sol (GODRON et al., 1968).

D'une façon générale, trois grandes rubriques sont prévues dans ces relevés :

- *indication du recouvrement des différents constituants.* Elle se résume à l'estimation de la pierrosité de surface dans les relevés pédologiques, qui précisent bien, par contre, la nature, la taille et le type de distribution de ces éléments grossiers (en poches, en placages, en affleurement, ...). Plus globalement, les phytoécologues mesurent ou évaluent le recouvrement des roches dures et blocs, des pierrailles (graviers et cailloux), de la terre fine (dont le sol nu), de la base de la végétation et de la litière (en précisant sa nature).

- *description sommaire du microrelief.* Elle est surtout qualitative, basée sur un ensemble de termes en décrivant la forme: plan, convexe, bosselé, en billons, en polygones,...(GODRON et al., 1968; INFORMATIQUE ET BIOSPHERE, 1971). MAIGNIEN (1980) recommande cependant de noter les dimensions des ondulations, des réseaux de fentes et des effondrements. La description de certains accidents de la surface, plus modestes et plus spécifiques des régions arides, est prévue dans le glossaire pour la description des sols de Tunisie, comme les efflorescences salines, la battance, les accumulations de sables, les traces de piétinement,.. (GIRARD, VIELLEFON et coll., 1980).

- *érosion.* C'est un critère majeur de la caractérisation de l'environnement d'un sol aride et ses manifestations sont notées dans une rubrique spécifique. Elle se limite parfois à un simple diagnostic sur le type d'érosion dominant. Dans tous les cas, sont distingués érosion hydrique et éolienne, ablation ou dépôt.

Finalement, que l'on suive les recommandations des pédologues ou celles des phytoécologues, on n'obtient qu'une description assez fragmentaire et qualitative de la surface. Ces approches ne rendent pas compte de l'organisation des différents constituants et de leur disposition relative. Certains de ces constituants sont mieux observés que d'autres et la description est perturbée par des interprétations. Par exemple, "érosion hydrique forte" n'est pas une description de l'aspect de la surface, mais une interprétation par le thématicien. En d'autres termes, la description n'est pas toujours objective, ni exhaustive.

3.2 MÉTHODE DÉVELOPPÉE

Le but que nous nous sommes assigné dans ce travail est de caractériser la surface des sols globalement, sous son aspect d'interface sol-atmosphère.

La méthode de description que nous avons développée tente de répondre à cet objectif par une démarche hiérarchisée, mise au point au cours de recherches menées en Tunisie présaharienne depuis 1981 (ESCADAFAL, 1981a et 1981b). Nous en exposerons les principes de base, conçus pour être applicables à d'autres milieux arides, en les illustrant par un exemple pris dans notre zone d'étude.

3.2.1 Définitions : état de surface et ESE

La caractérisation de la surface des sols par observation sur le terrain est limitée dans le temps et dans l'espace. Nous utiliserons donc la terminologie suivante :

état de surface : composition et organisation de la surface du sol à un instant donné.

Au niveau macroscopique, et a fortiori microscopique, un état de surface est nécessairement caractérisé suivant des sites d'observations.

Les surfaces des sols des régions arides sont souvent hétérogènes et composées de différentes plages, qui se distinguent à l'oeil nu par leur composition, leur couleur, leur granulométrie, leur microrelief, leur structure. L'étude d'un site doit pouvoir rendre compte de cette organisation de la surface en décrivant les états de *surfaces élémentaires* qui la composent (planche 3) .

état de surface élémentaire (ESE) : plage d'un état de surface qui peut être individualisée et caractérisée au niveau macroscopique.

Exemples d'ESE : épandage de gravillons quartzeux, sol nu à pellicule superficielle, butte sableuse, microdépression à croûte en écailles, touffe de végétation pérenne, voile sableux à plantes annuelles.

Remarquons que dans le cas le plus simple, un état de surface peut n'être composé que d'un seul ESE.

Cette partition d'un état de surface en ESE, que nous avons proposée dès 1981 (ESCADAFAL, 1981a et b), revient à aborder une surface hétérogène comme un assemblage d'éléments plus simples. Dans cette démarche hiérarchisée les ESE sont donc caractérisés individuellement. Leur mode d'association, défini par leur abondance et leur disposition relatives, caractérise un état de surface.

3.2.2 Mise en oeuvre

La méthode développée a pour but de rendre compte de la composition et de l'organisation la surface des sols d'une région donnée. Elle doit donc être basée sur la recherche d'une certaine représentativité des observations, il ne s'agit pas de décrire seulement une parcelle expérimentale.

3.2.2.1 Echantillonnage

Comme dans toute étude du milieu naturel il n'est pas envisageable de faire une caractérisation exhaustive de toute la superficie à étudier. La description des états de surface s'effectue donc selon un plan d'échantillonnage.

Ce travail de terrain est précédé d'une stratification du paysage, basée sur l'interprétation des documents disponibles (photographies aériennes, données satellitaires, cartes topographiques et thématiques disponibles, et en particulier la carte pédologique, bien entendu) et sur les reconnaissances de terrain. Elle permet de délimiter un certain nombre d'unités et de formuler des hypothèses sur les types de surfaces qu'elles contiennent.

Dans chacune de ces unités la surface des sols est alors observée dans différents sites sur le terrain. La localisation des sites est fonction des hypothèses à tester, leur nombre dépend de la précision recherchée et de la variabilité du milieu. Contrairement au cas des sols que l'on ne peut observer que ponctuellement dans les tranchées, fosses et sondages, le choix des sites est facilité dans le cas des surfaces par le fait qu'elles sont directement observables.

Sur chaque site d'observation, la première étape du travail consiste à faire l'inventaire des ESE. La taille de la portion de surface observée dans chaque site est choisie de façon à ce que tous les ESE reconnus y soient représentés. Dans notre zone d'étude cela correspond à des portions de surface de quelques centaines de mètres carrés, au maximum. Dans le cas d'un état de surface composé d'un seul ESE, quelques mètres carrés suffisent pour le décrire en un site.

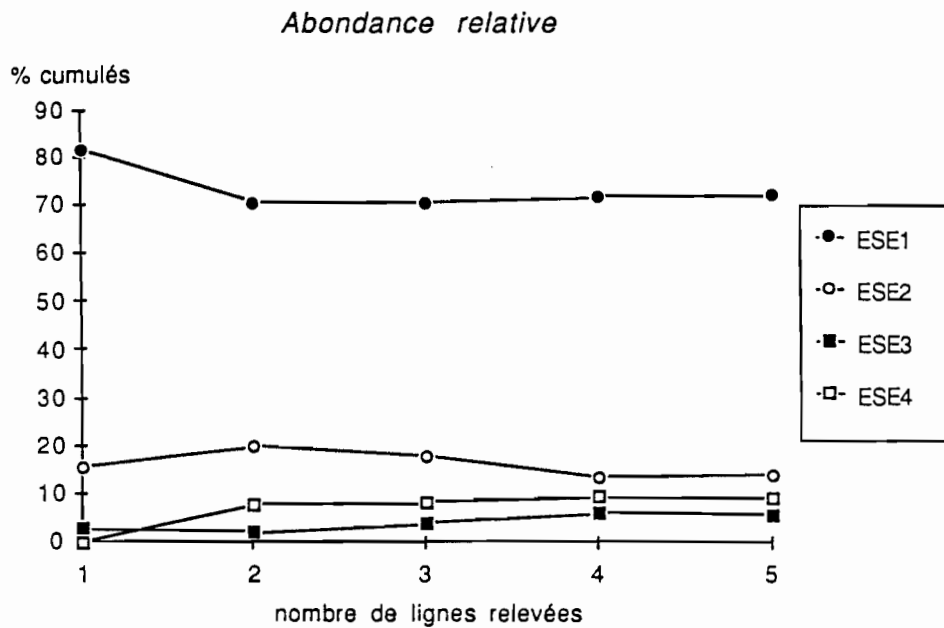


Figure 11. Evolution de l'abondance relative des ESE en fonction du nombre de lignes de 20 m relevées (valeurs cumulées).

Dans l'exemple illustré les proportions relatives des 4 ESE se stabilisent après 5 lignes relevées suivant la méthode linéaire (voir fig. 10).

Données utilisées : relevé SAD 8 (ci-dessous).

	ligne1	%cumulé	ligne2	% cumulé	ligne3	% cumulé	ligne4	% cumulé	ligne5	% cumulé
ESE1	81,70	81,70	59,20	70,45	70,50	70,47	75,40	71,70	73,00	71,96
ESE2	15,60	15,60	24,10	19,85	3,10	17,60	0,00	13,20	5,60	13,68
ESE3	2,70	2,70	1,10	1,90	7,70	3,83	11,80	5,83	3,30	5,32
ESE4	0,00	0,00	15,60	7,80	8,70	8,10	12,80	9,28	8,10	9,04

La représentativité de cet échantillon peut être estimée visuellement dans les cas les plus simples, en circulant sur le terrain autour du site observé. Dans les situations plus complexes une approche statistique de l'échantillonnage est nécessaire (GIRARD, 1983).

Dans cet ordre d'idées, nous avons utilisé une technique dérivée de la méthode des lignes-intercept utilisée en phytoécologie (LONG, 1958). Elle s'est révélée particulièrement bien adaptée au milieu étudié, où les ESE sont peu nombreux dans chaque site (3 ou 4 au maximum) et distribués en plages assez étendues (planche 3).

La surface est observée le long de lignes de 20 m, matérialisées par un double décimètre à ruban, tendu sur le sol. Une ligne recoupe les différents ESE suivant une succession d'intervalles dont la longueur est notée en centimètres sur une fiche de relevé (fig. 10). La somme des intervalles où un ESE donné a été intercepté est une mesure de son abondance le long de la ligne. Les mesures sont répétées suivant des lignes de positions et de directions tirées au hasard. En suivant l'évolution du nombre d'ESE rencontrés et de leur abondance relative en fonction du nombre de lignes relevées, on constate généralement une stabilisation de ces variables (fig. 11). Le relevé est alors considéré comme représentatif du site étudié. Suivant le nombre d'ESE, cette stabilisation est observée entre 3 et 10 lignes. Lorsque ce nombre est nettement plus élevé, cela signifie que le site étudié est dans une zone de transition entre des états de surface différents.

3.2.2.2 Distribution relative des Etats de Surface Élémentaires (ESE)

Lorsqu'il y a plusieurs ESE sur une même site, hormis la méthode décrite ci-dessus pour en apprécier l'abondance relative, une esquisse cartographique permet d'en préciser la morphologie et la distribution. Les buttes, dépressions, sillons, axes de drainages, touffes de végétation sont positionnés sur un croquis à l'échelle.

Des photographies en couleurs complètent utilement cette esquisse cartographique. Les plus intéressantes sont celles qui procurent une vue d'ensemble de tout l'échantillon de surface décrit, elles permettent de mieux en cerner l'organisation.

A cet effet, nous avons développé différentes techniques de prise de vue en visée nadirale qui produisent des photographies de la surface sans déformations géométriques importantes. Elles peuvent être utilisées pour le planimétrage des superficies des différents ESE, ou analysées plus complètement par traitement d'image après numérisation.

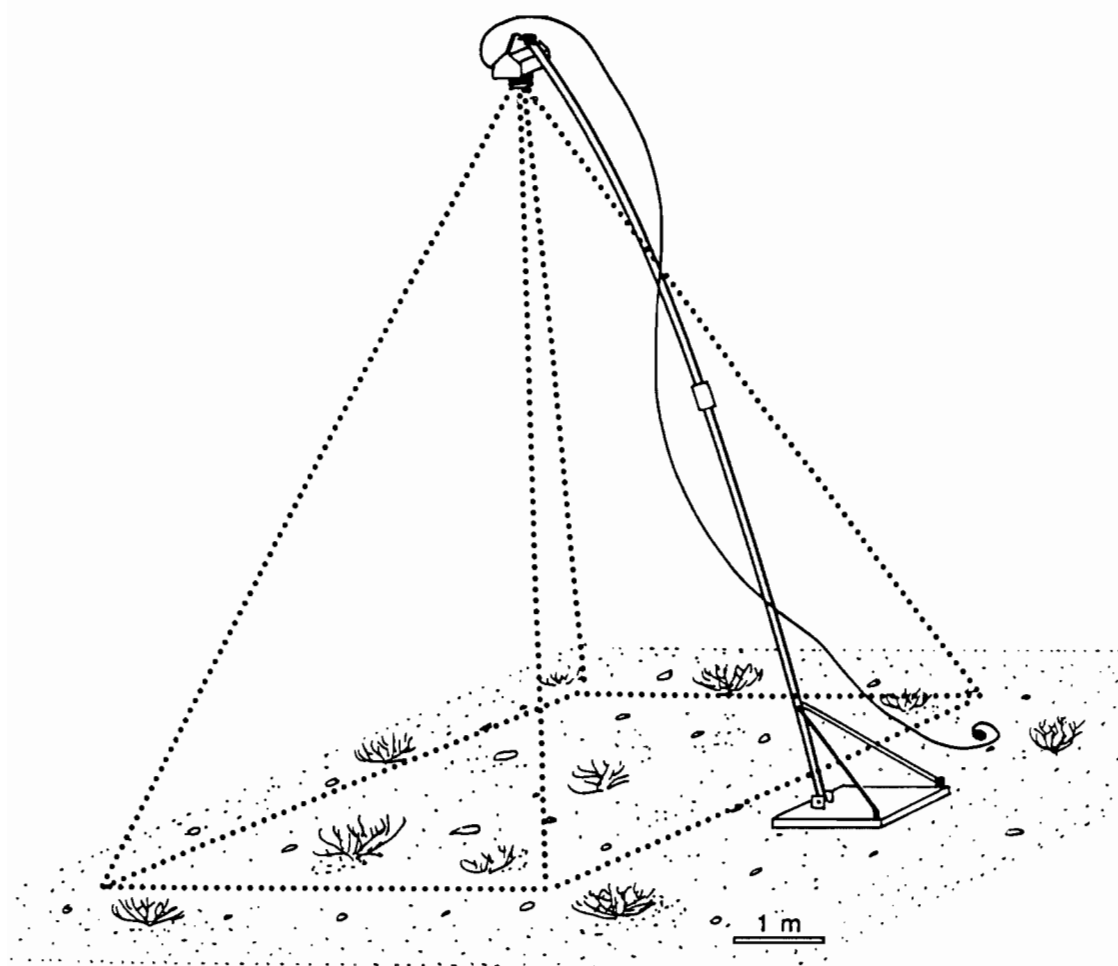


Figure 12. *Dispositif de photographie d'échantillons de surface en visée nadirale*

Les photographies des planches 3 et 6 ont été prises par l'auteur avec ce dispositif qui permet d'obtenir des photographies sans déformations importantes (planimétrables) couvrant un champ d'environ 4x7 m.

Un premier dispositif est constitué d'une perche de 9 m environ, fixée sur un socle maintenu au sol, qui s'élève au dessus de la surface à photographier (fig. 12). Une petite nacelle est suspendue par un cardan à l'extrémité supérieure de la perche. Cette nacelle contient un appareil photographique de format 24x36 mm, placé horizontalement et qui s'oriente verticalement sous l'effet de son poids. Cet appareil muni d'un moteur et d'un déclencheur à distance couvre un champ d'environ 7x5 m avec un objectif de 40 mm de focale (les photographies d'échantillons de surface reproduites sur les planches 3 et 6 ont été prises par l'auteur avec ce dispositif).

Pour pouvoir couvrir un champ plus vaste, un deuxième dispositif a été développé. Il est basé sur l'utilisation d'un cerf-volant dont la voileure autostabilisatrice a été spécialement conçue pour la prise de vue photographique. L'appareil photo équipé d'un moteur et d'une radiocommande est fixé sur l'armature et pointe vers le nadir. Cet engin économique très facile à transporter, mis en oeuvre par deux personnes, est bien adapté aux régions arides, souvent ventées et aux espaces dégagés. La planche 4 montre un exemple de surface photographiée avec ce dispositif.

3.2.2.3 Description des ESE

Chacun des différents ESE, dont la mesure des proportions et l'étude de la disposition ont été réalisés dans l'étape précédente, est ensuite décrit en passant en revue toutes les variables pédologiques et biologiques pertinentes. Pour les définir, le vocabulaire normalisé proposé par les différents glossaires de description des sols et de l'environnement a été utilisé (GODRON et al., 1968; ORSTOM, 1969; ACCT, 1978; AUBERT et GIRARD, 1978; GIRARD, VIELLEFON et coll., 1980).

Une fiche de description établie sous forme d'un bordereau de saisie et reprenant toutes ces variables a été mise au point pour la Tunisie présaharienne (ESCADAFAL, 1981b). Les rubriques retenues dans notre zone d'étude :

- **Surface relative** : pourcentage de la superficie de l'échantillon occupé par l'ESE considéré ;
- **Horizon affleurant** : partie supérieure des horizons du sol à l'affleurement. La couleur, la texture, l'effervescence et la nature, la taille et l'abondance des éléments grossiers et figurés y sont notés ;

PLANCHE 3 - EXEMPLE D'ETAT DE SURFACE**(photographié en visée nadirale)**

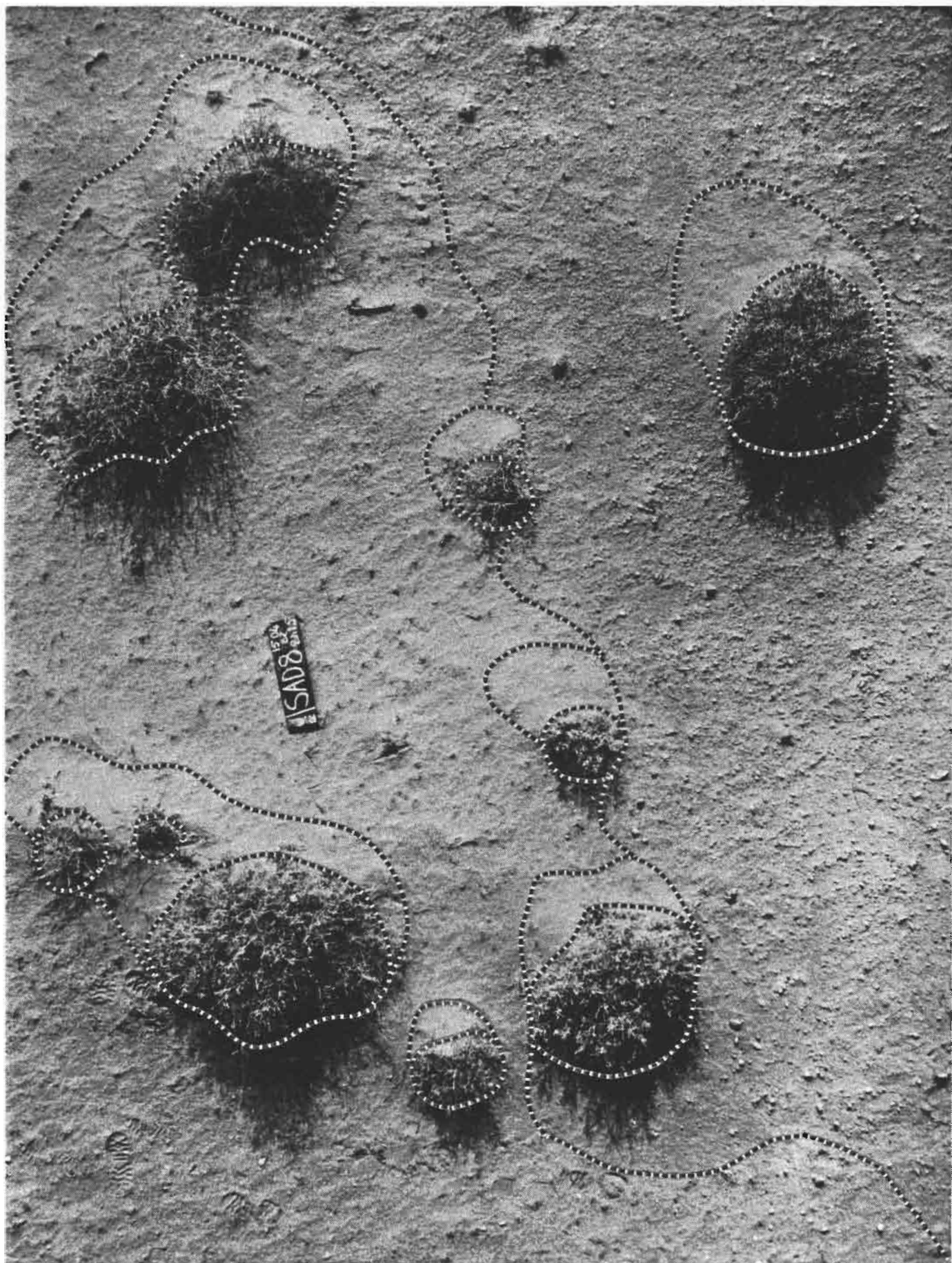
Echantillon de surface photographié avec le dispositif de prise de vues décrit figure 12. La règle portant les références a une longueur de 50 cm.

L'échantillon photographié (réf. SAD 8) est situé dans la cuvette de l'Oued Dekouk, dans l'unité pédologique n° 18.

Les traits pointillés matérialisent les limites des différents **Etats de Surface Elémentaires (ESE)**.

On distingue ainsi :

- 1) **ESEsg** : état de surface élémentaire à sables grossiers dominants et petits graviers,
- 2) **ESEs** : état de surface élémentaire à sables fins et grossiers,
- 3) **ESEsf** : état de surface élémentaire à sables fins éoliens (déposés au pied des touffes de végétation),
- 4) **ESEvg** : état de surface élémentaire de type végétation, touffes d'*Arthrophytum Schmittianum* sur sable fin éolien.



• **Recouvrement** : la partie supérieure de la couverture pédologique est souvent recouverte par des dépôts discontinus de différents éléments (sables, graviers, cailloux, par exemple). On note, l'épaisseur et l'abondance de ces éléments, puis leur *couleur*, leur nature, leur taille. Pour les éléments grossiers, la forme, le degré d'altération ou de patine sont des variables importantes. De même le type de contact entre ces éléments et le sol (enchâssement, présence de vésicules) ;

• **Végétaux** : le recouvrement des algues, mousses, lichens et végétaux supérieurs est noté, ainsi que leur état phénologique. Pour les végétaux supérieurs, le nom d'espèce et les dimensions sont également notés ;

• **Matières organiques** : l'abondance des différents éléments suivants est indiquée ainsi que leur degré de liaison avec les éléments minéraux :

- *litière*, éléments végétaux morts fragmentés, jonchant le sol (l'état de décomposition est précisé),

- *matières organiques d'origine animale*, déjection d'animaux sauvages ou domestiques, cadavres d'animaux (insectes principalement) ;

• **Activités biologiques** : nature et abondance des traces telles que fourmilières, terriers, etc...

• **Efflorescences** : *couleur*, nature, forme et abondance des éventuels dépôts de sels ;

• **Microrelief** : ici est précisé le microrelief propre de l'ESE décrit en notant sa forme (butte, dépression, chenal) et ses dimensions;

• **Organisation superficielle** : dans cette rubrique sont décrites les organisations particulières qui peuvent apparaître à la surface :

- pores et fentes, dimension et densité,

- pellicules et croûtes, litages, vésicules,

- "nanorelief" (ESCADAFAL, 1981a): abondance et amplitude des accidents de la surface dont la taille s'exprime en millimètres (piquetages, stries, ondulations,)

La *couleur* est une variable fréquemment relevée. C'est en effet un critère de détermination sur le terrain largement utilisé en pédologie. Suivant la norme rappelée dans les glossaires et manuels de prospection sur le terrain, la couleur est notée par comparaison avec les planches de l'atlas Munsell des couleurs de sol (MUNSELL COLOR COMPANY, 1971). Cette méthode est fiable si l'on s'entoure des précautions recommandées par les colorimétristes, rappelées par MELVILLE et ATKINSON (1985).

La mesure et le rôle de la couleur, en relation avec la composition des sols et surtout avec leurs propriétés spectrales, sont des aspects qui se sont révélés très importants au

PLANCHE 4 - ECHANTILLON DE SURFACE PHOTOGRAPHIE**A BASSE ALTITUDE**

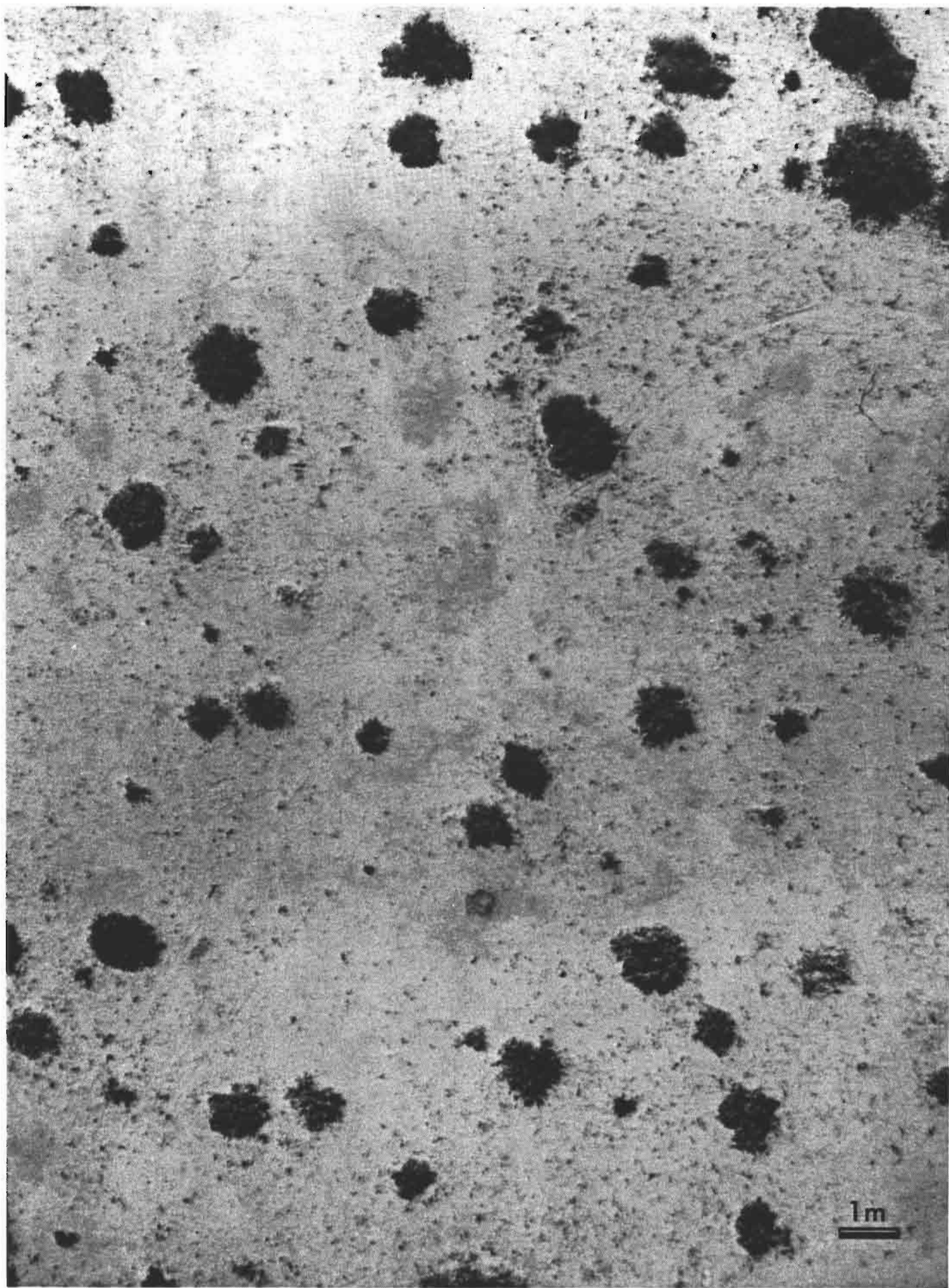
Différents dispositifs permettent de photographier des échantillons de surface à basse altitude. Le plus évident est la prise de vue depuis un petit avion de tourisme. Cette technique a été développée pour l'étude de la végétation en Arizona (WARREN et DUNFORD, 1986).

Ici, nous avons utilisé un système autonome et facile à mettre en oeuvre en zone découverte: un cerf-volant orientable, à voilure autostabilisatrice, conçu pour la prise de vue.

La zone photographiée est située sur un glacis sableux, à proximité du site SAD 8 (décrit sur la planche 3).

Ce milieu porte une végétation pérenne relativement abondante (voir pl.2, photo 3). Mais la visée nadirale fait bien apparaître son taux de recouvrement réel qui reste malgré tout très modeste.

Ce type de photographie donne une vision du milieu étudié compatible avec celle des mesures faites par les capteurs des satellites. Ainsi, à titre d'exemple, le champ de visée instantané du Thematic Mapper de Landsat est de 30x30 m .



cours de notre étude. Ils sont développés en détail dans la troisième partie de ce mémoire.

Exemple de description d'un état de surface

Dans le cas de l'état de surface observé sur le site SAD8 (voir planche 3) quatre ESE ont été distingués :

- **ESE 1.** occupe 72 % de l'état de surface. Recouvrement de 3 à 5 mm d'épaisseur, à sables grossiers dominants et petits graviers, sec, couleur Munsell 7,5 YR 6/6, structure particulière, quelques vésicules à la base. 2 % de débris végétaux secs. Microrelief à ondulations centimétriques, de type "ripple-marks".
- **ESE2.** Occupe 14 % de l'état de surface. Horizon affleurant à sables fins et sables grossiers et rares cailloux (1 %), sec, couleur Munsell 5 YR 6/6, structure massive fragile, fine pellicule superficielle (moins de 1 mm). Quelques débris végétaux.
- **ESE 3.** Occupe 6 % de l'état de surface. Recouvrement de 2 à 5 cm d'épaisseur, à sables fins, sec, couleur Munsell 7,5 YR 6/8, structure particulière bouillante. 5 % débris végétaux. Microrelief en buttes à flèches orientées vers l'est, entourant les touffes de végétation.
- **ESE 4.** Occupe 8 % de l'état de surface. Recouvrement de 5 à 10 cm d'épaisseur, à sables fins, sec, couleur Munsell 7,5 YR 6/8, structure particulière bouillante. Végétation : touffe hémisphérique d'*Arthrophytum schmittianum* de 50cm de hauteur en moyenne. 10 % débris végétaux, galeries d'insectes. Microrelief : centre des buttes (voir ESE précédent).

3.2.3 Composition de la surface du sol

La composition des différents ESE est précisée par des déterminations au laboratoire sur des échantillons prélevés sur le terrain. La panoplie des analyses classiques en pédologie est applicable : granulométrie, dosage des carbonates, des sulfates, du gypse, du fer, du carbone et autres éléments; mesure du pH, de la conductivité électrique, etc. (BONNEAU et SOUCHIER, 1979) .

Suivant que l'on veut préciser des différenciations ou au contraire obtenir une valeur globale, la stratégie d'échantillonnage sera différente. En cela, la caractérisation analytique des matériaux de surface ne diffère pas de celle des horizons plus profonds des sols.

Par contre, l'expression des résultats doit tenir compte de la spécificité de l'organisation des surfaces. Nous avons détaillé cet aspect dans le cas de l'expression des résultats de la mesure des tailles des éléments minéraux présents à la surface du sol, ou *granulométrie* prise au sens large.

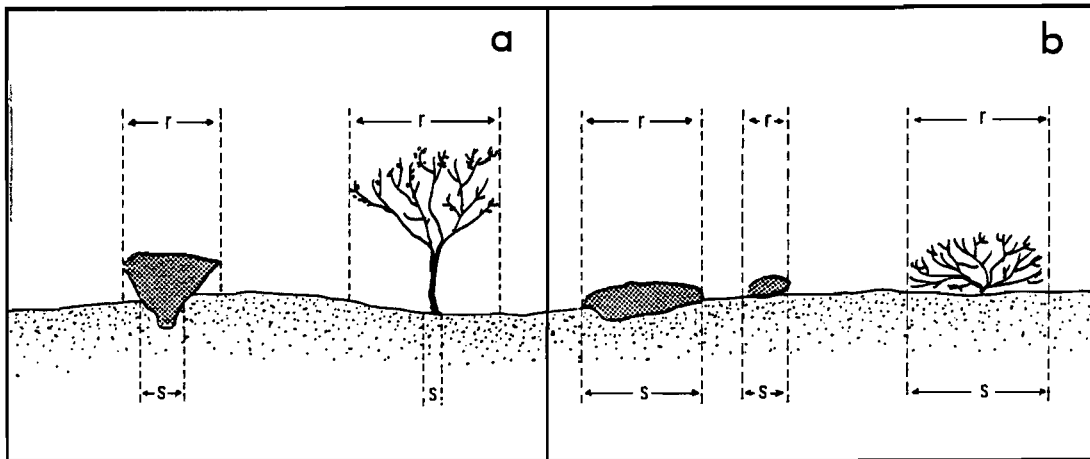


Figure 13. Les notions de taux de recouvrement (r) et de pourcentage de la surface du sol (s) occupée par les éléments grossiers et la végétation

En théorie ces deux notions sont différentes (a), en pratique elles peuvent être confondues dans la zone étudiée (b)

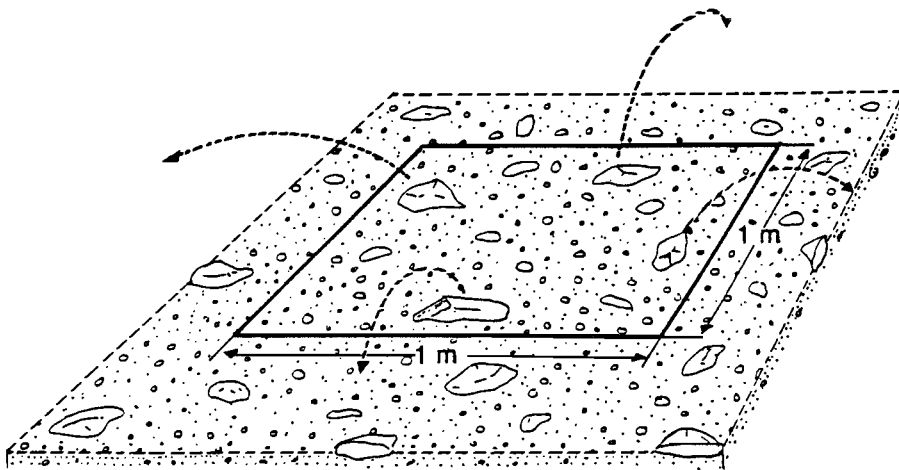


Figure 14. Méthode de prélèvement des échantillons d'ESE (états de surface élémentaires) à éléments grossiers, en vue du calcul de la granulométrie apparente

Sur une placette de 1 m^2 , les cailloux sont dénombrés par comptage manuel, le reste est prélevé exhaustivement pour être tamisé au laboratoire.

3.2.3.1 Granulométrie des ESE

La description des ESE sur le terrain amène à noter l'abondance des différents éléments minéraux qui le composent: horizon affleurant, sables, graviers, cailloux, etc... Dans les cas les plus simples cette abondance est estimée visuellement à l'aide de planches de référence comme celles présentées en annexe du code Munsell (MUNSELL COLOR COMPANY, 1971). Il s'agit alors d'une estimation sur le terrain de la fraction de la surface de l'ESE couverte par l'élément considéré, le taux de *recouvrement*.

Dans le cas d'ESE composés de nombreux éléments de tailles variées, l'estimation visuelle du taux de recouvrement de chaque fraction est difficile. On prélève alors un échantillon pour une détermination au laboratoire. La mesure de la masse de chacune des classes d'éléments est une information peu satisfaisante en elle-même. En effet, les éléments les plus gros peuvent représenter la plus grande partie de la masse de ces matériaux et n'occuper par contre qu'une faible fraction de la surface.

Or, c'est bien le *pourcentage de la surface occupée* par les différents éléments qui est la donnée essentielle pour interpréter l'influence de la granulométrie d'un ESE sur ses propriétés spectrales ou son aptitude à l'infiltration, par exemple.

A remarquer que les notions de *taux de recouvrement* et de *fraction de la surface occupée* sont légèrement différentes. Dans la région étudiée, la forme des éléments grossiers et leur disposition permet de confondre ces deux notions (voir fig. 13).

*** Modèle de calcul du taux de recouvrement des différents éléments : granulométrie apparente d'un ESE**

Une technique d'échantillonnage et un modèle adaptés aux surfaces de la zone étudiée ont été développés pour calculer le taux de recouvrement des différents composants minéraux classés suivant leur dimensions. Les classes de dimensions retenues sont les suivantes :

- blocs, de taille supérieure à 20 cm
- gros cailloux, de 10 à 20 cm,
- cailloux moyens, de 5 à 10 cm,
- petits cailloux, de 2 à 5 cm,.
- gros graviers, de 10 à 20 mm,
- graviers moyens, de 5 à 10 mm,
- petits graviers de 2 à 5 mm,
- sables grossiers 0,2 à 2 mm,
- sables fins de 0,05 à 0,2 mm,
- éléments fins (argile et limons), de taille inférieure à 0,05 mm.

Technique de mesure

La mesure du recouvrement de chacun de ces types d'éléments a été tentée directement sur les photographies nadirales que nous avons prises, mais ils se sont révélés difficiles à discerner.

La méthode développée est donc basée sur l'analyse d'un échantillon observé sur le terrain. Le cas des blocs est comparable à celui des horizons affleurants, il est facile de mesurer le pourcentage de la surface qu'ils occupent. L'abondance des autres éléments composant un ESE donné est mesurée par prélèvement sur une placette de 1 m² (fig. 14). Suivant leur taille, deux stratégies sont adoptées :

- les cailloux sont *dénombrés*. Prélevés un par un, leur taille est mesurée avec un gabarit et le nombre de cailloux dans chacune des trois classes prévues est enregistré sur la fiche de terrain (fig. 14).

- le reste des éléments (graviers, sables et éléments fins) est collecté sur la placette en mettant à nu le premier horizon du sol. Ils sont ensuite tamisés au laboratoire, alors qu'une analyse granulométrique classique est appliquée à la terre fine (fraction inférieure à 2 mm).

Modèle de calcul du recouvrement

L'aire, **S_i**, occupée par la classe de cailloux **i**, dans la placette échantillonnée est approximée par l'équation simple :

$$S_i = n_i \cdot S_{m_i}$$

où, **n_i** est l'effectif de la classe, **S_{m_i}** la surface moyenne d'un caillou de la classe **i**.

Pour la zone étudiée, d'après les formes observées sur le terrain, les cailloux peuvent être assimilés à des *ellipsoïdes* d'aplatissement 2/3, posés à plat sur la surface. Dans ce cas,

$$S_{m_i} = \pi \frac{2}{3} \left(\frac{dm_i}{2}\right)^2 = \frac{\pi}{6} dm_i^2$$

où **dm_i** est le diamètre médian de la classe **i**

Les graviers sont par contre assimilés à des *sphères*. Compte tenu de leur taille et de leur nombre élevé, il n'est généralement pas possible de les dénombrer. L'approximation suivante est alors utilisée:

Le volume, V_i , de la classe de graviers i , est estimé d'après son poids, P_i mesuré par tamisage au laboratoire, et la densité moyenne des graviers, D_r , soit :

$$V_i = \frac{P_i}{D_r}$$

Soit, D_i le diamètre moyen des éléments de la classe i . Le volume d'un élément sphérique de diamètre D_i est

$$V_{ie} = \frac{\pi \cdot D_i^3}{6}$$

Sa section, S_{ie} est

$$S_{ie} = \frac{\pi \cdot D_i^2}{4}$$

Soit, S_i la surface occupée par la fraction i , et n le nombre de graviers contenu dans cette fraction

$$S_i = n \cdot S_{ie} = \frac{V_i}{V_{ie}} \cdot \frac{\pi D_i^2}{4}$$

soit,

$$S_i = \frac{3}{2} \frac{P_i}{D_r \cdot D_i}$$

La somme de tous les S_i pour les blocs, les trois classes de cailloux et les graviers gros et moyens donne l'aire de la partie de la placette occupée par les éléments grossiers. Le reste de la placette est considéré comme occupé par une couche à laquelle les autres classes d'éléments contribuent en proportion de leur masse déterminée au laboratoire.

Exemple (cas de l'ESE SAD35.1)

L'échantillonnage sur une placette de 1m^2 suivant la méthode décrite a donné les valeurs suivantes pour cet ESE de composition granulométrique très variée :

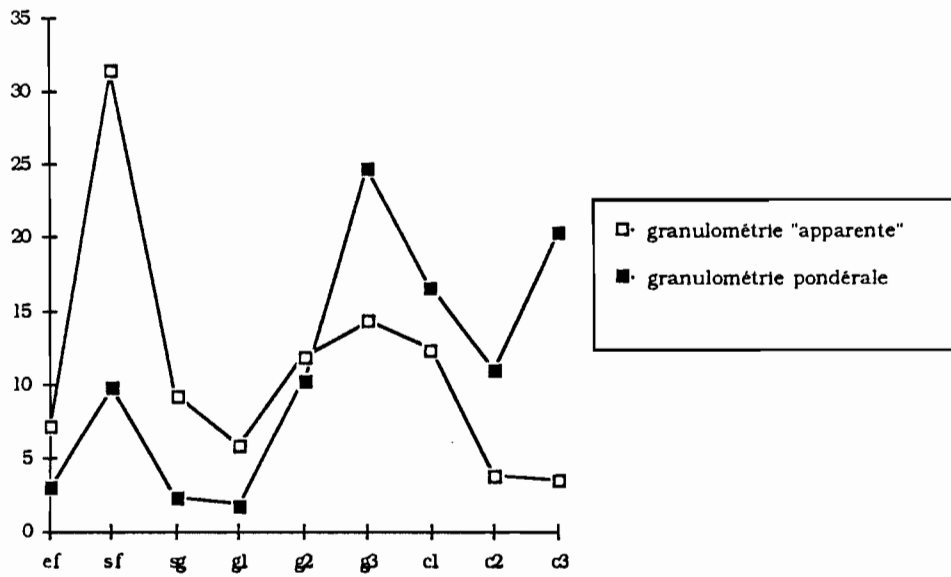


Figure 15. Expression de la granulométrie d'un ESE à éléments grossiers en pourcentage pondéral et en taux de recouvrement (granulométrie apparente)

- nombre de cailloux 10-20 cm (c3) : 3
- nombre de cailloux 5-10 cm (c2) : 13
- nombre de cailloux 2- 5 cm (c1) : 192

Le reste des matériaux de surface présents dans la placette a été collecté et emporté au laboratoire.

Résultats des déterminations au laboratoire :

- poids total (à l'état sec) : 7,8 kg.
- refus au tamis à maille de 10 mm (graviers g3) : 47,7 %
- refus au tamis à maille de 05 mm (graviers g2) : 19,8 %
- refus au tamis à maille de 02 mm (graviers g1) : 03,5 %

Par ailleurs, l'analyse granulométrique de la fraction inférieure à 2 mm ("terre fine") a donné les valeurs suivantes :

- argile et limons (éléments fins, ef) : 15 %
- sables fins (sf) : 65 %
- sables grossiers (sg) : 19 %.

Les étapes du calcul du recouvrement sont les suivantes :

$$\begin{aligned} dm_1 \text{ de } c3 &= 15 \text{ cm, soit } Sm_1(c3) = 117,8 \text{ cm}^2 \\ dm_1 \text{ de } c2 &= 7,5 \text{ cm, soit } Sm_1(c2) = 29,4 \text{ cm}^2 \\ dm_1 \text{ de } c1 &= 3,5 \text{ cm, soit } Sm_1(c1) = 6,4 \text{ cm}^2 \end{aligned}$$

Le pourcentage de la placette occupée par les cailloux est alors :

$$\begin{aligned} c3 &= 3 \cdot Sm_1(c3) / 100 = 3,5 \% \\ c2 &= 13 \cdot Sm_1(c2) / 100 = 3,8 \% \\ c1 &= 192 \cdot Sm_1(c1) / 100 = 12,3 \% \end{aligned}$$

Les graviers occupent quant à eux (en prenant $Dr = 2,6 \text{ g/cm}^3$) :

$$\begin{aligned} S_1(g3) &= 1,5 \cdot 3720 \text{ g} / 2,6 \text{ g} \cdot \text{cm}^3 / 1,5 \text{ cm} = 1430 \text{ cm}^2, \text{ soit :} \\ g3 &= 14,3 \% \end{aligned}$$

Suivant le même calcul,

$g_2 = 11,88 \%$

Les éléments de taille inférieure à 5 mm sont considérés comme formant une couche dans laquelle ils sont en mélange. Cette couche recouvre la fraction de la placette non occupée par les cailloux et les gros et moyens graviers, soit 54,2 %. En supposant que chaque composant contribue à cette couche en fonction de sa masse on obtient le résultat intermédiaire suivant : $g_1 = 10,7 \%$ de la couche, $sg = 17 \%$, $sf = 58 \%$, $ef = 13,3 \%$.

Ce qui donne en taux de recouvrement au niveau de la placette entière :

$g_1 = 5,8 \%$
$sg = 9,2 \%$
$sf = 31,4 \%$
$ef = 7,2 \%$

A titre de comparaison, en assimilant les éléments grossiers dénombrés sur la placette à des ellipsoïdes d'aplatissement 2/3 en largeur et 1/3 en épaisseur, on peut estimer leur masse.

Le pourcentage pondéral des différentes éléments composant la placette est alors de :

$$c_1 = 20,4 ; c_2 = 11 ; c_3 = 16,6 ; g_3 = 24,8 ; g_2 = 10,3 ; g_1 = 1,8 ; sg = 3,0 ; sf = 9,8 ; ef = 2,3.$$

La fig. 15 illustre ces deux modes d'expression de la composition de l'échantillon.

Ce modèle simple exprime ainsi l'abondance de chaque classe de taille d'éléments en pourcentage de l'ESE (état de surface élémentaire) occupé. Habituellement, les résultats d'une analyse granulométrique sont exprimés en pourcentage pondéral. Notre modèle permet de calculer une *granulométrie apparente*, basée sur un certain nombre d'approximations et de simplifications. Elle n'a donc qu'une valeur indicative, mais qui rend mieux compte de l'organisation des surfaces, telle qu'elle est perçue sur le terrain et telle qu'elle intervient dans les interactions avec le rayonnement solaire et l'atmosphère.

De la même façon, on pourrait utiliser la composition minéralogique des différentes fractions pour exprimer la composition en termes de recouvrement, calculant ainsi la composition apparente d'un ESE.

3.2.3.2 Composition moyenne d'un Etat de surface

Au niveau hiérarchique supérieur, suivant les définitions que nous avons proposées (voir 3.2.1), un état de surface est considéré comme un assemblage de n états de surface élémentaires (ESE), dont chacun occupe une fraction a_i de l'aire totale. L'abondance moyenne d'un composant j de cet état de surface, Rm_j , est alors égale à la somme des abondances de ce composant dans chaque ESE, R_{ij} , pondérée par a_i , soit :

$$Rm_j = \sum R_{ij} \cdot a_i$$

Ce type d'expression des résultats analytiques prend toute sa signification dans l'analyse de l'interaction de la surface avec les flux d'eau (infiltration), mais aussi avec le rayonnement solaire (télédétection).

En effet, les capteurs embarqués sur les satellites de télédétection mesurent le rayonnement solaire réfléchi par des portions de surface qui sont le plus souvent composites. La caractérisation de ces surfaces par description des ESE et calcul de valeurs pondérées est une méthode qui permet de rendre compte de la composition moyenne d'un site à l'échelle de la mesure satellitaire (ESCADAFAL et POUGET, 1986). Nous verrons en particulier dans quelles conditions ce principe peut s'appliquer à la couleur et les conséquences importantes qui en découlent (voir 5.3).

Exemple :

Considérons le cas du site SAD8 que nous avons pris comme exemple précédemment. Quatre ESE différents y ont été reconnus, décrits et analysés. Les mesures sur le terrain et les calculs donnent les valeurs suivantes pour l'abondance du sable fin (sf) exprimée en recouvrement (granulométrie apparente) :

ESE1 : 46,9 % ; ESE2 : 63 % ; ESE3 : 40,4 ; ESE4 : 0 % (masqué par la végétation).

Chacun de ces ESE couvre respectivement 72, 14, 6, et 8 % de l'état de surface. L'abondance moyenne du sable fin (sf) est donc égale à :

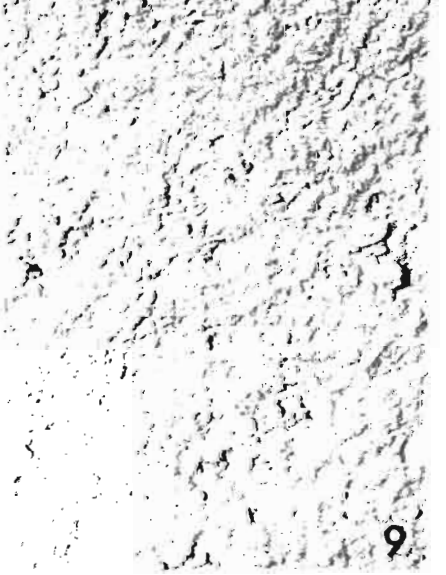
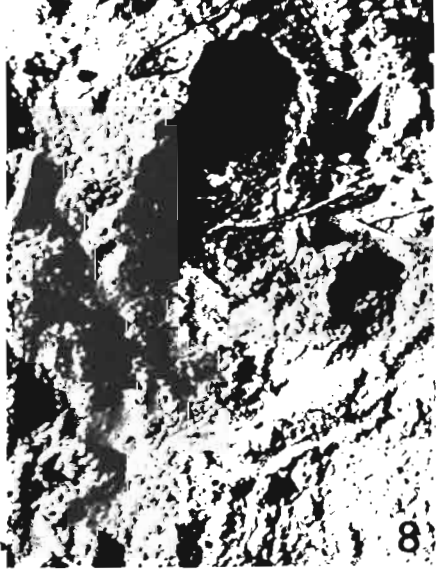
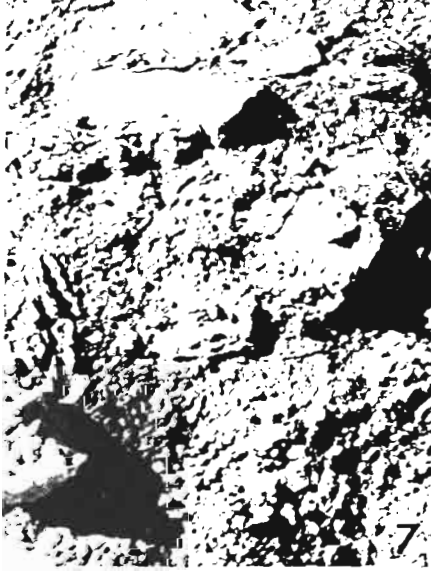
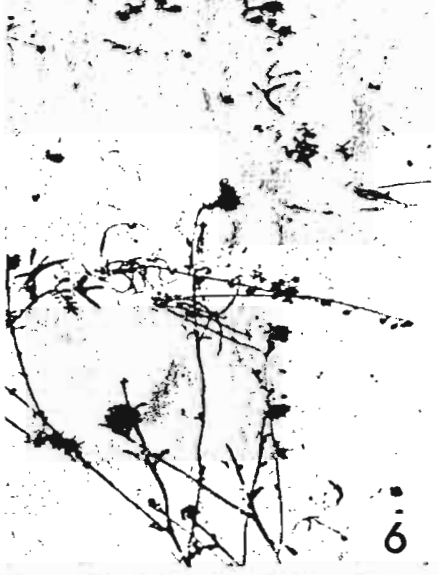
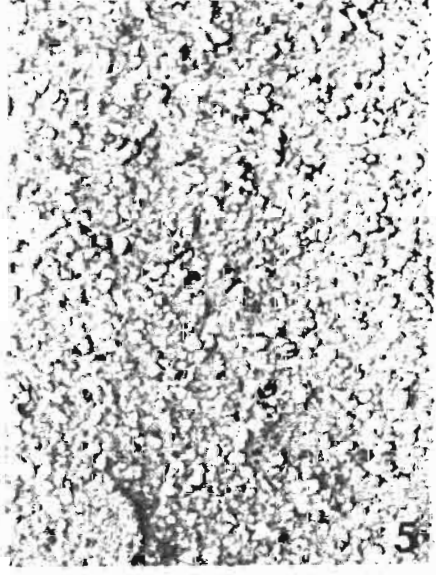
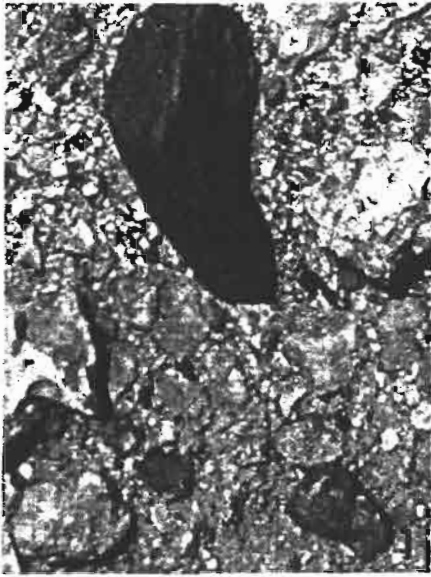
$$0,47 \cdot 72 + 0,63 \cdot 14 + 0,40 \cdot 6 = 45 \%$$

En appliquant le même calcul pour les autres composants on obtient la granulométrie apparente moyenne de l'état de surface considéré.

**PLANCHE 5 - QUELQUES ETATS DE SURFACE ELEMENTAIRES
CARACTERISTIQUES DE LA ZONE ETUDIEE**

Chaque photographie couvre un champ d'environ 20x30 cm.

<p>ESE à cailloux et graviers</p> <p><i>(colluvions grossières)</i></p> <p>1</p>	<p>ESE à graviers et cailloux sur sol nu</p> <p><i>(reg de dalle calcaire)</i></p> <p>2</p>	<p>ESE à graviers, cailloux et sable fin</p> <p><i>(reg de dalle ensablé)</i></p> <p>3</p>
<p>ESE à graviers moyens</p> <p><i>(colluvions fines)</i></p> <p>4</p>	<p>ESE à petits graviers et sables grossiers</p> <p><i>(glacis sableux)</i></p> <p>5</p>	<p>ESE à sables fins</p> <p><i>(voile éolien)</i></p> <p>6</p>
<p>ESE gypseux</p> <p><i>(croûte gypseuse affleurante)</i></p> <p>7</p>	<p>ESE salin</p> <p><i>(sol de dépression salée, à struct. soufflée)</i></p> <p>8</p>	<p>ESE à sol nu</p> <p><i>(sol limono- sableux, battant)</i></p> <p>9</p>



3.2.4 Observations micromorphologiques

Lors de la description des ESE, une attention particulière est donnée aux organisations spécifiques des surfaces en observant à la loupe une section verticale des premiers millimètres. Cette description permet de reconnaître les différents litages et le type de porosité qui y est associé.

Des pores vésiculaires ont souvent été décrits dans les croûtes superficielles des sols désertiques, ils sont formés par piégeage de bulles d'air lors des phases d'inondation de la surface (SPRINGER, 1958 ; EVENARI et al., 1974).

Pour étudier plus finement ces micro-organisations, le recours au microscope s'impose. La micromorphologie est d'ailleurs devenue un des aspects essentiels de l'étude des sols et en particulier de leur fonctionnement (BREWER, 1964; BULLOCK et al., 1985). Elle connaît un développement rapide, notamment en liaison avec les nouvelles technologies en microscopie électronique et de microanalyse. Son application à l'étude des croûtes des surfaces cultivées (BISHAY et STOOPS, 1975; PAGLIAI et LA MARCA, 1979 ; CHEN et al., 1980) ou naturelles (EVANS et BUOL, 1968; VALENTIN, 1985) est assez récente.

Comme tous les échantillons de sols, ceux de la surface doivent être indurés avant de pouvoir être débités en lames observables par transparence. Les surfaces que nous avons étudiées sont très fragiles à l'état sec. Le prélèvement des échantillons dans des cylindres de PVC a donc été précédé d'une lente humectation par capillarité à partir d'un anneau de garde, pour en augmenter la cohésion.

Ils ont ensuite été transportés à l'état humide au laboratoire de Gabès proche de notre terrain, où ils ont été séchés à l'air, puis imprégnés par des résines appropriées. Après durcissement de la résine, ils ont pu être acheminés sans difficultés au laboratoire spécialisé de l'INA-PG pour la préparation des lames minces (GUILLORE, 1980). Les photos de la planche 7 représentent des photogrammes (GUILLORE, 1981) de 4 échantillons de surface prélevés dans notre zone. Elle est commentée lors de l'interprétation des mesures sous pluie simulée (voir 4.2.3).

3.3 LES SURFACES DE LA ZONE ÉTUDIÉE

Au cours de la prospection de la zone d'étude, les différents états de surface ont été inventoriés par observation sur le terrain, suite à l'interprétation des documents photographiques disponibles.

3.3.1 Quelques types de surfaces remarquables

Parmi les états de surface observés, un certain nombre se distinguent très aisément sans devoir recourir à des descriptions très fines. Ils correspondent à des situations un peu particulières; on distingue notamment :

- **les états de surface LABOURES**, qui caractérisent les zones cultivées derrière les *jessours* ou dans les dépressions non salées (voir première partie).

Composés de matériaux meubles sableux à sablo-limoneux, pauvres en éléments grossiers, ils présentent un microrelief important dû aux labours. Ils sont couverts de végétation verte au printemps après des pluies favorables, puis de résidus secs, après la récolte

Leur aspect est donc variable au cours de l'année, mais ils se distinguent des autres états de surface par une forte rugosité et une végétation relativement plus dense. Comme les cultures ne représentent qu'un faible pourcentage de l'aire étudiée, un seul type a été distingué dans cette situation.

- **les états de surface SALINS**, rencontrés dans les dépressions salées sont caractérisés, à l'état sec, par la présence d'efflorescences salines de couleur claire.

L'horizon de surface, sablo-limoneux à limoneux, sans éléments grossiers, présente souvent une pellicule superficielle à "nanorelief" piqueté ou craquelé, reposant sur un matériau à structure particulière soufflée (voir photo 8, planche 5).

La couleur de ce type d'état de surface varie avec l'état hydrique qui fluctue en fonction des précipitations et des remontées de nappes. Une végétation halophyte verte entretenue par ces nappes peut souvent se maintenir toute l'année avec un taux de recouvrement de l'ordre de 20 à 40 %. Ce type d'état de surface est donc caractérisé par une végétation pérenne assez dense, mais aussi une humidité variable. Limités aux dépressions endoréiques salées ("garet" et "sebkhet"), ils sont également regroupés dans un seul type.

- **les états de surface GYPSEUX**, formés d'affleurements d'horizons gypseux, soit des roches gypseuses altérées en surface, soit des accumulations secondaires de gypse dans les sols sous forme d'encroûtement et de croûtes.

La couleur est très claire (couleur Munsell 7,5 YR 8/2) et l'aspect mat à pulvérulent; le microrelief est parfois polygoné jamais très accentué (photo 7, planche 5).

- **les états de surface à BLOCS** : affleurements de roche dure en blocs et cailloux, très étendus dans notre zone ils caractérisent tous les reliefs.

Suivant la nature et le faciès des roches, la taille et la forme des blocs varient dans tous les cas, le microrelief ou la rugosité sont très marqués. La patine toujours présente sur ces blocs, donne une couleur généralement assez claire (5 YR 7/2 à 7,5 YR 7/3).

En dehors de ces cas limites, la surface des sols de la zone étudiée présente toute une gamme d'états de surface, composés de sol nu affleurant, de sables fins et grossiers, de graviers et de cailloux et de végétation pérenne, en diverses proportions.

Des échantillons représentatifs de ces états de surface ont été étudiés en utilisant la méthode décrite ci-dessus (voir 2.2). Suivant cette approche, ils sont considérés comme des assemblages d'états de surface élémentaires (ESE). Nous allons donc voir en premier, les différents types d'ESE rencontrés.

3.3.2 Typologie des Etats de Surface Elémentaires (ESE)

3.3.2.1 Caractérisation des ESE par la granulométrie.

Au cours de la prospection, les ESE (états de surfaces élémentaires) rencontrés qui ne correspondaient pas à un des grands types définis plus haut ont été étudiés systématiquement. Dans chaque cas une placette de 1m a été échantillonnée suivant la méthode de détermination de la granulométrie apparente décrite en 3.2.3.1.

Malgré les difficultés d'accès et le temps limité disponible, 42 sites ont été étudiés. A raison de 1 à 3 ESE par site, c'est un ensemble de 63 placettes qui a été échantillonné. Chaque placette a été choisie de façon à correspondre à l'aspect dominant de l'ESE dans lequel elle est prélevée. Même si cette recherche visuelle de représentativité est facilitée dans le cas des surfaces, ce n'est pas un échantillonnage statistique. Sans prétendre donc à établir des valeurs absolues, les mesures faites sur ces échantillons vont nous

TABLEAU 2. GRANULOMÉTRIE APPARENTE ET COULEUR MUNSELL DES ÉCHANTILLONS D'ETATS DE SURFACE ÉLÉMENTAIRES PRÉLEVÉS DANS LA ZONE D'ÉTUDE

n°	ref	ef	sf	sg	g1	g2	g3	c1	c2	c3	TS	CS	PS
1	1-1	12,0	55,3	24,9	6,7	0,9	0,2	0,0	0,0	0,0	5,0	6	6
2	1-2	8,0	77,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
3	2-1	32,4	33,9	8,3	20,5	3,3	0,9	0,0	0,0	0,0	7,5	7	4
4	3-1	5,0	35,0	60,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
5	3-2	32,5	34,0	8,3	20,3	3,3	0,9	0,0	0,0	0,0	7,5	5	6
6	3-3	8,0	77,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	6
7	4-1	21,6	39,7	7,7	18,2	2,8	2,0	0,0	1,5	5,9	7,5	7	4
8	5-1	6,6	46,4	29,8	17,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	6
9	5-2	7,0	76,0	16,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	6
10	6-1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	29,0	61,0	10,0	7,5	7	4
11	6-2	7,0	77,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	6
12	7-1	5,8	40,4	26,0	27,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	8
13	7-2	8,0	63,0	29,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
14	8-1	20,7	46,9	22,5	9,3	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	5,0	6	6
15	8-2	8,0	63,0	29,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
16	9-1	10,6	31,9	16,5	39,3	1,3	0,3	0,0	0,0	0,0	7,5	6	8
17	9-2	9,0	77,0	13,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	4
18	9-3	18,6	44,5	17,8	18,3	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
19	10-1	6,0	94,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	6	8
20	11-1	15,1	27,0	11,3	38,5	6,8	0,8	0,0	0,0	0,0	5,0	7	6
21	12-1	8,1	46,5	19,2	3,3	2,3	8,1	8,7	1,5	2,4	7,5	6	6
22	13-1	5,8	58,4	33,1	0,5	0,1	0,1	0,8	1,2	0,0	7,5	6	6
23	14-1	6,9	42,9	12,6	23,5	7,2	3,7	2,3	0,3	0,0	7,5	6	6
24	15-1	7,0	81,0	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	8
25	15-2	10,0	90,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	8
26	16-1	6,0	53,3	15,0	24,5	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
27	16-2	7,9	64,3	26,7	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	8
28	17-2	10,0	71,0	19,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
29	19-1	0,0	0,0	0,0	10,0	11,0	9,0	20,0	26,0	24,0	7,5	6	6
30	20-1	6,0	59,0	34,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
31	21-1	0,0	0,0	0,0	8,5	10,0	10,0	21,0	39,0	10,0	7,5	7	6
32	21-2	8,0	80,0	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
33	22-1	11,0	75,0	14,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
34	23-1	3,9	25,6	48,1	22,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
35	23-2	6,0	62,0	32,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
36	23-3	6,7	41,8	35,1	10,4	1,3	1,4	2,6	0,6	0,0	7,5	6	6
37	24-1	67,0	30,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	4
38	25-1	20,4	42,5	21,3	13,2	1,3	0,5	0,0	0,0	0,0	5,0	6	4
39	25-2	5,8	23,8	41,8	27,5	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	7	6
40	25-3	8,0	77,0	15,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
41	26-1	8,9	52,1	11,9	15,7	4,1	1,5	4,4	0,0	0,0	7,5	7	6
42	29-1	7,4	57,3	2,7	1,6	2,6	4,7	16,0	6,5	1,2	6,3	6	6
43	30-1	7,2	50,5	32,5	0,3	0,1	0,4	5,1	3,8	0,0	7,5	6	6
44	31-1	28,8	37,3	3,5	10,4	2,1	3,9	5,9	3,8	3,5	7,5	6	6
45	32-1	6,9	22,3	23,9	45,5	0,6	0,0	0,4	0,3	0,0	7,5	7	4
46	32-2	41,0	56,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	6
47	33-1	7,5	24,1	25,9	21,8	12,7	5,2	2,6	0,3	0,0	7,5	7	4
48	34-1	10,2	25,4	13,2	37,3	11,4	1,7	0,8	0,0	0,0	7,5	6	4
49	35-1	7,3	31,4	9,2	5,8	11,9	14,3	12,3	3,8	3,5	7,5	6	6
50	36-1	5,8	17,9	12,0	8,7	24,1	12,8	14,3	3,5	0,0	7,5	7	6
51	37-1	7,1	16,6	11,3	10,2	18,7	14,7	11,0	6,5	3,5	7,5	7	4
52	38-1	24,0	52,0	23,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	7	4
53	38-2	2,8	8,6	5,8	4,2	24,1	12,8	14,3	3,5	23,6	7,5	7	6
54	38-3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	20,0	70,0	7,5	7	4
55	39-1	10,5	45,0	19,5	23,2	1,7	0,1	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
56	39-2	23,0	69,0	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	6	6
57	41-1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	28,5	31,0	49,5	5,0	8	2
58	41-2	9,0	57,0	33,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	6	6
59	41-3	3,9	17,1	33,6	33,9	3,4	0,6	2,0	3,8	1,2	7,5	7	6
60	42-1	7,5	20,0	19,6	36,5	11,0	4,0	1,9	0,0	0,0	7,5	7	4
61	53-1	18,4	27,8	7,5	22,9	24,4	2,3	0,6	0,0	0,0	7,5	6	4
62	54-1	7,4	48,9	10,1	17,4	13,0	1,8	0,7	0,0	0,0	6,3	6	6
63	58-1	6,8	30,4	11,1	27,5	19,2	5,0	0,0	0,0	0,0	5,0	6	3

LEGENDE :

- ef : éléments fins (argile et limons, inf. à 0,05 mm)
- sf : sables fins de 0,05 à 0,2 mm.
- sg : sables grossiers 0,2 à 2 mm.
- g1 : petits graviers de 2 à 5 mm.
- g2 : graviers moyens, de 5 à 10 mm.

- g3 : gros graviers, de 10 à 20 mm.
- c1 : petits cailloux, de 2 à 5 cm.
- c2 : cailloux moyens, de 5 à 10 cm.
- c3 : gros cailloux, de 10 à 20 cm
- TS, CS et PS : teinte, clarté et pureté de la couleur Munsell de l'échantillon à l'état sec.

permettre de classer et de comparer les ESE plus précisément qu'à l'aide de simples descriptions de terrain.

Les valeurs de recouvrement dans chacune des classes de taille des éléments apparaissent dans le tableau 2, ainsi que la teinte, la clarté et la pureté de la couleur Munsell observée à l'état sec.

3.3.2.2 Analyse multidimensionnelle et classification des ESE.

Ce tableau de 12 variables et 63 individus représente un ensemble de 756 données. Pour l'analyser, nous avons eu recours aux méthodes statistiques multidimensionnelles (DAGNELIE, 1975; FENELON, 1981).

Parmi celles-ci, l'*Analyse en Composantes Principales* (ACP) est une méthode essentiellement descriptive qui est applicable aux tableaux de données dont les variables sont quantitatives, c'est-à-dire aux tableaux de mesures (LAGARDE, 1983).

Le principe d'une ACP consiste à transformer p variables quantitatives initiales, toutes plus ou moins corrélées entre elles, en p nouvelles variables quantitatives, non corrélées, appelées composantes principales.

Dans le cas de notre tableau de données, nous avons retenu les pourcentages de recouvrement comme variables "actives", alors que celles correspondant à la couleur, qui ne sont pas du tout exprimées dans les mêmes unités, ont été prises comme variables "supplémentaires" (PHILIPPEAU, 1986). Elles n'entrent donc pas dans le calcul des composantes principales, mais apparaissent projetées sur le graphique selon la même échelle que les autres.

Les résultats du calcul indiquent que les trois premières composantes expliquent 83 % de la variance. L'étude des données dans cet espace donne donc une vision d'ensemble assez satisfaisante. La fig. 16 exprime les corrélations des variables avec ces trois premières composantes, projetées selon deux plans différents. Ainsi par exemple, la variable **sf** (taux de recouvrement en sable fin) est très fortement corrélée avec l'**axe 1**, qui correspond à la première composante.

L'analyse de ces deux schémas met en évidence les caractéristiques de notre série de données :

- la variable **sf** s'oppose très nettement aux variables "graviers" (**g1,g2,g3**) et "cailloux" (**c1,c2,c3**)
- la variable **sg** (sables grossiers) corrélée avec l'axe 2 est bien individualisée et s'oppose aux éléments fins (var. ef) sur l'axe 3.

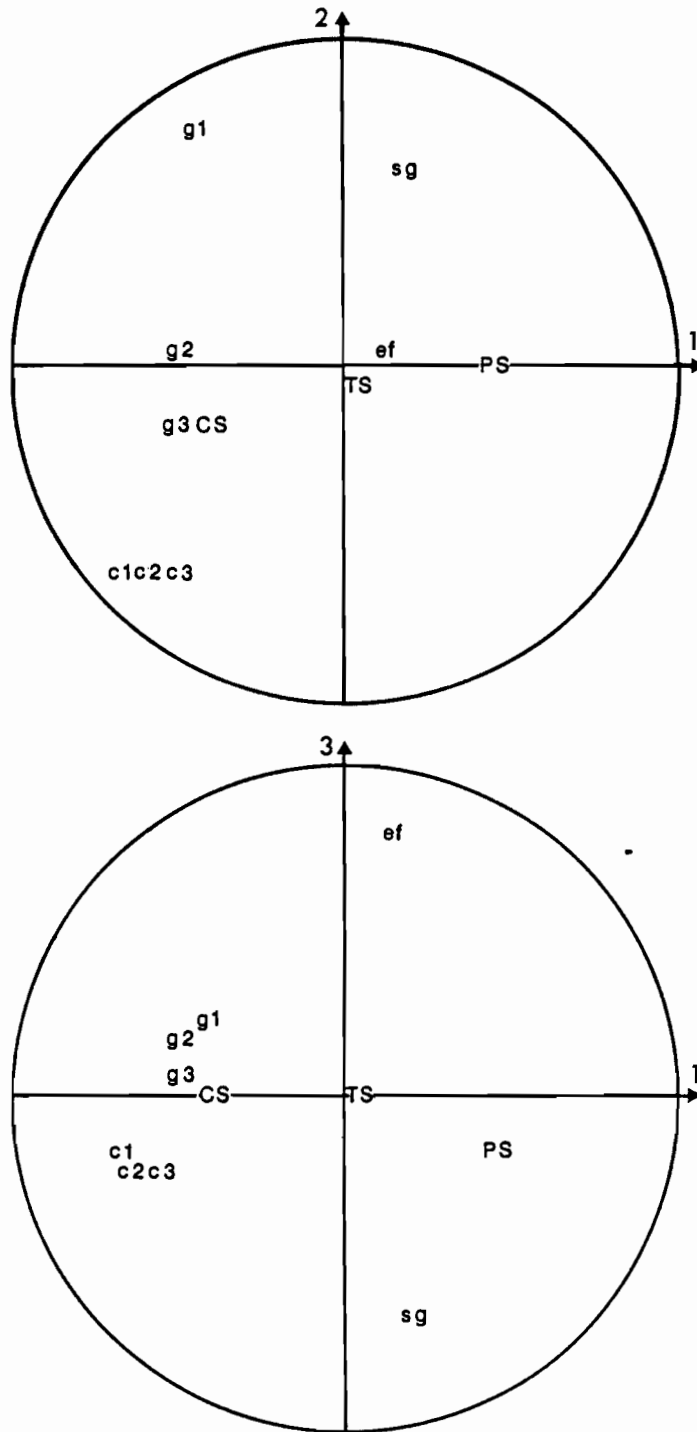


Figure 16. Analyse en composantes principales (ACP) de la série de 63 échantillons d'ESE : cercles des corrélations entre les variables et les trois premiers axes

Les variables actives sont les données de granulométrie apparente. Les données de couleur sont en variables "supplémentaires" (voir tab. 2 pour la signification des symboles).

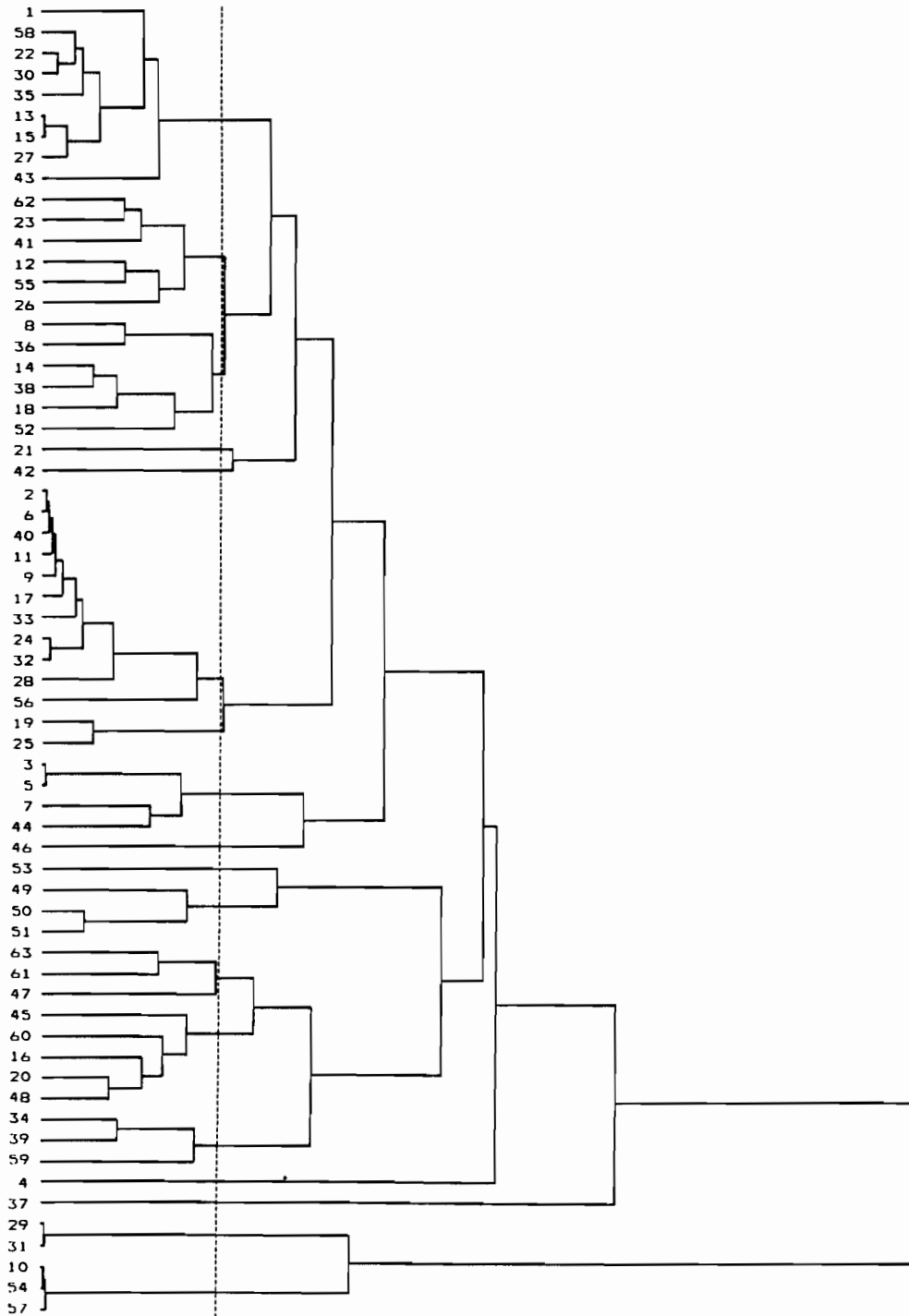


Figure 17. Arbre de la hiérarchie entre les 63 échantillons d'états de surface élémentaires (ESE) calculé par classification ascendante hiérarchique (CAH) sur les données de granulométrie apparente

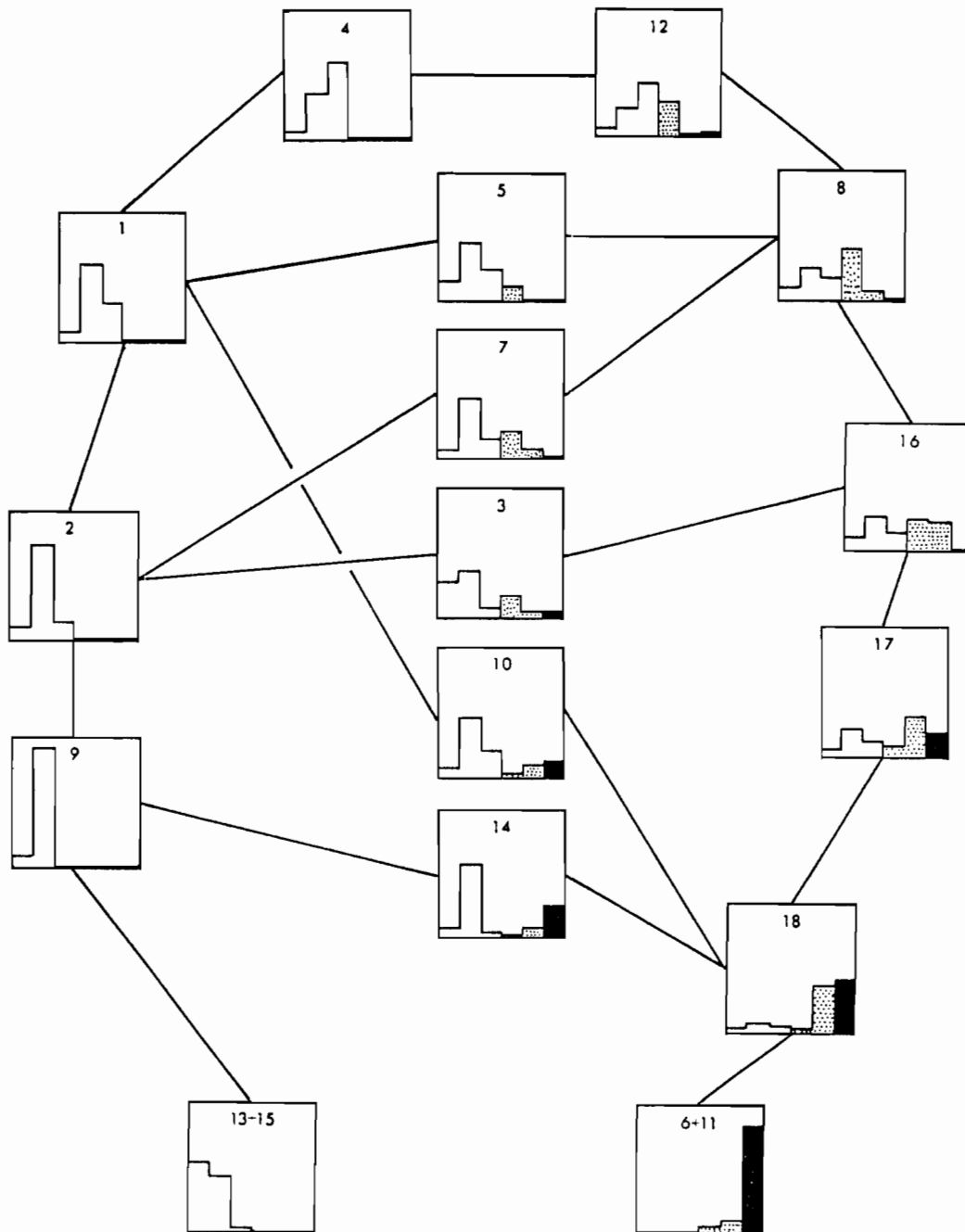


Figure 18. Composition moyenne des 16 classes d'états de surface élémentaires (ESE) obtenues par classification ascendante hiérarchique (voir fig. 17)

Chaque petit carré représente un histogramme des pourcentages des six tailles granulométriques utilisées, soit successivement pour la terre fine ef, sf et sg (en blanc), puis les graviers g1 et g23 (en pointillé) et enfin les cailloux c123 (en noir). Ces tailles sont précisées dans le tableau 2.

- les variables **c1**, **c2**, **c3** (cailloux) d'une part, et **g2**, **g3** (gros et moyens graviers) d'autre part, sont nettement corrélées entre elles,
- la teinte (**TS**) est une variable peu significative (effectivement dans notre échantillon elle ne prend que deux valeurs très proches), alors que la pureté (**PS**) est liée à **sf**, et la clarté (**CS**) aux graviers et aux cailloux.

Les variables qui sont corrélées entre elles apportent une information redondante, elles ont été fusionnées pour la suite des traitements. Ainsi, seules les six variables suivantes ont été retenues pour le classement des observations : **ef**, **sf**, **sg**, **g1**, **g23** (=g2+g3), **c123** (=c1+c2+c3).

Pour regrouper les observations en classes (en vue de la typologie), la méthode de la *Classification Ascendante Hiérarchique* (CAH) a été retenue. Elle est basée sur le regroupement des observations d'après les distances qui les séparent dans l'espace des variables. Ici, il s'agit donc d'un espace à six dimensions; comme ces variables sont exprimées dans la même unité, la distance euclidienne a été utilisée (FENELON, 1981).

La fig. 17 représente l'arbre de la hiérarchie entre les échantillons d'ESE obtenu par cette méthode de classification. La distance entre les individus puis les regroupements constitués y apparaissent en abscisse. Suivant le niveau de la hiérarchie où l'on se place le nombre de classes obtenu est différent.

Nous avons choisi une partition en 18 classes, matérialisée par le trait vertical pointillé sur la fig. 17. Ce choix qui peut paraître arbitraire est en fait le résultat d'un compromis entre le nombre de classes qui doit être minimisé, et la variance interclasse qui doit être maximisée. Dans l'option choisie elle représente 96 % de la variance totale.

Le tableau 3 indique la composition des 18 classes obtenues. A noter que dans cette partition la variance intraclasse est généralement faible, ce qui est également un critère positif.

On remarque un certain nombre de classes à un seul individu, correspondant à des ESE peu représentés. Par souci de simplification, les classes 6 et 11 d'une part, et 13 et 15 d'autre part, ont été regroupées, elles correspondent aux deux extrêmes de la gamme des ESE étudiée.

PLANCHE 6 - EXEMPLES D'ETATS DE SURFACE

Ces échantillons de surface ont été photographiés dans le pédopaysage de la cuvette de l'Oued Dekouk avec le dispositif décrit figure 12.

La règle portant les références a une longueur de 50 cm.

<p>Etat de surface à cailloux de couleur claire (<i>reg de croûte calcaire</i>)</p> <p style="text-align: right;">1</p>	<p>Etat de surface à sables grossiers et sables fins liés aux touffes de vég. (<i>glacis sableux</i>)</p> <p style="text-align: right;">2</p>
<p>Etat de surface sableux à "ripple-marks" (<i>petite dunes coalescentes</i>)</p> <p style="text-align: right;">3</p>	<p>Etat de surface à blocs et cailloux (<i>éboulis de piémont</i>)</p> <p style="text-align: right;">4</p>
<p>Etat de surface à cailloux et sables (<i>reg de dalle calcaire ensablé</i>)</p> <p style="text-align: right;">5</p>	<p>Etat de surface gypseux et sableux (<i>terrasse gypseuse de l'Oued Dekouk</i>)</p> <p style="text-align: right;">6</p>

Les aspects remarquables des surfaces de la zone étudiée apparaissent bien sur ces photographies :

- la rareté de la végétation qui est exclusivement formée de touffes denses de plantes ligneuses,
- les variations de granulométrie et de couleur des matériaux pédologiques,
- l'importance des ombres portées par la végétation et les éléments grossiers (photos 2 et 4).

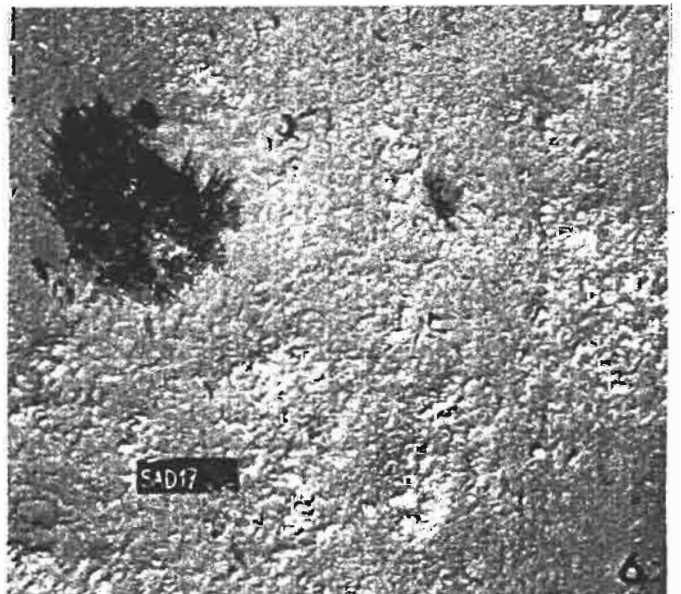
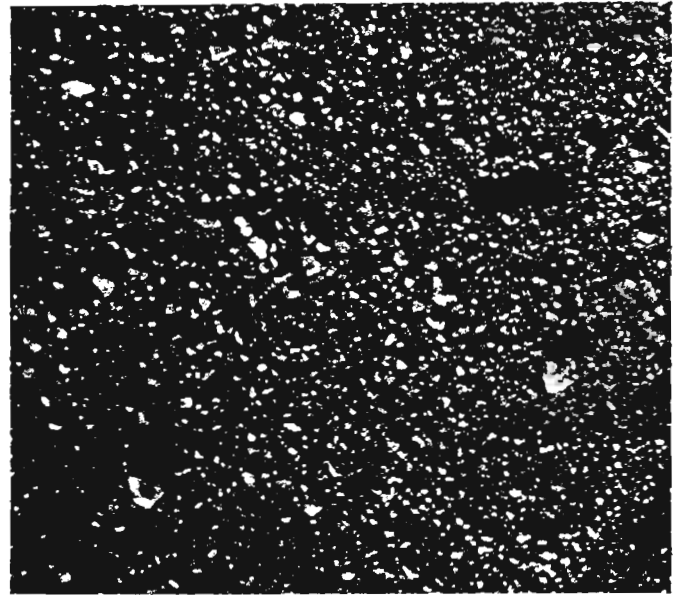
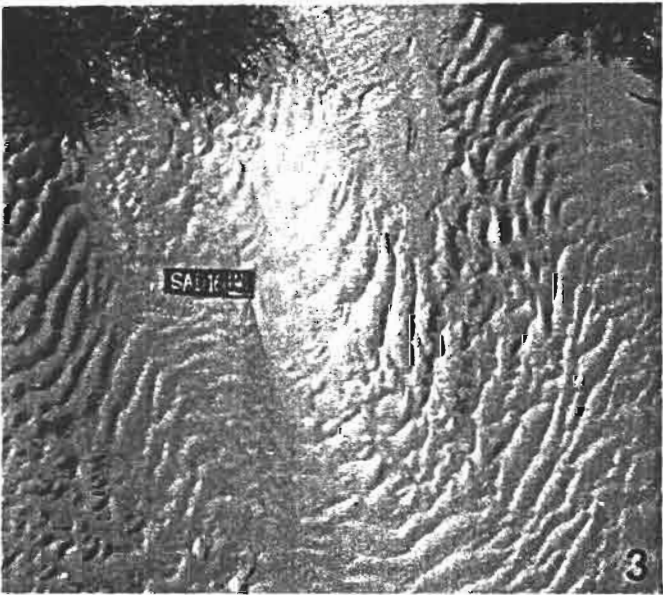
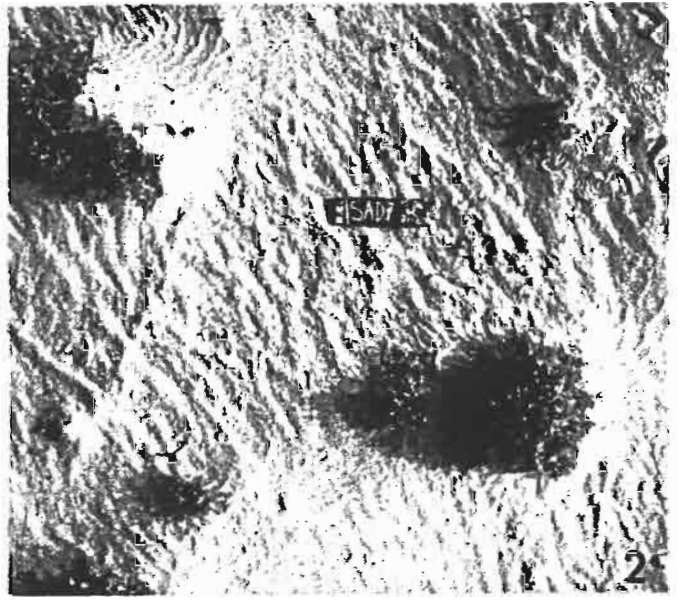
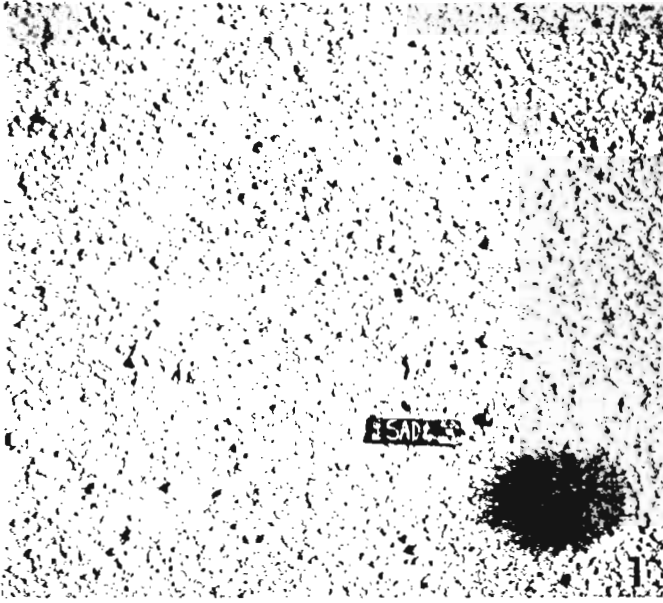


TABLEAU 3. REGROUPEMENT DES ESE ÉCHANTILLONNÉS EN 18 CLASSES PAR CAH SUR LES DONNÉES DE GRANULOMÉTRIE APPARENTE.

N° clas.	effectif	contenu des classes
1	9	1 13 15 22 27 30 35 43 58
2	11	2 6 9 11 17 24 28 32 33 40 56
3	4	3 5 7 44
4	1	4
5	6	8 14 18 36 38 52
6	3	10 54 57
7	6	12 23 26 41 55 62
8	5	16 20 45 48 60
9	2	19 25
10	1	21
11	2	29 31
12	3	34 39 59
13	1	37
14	1	42
15	1	46
16	3	47 61 63
17	3	49 50 51
18	1	53

Finalement, les 16 classes ainsi obtenues sont représentées sur la fig. 18. Elles sont ordonnées en fonction de leur composition granulométrique exprimée par les valeurs moyennes de chacune des six variables utilisées. Des traits matérialisent leurs filiations. Un certain nombre de classes intermédiaires apparaissent au centre de la figure. En suivant de gauche à droite la séquence proposée sur cette fig. 18, plusieurs grands types d'états de surface élémentaires se distinguent :

- les ESE à SOL NU, (ESEsn) sans recouvrement sableux, ni élément grossier, représentés par les classes 13 et 15.
- les ESE à SABLES FINS (ESEsf), très représentés dans notre échantillon, sont presque uniquement composés de sables fins, matériaux éoliens très triés. La classe 9 correspond au type pur, la classe 2 à la transition vers le type suivant.
- les ESE SABLEUX (ESEs), sont composés de sables fins et grossiers et représentés par la classe 9.
- les ESE à SABLES GROSSIERS (ESEsg), la classe 4 en représente le type pur, peu rencontré, la classe 12 est le type plus courant, à sables grossiers associés aux petits graviers.
- les ESE à GRAVIERS (ESEgr), dont la classe 16 représente le type central, avec une variante plus riche en petit graviers (classe 8), et en transition avec le type suivant, une variante plus riche en gros éléments (classe 17).

TABLEAU 4. ABONDANCE MOYENNE DES DIFFÉRENTS TYPES D'ESE PAR UNITÉ PÉDOLOGIQUE. (VOIR CHAP.2 POUR LA SIGNIFICATION DES NUMÉROS ET LA DÉFINITION DES PÉDOPAYSAGES)

unités p.	ESEgy	ESEbl	ESEca	ESEgr	ESEsg	ESEs	ESEsf	ESEsn	ESEsa	ESEvg	ESEla
A) 1		70	20					5		5	
2	80						7	10		3	
20	70			5			5	15		5	
17						20		20		10	50
20	70			5			5	15		5	
3			90					7		3	
16	40			5			42	10		3	
7			50				40	5		5	
25	20					20	54			6	
27								25	60	15	
B) 1		70	20					5		5	
5		60	30					9		1	
3			90					7		3	
17h			12		30			50		7	1
17b					10			80		8	2
15				10		70		13		5	2
14			5			15	60	0		20	
C) 7		0	40			14	40			6	
1		70	20					5		5	
4		15	75	8						2	
18					70	14	6			8	
24					20	11	60			9	
21	60					10		15	7	8	
26								30	60	10	
6						30	65			5	

TABLEAU 5. MATRICE DES CONTRASTES ENTRE LES UNITÉS MORPHO-PÉDOLOGIQUES DES FORMATIONS LIASIQUES, D'APRES LEUR ÉTAT DE SURFACE

	1	2	3	7	16	17	20	25	27
1									
2	+								
3	o	+							
7	+	+	o						
16	+	o	+						
17	+	+	+	-	+				
20	+	-	+	+	o	+			
25	+	o	+	+	-	+	o		
27	+	+	+	+	+	o	+	+	

Les nombres renvoient aux numéros des unités morpho-pédologiques et les symboles expriment l'intensité du contraste (- : faible, o : moyen, + : fort).

- les ESE à CAILLOUX (ESEca), représentés par la classes 6+11, et la classe 18, à cailloux et graviers, en transition avec le type précédent.

La planche 5 illustre ces différents types d'états de surfaces élémentaires par des photographies en prise de vue rapprochée.

3.3.2.3 Rôle de la couleur dans la caractérisation des ESE

La planche 5 montre bien les importantes variations de granulométrie entre les différents ESE, mais aussi des différences de couleur notables. Sur le terrain ces nuances de couleur sont encore plus nettes. Les couleurs des 64 échantillons d'ESE étudiés apparaissent dans le tableau 2. Elles ont été observées à l'état sec et notées par comparaison avec l'atlas Munsell des couleurs de sols (voir 5.3.4.1).

On remarque que si la teinte à l'état sec (TS) varie peu, la clarté (CS) et surtout la pureté (PS) varient dans une gamme beaucoup plus large (5 à 8 et 2 à 8, respectivement). En d'autres termes, les surfaces des sols de la région étudiée sont d'une teinte rouge brun à rouge jaunâtre, relativement claire à très claire, et plus ou moins saturée (pure).

C'est cette dernière caractéristique qui est la plus discriminante. En effet, la gamme de pureté s'étale des gris rosâtre, une couleur pâle (pureté 2), au rouge orangé assez vif pour les valeurs de pureté de 8. Celle-ci correspond d'ailleurs au maximum de pureté prévu dans l'atlas utilisé, soit une couleur de sol très saturée. Ainsi, la couleur permet des distinctions importantes parmi les états de surface ayant un même type de granulométrie :

- parmi les *états de surface à éléments grossiers* (ESEgr et ESEca) ceux qui ont des couleurs moyennement claires et de pureté élevée correspondent à des surfaces anciennes (reg de dalle calcaire des glacis quaternaires anciens). Au contraire, les couleurs claires et peu saturées caractérisent les surfaces caillouteuses des colluvions et des alluvions récentes.

- parmi les *états de surface sans éléments grossiers*, c'est la couleur qui permet le plus facilement de les différencier sur le terrain. En effet, les états de surface à sables fins sont toujours d'un rouge orangé vif (5 YR 6/8) alors que ceux à sables grossiers sont de couleur plus pâle (7,5 YR 7/6). Cette caractéristique semble assez générale dans les milieux désertiques (WALKER, 1979). Les ESE à sol nu sont plus foncés (7,5 YR 6/6). A l'opposé les états de surface gypseux sont blanchâtres (7,5 YR 8/2).

La couleur qui est une variable très utilisée pour caractériser les sols sur le terrain joue donc un rôle tout aussi important dans la caractérisation de leur surface.

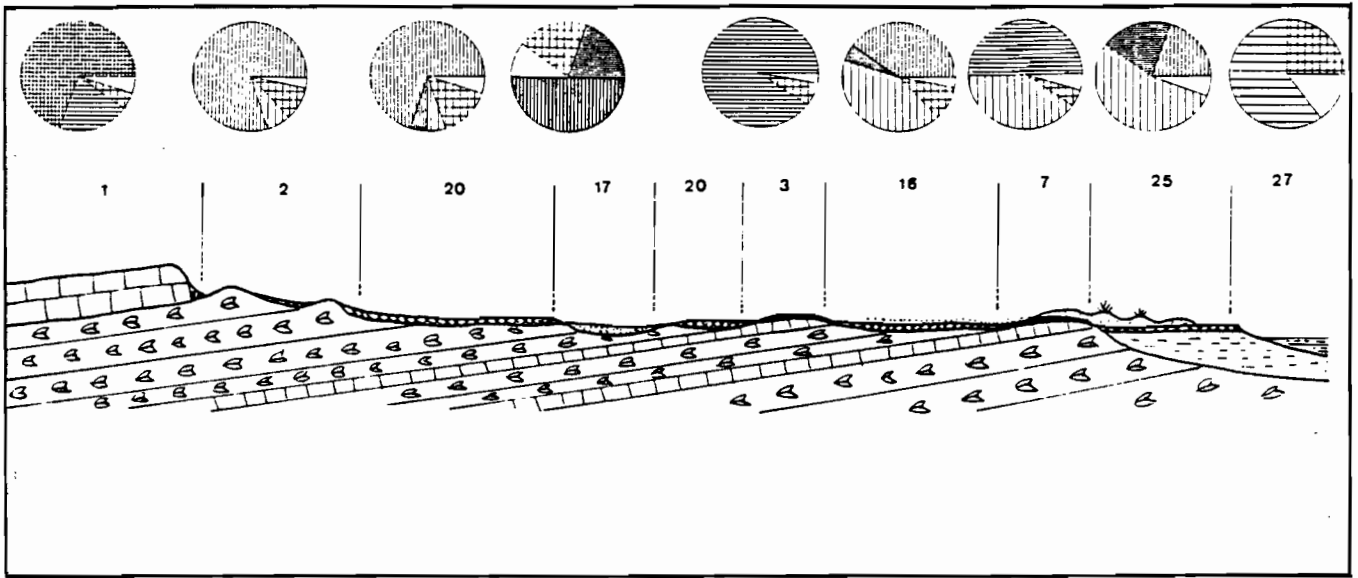


Figure 19. Proportions relatives des différents types d'ESE formant la surface des unités morpho-pédologiques du pédopaysage des formations liasiques (voir fig. 6)

ESEgy	ESEbl	ESEca	ESEgr	ESEsg	ESEs	ESEsf	ESEsn	ESEsa	ESEvg	ESEla

La définition des symboles est donnée au paragraphe 3.3.2.2.

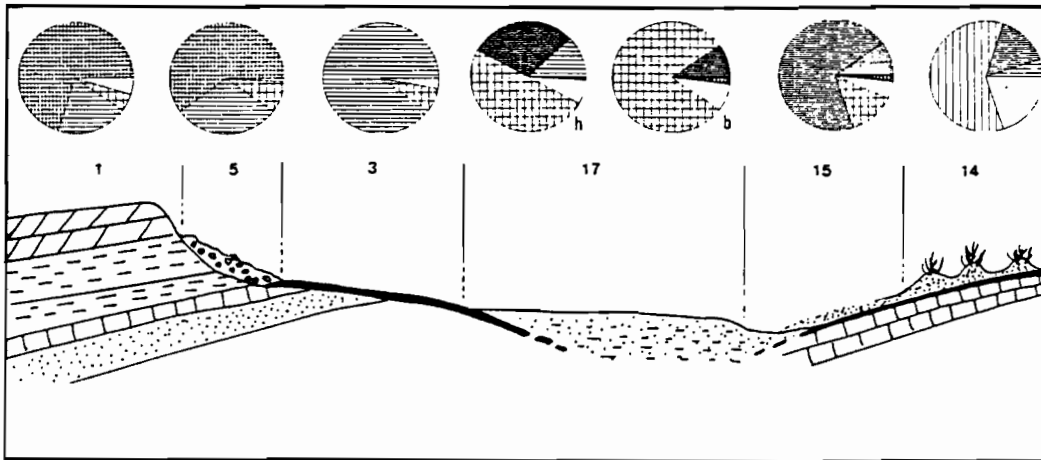


Figure 20. Proportions relatives des différents types d'ESE formant la surface des unités morpho-pédologiques du pédopaysage de la vallée d'El ltime (voir fig. 7)

3.3.3 Les Etats de surface dans le paysage

Les états de surface rencontrés dans la zone étudiée sont constitués d'un ou plusieurs des ESE décrits au paragraphe précédent, généralement associés à des *végétaux pérennes*.

La partie stable de la végétation est en effet presque toujours sous forme de touffes denses plus ou moins hémisphériques, que nous considérons également comme des ESE d'un type un peu particulier, le type végétation (ESEvg). Nous avons vu que dans la méthode de description développée, les dimensions de ces touffes sont notées ainsi que l'espèce végétale et l'état phénologique. Nous n'avons donc considéré ici que les éléments stables de la végétation à la surface du sol, c'est à dire les plus fiables dans une démarche de caractérisation.

La végétation annuelle dont le développement sporadique est totalement dépendant des précipitations est souvent associée aux ESE sableux, qui facilitent son développement comme nous le verrons dans le chapitre suivant. Elle est alors un des composants de ces ESE.

La végétation est donc prise en compte dans notre approche globale, même si les matériaux pédologiques dominant largement. Le type de végétation est d'ailleurs très fortement lié aux conditions édaphiques, si bien qu'à un type de sol correspond le plus souvent une association végétale, comme l'ont montré les travaux des phytoécologues (voir 1.4).

Suivant la situation dans le paysage, les types d'état de surface rencontrés se présentent sous la forme d'associations variées d'ESE.

La figure 20 illustre les variations de l'état de la surface des sols suivant les unités morpho-pédologiques du pédopaysage des formations liasiques. Les proportions relatives des 11 types d'ESE retenus (tab. 4) y apparaissent en diagramme circulaire. Les unités morpho-pédologiques y apparaissent bien différenciées par leurs surfaces. Leur degré de différenciation peut être exprimé par le contraste entre les états de surface, d'autant plus élevé que les ESE qui les composent diffèrent (tab. 5).

Les unités dont les états de surface se ressemblent (contraste faible) sont soit développées sur le même matériau géologique, soit envahies par des dépôts éoliens. Ainsi, même quand elles correspondent à des classes différentes de sols, ces unités ont en fait des propriétés voisines. Ces mêmes observations peuvent être faites pour les unités des paysages de la vallée d'El Itime et de la cuvette de l'oued Dekouk dont les états de surface sont schématisés sur les fig. 20 et 21.

A l'intérieur d'une même unité, des gradients de granulométrie s'observent souvent selon la pente. La partie amont est toujours la plus grossière, comme cela est symbolisé par les deux états de surface "haut" (h) et "bas" (b) dans l'unité 17 de la vallée d'El Itime.

Les relations illustrées par ces trois figures représentent une large gamme de situations rencontrées dans le milieu étudié. On peut en déduire que, dans ce cas, **l'état de la surface des sols est fortement lié au type d'unité morpho-pédologique.**

En effet de ce point de vue, la zone d'étude présente un cas favorable, en particulier parce que le milieu naturel, et donc l'aspect de la surface des sols, sont peu soumis à l'action de l'homme et présentent des faciès "spontanés". Nous verrons dans la dernière partie comment cet intéressant résultat va nous permettre d'utiliser la télédétection de la surface des sols dans un travail de cartographie pédologique.

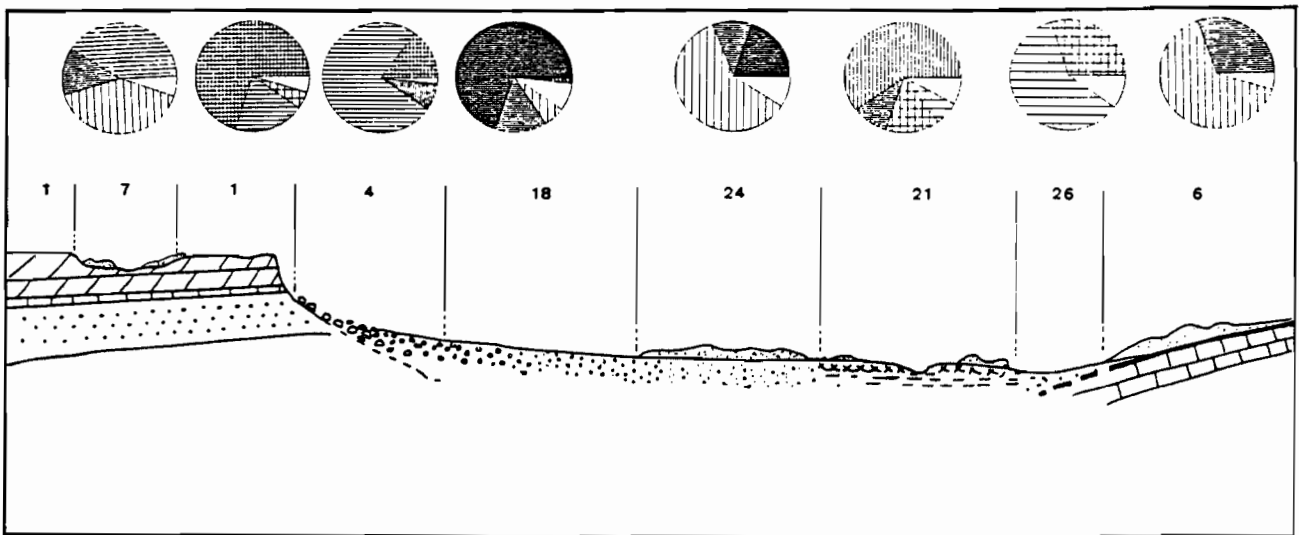


Figure 21. Proportion relatives des différents types d'ESE formant la surface des unités morpho-pédologiques du pédopaysage de la cuvette de l'oued Dekouk (voir fig. 8)

La définition des symboles est donnée au paragraphe 3.3.2.2.

ESEgy	ESEbl	ESEca	ESEgr	ESEsg	ESEs	ESEsf	ESEsn	ESEsa	ESEvg	ESEla

PROPRIÉTÉS DE LA SURFACE DES SOLS

4.1 INTRODUCTION

Les descriptions morphologiques ne sont qu'une façon de caractériser la surface des sols. Si l'on s'intéresse au fonctionnement des milieux, seules des mesures permettent de quantifier les différents flux qui interviennent à la surface des sols. Parmi ceux-ci, les *flux d'énergie* sont de loin les plus importants, les flux d'eau et de matières solides sont relativement faibles et irréguliers. Le rayonnement solaire (direct et diffusé) qui atteint la surface des sols est pour partie réfléchi, pour partie absorbé, selon l'*albédo* de la surface (PERRIN de BRINCHAMBAUT, 1963) Le rayonnement absorbé est alors transformé en rayonnement thermique et/ou en chaleur latente (évaporation).

L'interaction du rayonnement solaire avec la surface des sols sera étudiée dans la troisième partie. La mesure des flux thermiques et de l'évaporation ne sera pas abordée ici, car elle fait appel à des techniques au sol et des capteurs de satellites particuliers qui sont hors du propos que nous nous sommes fixés (voir introduction générale).

En fait, pour comprendre le fonctionnement des milieux arides où l'eau est le principal facteur limitant la productivité biologique, c'est l'étude des paramètres modulant les flux d'eau qui est le point essentiel. Nous avons vu en introduction à cette deuxième partie que ces flux d'eau sont fortement influencés par les caractéristiques de la surface des sols.

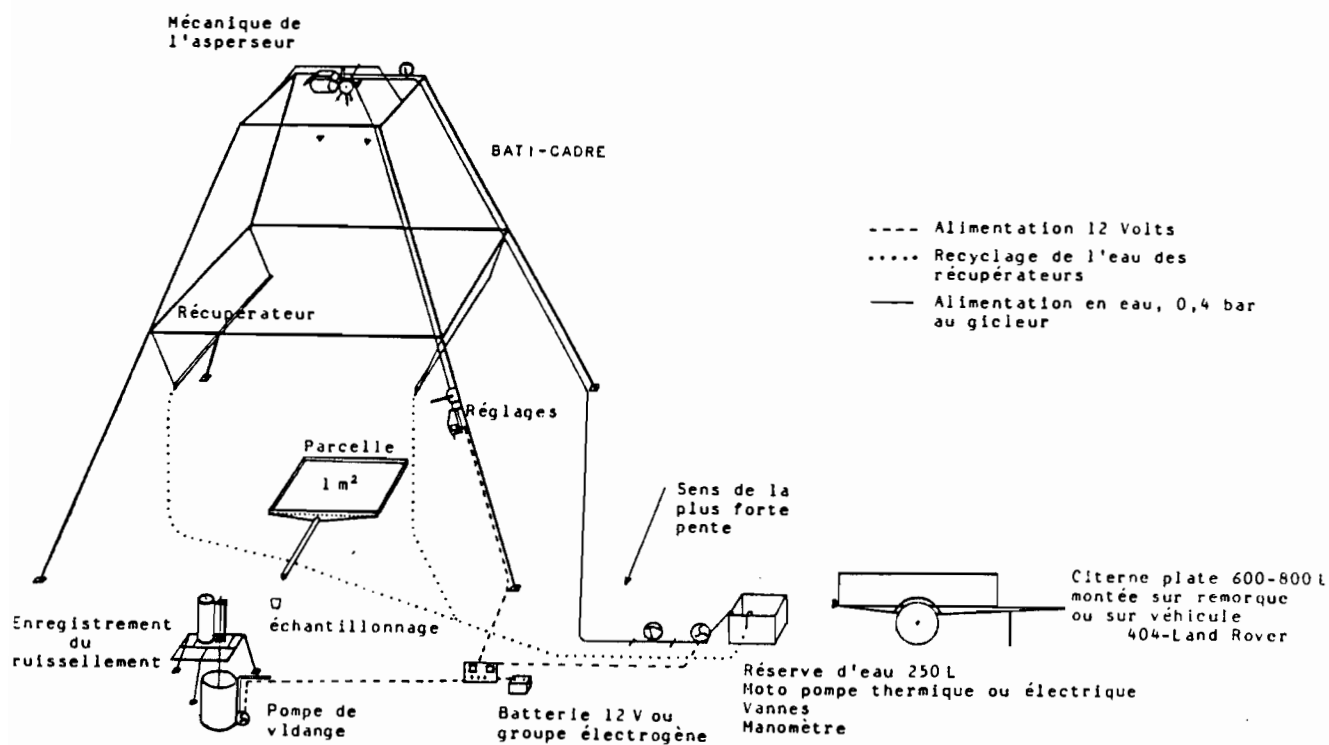


Figure 22. Le dispositif de simulation de pluie utilisé (d'après Asseline, 1984)

Un gicleur animé d'un mouvement de balancier réglable en amplitude arrose, du haut d'une tour démontable bâché, une parcelle limitée par une cadre métallique enfoncé dans le sol. L'eau qui ruisselle sur cette parcelle de 1 m² est recueillie dans une cuve dont les variations de niveau sont enregistrées par un limnigraphe à mouvement rapide.

Ainsi par exemple, les études de bilan hydrique sur bassins versants expérimentaux réalisées dans le Sud tunisien ont mis en évidence le rôle améliorant des surfaces à recouvrement sableux (voile éolien) dans le processus d'infiltration. Ces mêmes surfaces diminuent également sensiblement l'évaporation par rupture de capillarité entre le sol et l'atmosphère (FLORET et PONTANIER, 1982).

Mais c'est surtout avec le développement des techniques de simulation de pluies que les études d'hydrodynamique superficielle des sols ont pu se développer (COLLINET et LAFFORGUE, 1979; COLLINET et VALENTIN, 1979, 1984; VALENTIN, 1981; CHEVALLIER, 1982). Pour caractériser les propriétés des surfaces de notre zone d'étude du point de vue du cycle de l'eau, nous avons choisi de mesurer le comportement hydrodynamique de ces surfaces en utilisant ces techniques de simulation de pluie.

En effet, les observations en conditions naturelles sont longues, car les pluies sont rares et les dispositifs de mesures permanents sont une technique lourde qui produit peu de données. La simulation permet au contraire, grâce au dispositif léger et mobile utilisé, de réaliser facilement des mesures sur plusieurs types de surfaces soumises à différents types de pluies. Ces essais ponctuels ont été complétés par un suivi saisonnier des propriétés de la surface en relation avec le développement des plantules, réalisé sur plusieurs années en station expérimentale.

4.2 COMPORTEMENT DES SURFACES SOUS AVERSES SIMULÉES

4.2.1 Méthodologie

4.2.1.1 Appareillage

Le principe de base de tous les dispositifs de simulation de pluie est de produire des gouttes d'eau de taille et d'énergie cinétique comparables à celles des gouttes de pluies naturelles observées dans le milieu étudié. L'appareil utilisé ici est conçu pour produire un flux de gouttes de répartition spatiale homogène, l'intensité de la pluie est réglable et stabilisable pendant la durée de l'essai qui est modifiable à volonté.

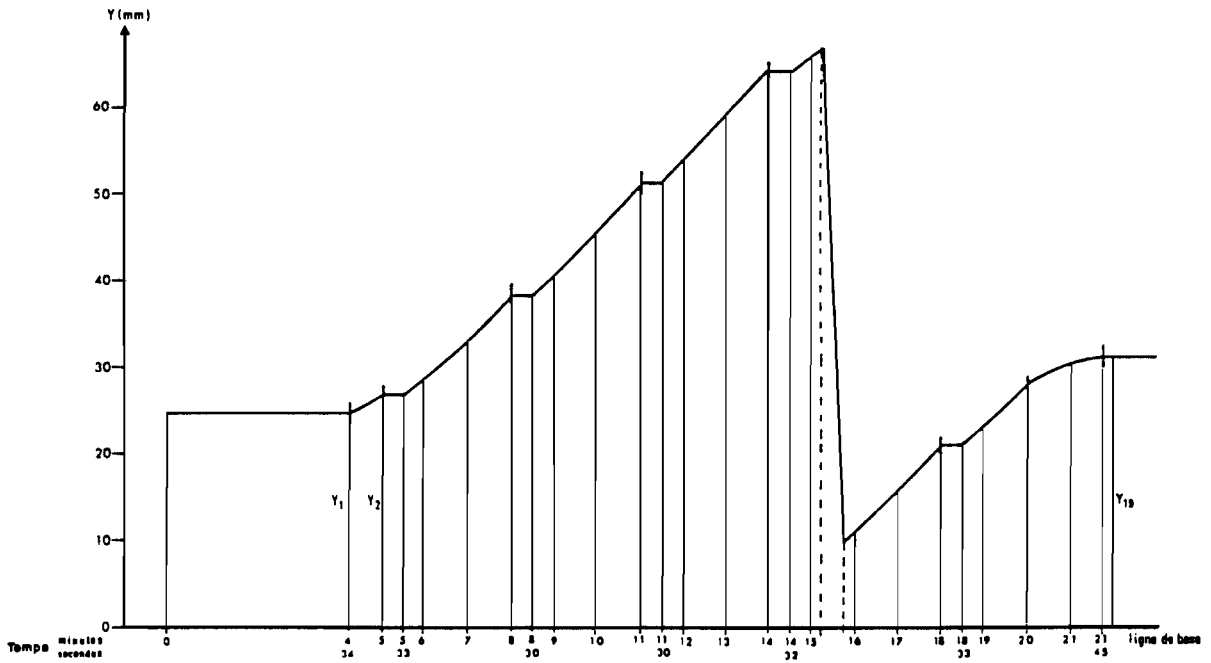


Figure 23. Exemple d'enregistrement du niveau (Y) de la cuve obtenu au cours d'une averse simulée

Les paliers observés correspondent aux prélèvements d'échantillons d'eau, la baisse de niveau à une vidange de la cuve pour éviter son débordement

Cet appareil est dérivé de celui mis au point par l'ORSTOM à Abidjan (ASSELINÉ et VALENTIN, 1978; ASSELINÉ, 1981). Inspiré de l'infiltromètre à aspersion de BERTRAND et PARR (1960), l'appareil est constitué d'une petite tour démontable qui permet d'arroser une parcelle d'essai de 1 m² avec des intensités variables et réglables au cours de l'averse.

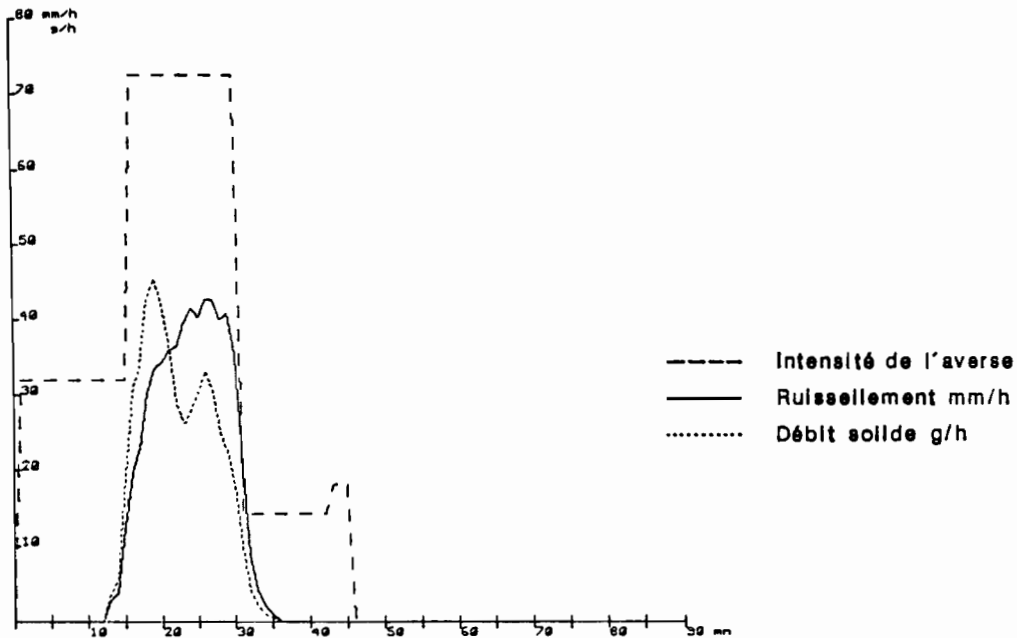
La taille réduite de la parcelle est nécessaire pour assurer la mobilité du dispositif et permettre de réaliser des mesures fines au niveau des états de surface élémentaires (ESE). Le modèle construit en Tunisie a été adapté aux conditions d'utilisation du Sud Tunisien, en améliorant son autonomie et la gamme d'intensités pluviométriques réalisable (ASSELINÉ, 1984).

Au sol, la parcelle de mesure est limitée par un cadre métallique de 1 m de côté, l'eau qui y ruisselle est recueillie à l'exutoire, dans une cuve dont le niveau est enregistré par un limnigraphe à mouvement rapide (fig. 22). Par ailleurs, des échantillons de l'eau ruisselée sont prélevés à intervalles réguliers. Leur turbidité est mesurée au laboratoire par pesée après séchage à l'étuve.

4.2.1.2 Protocole expérimental

D'après les données météorologiques disponibles sur la région et celles que nous avons recueillies sur la station de Bir Lahmar (voir 4.3.2.1), près de la moitié des précipitations annuelles a lieu sous forme de courtes averses de faible intensité, ne donnant lieu à aucun ruissellement. Les autres correspondent à quelques épisodes pluvieux d'intensité moyenne; ce sont eux qui alimentent les sols en eau et sont générateurs de ruissellement.

Dans le protocole d'essai que nous avons appliqué (tab. 6), l'averse 1 simule ce type d'événement, en utilisant une séquence de trois intensités différentes reproduisant au mieux les averses réellement observées. Nous l'avons fait suivre à quelques heures d'intervalle d'une averse d'intensité élevée et de fréquence environ cinquantaire (averse 2, tab. 6). Nous avons ainsi cherché à simuler un événement exceptionnel, pour évaluer le ruissellement et l'érosion maxima au cours de ces orages aux conséquences souvent catastrophiques.



BIR-B P2-1

230584

No	SEQ	DUREE (mn)	INTENS. (mm/h)	HAUTEUR (mm)	LRUISS. (mm)	PI (mm)	PE (mm)	Kru (o/o)	W (mm)	EROS (g)
1		15.0	32.0	8.0	0.2	6.6	1.4	2.8	7.8	0.3
2		15.0	72.5	18.1	9.2	0.0	18.1	50.9	8.9	8.2
3		12.0	14.0	2.8	0.5	0.0	2.8	17.1	2.3	0.2
4		3.0	18.0	0.9	0.0	0.0	0.9	0.0	0.9	0.0
TOT.		45.0	34.1	29.8	9.9	6.6	23.2	33.3	19.9	8.7

Figure 24. Exemple des courbes du ruissellement et du débit solide obtenues sur la parcelle SN soumise à une pluie simulée (averse 1)

Les calculs et le traçage des courbes ont été réalisés sur microordinateur avec le logiciel d'exploitation des limnigrammes et des mesures de turbidité des échantillons d'eau mis au point par ESCADAFAL et ASSELINE (1985).
Voir la signification des symboles dans le texte.

TABLEAU 6. PROTOCOLE D'AVERSES SIMULÉES UTILISÉ
(LES DEUX AVERSES SONT APPLIQUÉES À 24H D'INTERVALLE ENVIRON)

état du sol	intensité (mm/h)	durée (mn)	hauteur totale (mm)
averse 1 a sec	30	15	28,75
	70	15	
	15	15	
averse 2 humide	120	20	40

Ce protocole a été appliqué au cours de deux campagnes à un ensemble de six parcelles correspondant à six grands types d'états de surfaces élémentaires (ESE) observés dans la zone d'étude :

- **Parcelle SN** : ESE à SOL NU, implantée sur le sol sablo-limoneux de la station de Bir Lahmar (voir 4.3.1),
- **Parcelle SF** : ESE à SABLES FINS, implantée sur le même sol, recouvert d'un voile de sables fins éoliens,
- **Parcelle SG** : ESE à SABLES GROSSIERS, implantée dans la cuvette de l'Oued Dekouk (unité pédologique n°18),
- **Parcelle GR** : ESE à GRAVIERS, implantée dans la vallée d'El Itime, (unité pédologique n°15),
- **Parcelle CA** : ESE à CAILLOUX, implantée sur le glacis à dalle calcaire de la vallée d'El Itime, (unité pédologique n°3),
- **Parcelle GY** : ESE GYPSEUX, implantée sur la terrasse gypseuse de l'Oued Dekouk (unité pédologique n°21).

4.2.2 Résultats

Les données de terrain obtenues avec l'infiltromètre se présentent essentiellement sous deux formes, d'une part un limnigramme, enregistrement détaillé des variations du niveau de la cuve au cours de l'expérience, d'autre part les teneurs en sédiments des échantillons d'eau prélevés (turbidités).

**TABLEAU 7. CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES SIMULÉES ET PARAMETRES
HYDRODYNAMIQUES MESURÉS SUR LES PARCELLES D'ESSAI IMPLANTÉES
DANS SIX TYPES D'ÉTATS DE SURFACE ÉLÉMENTAIRES (ESE)
(VOIR LA SIGNIFICATION DES SYMBOLES DANS LE TEXTE)**

Parcelle	averse	durée (mn)	I (mm/h)	Pu (mm)	Pi (mm)	Rx (mm/h)	Fn (mm/h)	Lr (mm)	Dm (mm)	Li (mm)	Kr (%)	Ki (%)	E (g/m ²)
SN ESE à SOL NU	1a	15,0	32,0	8,0	6,6			0,3		7,7	3,7	96,3	0,0
	b	15,0	72,5	18,1	0,0	42,0	30,5	9,2		8,9	50,8	49,2	9,5
	c	15,0	16,0	4,0	0,0			0,4	0,0	3,6	10,0	90,0	0,0
	total	45,0	40,2	30,1	6,6			9,9	0,0	20,2	32,9	67,1	9,5
	2	20,0	119,5	32,8	2,4	85,0	34,5	26,7	0,7	5,4	67,1	16,5	25,4
SF ESE à SABLES FINS	1a	15,0	30,6	7,7	7,7			0,0		7,7	0,0	100,0	0,0
	b	15,0	71,3	17,8	5,9	3,0	68,3	0,3		17,5	1,7	98,3	0,0
	c	15,0	14,5	3,6	0,0			0,0	0,0	3,6	0,0	100,0	0,0
	total	45,0	38,8	29,1	13,6			0,3	0,0	28,8	1,0	99,0	0,0
	2	18,5	122,5	37,7	5,6	63,0	59,5	13,7	0,5	23,5	36,6	62,3	20,1
SG ESE à SABLES GROSSIERS	1a	16,0	30,3	8,1	8,1			0,0		8,1	0,0	100,0	0,0
	b	15,0	69,2	17,3	17,3			0,0		17,3	0,0	100,0	0,0
	c	14,0	20,2	4,7	4,7			0,0	0,0	4,7	0,0	100,0	0,0
	total	45,0	39,9	30,1	30,1			0,0	0,0	30,1	0,0	100,0	0,0
	2	20,0	116,0	38,7	38,7			0,0	0,0	38,7	0,0	100,0	0,0
GR ESE à GRAVIERS	1a	15,0	29,6	7,4	7,4			0,0		7,4	0,0	100,0	0,0
	b	15,0	66,5	16,6	1,8	29,0	37,5	5,4		11,2	32,6	67,5	2,6
	c	15,0	19,2	4,8	0,0			0,3	0,0	4,5	6,3	93,8	0,1
	total	45,0	38,4	28,8	9,2			5,7	0,0	23,1	19,9	80,2	2,7
	2	20,0	118,5	39,5	1,6	90,0	28,5	28,3	1,3	9,9	71,7	25,1	12,8
CA ESE à CAILLOUX	1a	15,0	30,5	7,6	3,5			1,5		6,1	19,4	80,3	1,0
	b	15,0	68,6	17,2	0,0	56,0	12,6	13,2		4,0	76,7	23,3	13,1
	c	15,0	19,7	4,9	0,0	9,0	10,7	2,9	0,3	1,7	59,3	34,7	1,9
	total	45,0	39,6	29,7	3,5			17,6	0,3	11,8	59,1	39,7	16,0
	2	20,0	113,0	37,7	1,9	99,0	14,0	30,3	2,3	5,1	80,3	13,5	41,2
GY ESE GYPSEUX	1a	15,0	31,5	7,9	7,9			0,0		7,9	0,0	100,0	0,0
	b	16,0	69,0	18,4	2,3	9,0	60,0	1,7		16,7	9,0	90,8	0,6
	c	14,0	19,6	4,6	0,0			0,1	0,0	4,5	1,5	97,8	0,0
	total	45,0	40,0	30,8	10,2			1,8	0,0	29,0	5,6	94,2	0,6
	2	20,0	120,5	40,2	2,0	51,0	69,5	14,3	0,8	25,1	35,8	62,4	18,6

La pente du limnigramme correspond aux débits instantanés à l'exutoire de la parcelle, donc à la mesure du ruissellement. L'intensité d'infiltration est ainsi déterminée par différence entre intensité de pluie simulée et intensité de ruissellement, l'évaporation au cours de l'expérience étant considérée comme négligeable. Cependant du fait de l'interruption de l'écoulement normal de l'eau hors de la parcelle à chaque prélèvement, le limnigramme présente des paliers dont il faut tenir compte lors de son dépouillement (fig. 23). Le traitement de ces données est donc relativement long et sujet à erreurs au cours des différentes étapes des calculs.

Pour faciliter ces derniers et gagner en temps et en fiabilité, un programme sur micro-ordinateur portable a été développé en langage Basic. Il réalise tous les calculs à partir de l'introduction des hauteurs mesurées sur le limnigramme et des données sur les prélèvements d'eau (ESCADAFAL, 1984 et ESCADAFAL et ASSELINE, 1985). Les résultats sont exprimés sous formes de tableaux et des courbes de ruissellement et de débit solide. La fig. 24 présente à titre d'exemple les résultats obtenus par traitement des données recueillies sur la parcelle SN au cours de la première averse.

Les différentes variables hydrodynamiques que l'on peut déduire de ces mesures sous pluies simulées ont été détaillées dans les travaux des hydrologues, en particulier par LAFFORGUE (1977) , LAFFORGUE et CASENAVE (1980) , CASENAVE, (1982). Les variables et notations suivantes sont utilisées dans le tableau des résultats de nos essais (tableau 7) :

- I** : intensité de l'averse (mm/h), mesurée précisément avec un bac pluviométrique (suivant les conditions de l'essai, elle peut en effet différer sensiblement de l'intensité nominale)
- Pu** : pluie utile (mm), ou hauteur totale de l'averse appliquée
- Pi** : pluie d'imbibition, hauteur de pluie appliquée jusqu'à l'apparition du ruissellement (mm)
- Rx** : ruissellement maximum stabilisé (mm/h)
- Fn** = $I - Rx$: infiltration minimale stabilisée (mm/h)
- Lr** : lame ou hauteur d'eau ruisselée (mm)
- Dm** : détention superficielle mobilisable (mm), correspond à la petite quantité d'eau qui ruisselle après la fin de la pluie
- Li** = $Pu - Lr - Dm$: lame infiltrée (mm)
- Kr** = Lr/Pu : coefficient de ruissellement (%)
- Ki** = Li/Pu : coefficient d'infiltration (%)
- E** : "érosion", quantité totale de terre exportée hors de la parcelle (g/m^2)

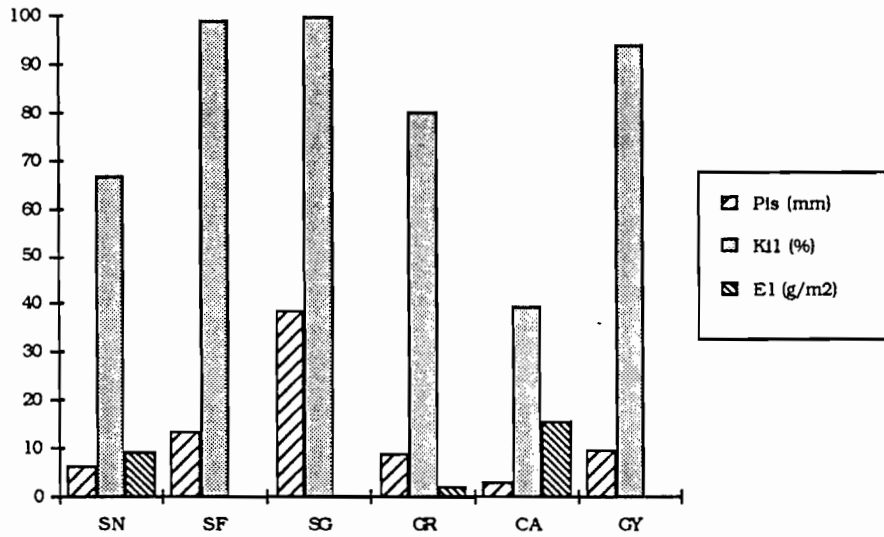


Figure 25. Pluie d'imbibition (sur sol sec, P_{1s}), coefficient d'infiltration (k_{11}) et érosion (E_1) mesurés sur les six parcelles testées au cours de l'averse 1

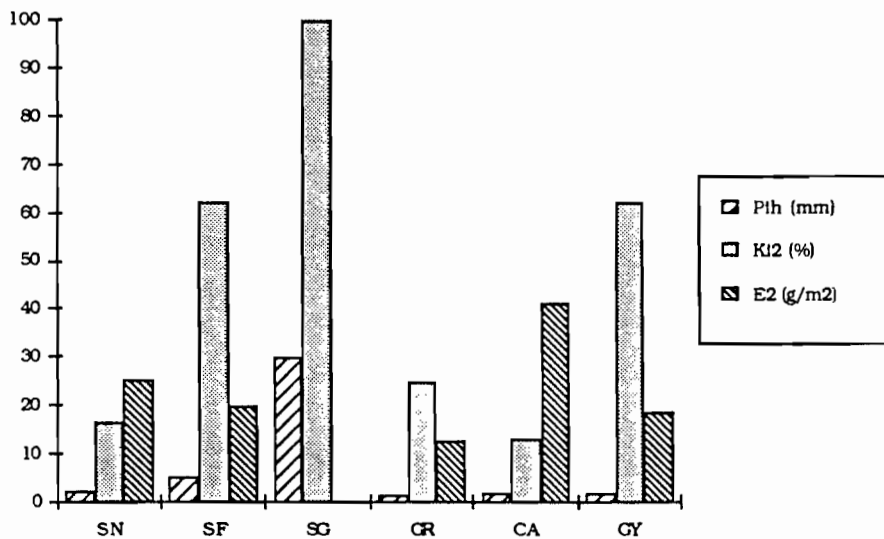


Figure 26. Pluie d'imbibition (sur sol humide, P_{1h}), coefficient d'infiltration (k_{12}) et érosion (E_2) mesurés sur les six parcelles testées au cours de l'averse 2

La *pluie d'imbibition*, P_i , permet de comparer les conditions d'apparition du ruissellement dans les différents ESE et selon que le sol est sec (averse 1) ou humide (averse 2).

Le *coefficient d'infiltration*, K_i , est l'une des variables les plus significatives pour mettre en évidence les différences de comportement hydrodynamique. C'est le rapport de la quantité d'eau totale d'eau infiltrée au cours de l'averse, L_i , à la hauteur de la pluie simulée, P_u (quantité totale d'eau apportée). Une première lecture du tableau 7, montre que ce coefficient K_i varie ici de 13,5 à 100 %. Les six ESE étudiés présentent donc des *aptitudes à l'infiltration très différentes*.

En intégrant sur la durée de l'averse le débit solide, calculé à partir du ruissellement et de la turbidité, on obtient une estimation de la quantité de terre exportée hors de la parcelle d'essai ("érosion"). C'est une mesure de la *susceptibilité du sol à l'érosion hydrique (érodabilité)*. Dans ce cas également les données du tableau 7 montrent une gamme de variation importante de l'érosion, E , mesurée sur les différentes parcelles.

4.2.3 Discussion

4.2.3.1 Différences entre parcelles et influence de l'état hydrique

Au cours de la **première averse**, sur sol sec, le *coefficient d'infiltration est très élevé* pour les parcelles GY, SF et SG ($K_i = 94-100\%$), moyen pour GR et SN, et médiocre pour CA (voir fig. 25).

Cette dernière parcelle est en effet la première à ruisseler peu après le début de l'averse, alors que seulement 3,5 mm de pluie ont été appliqués. Pour SN, cette *pluie d'imbibition*, P_i , est également faible. Les autres parcelles infiltrent toute l'eau apportée au cours de la première phase (a) de la pluie ($I = 30$ mm/h). Le ruissellement ne s'y déclenche qu'au cours de la deuxième phase (b, $I = 70$ mm/h), pour GR, puis GY et SF où il reste très faible. La parcelle SG a par contre absorbé la totalité de la pluie ($P_i \geq P_u$). Ces différences se manifestent également au niveau de l'érosion, nulle à très faible pour SG, SF et GY, elle atteint 16 g/m^2 sur la parcelle CA, ce qui reste relativement faible.

Au cours de la **deuxième averse** d'intensité très élevée (120 mm/h) intervenant sur sol humide, les *coefficients d'infiltration diminuent fortement*, passant à 60 % environ pour SF et GY, et descendant en dessous de 20 % pour SN et CA (fig. 26).

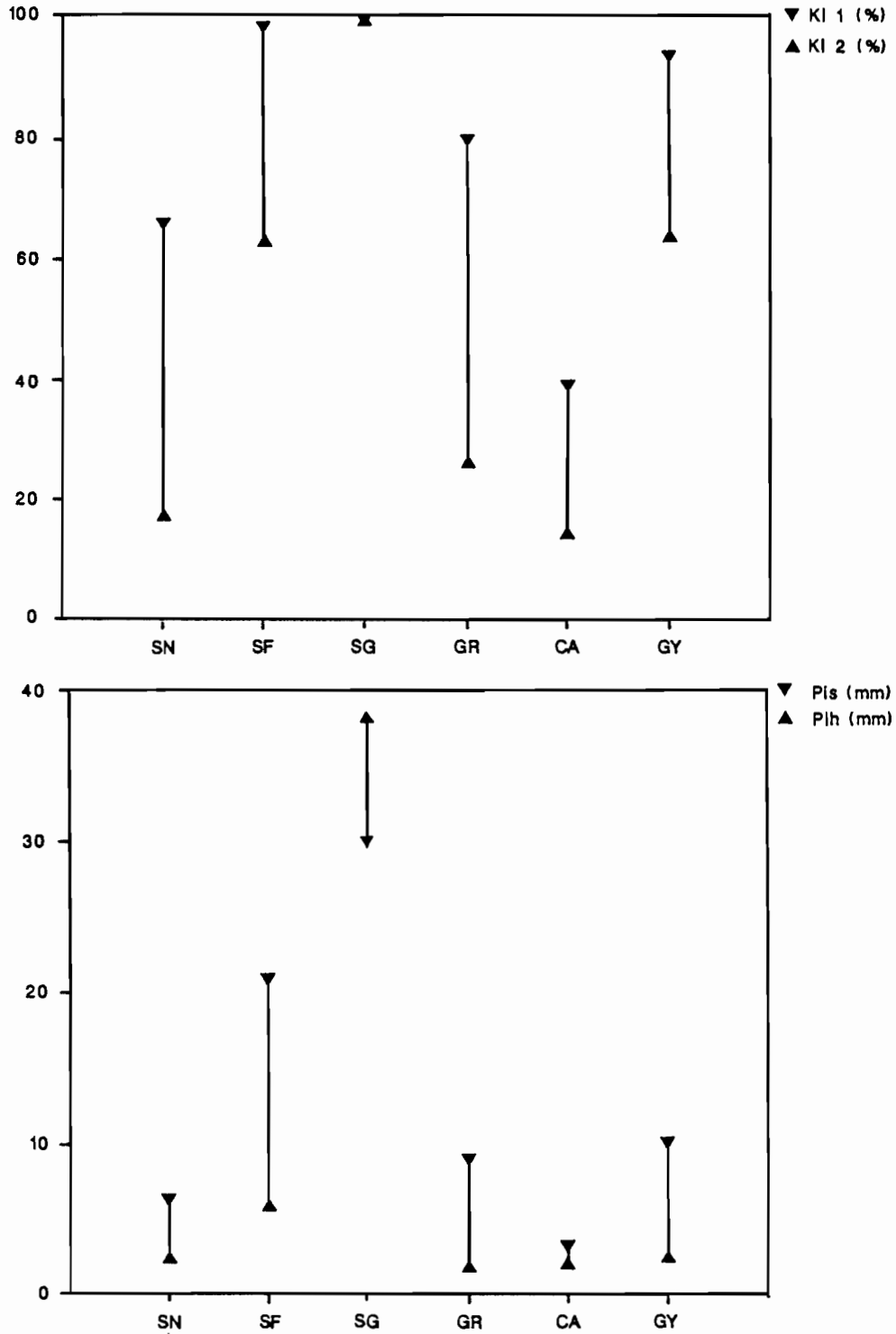


Figure 27. Différences de comportement hydrodynamique observées entre les six parcelles testées

- a) Coefficients d'infiltration moyens au cours des deux averses.
 b) Pluies d'imbibition sur sol sec (averse 1) et sur sol humide (averse 2).

Exception remarquable, l'*infiltration est totale dans la parcelle SG*. Dans le cas de cette averse, on a donc encore $P_i \geq P_u$ (soit 38,7 mm) pour cette parcelle, alors que dans les autres, la *pluie d'imbibition* (P_i) varie entre 1,6 et 5,6 mm. L'*érosion* se manifeste dans toutes les parcelles, sauf SG, bien entendu. Elle avoisine 20 g/m^2 dans les trois parcelles SN, SF et GY, bien que le ruissellement soit nettement plus faible dans ces deux dernières. Un maximum de 41 g/m^2 est atteint pour la parcelle CA, ce qui n'est pas surprenant vu le très faible coefficient d'infiltration ($K_i = 13,5 \%$).

4.2.3.2 Interprétation des différences de comportement entre parcelles

Le comportement hydrodynamique varie donc considérablement d'une parcelle à l'autre comme le résume la fig. 27. En passant d'un extrême à l'autre, on constate que :

- l'ESE à CAILLOUX (parcelle CA) est de loin le moins favorable à l'infiltration. Ce reg de dalle calcaire est formé de cailloux et gros graviers enchâssés dans un matériau meuble. Ces éléments grossiers réduisent la fraction de la surface qui peut être percolée par l'eau, alors que le matériau pédologique meuble est peu perméable du fait de sa texture limono-sableuse.

L'observation de lames minces d'échantillons prélevés sur ce site montre une *organisation micromorphologique* assez complexe (pl. 7, photo 3). Elle est caractérisée en particulier par la présence d'un micro-horizon argilo-limoneux de 0,8 à 1,2 mm d'épaisseur, à assemblage porphyrique et structure laminaire, situé entre le pavage d'éléments grossiers et le premier horizon du sol (ESCADAFAL et FEDOROFF, 1987). Au contact des éléments grossiers on observe de très nombreuses vésicules, pores sphériques parfois coalescents (pl. 7, photo 4). Elles se forment par piégeage de bulles d'air sous un écoulement boueux. ALBERGEL et al. (1986) ont montré que l'abondance de ces vésicules est effectivement un indice de faible perméabilité des surfaces.

- l'ESE à SOL NU (parcelle SN) est également caractérisé par une aptitude à l'infiltration relativement faible à l'état humide. Ceci est lié à la texture limono-sableuse du sol.

A l'état sec, par contre, l'infiltration est assez élevée au début de la pluie, la baisse de perméabilité semble donc liée à une réorganisation de la surface sous l'action de la pluie, formant une pellicule continue de faible conductivité hydraulique, comme cela a été montré sur des sols de texture comparable (MORIN et BENYAMINI, 1977). Cette fine pellicule est clairement visible sur le photogramme de lame mince. Elle est formée d'un micro-horizon limono-argileux épais de quelques centaines de microns, qui suit les irrégularités du matériau sous-jacent et le colmate à peu près uniformément (pl. 7, photo 1).

- l'ESE à GRAVIERS (parcelle GR) est essentiellement formé de graviers et cailloux plus ou moins libres, reposant sur un sol alluvial dont la terre fine a une texture nettement sableuse. Malgré la présence de ces éléments grossiers, l'infiltration y est relativement élevée; c'est un cas intermédiaire avec les ESE sableux.

- l'ESE GYPSEUX (parcelle GY), est un cas assez particulier, le ruissellement y apparaît assez vite (Pi faibles à l'état sec et humide), mais il n'atteint pas des intensités élevées. *Bien que cet ESE soit essentiellement formé d'un encroûtement gypseux induré, l'infiltration y est globalement bonne, y compris sous l'averse de forte intensité.*

Dans ce cas également, l'*analyse micromorphologique* permet de mieux comprendre ce résultat. L'observation des lames minces montre que l'encroûtement est constitué de fins cristaux de gypse (60 à 150 μm) emboîtés de façon assez lâche. A un fort grossissement ces microcristaux apparaissent le plus souvent orientés perpendiculairement à la surface (ESCADAFAL et FEDOROFF, 1987). Ils créent des discontinuités dans la fine pellicule limono-argileuse (50 à 100 μm) qui recouvre l'ensemble. Il n'y a donc pas ici de colmatage de la surface (pl. 7, photo 5).

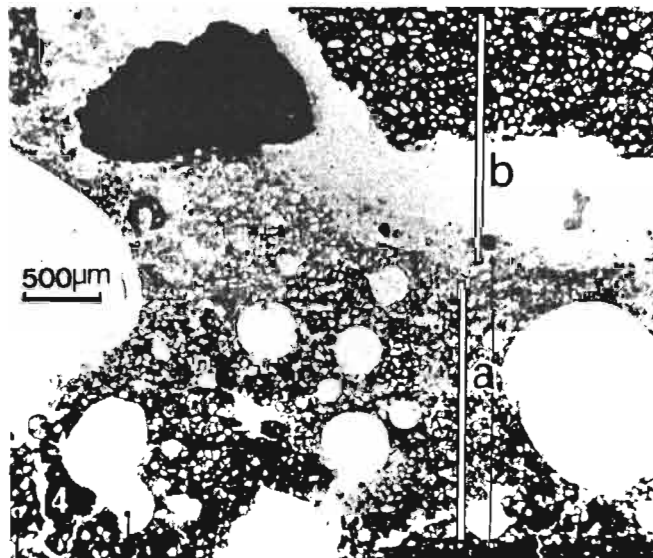
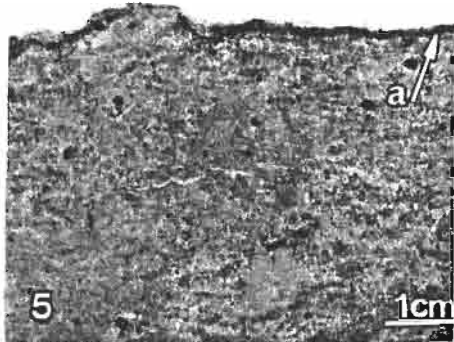
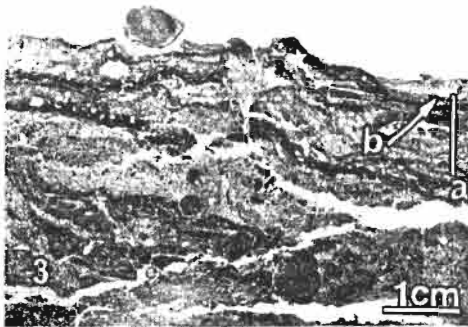
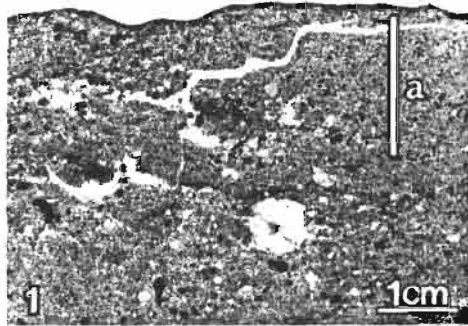
- l'ESE à SABLES FINS (parcelle SF), est constitué d'un recouvrement de sables fins quartzeux sur le même sol limono-sableux affleurant dans le cas de l'ESE à SOL NU (parcelle SN). C'est un voile éolien typique des surfaces des paysages de la Tunisie présaharienne.

Ce voile modifie considérablement les propriétés hydrodynamiques du sol, puisque l'infiltration au cours de la première averse est supérieure de 40 % à celle observée sur la parcelle SN. Au cours de la deuxième averse, cet effet s'accroît fortement, le *coefficient d'infiltration est alors presque quatre fois supérieur*. Le voile éolien protège donc le sol, en empêchant la formation d'une pellicule peu perméable sous l'impact des gouttes de pluie.

- l'ESE à SABLES GROSSIERS (parcelle SG) est formé d'une couche de sables grossiers sur un sol sableux, dans lequel les sables grossiers sont assez abondants. Cette couche s'est probablement individualisée sous l'action du piétinement du sol par les animaux et du vannage de la surface par le vent.

L'infiltration est très forte sur cet ESE, puisqu'elle a été totale au cours des deux averses. Ceci semble lié à la texture grossière du sol. Cependant, lorsque ce sol affleure, sa morphologie et ses propriétés sont à peu près les mêmes que celles observées sur la parcelle SN, sol nu sablo-limoneux (ESCADAFAL et FEDOROFF, 1987).

**PLANCHE 7 - ORGANISATION SUPERFICIELLE DE QUELQUES
ETATS DE SURFACE ELEMENTAIRES
(Photogrammes de lames minces)**



- 1- état de surface élémentaire de type "sol nu" (ESEsn). Le matériau sablo-limoneux (a) est colmaté en surface par un micro-horizon limono-argileux.
- 2- état de surface élémentaire à sables grossiers (ESEsg). (a) micro-horizon sableux granulaire ; (b) micro-horizon limono-argileux à vésicules.
- 3- état de surface élémentaire à cailloux (ESEca), sur reg de dalle calcaire. (a) micro-horizon polygénique laminaire à nombreuses vésicules, (b) micro-horizon discontinu avec pavage de graviers et de cailloux.
- 4- détail de la surface de l'ESEca (microphotographie en lumière naturelle).
- 5- état de surface élémentaire gypseux (ESEgy). (a) micro-horizon limono-argileux localement interrompu par des micro-cristaux de gypse, recouvert d'un micro-horizon sableux discontinu.

Le rôle protecteur des recouvrements sableux est donc ici à nouveau spectaculairement illustré. En lame mince observée à la loupe binoculaire, la pellicule couvrant le premier horizon du sol apparaît nettement sous le recouvrement de sables grossiers, mais elle semble marquée de discontinuités (pl. 7, photo 2). La mince couche de sable grossier empêcherait donc la pellicule de se reconstituer. Ceci ne paraît pourtant pas tout à fait suffisant pour expliquer de telles différences d'infiltrabilité, une étude microscopique ou ultramicroscopique permettrait peut-être d'éclairer ce point.

4.2.3.3 Bilan des essais sous pluies simulées

Les sols des régions arides, et notamment ceux du milieu étudié, ont une très faible stabilité structurale du fait de leur texture et de la quasi absence de matière organique. Et en effet, comme pour les sols instables sous climat tempéré (BOIFFIN, 1984), l'impact de la pluie sur le sol nu se traduit ici également par la formation d'une **pellicule** à la surface du sol et une baisse de l'infiltration.

Comme nous l'avons souligné en introduction, cet effet des organisations pelliculaires sur l'infiltration des pluies a été mis en évidence dans de nombreuses autres régions arides, en particulier dans le Sahel (VALENTIN, 1981; CHEVALLIER et VALENTIN, 1984). Dans le cas du sol gypseux, l'assemblage lâche, mais rigide, de microcristaux à sa surface résiste à l'action mécanique de la pluie, et de fait l'infiltration se maintient à toutes les intensités.

La présence d'**éléments grossiers** en surface a pour effet de réduire l'infiltration, de façon particulièrement spectaculaire dans le cas de la parcelle CA. Des résultats contraires ont été obtenus par TROMBLE (1976) sur des sols de parcours en Arizona; le ruissellement y est corrélé négativement avec l'abondance des cailloux et des graviers.

En fait, l'état de surface élémentaire à cailloux que nous avons étudié, est formé de gros éléments de dalle calcaire enchâssés dans un matériau meuble peu perméable. Les éléments grossiers de la parcelle GR sont plus petits et peu liés au matériau sur lequel ils reposent; l'infiltration y est meilleure. De fait, différents travaux ont montré que les graviers diminuent le ruissellement (EPSTEIN et al., 1966; COLLINET et VALENTIN, 1979). Du fait de leur petite taille, la pression exercée par les graviers sur l'horizon sous-jacent est faible et ils ne sont généralement pas **enchâssés**, contrairement aux cailloux. *Le degré de liaison des éléments grossiers avec le sol sous-jacent semble donc jouer un rôle déterminant dans l'infiltrabilité.*

Ceci rejoint le cas des états de surface élémentaires à **recouvrement sableux** qui protègent le sol de l'impact de la pluie, où l'infiltration est excellente. Ces sables sont très triés par le vent et ne contiennent pas de fraction fine. Leur perméabilité n'est donc

pas ici limitée par la présence d'éléments fins comme cela a été observé sur des sables légèrement limoneux (KEMPER et NOONAN, 1970).

L'influence de la topographie et du microrelief n'ont pu être pris en compte dans cette étude, compte tenu de la taille réduite de la parcelle de mesure. En général, plus le **microrelief** est accentué, plus l'infiltration est élevée, comme cela a été nettement mis en évidence dans les études de simulation de pluie sur parcelles cultivées, notamment en Tunisie aride (ESCADAFAL et al., 1986).

L'effet des microreliefs naturels a été relativement peu étudié à notre connaissance, sauf par ECKERT et al., (1978) qui ont surtout insisté sur l'impact des techniques de gestion des parcours. Dans notre zone d'étude, les microreliefs les plus importants sont formés par les buttes sableuses liées aux touffes de végétation, leur effet est donc doublement positif sur l'infiltration, par leur texture et leur morphologie.

En ce qui concerne la **pente**, son effet se manifeste principalement au niveau de l'érosion. Les mesures de turbidité des eaux ruisselées nous ont permis de calculer les quantités de terre exportées des parcelles, en suspension dans l'eau, au cours des averses simulées.

Des différences importantes entre parcelles ont été observées. Cependant, cette mesure ne donne en fait qu'une idée de l'érodabilité intrinsèque des matériaux de surface. Elle ne tient pas compte des éléments qui sont transportés autrement qu'en suspension, ni de l'effet de la pente et de la concentration du ruissellement. Or ce sont en fait les facteurs essentiels dans les processus d'érosion hydrique linéaire qui caractérisent les paysages étudiés. Les données d'"érosion" que nous avons obtenues sont donc à interpréter dans cette perspective.

En **conclusion**, nos expérimentations ont permis de mettre en évidence *de grandes différences dans l'aptitude à l'infiltration des parcelles et de montrer qu'elles sont fortement liées à la granulométrie des ESE.*

Ces résultats sont corroborés par ceux présentés par CASENAVE et VALENTIN (1988) dans une compilation des mesures faites sous pluies simulées au Sahel. Ils se sont particulièrement intéressés à un type d'état de surface, les croûtes, et montrent que des liens existent entre le type génétique et les coefficients d'infiltration. Cependant au sein d'un même type génétique ces coefficients peuvent varier beaucoup en fonction de la composition granulométrique.

Ainsi, la typologie des ESE de notre zone d'étude basée essentiellement sur la granulométrie, a l'avantage d'être *objective* (elle ne nécessite pas d'interprétation génétique) et d'être *facilement mise en relation avec le comportement hydrodynamique.*

4.3 SUIVI SAISONNIER DE L'ÉTAT DE LA SURFACE D'UN SOL DE LA RÉGION.

Jusqu'à présent nous avons vu comment notre méthode de description hiérarchisée permet de caractériser l'état de la surface d'un sol à un instant donné, et les techniques de mesure des propriétés hydrodynamiques des ESE (états de surface élémentaires) qui la composent.

Cette vision instantanée d'une surface peut n'être que très partielle si son état varie notablement en fonction du temps. Pour avoir une idée de cette variabilité, nous avons réalisé, par une expérimentation en station, un suivi de l'évolution saisonnière de la surface d'un sol caractéristique de notre zone d'étude.

Une station d'expérimentation a été implantée entre Médenine et Tataouine, à 3 km à l'ouest du village de Bir Lahmar (voir pl.1), dans une friche, sur un sol sablo-limoneux à nodules calcaires typique de la région (ESCADAFAL, 1979; MTIMET, 1984). Il porte une végétation rare de ligneux bas et d'annuelles variées, dérivée de la steppe par mises en culture épisodiques.

Des études phytoécologiques ont mis en évidence un blocage dans la régénération de ces friches postculturales. Certaines espèces, en effet, ne parviennent pas à se réinstaller après l'abandon de la culture (TELAHIGUE, 1981; TELAHIGUE et al., 1987). Ces auteurs ont suggéré que l'influence des états de surface sur la germination des plantules puisse intervenir dans ce phénomène.

La surface de ce sol sablo-limoneux présente une alternance de sol nu et de sol recouvert de sables fins voile éolien, soit deux états de surface élémentaires typiques de la région. Leur aptitude à l'infiltration a été mesurée sous pluies simulées sur les parcelles SN et SF, dont les résultats ont été développés au paragraphe précédent.

4.3.1 Dispositif expérimental

L'objectif de cette étude est de suivre les variations de l'aspect et des propriétés de la surface du sol en relation avec les conditions climatiques. Celles-ci ont été caractérisées grâce à un poste météorologique complet (mesures des températures de l'air et psychrométrie), un dispositif pluviométrique et pluviographique et deux anémomètres complétant l'installation. Les données météorologiques ont été relevées trois fois par jour (ESCADAFAL et MTIMET, 1981b).

Pour observer les éventuelles modifications saisonnières de l'aspect de la surface, deux parcelles-échantillons de 8 m x 4 m y ont été délimitées. Comparables en tous points, elle couvrent chacune une mosaïque des deux types d'ESE. La première parcelle a fait l'objet d'un suivi morphologique basé sur des descriptions réalisées après chaque

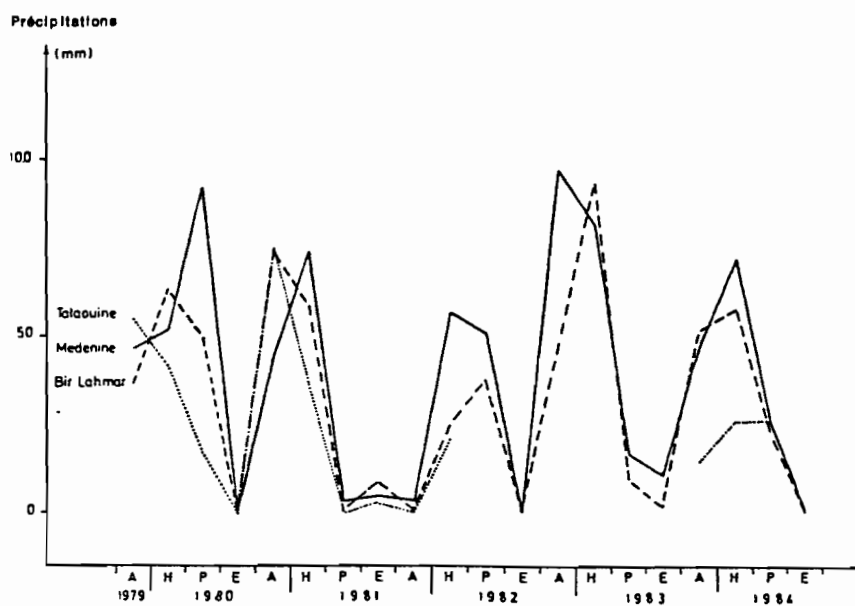


Figure 28. Répartition saisonnière des précipitations mesurées à Bir Lahmar et observées sur les stations voisines

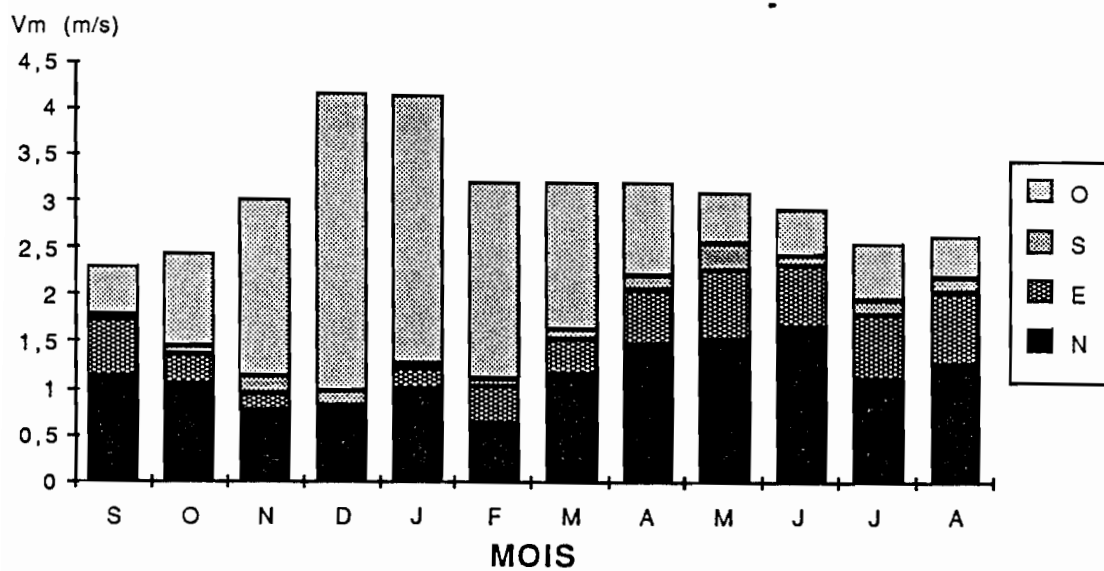


Figure 29. Vitesse moyenne mensuelle des vents et fréquence par direction mesurées à la station de Bir Lahmar (1980-1983)

événement climatique important. A cet effet, les fiches de terrain et la technique de photographie à la verticale décrites dans le chapitre 2 ont été utilisées. De plus, un filet à maille de 10 cm a été placé à l'horizontale, à 15 cm au dessus de la parcelle pour permettre un repérage fin des changements de répartition des états de surface élémentaires.

Parallèlement, l'évolution de *l'humidité de surface* a été suivie par prélèvements réguliers d'échantillons sur la deuxième parcelle. La teneur en eau pondérale a été mesurée dans chaque état de surface élémentaire selon les strates suivantes: 0-2 cm, 2-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, puis tous les 20 cm jusqu'à 1 m.

La *cohésion* du sol nous a paru être un paramètre intervenant dans le développement des plantules. L'effet d'obstacle des croûtes de battance sur la levée des semis a été souligné depuis longtemps par les agronomes (HANKS et THORP, 1957; HANKS, 1960; HOLDER et BROWN, 1974; BOIFFIN et SEBILLOTTE, 1976, parmi de nombreux travaux). Ces études se sont souvent appuyées sur la mesure des propriétés mécaniques de la surface des sols (GOYAL et al., 1979).

Les premiers dispositifs développés, tels le module de rupture (RICHARDS, 1953) ou le fil de pêche enterré (BENNET et al., 1964), ont été abandonnés au profit d'appareils sophistiqués, comme les pénétromètres enregistreurs (HEGARTY et ROYLE, 1977; BRADFORD et GROSSMAN, 1982). Dans la catégorie des petits appareils portables, robustes, peu onéreux et faciles à mettre en oeuvre, nous avons sélectionné un *scissomètre de poche* (LIU et THORNBURN, 1962; SEROTA et JANGLE, 1972). Ce type d'appareil, couramment utilisé pour des tests de résistance des matériaux dans les travaux publics, a été employé avec succès par PAGE et HOLE (1977) dans une étude de l'effet de la cohésion d'un sol cultivé sur la levée. Nous avons ainsi réalisé, simultanément aux mesures d'humidité, des mesures de la *résistance au cisaillement* de la strate la plus superficielle (0-2 cm).

Enfin, le *développement des jeunes plantules* qui apparaissent spontanément après les périodes pluvieuses a été suivi au printemps par comptage sur une série de 6 placettes maillées de 50 cm de côté. L'ensemble de cette station a été mis en défens; elle a également servi de support à d'autres expérimentations sur l'évolution des surfaces labourées et scarifiées en conditions naturelles ou sous pluies simulées (ESCADAFAL et al., 1986).

**TABLEAU 8. PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES OBSERVÉES À BIR LAHMAR ENTRE 1979 ET 1985
(CLASSÉES PAR HAUTEUR)**

PLUIE-JOUR (mm)		Pj<1	1<Pj<5	5<Pj<10	10<Pj<20	20<Pj<30	30<Pj<40	40<Pj<50	Pj<50
20j	j	3	9	3	3	1	0	0	1
1979/1980	mm	1,5	18,6	15,2	36,8	26,1	0	0	51,0
149mm	%	1	12,5	10,2	24,7	17,5	0	0	34,1
22j	j	6	7	5	2	1	1	0	0
1980/1981	mm	3,3	17,8	34,0	29,5	21,3	35,2	0	0
141,1mm	%	2,4	12,6	24,1	20,9	15,1	24,9	0	0
14j	j	5	5	1	2	1	0	0	0
1981/1982	mm	1,8	8,3	5,4	29,1	18,2	0	0	0
62,8mm	%	2,9	13,2	8,6	46,4	28,9	0	0	0
19j	j	4	6	4	2	2	1	0	0
1982/1983	mm	2,4	12,6	27,9	35,6	40,4	33,7	0	0
152,6mm	%	1,6	8,2	18,3	23,3	26,5	22,1	0	0
16j	j	2	5	4	1	3	1	0	0
1983/1984	mm	1,0	11,3	24,3	10,0	54,2	31,4	0	0
132,2mm	%	0,7	8,5	18,4	7,6	41,0	23,8	0	0
28j	j	5	10	7	3	2	1		
1984/1.3.85	mm	2,5	18,1	43,4	45,0	53,5	30,0		
192,4	%	1,3	9,4	22,5	23,4	27,8	15,6		

**TABLEAU 9. NOMBRE D'AVERSÉS PAR CLASSES D'INTENSITÉ À BIR LAHMAR
(OBSERVATIONS PLUVIOGRAPHIQUES DU 27.09.79 AU 16.01.85)**

Imax sur 5 min (mm/h)	0-<2	2-<5	5-<10	10-<20	20-<30	30-<40	40-<50	50-<60	60-<70	70 et +
Nombre d'averses	78	17	26	11	7	5	5	3	1	2
% N Total (>2mm)		22	33	14,3	9,1	6,5	6,5	3,9	1,3	2,6
Moy. Imax sur 5mn		3,2	6,2	14,1	23,7	33,3	43,6	56,0	60,0	99,0
Hauteur cumulée	113,0	37,5	54,5	51,5	28,0	50,0	53,5	59,0	6,5	42,5
Hauteur moyenne	1,4	2,2	2,1	4,7	4,0	10,0	10,7	19,6	6,5	21,3
% Hauteur totale	22,8	7,2	11,0	10,4	5,6	10,1	10,8	11,9	1,3	8,6
% Hauteur averses>2 mm/h		9,8	14,2	13,4	7,3	13,1	14,0	15,4	1,7	11,1

4.3.2 Résultats

4.3.2.1 Mesures climatiques

L'état hydrique du sol, et de sa surface en particulier, dépend en premier des apports d'eau sous forme de précipitations, mais aussi des températures et des vents. Les apports sous forme de condensations occultes (rosée) n'ont pas été mesurés ici, ils ont été estimés dans une station plus côtière du sud Tunisien à environ 2,5 % de l'apport total (BOURGES et al., 1977).

a) fréquence et intensité des précipitations

Sur la période 1979-1984 la moyenne annuelle des hauteurs d'eau précipitées est de 127,6 mm contre 155,6 mm sur la même période à Médenine, station située 21 km au nord. La répartition saisonnière de ces pluies est très variable, seul l'été est généralement sec, alors que tous les mois des autres saisons de l'année peuvent être pluvieux, avec une dominante pour les mois d'hiver (fig. 28). Les différences entre trois stations de Bir Lahmar, Médenine et Tataouine qui apparaissent sur cette même figure, montrent également que la répartition spatiale est loin d'être régulière. Quant à la variabilité interannuelle, elle atteint un facteur 3 entre 1981-82 et 1984-85.

L'importance des averses est également très variable, les pluies faibles sont les plus nombreuses alors que la fréquence des pluies importantes varie suivant les années (Tab. 8). Les intensités observées montrent à quel point ces pluies sont irrégulières, ainsi, 22,8 % de la hauteur d'eau tombée correspond à des averses dont l'intensité maximale sur 5mn est inférieure à 2 mm/h, alors que les averses d'intensité maximale supérieure à 40 mm/h représentent 42,2 % des autres averses (tab. 9).

b) températures et régime des vents

La moyenne des températures est de 11,6° en hiver et de 27,4° en été, avec des minima autour de 0 à 2° et des maxima avoisinant les 45°. Le régime des vents est une alternance de vents d'ouest assez irréguliers et parfois violents et de vents d'est plus faibles et réguliers, mais soutenus comme le montre les moyennes mensuelles de la fig. 29. Plusieurs tempêtes de sables sont survenues, mais elle n'ont pas fait l'objet de mesures particulières.

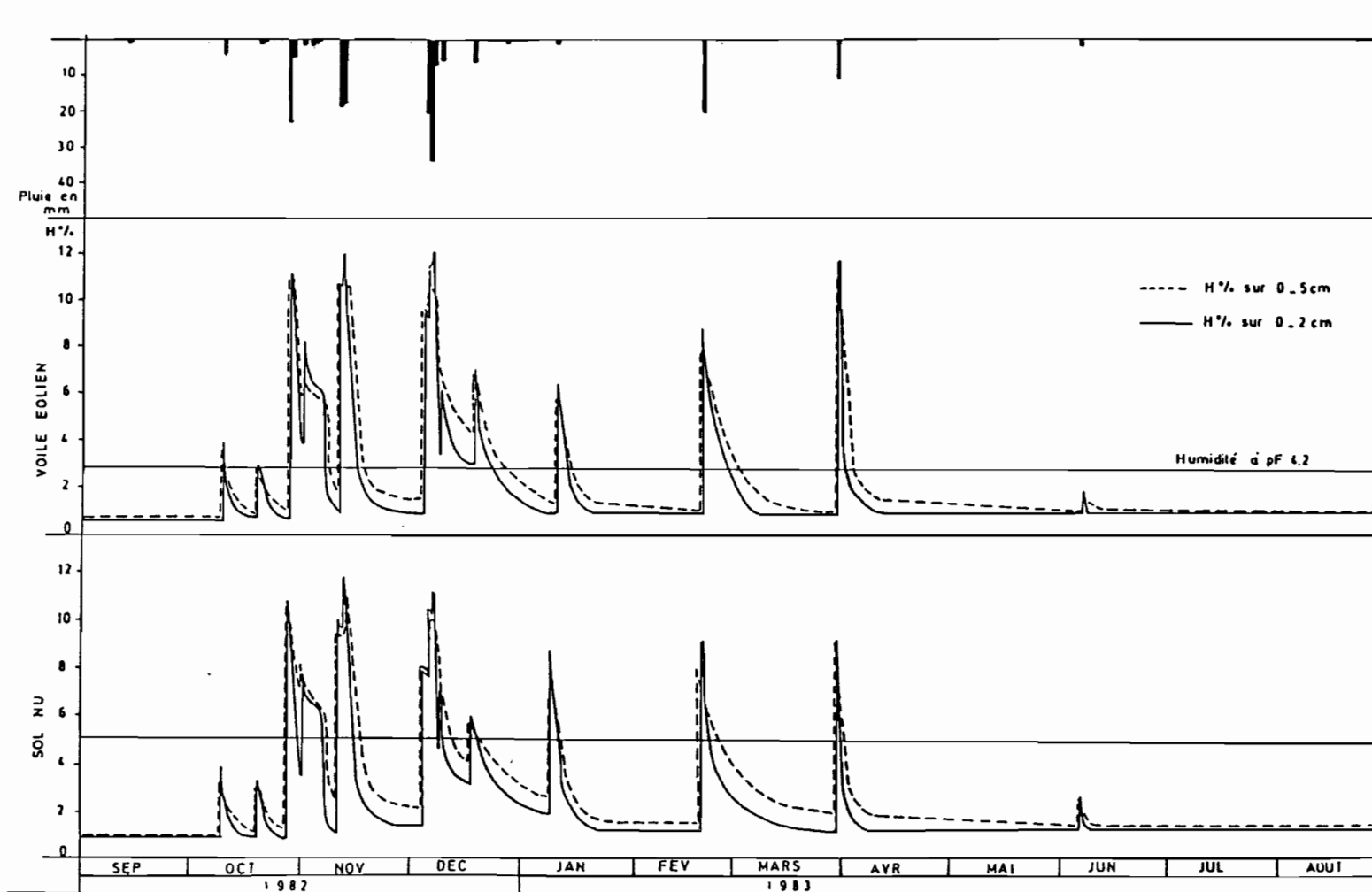


Figure 30. Précipitations et Humidité pondérale (H%) mesurée selon deux profondeurs sur le sol nu et le voile éolien à la station expérimentale de Bir Lahmar (exemple de l'année 1982-1983)

Les deux courbes sont très semblables, mais on remarque que le voile éolien se dessèche plus vite et que les humidités à pF 4,2 sont nettement différentes.

4.3.2.2 Evolution morphologique

Les observations et photographies des parcelles ont permis de mettre en évidence une faible évolution de la morphologie de la surface des parcelles suivies. Des modifications de la répartition du voile éolien ont été observées, surtout après des vents violents. Mais à la pluie importante suivante, le sable se replace près des touffes de végétation et les surfaces de sol nu réapparaissent. Les seuls éléments de la surface qui ont nettement varié sont les végétaux qui se sont développés après chaque phase pluvieuse importante. Une accumulation de débris organiques et un épaissement du voile éolien ont été observés sur la première parcelle, mais il s'agit peut-être d'un artefact dû à la présence du filet.

De fait, la morphologie de la surface étudiée n'a que peu évolué en quatre ans. Ceci peut être dû à la taille restreinte de l'échantillon. L'évolution vers une extension du voile éolien se dessine pourtant, l'augmentation du couvert végétal qui s'observe après plusieurs années de mise en défens devant accélérer cette tendance.

Nous retiendrons de cette expérience que *les variations ponctuelles de l'état de la surface liées aux vents de sable ou aux précipitations paraissent se compenser à l'échelle annuelle.*

4.3.2.3 Humidité de surface

Les mesures d'humidité pondérale réalisées sur la parcelle d'essai ont permis de suivre l'évolution saisonnière de l'état hydrique du sol pendant la période 1980-1983. La figure 30 représente, en regard des données pluviométriques journalières, les variations de la teneur en eau des strates 0-2 cm et 0-5 cm dans le cas de l'année 1982-83.

Sur l'ensemble des trois années, nous avons distingué les périodes favorables à la germination et au développement de jeunes plantes spontanées, en utilisant l'humidité à pF 4,2 comme indicateur de l'aptitude de la strate considérée à satisfaire leurs besoins en eau. Comme l'humidité à pF 4,2 est plus élevée pour le sol nu, bien que ce dernier se dessèche moins vite, le *nombre et la durée des périodes favorables aux germinations y est plus faible* que pour le voile éolien (fig. 30). Ces paramètres sont récapitulés, pour l'ensemble des trois années de mesures, sur la figure 31.

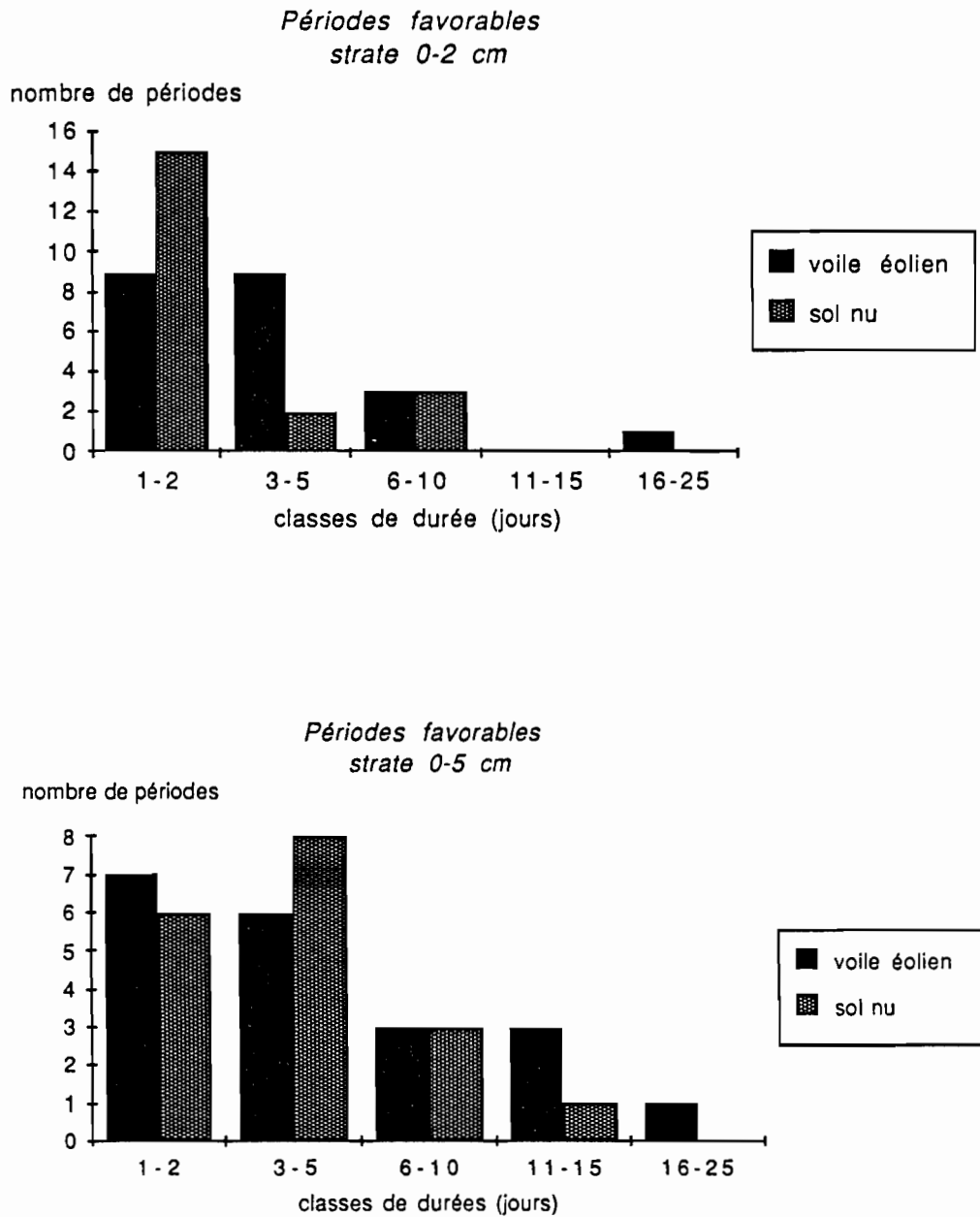


Figure 31. Nombre de périodes favorables au développement des jeunes plantules sur le sol nu et sur le voile éolien, classées par durées (Station de Bir Lahmar, hiver 1980- été 1983)

- a) Nombre de périodes pendant lesquelles la strate 0-2 cm a une humidité supérieure à pF 4,2.
 b) Nombre de périodes pendant lesquelles la strate 0-5 cm est à une humidité supérieure à pF 4,2.

4.3.2.4 Cohésion et taux de germination

a) cohésion

La mesure de la résistance du sol au cisaillement entre 0 et 2 cm a été réalisée en même temps que celle de l'humidité. Elle est assez délicate car les ailettes de l'appareil doivent pénétrer dans le sol sans le fracturer, suivant la difficulté 10 à 30 répétitions ont été faites par mesure. Le graphique de la fig. 32 montre les valeurs moyennes obtenues en fonction de l'humidité, dans le cas du sol nu et du voile éolien.

Les propriétés mécaniques de ces deux états de surface élémentaires sont très différentes. Le sable sec est très peu résistant au cisaillement, au contraire le sol nu est très cohérent en dessous de 5 % d'humidité, la résistance devient très élevée et l'appareil ne peut plus alors être introduit dans le sol sans le briser. Lorsque l'humidité augmente le sable devient légèrement plus résistant, alors que le sol nu s'ameublît; ainsi les valeurs de résistance de ces deux matériaux se rapprochent à l'état humide.

b) taux de germination

Les comptages réguliers ont montré que la densité maximale des jeunes plantules, qui se développent spontanément après humectation du sol, est atteinte 20 à 30 jours après une pluie conséquente (d'au moins 30 mm environ). Dans le cas du sol nu, le maximum observé a été de 50 plantules au m² contre 140 pour le voile éolien, lors de nos mesures du printemps 1981. Ces valeurs ne sont qu'indicatives, car, contrairement aux autres mesures, ces comptages n'ont pu être réalisés sur plusieurs années avec un nombre de répétitions suffisant.

4.3.3 Discussion

Ces données sur l'évolution saisonnière de la surface d'un sol du Sud Tunisien amènent quelques remarques sur le développement de la végétation annuelle, et le choix des dates d'observation de la surface en fonction des objectifs de l'étude.

4.3.3.1 Influence des états de surface sur les germinations

Les périodes favorables à la germination de jeunes plantes ont été définies un peu arbitrairement en utilisant l'humidité au pF 4,2 comme valeur seuil. La durée de ces périodes n'a donc pas de signification absolue, mais exprime des tendances et permet des comparaisons.

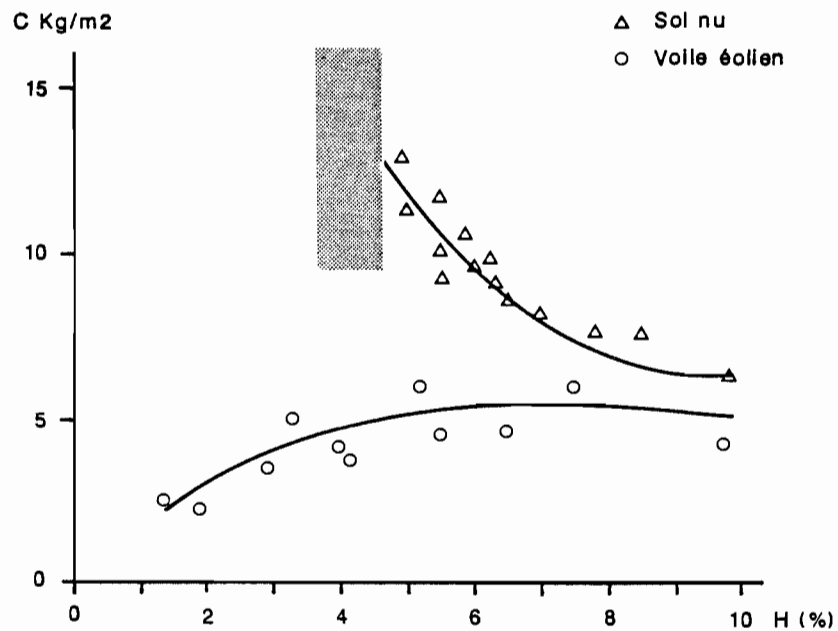


Figure 32. Cohésion de la surface du sol nu et du voile éolien en fonction de la teneur en eau (H)

Valeurs moyennes de mesures de résistance au cisaillement (C)
réalisées avec un scissomètre de poche dans la tranche 0-2 cm.

Zone en grisé : En dessous de 5 % de teneur en eau, le sol nu devient trop cohérent pour permettre la pénétration de l'instrument de mesure, la cohésion tend vers des valeurs très élevées.

Cette durée des périodes favorables à la germination est toujours supérieure dans le cas du voile éolien, quelle que soit la strate considérée. La figure 31 montre en effet que le sol nu est caractérisé par un nombre élevé de périodes favorables courtes, alors que le voile éolien présente un nombre plus important de périodes favorables longues. Comme on pouvait s'y attendre, la strate 0-2 cm se dessèche plus rapidement, mais les petites pluies isolées contribuent plus nettement à son humectation dans le cas du voile éolien, et c'est en hiver que le nombre de jours favorables est le plus élevé.

La température de l'air et les vents interviennent dans la vitesse de dessiccation du sol. Ils modulent donc les possibilités de développement des plantules liées avant tout au régime des précipitations. La précision des mesures n'a pas été suffisante pour mettre en évidence ces nuances. Les vents chauds sahariens (sirocco) sont pourtant connus pour leur action dévastatrice sur les jeunes plantules, mais nous n'en avons pas observé en période de germination pendant les trois années de mesure. Notons simplement qu'en hiver, période la plus favorable hydriquement, les températures moyennes sont suffisantes pour permettre un développement des végétaux (à l'exception de quelques courtes périodes froides). Les possibilités de germinations sont par contre nulles en été par absence ou manque d'eau.

Dès que sa teneur en eau descend en dessous de 5 %, ce qui correspond au pF 4,2, le sol nu devient très cohérent, alors que le sable devient bouillant. Ainsi, lorsque la strate 0-2 cm est desséchée, les plantules peuvent continuer à pousser dans le voile éolien, si elles sont alimentées en eau par la strate inférieure. Dans la même situation hydrique, le sol nu bloque au contraire la levée de plantules qui ne peuvent traverser la partie la plus superficielle indurée par dessiccation. Ce phénomène est d'ailleurs bien connu des agronomes et des phytoécologues.

En appliquant cette observation aux résultats présentés dans le tableau, on en déduit que la proportion des périodes favorables est de 13,4 % par an sur la surface à voile éolien (durée moyenne 6,1 jours), contre 5,1 % et une durée moyenne de 2,4 jours pour le sol nu. Or, les *différences de taux de germination observées entre les deux états de surface sont du même ordre.*

Les problèmes de développement spontané des plantules constatés par les phytoécologues sur les parcours dégradés, semblent donc liés au fait que les états de surface à sol nu y dominent, états très peu favorables aux germinations spontanées, comme nous venons de le montrer. Remarquons enfin que la cohésion étudiée ici joue également un rôle très important dans la sensibilité du sol à la déflation. Avec le microrelief, ce sont les paramètres édaphiques principaux intervenant dans les équations d'estimation de l'érosion éolienne (WOODRUFF, 1965).

4.3.3.2 Observation de la surface en fonction de ses fluctuations saisonnières

Force est donc de constater qu'en Tunisie présaharienne, la végétation annuelle ne peut se développer que lors de courts épisodes et sur des états de surfaces favorables. Ainsi, la surface des sols n'y est le plus souvent couverte que d'une steppe lâche de ligneux bas pérennes.

En dehors des interventions humaines à fort impact (surpâturage, défrichage, cultures, et travaux non agricoles), *l'état de la surface des sols de la région étudiée semble donc présenter un aspect relativement stable à une échelle interannuelle*. Ce constat est basé sur nos mesures en station, mais aussi nos observations tout au long des prospections sur le terrain depuis 1979. Cependant, le choix de la période d'observation de la surface doit tenir compte des fluctuations de son état en fonction des événements climatiques et des objectifs de l'étude.

Si l'on veut caractériser les matériaux de surface, il faut éviter de le faire après une période de vents forts qui auront dispersé les sables. Après une pluie, les différents matériaux sont mieux visibles, et il peut être intéressant de les observer à l'état humide, puis à l'état sec, sachant que l'humidité a un effet variable sur la couleur.

Pour observer les différences de comportement hydrique entre les surfaces, une observation faite quelques semaines après des pluies importantes peut mettre en évidence les zones ayant permis un développement de la végétation spontanée. Ce type d'observation permettrait un classement des milieux en fonction de leur aridité édaphique (FLORET et PONTANIER, 1984).

En tenant compte des variations prévisibles ou connues de l'état de la surface des sols de la région, il est donc possible de déduire de son observation certains caractères du milieu, comme l'ont montré les relations étroites entre sols, végétation et états de surface mises en évidence dans la première partie. Cette conclusion a de nombreuses applications pour la cartographie thématique de ces milieux, en particulier par télédétection.

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

L'importance de certaines caractéristiques de la surface du sol a été remarquée pratiquement depuis le début de l'étude des zones arides, et particulièrement soulignées ces dernières années. Pour tenter de dépasser les approches partielles de chacune des différentes disciplines étudiant les milieux arides, nous avons proposé une démarche plus complète, basée sur une approche globale de la surface du sol considérée comme l'interface sol-atmosphère.

La **première étape** de cette approche a consisté à définir les limites de l'objet d'étude, puis à forger des outils de sa caractérisation sur le terrain .

Une méthode de description macroscopique a été mise au point, elle est basée sur une caractérisation hiérarchisée des états de surface: une surface complexe est considérée comme un assemblage d'états de surface élémentaires (ESE). Chacun d'eux est alors décrit en détail sur le terrain, puis étudié au laboratoire (déterminations analytiques, observations au microscope).

La végétation pérenne fait partie intégrante de la surface du sol. Peu abondante, elle se présente ici essentiellement sous forme de touffes et elle est décrite comme un ESE. La distribution des ESE est mesurée sur le terrain par des techniques linéaires et sur des photographies rapprochées ou à basse altitude. Cette approche hiérarchisée permet d'estimer la composition moyenne de la surface du sol.

Ensuite, la caractérisation des surfaces de la zone étudiée a été faite à l'aide d'une analyse statistique multidimensionnelle des différents types d'ESE (états de surface élémentaires) rencontrés. Onze types principaux d'ESE ont été reconnus d'après leur composition et leur granulométrie, et leur couleur. Dans les trois pédopaysages étudiés, une forte relation a été observées entre les types d'états de surface et les unités morphopédologiques.

Dans la **deuxième étape**, des mesures sous pluies simulées ont montré que les caractéristiques morphologiques (granulométrie, organisation) de la surface des sols peuvent être reliées à des propriétés hydrodynamiques, telles les coefficients d'infiltration. De même, l'aptitude à la levée des plantules est également fortement dépendante des états de surface. La description des surfaces devient alors un élément de diagnostic du fonctionnement des milieux arides.

Un suivi en station a montré par ailleurs que, mis à part les fluctuations de la végétation liées aux précipitations, la composition de la surface des sols paraît peu modifiée à l'échelle pluri-annuelle. Avec des dates bien choisies les observations peuvent être interprétées en termes de fonctionnement ou d'écologie des milieux.

Cependant, les observations de terrain sont nécessairement ponctuelles. Dans la troisième partie nous allons voir comment les instruments d'observation régulière et exhaustive de la Terre que sont les satellites de télédétection peuvent être utilisés pour tenter une généralisation spatiale.

Troisième Partie

**TÉLÉDÉTECTION
DE LA SURFACE DES SOLS ARIDES**

Les satellites d'observation de la Terre fournissent des mesures du rayonnement émis ou réfléchi dans différentes longueurs d'onde par la surface du Globe et son atmosphère. Notre objectif est d'obtenir à partir de ces mesures, des informations détaillées sur la surface des sols arides.

Nous ne nous intéresserons donc ici qu'aux données des *satellites* à radiomètres imageurs à *haute résolution spatiale*, en particulier celles des satellites de la série Landsat. Ces données sont des mesures de l'énergie solaire réfléchie par la surface des sols dans les domaines spectraux visible, proche et moyen infrarouge, arrangées sous une forme matricielle: les images.

Dans un premier temps (chapitre 5) nous étudierons l'interaction du rayonnement solaire avec les différents composants de la surface des sols, et en particulier dans le domaine visible, en relation avec la couleur. Puis nous aborderons les propriétés spectrales des surfaces naturelles complexes, considérées comme des assemblages de composants élémentaires. Ceci nous permettra de faire le lien avec les méthodes de caractérisation des surfaces sur le terrain, développée dans la deuxième partie.

Dans un deuxième temps (chapitre 6), nous chercherons à appliquer ces résultats aux données satellitaires. En utilisant des modèles et des traitements simples d'images, une cartographie des états de surface de la région étudiée sera réalisée. Enfin, nous aborderons l'utilisation des documents obtenus dans le domaine la cartographie des types et des propriétés des sols arides .

REFLEXION DU RAYONNEMENT SOLAIRE PAR LA SURFACE DES SOLS

Les données satellitaires utilisées, provenant des capteurs MSS et TM de Landsat, couvrent un domaine spectral s'étendant de 400 à 2400 nm, soit du visible à l'infrarouge moyen. Dans ce domaine et au moment du passage du satellite, l'émission du sol est très largement inférieure au rayonnement solaire réfléchi (FRASER et CURRAN, 1976). Dans l'étude de l'interaction rayonnement-sol nous ne nous intéresseront donc qu'à l'absorption et à la réflexion, l'émission étant négligée.

5.1 LES PROPRIÉTÉS SPECTRALES DES MATÉRIAUX PÉDOLOGIQUES

5.1.1 La réflectance spectrale mesurée au laboratoire

5.1.1.1 Méthodologie

La *réflectance spectrale* est le rapport de l'énergie réfléchie 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^2 . 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. 33).

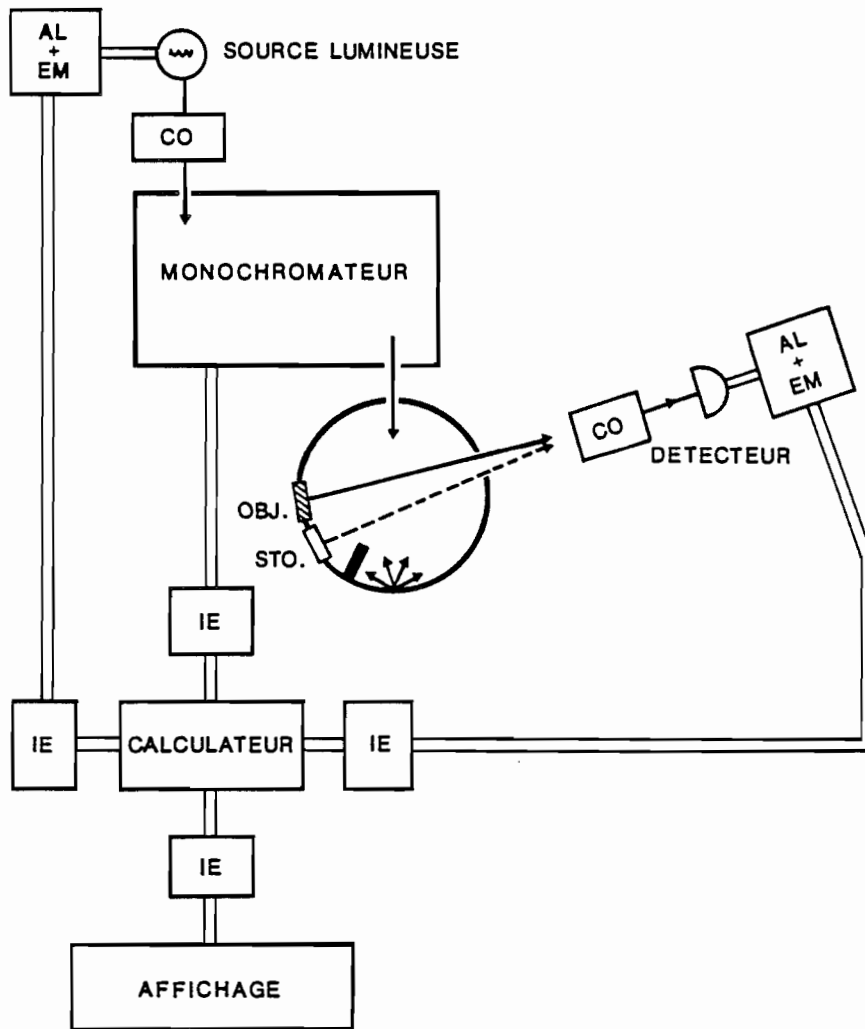


Figure 33. Schéma des principaux composants d'un spectrophotomètre équipé pour la mesure de la réflectance spectrale diffuse (adapté de Wyszecki et Stiles, 1982)

AL+EM : alimentation et équipement de mesure
 CO : coupleur optique
 IE : interface électronique
 OBJ. : objet soumis à la mesure
 STD : standard de référence

Cette technique, utilisée sur des matériaux très variés, a été appliquée aux minéraux et aux roches, notamment par HUNT et al. (1970, 1971, 1972, 1973), et CERVELLE et al. (1977). SHIELDS et al. (1966), CONDIT (1970) et plus récemment ORLOV et al., (1980), COMBE, (1984), TRAUBE (1985) et COURAULT (1986), l'ont appliquée aux sols.

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.

5.1.12 Les courbes obtenues

La fig. 34 présente un exemple de courbes de réflectance spectrale obtenues au laboratoire pour 4 échantillons de surface très différents prélevés dans la zone d'étude. Le tableau 10 précise les caractéristiques de ces échantillons. Ces courbes montrent que les caractéristiques spectrales les plus spectaculaires sont concentrées dans le domaine infrarouge.

Pour tester le degré de généralité de cette observation, nous avons réalisé une étude détaillée d'une série d'échantillons de sols diversifiés. Nous avons ainsi analysé un ensemble de 84 courbes de réflectance, provenant de plusieurs études menées à l'INA-PG sous la direction de M.C. GIRARD (COMBE, 1984; TRAUBE, 1985; COURAULT, 1986). Les caractéristiques de ces échantillons sont reportées en annexe 3. 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).

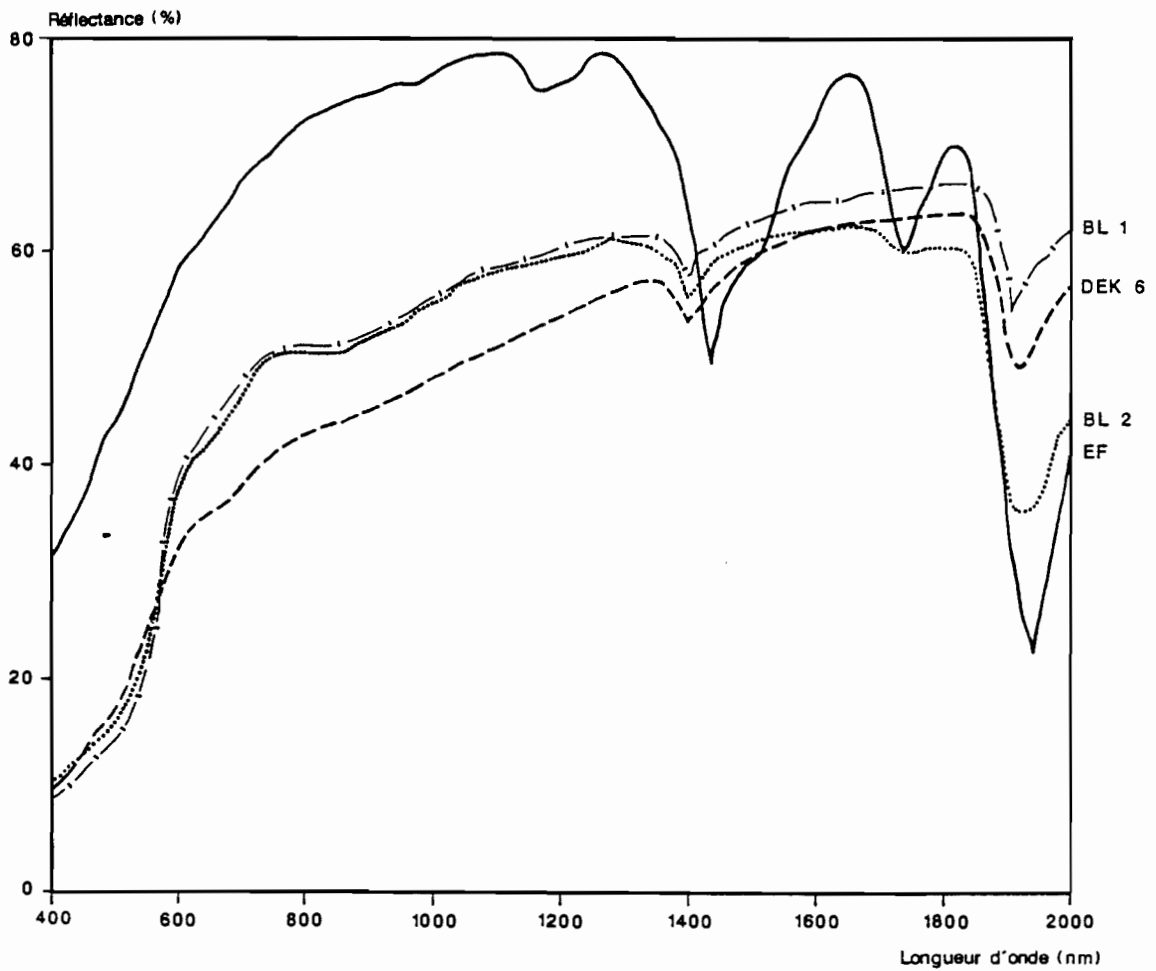


Figure 34. Exemple de courbes de réflectance diffuse obtenues au laboratoire pour 4 échantillons de sols du Sud Tunisien

(leurs caractéristiques analytiques apparaissent dans le tableau 10).
mesures réalisées par D.COURLAULT au laboratoire de M.PROST, INRA, Versailles

TABLEAU 10. CARACTÉRISTIQUES DE 4 ÉCHANTILLONS DE SURFACE DE SOLS DE LA RÉGION DE TATAOUINE SOUMIS AUX MESURES SPECTROPHOTOMÉTRIQUES (VOIR FIG.34)

Réf.	couleur Munsell	granulométrie A L S	CaCO ₃	Fer total	matière organ.
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 quartzeux éolien (ESEsf)*, N°53

BL2: sol nu sablo-limoneux à nodules calcaires (ESEsn)*, N°54

DEK6: sol nu limono-sableux sur marnes (ESEsn)*, N°57

E.F.: croûte gypseuse affleurante (ESEgy)*, N°58

La numérotation correspond à celle utilisée dans la série des 84 échantillons qui font l'objet de l'étude colorimétrique (voir annexe 3)

* types d'états de surface élémentaires (ESE), définis en 4.2.1.2

Dans le **domaine visible**, les courbes sont toujours monotones croissantes. Trois grands types se distinguent (fig. 35a) :

- 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 décrite par d'autres auteurs même lorsqu'ils ont utilisé des appareillages sensiblement différents (STONER et al., 1980).

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. 35b). Plusieurs bandes d'absorption apparaissent particulièrement autour des 900, 1450, 1750 et 1950 nm.

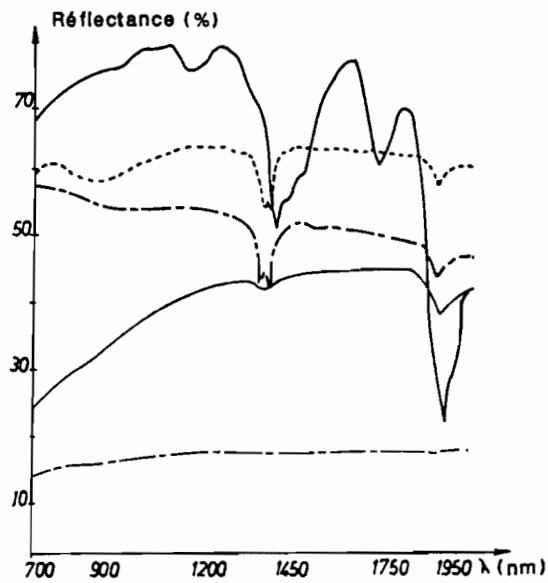
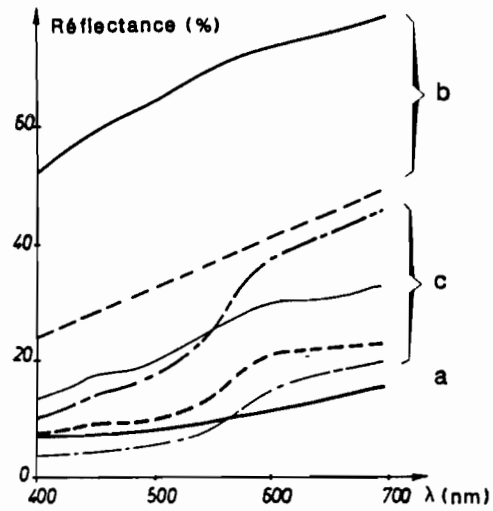


Figure 35. Principaux types de courbes de réflectance spectrale observées sur la série des 84 échantillons de sols étudiée (d'après Courault et al., 1988)

a) domaine visible: plusieurs allures de courbes réparties en trois grands types,
 b) domaine infrarouge: cinq types ont été reconnus.

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).

L'analyse statistique a mis en évidence 5 grands types de courbes dans notre série, ils correspondent à des groupes d'échantillons qui se distinguent essentiellement par leur composition minéralogique (voir fig. 35b). Ceci nous amène à aborder les relations entre réflectance spectrale et composition des sols.

5.1.2 Relations avec les constituants

5.1.2.1 Aperçu bibliographique

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 taille des particules et des agrégats est supérieure aux longueurs d'onde du rayonnement solaire, ce sont donc des milieux diffusants pour ce rayonnement, et nous pourrions utiliser les mesures de réflectance diffuse pour les caractériser. La connaissance des spectres de réflectance des différents constituants est l'étape préliminaire à l'interprétation des spectres de sols.

a) 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 minéraux, les roches et les sols, les plus importants sont rappelés par WEISSKOPF (1968), HUNT (1980), KAHLE (1984), MULDER (1987) et GUYOT (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 jusque vers 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 SALISBURY (1970), HUNT et al. (1971a et b, 1972, 1973). Cette équipe a mesuré au spectrophotomètre les courbes de réflectance de plus de 200 minéraux et 150 roches, sur des échantillons broyés et

Réflectance relative (%)

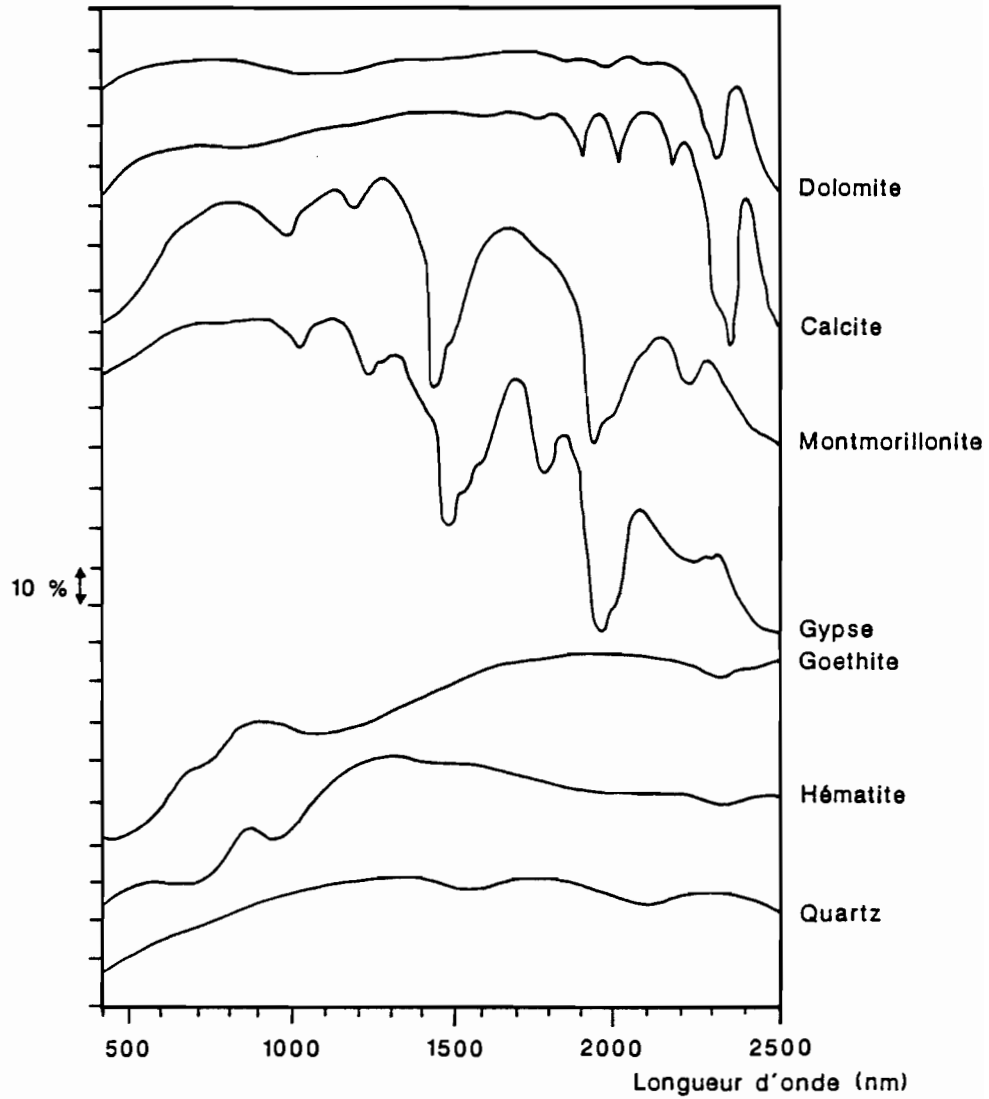


Figure 36. Courbes de réflectance de quelques minéraux fréquents dans les sols (d'après les données de Hunt et Salisbury, 1971, et Hunt et al., 1971)

tamisés à différents calibres. Les mesures ont été faites par comparaison avec la magnésie (MgO), utilisé comme standard de référence (réflectance 100 %), mais actuellement on préfère utiliser le sulfate de baryum (BaSO₄).

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 visible 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 goethite et de l'hématite, minéraux très souvent présents dans les sols (fig. 36).

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 de constitution du gypse. 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. 36).

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). Remarquons que dans le cas des sols arides, ces composés organiques sont très peu abondants.

b) 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 (MATHEWS et al., 1973; BAUER et al., 1980; STONER et BAUMGARDNER, 1981; BAUMGARDNER et al., 1985).

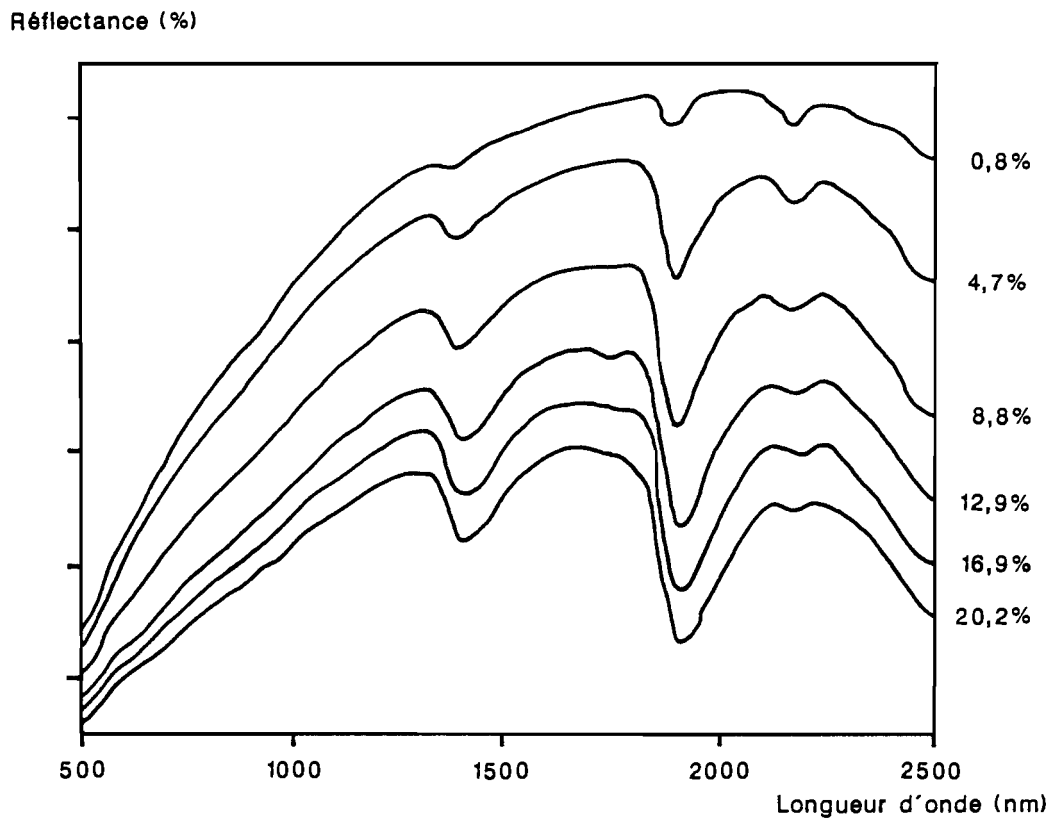


Figure 37. Influence de la teneur en eau sur la réflectance d'un sol limoneux (d'après Bowers et Hanks, 1965)

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. 37 dans le cas d'un sol limoneux (BOWERS et HANK, 1965).

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 humectant trois échantillons de sol avec de l'eau pure, PLANET (1970) a montré que l'on peut prévoir la réflectance d'un sol humidifié, à partir de la réflectance à l'état sec (mesures faites uniquement à 589 nm). En dehors de ces 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.

Des études de cas sur des mélanges artificiels ou des sols particuliers ont été tentées, mais sans donner de résultats extrapolables (GERBERMANN et NEHER, 1979; KRISHNAN et al., 1980). L'étude la plus étendue concerne une série de sols des Etats-Unis. Dans son mémoire de thèse DA COSTA (1980) expose les résultats d'une analyse statistique multivariable entre la réflectance mesurée au laboratoire et des données analytiques classiques (granulométrie, teneur en matières organiques, carbonates, fer, etc..). De tous les essais réalisés il a retenu un certain nombre de régressions multiples significatives. Les possibilités d'utilisation de ces résultats sont minces, car ils ne sont absolument pas interprétés et ne font que décrire des choses déjà connues (influence des oxydes de fer et de la matière organique, par exemple).

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.

5.1.2.2 Le cas des sols étudiés

Aux différents types de courbes observées pour la série des 84 échantillons étudiée correspondent globalement des ensembles de sols qui se distinguent bien par leur composition (fig. 35). Ainsi, dans le *domaine visible* :

- le type 1 (voir 5.2.2.1) 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 et des carbonates. Des études statistiques sont en cours pour rechercher des corrélations entre les formes de ces courbes et la composition des sols (COURAULT et GIRARD, 1988).

Quant aux *échantillons de surface des sols de Tunisie* (voir les 4 courbes données en exemple fig. 34), 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 cette figure on remarque également que les domaines 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. 10). Ce dernier aspect introduit le paragraphe suivant.

5.2 ETUDE DES RELATIONS ENTRE COULEUR ET RÉFLECTANCE

5.2.1 Importance de la couleur

5.2.1.1 Couleur, description et classification des sols

Nous avons vu au cours de la deuxième partie, que la couleur de la surface des sols de la région étudiée est un critère de caractérisation important. D'une façon plus 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 (voir la revue bibliographique de SEGALIN, 1977). Elle est aussi un élément très important de description et de discrimination des sols sur le terrain. Ainsi, à partir d'une analyse statistique détaillée de l'information pédologique, GIRARD M.C. (1983) a montré que sur 15 variables de terrain, suffisantes pour caractériser un volume échantillon, 3 d'entre elles concernent la couleur.

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

5.2.1.2 Couleur et composition des sols

Globalement, les effets des principaux constituants sur la couleur des sols ont été résumés 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; GIRARD, 1977; 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.

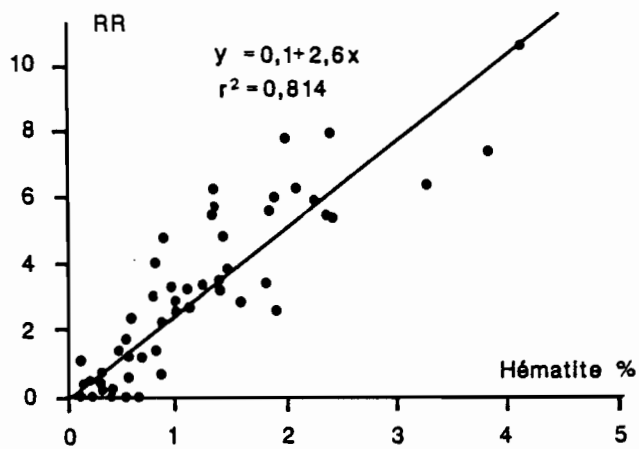


Figure 38. *Corrélation entre l'indice RR et la teneur en hématite d'une série d'échantillons de sols d'Europe (d'après Torrent et al., 1983)*

L'indice RR est calculé à partir de la couleur Munsell appréciée visuellement, suivant la formule : $RR = (10-T).P/C$, où T est la teinte, P, la pureté et C, la clarté.

- 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 par GERBERMANN et NEHER (1979). Ils observent 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 telles 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). Dans des sols podzoliques de la région de Sidney en Australie, DAVEY et al. observent en 1975 des résultats comparables. Depuis ces premiers travaux ont été confirmés par plusieurs auteurs, en particulier KARMANOVA (1981), qui précise que ce sont les produits amorphes déposés sous forme de films à la surface des particules du sol qui ont le pouvoir colorant le plus élevé. ROBERT et al. en ont apporté la preuve expérimentale en 1983, en démontrant que le dépôt de polycations du fer sur les argiles entraîne une nette coloration rouge.

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 ou des coefficients CIE (voir plus loin). Cette équipe a mis en évidence des corrélations significatives entre ces indices et la teneur en hématite de différents échantillons de sols du Brésil et d'Europe (fig. 38). KEMP (1985) a également appliqué cette méthode à des paléosols d'Angleterre. Ces corrélations, qui ne sont observées que pour des échantillons non calcaires très pauvres en matières organiques, doivent être calculées expérimentalement pour chaque type de sol. Elles ne sont vérifiées que dans la gamme 0-10 % de teneur en hématite.

L'approche la plus récente et la plus convaincante est celle de BARRON et TORRENT (1986), seule étude de ce type à recourir à la colorimétrie. En effet, pour préciser la signification des indices empiriques précédents, ils se sont appuyés sur des mesures spectrophotométriques et ont élaboré un modèle de l'effet colorant de l'hématite en appliquant la théorie de mélange des pigments de KUBELKA-MUNK (1931). Une gamme étalon a été réalisée à partir de mélanges de sol déferrifié et d'hématite synthétique pure. Cet étalonnage a permis d'estimer, avec une précision satisfaisante, la teneur en oxydes de fer d'une série de 98 échantillons de sols à teneur en matière organique inférieure à 2 %.

Enfin, l'utilisation de mesures spectroscopiques très fines dans le domaine visible permet, par le calcul des courbes dérivées secondes, de distinguer dans certains cas les teneurs en hématite et en goéthite (KOSMAS et al., 1984).

Ainsi, grâce à une approche plus rigoureuse, on semble actuellement s'orienter vers une meilleure compréhension des relations entre couleurs et composition des sols. Dans certains cas précis, cette relation a même pu être explicitée en utilisant des concepts colorimétriques.

5.2.1.3 Couleur et télédétection des sols

L'influence de la couleur des sols sur les mesures obtenues par télédétection est l'aspect qui a motivé nos recherches dans le domaine de la colorimétrie appliquée. Ce sujet a fait l'objet de travaux récents, mais pas toujours concordants. Ainsi, 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: la clarté Munsell diminue. 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 (voir 6.1), particulièrement MSS4 (500 à 600 nm) et MSS5 (600 à 700 nm).

DA COSTA (1979) dans son 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 bande 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+MSS5) et d'après la pureté de leur couleur, corrélée avec le rapport MSS4/MSS5 (ESCADAFAL, 1984; ESCADAFAL et POUGET, 1986). Enfin, remarquons que HUETE et al. ont souligné dès 1984 que la couleur des sols a une influence sensible sur la réflectance des peuplements végétaux peu denses, et qu'il faut en tenir compte dans le calcul des indices de végétation en milieu aride (voir parag. 6.3.3.1).

L'influence de la couleur a donc été mise en évidence dans toutes les études concernant la réflectance des sols dans le domaine visible, mais sans qu'une loi générale puisse être dégagée de ces travaux.

Dans cette perspective, nous avons entrepris une étude détaillée visant 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 de notre travail ne concerne donc que le domaine visible du spectre (380-770 nm).

5.2.2 Notions de colorimétrie utilisées

Chaque individu a son propre référentiel de couleurs et les termes de rouge, ocre ou brun foncé peuvent recouvrir des réalités assez différentes suivant les observateurs, sans parler des nuances que l'on peut vouloir préciser. Pourtant l'oeil humain est un instrument extraordinaire capable de couvrir une très grande gamme de niveaux de luminance, variant d'un facteur 1 à plusieurs millions (KOWALISKI, 1978) et de distinguer, suivant les spécialistes, de 100 000 à 10 millions de nuances de couleurs. Mais ces aptitudes étonnantes ne doivent pas nous faire oublier que la vision est un phénomène psycho-physique fortement dépendant du contexte et des individus.

L'objet de la *colorimétrie* est précisément d'établir les relations entre perceptions visuelles et caractéristiques physiques des objets et de la lumière qui les éclaire, en spécifiant les conventions et conditions d'application. Plusieurs traités y sont consacrés (JUDD et WYSZECKI, 1975; KOWALISKI, 1978; WYSZECKI et STILES, 1982), nous n'aborderons ici que quelques points essentiels à la discussion.

5.2.2.1 Le système trichromatique

Le système trichromatique est basé sur le fait qu'une sensation colorée quelconque peut être reproduite par un mélange de trois couleurs primaires: le rouge, le vert et le bleu. Cette propriété de la vision humaine a de très nombreuses applications. La synthèse additive des couleurs est notamment à la base du fonctionnement des écrans

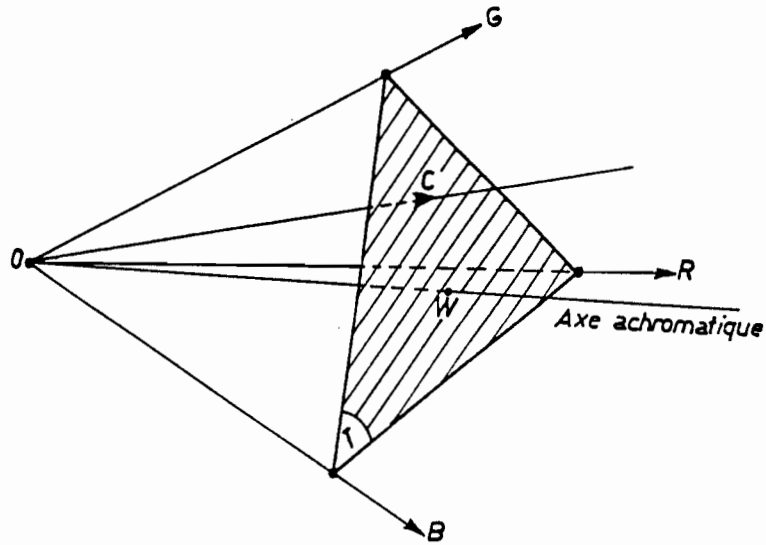


Figure 39. Représentation d'une couleur C dans l'espace RGB, défini par la Commission Internationale de l'Eclairage (C.I.E., 1931)

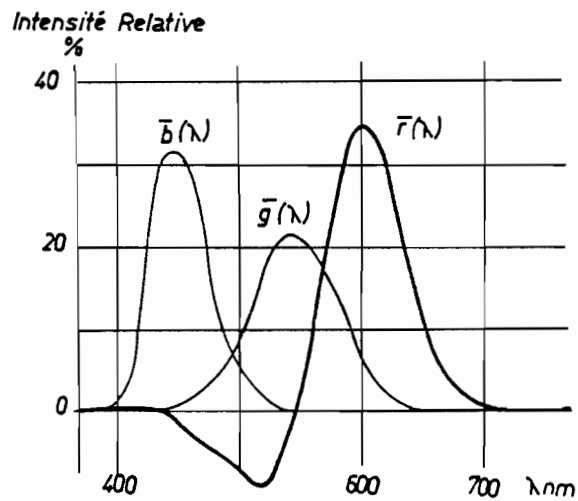


Figure 40. Courbes de reproduction des couleurs monochromatiques par mélange de rouge de vert et de bleu (fonctions de mélange r , g , b pour l'observateur de référence, C.I.E., 1931)

de visualisation (voir la planche 9 au chapitre suivant). La Commission Internationale de l'Eclairage (C.I.E., 1931) a normalisé ce système Rouge,Vert,Bleu (Red,Green,Blue) en adoptant les longueurs d'ondes suivantes :

$$\lambda (R) = 700 \text{ nm}$$

$$\lambda (G) = 546 \text{ nm}$$

$$\lambda (B) = 436 \text{ nm}$$

Elles ont été choisies d'après les résultats d'essais empiriques montrant que c'est ce jeu qui permet de reproduire la gamme la plus étendue de couleurs. Dans ce système une couleur quelconque peut être représentée par un vecteur C de coordonnées r, g, b dans le repère R, G, B (voir fig. 39) :

$$\vec{C} = r \cdot \vec{R} + g \cdot \vec{G} + b \cdot \vec{B} \quad (I)$$

Les unités sont choisies de telle sorte que l'on obtienne la couleur blanche lorsque $r = g = b = 1$. L'axe médian correspond alors à l'axe des gris (du noir au blanc), c'est l'axe achromatique. Les courbes de sensations colorées d'un observateur moyen, ou fonctions de mélange, sont basées sur des séries de mesures réalisées au colorimètre avec un angle de vision compris entre 1° et 4° . Elles définissent les caractéristiques de l'observateur de référence CIE-1931 (KOWALISKI, 1978).

Elles expriment les pourcentages de rouge, vert et bleu à mélanger pour obtenir la sensation correspondant à chacune des radiations monochromatiques du spectre visible. On y voit clairement apparaître un terme r négatif, avec un minimum autour de 510 nm (fig. 40). L'existence des courbes de sensations colorées constitue le fondement même de la colorimétrie et a les conséquences importantes suivantes.

5.2.2.2 Calcul de la couleur d'un objet

Les courbes que nous venons de voir permettent de calculer les composantes R, G, B d'un objet théorique à pouvoir de réflexion monochromatique. Comme \vec{C} est un vecteur, les lois d'additivité sont applicables, et on peut calculer ces mêmes composantes pour un objet réel de courbe de réflectance quelconque. Celle-ci est alors considérée comme étant la somme des valeurs des réflectances monochromatiques élémentaires sur l'ensemble des longueurs d'onde du spectre visible.

La couleur d'un objet se calcule donc à partir de sa courbe de réflectance spectrale et de la composition de la lumière qui l'éclaire.

C'est ce qu'expriment les équations suivantes :

$$R = k \int_{380\text{nm}}^{780\text{nm}} C(\lambda) \cdot H(\lambda) \cdot \bar{r}(\lambda) d\lambda$$

$$G = k \int_{380\text{nm}}^{780\text{nm}} C(\lambda) \cdot H(\lambda) \cdot \bar{g}(\lambda) d\lambda \quad (\text{II})$$

$$B = k \int_{380\text{nm}}^{780\text{nm}} C(\lambda) \cdot H(\lambda) \cdot \bar{b}(\lambda) d\lambda$$

$C(\lambda)$: réflectance spectrale

$H(\lambda)$: répartition spectrale d'énergie de la source lumineuse

Ainsi, par intégration des trois fonctions de mélange ($\bar{r}(\lambda)$, $\bar{g}(\lambda)$, $\bar{b}(\lambda)$) pondérées par la courbe de réflectance d'un objet, il est possible de calculer la sensation colorée qu'il produit, sous un éclairage donné. Pour préciser ce dernier point, et normaliser les conditions d'observation, les courbes de répartition spectrale de l'énergie de différents types sources lumineuses ont été définies par la C. I. E. Ce sont les illuminants standards, qui comprennent notamment pour la lumière du jour le type C, défini en 1931, et le type D65, recommandé plus récemment. Les tables utilisées dans les calculs colorimétriques font référence à ces standards (WYSZECKI et STILES, 1982). En résumé, *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.

5.2.2.3 Le métamérisme.

Ce terme désigne le phénomène par lequel des objets de *propriétés spectrales différentes* peuvent produire la *même sensation colorée*.

Par exemple, toutes conditions étant égales par ailleurs, un objet fortement réfléchant dans le rouge et dans le vert paraîtra jaune, tout comme un objet réfléchant dans les longueurs d'onde des jaunes monochromatiques. Cette caractéristique de la vision humaine est très exploitée pour la reproduction des couleurs, notamment dans les techniques d'impression, photographiques, ou de télévision.

Suivant ce phénomène on comprend donc que la 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.** En utilisant les équations de la colorimétrie, on peut définir de façon précise les conditions du métamérisme: pour que 2 objets apparaissent de la même couleur, leur courbes de réflectance doivent être telles que les équations (II) satisfassent les relations :

$$R = k \int_{380\text{nm}}^{780\text{nm}} C1(\lambda) \cdot H1(\lambda) \cdot \bar{r}(\lambda) d\lambda = k \int_{380\text{nm}}^{780\text{nm}} C2(\lambda) \cdot H2(\lambda) \cdot \bar{r}(\lambda) d\lambda \quad (\text{III})$$

et suivant le même modèle pour G et B.

Ce système d'équations est assez complexe à résoudre et les conditions du métamérisme font encore actuellement l'objet de recherches théoriques et appliquées (Ch. GOILLOT, comm. orale, 1987). Sur le plan des conséquences pratiques de ce phénomène, il est important de noter que deux couleurs ne sont généralement métamères que sous un éclairage $H(\lambda)$ donné. Dans ce cas le système d'équations (III) se simplifie, le seul terme différent entre les deux membres étant alors la réflectance spectrale $C(\lambda)$.

L'illustration la plus intéressante pour le sujet qui nous préoccupe est le cas des échantillons de couleur des planches Munsell. Ils sont composés à partir de mélanges de pigments reproduisant une sensation colorée. La courbe de réflectance de l'échantillon Munsell 10 YR 6/6 (brun jaunâtre) par exemple, est nettement différente de celle d'un sol qui paraît de cette couleur à la lumière du jour (fig. 41). Ces deux courbes sont métamères sous cet éclairage, mais elles ne le sont probablement pas sous un éclairage différent. Ainsi, la notation de la couleur d'un échantillon de sol obtenue par comparaison avec les planches Munsell sous un éclairage artificiel, à tube fluorescents, en particulier, peut donner des résultats sensiblement différents de ceux obtenus sur le terrain.

Suivant la pureté de la couleur il existe un nombre plus ou moins grand de métamères possibles. Dans la gamme des couleurs des sols, qui sont relativement peu saturées, on peut prévoir un degré de métamérisme élevé. Des méthodes de calcul et de simulation très élaborées ont été développées, permettant notamment de prévoir le

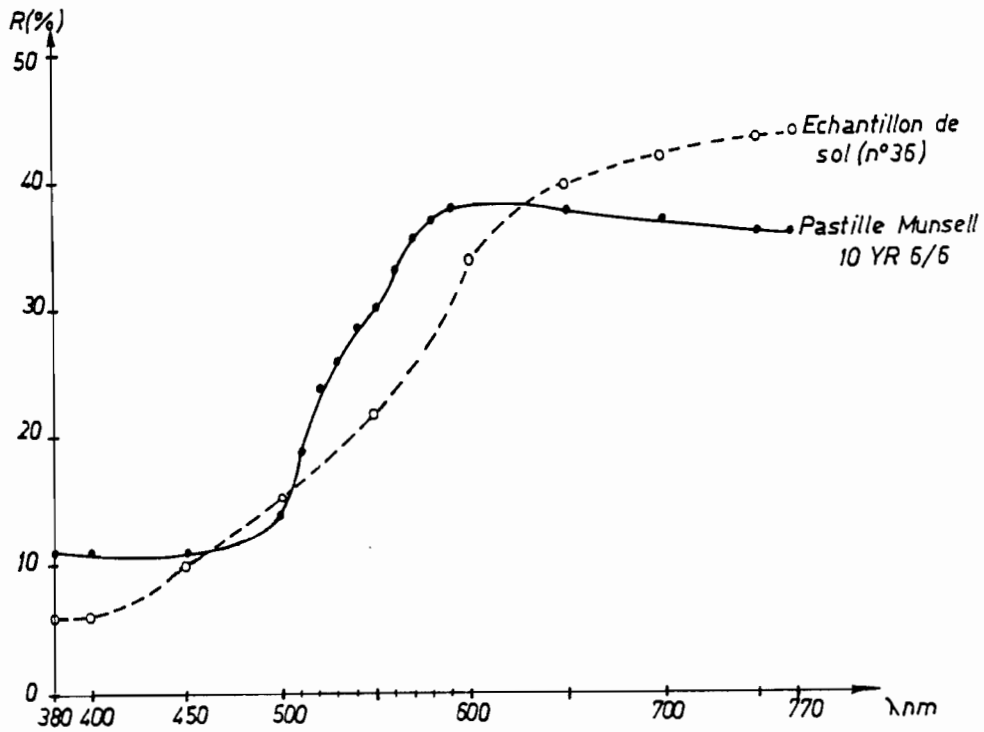


Figure 41. Illustration du métamérisme : comparaison de la courbe de réflectance d'une pastille colorée d'une planche Munsell avec celle d'un échantillon paraissant de la même couleur sous un éclairage de type lumière du jour

nombre de métamères pour une couleur donnée (TAKAHAMA et NAYATANI, 1975) et l'allure des ensembles de courbes métamères (OHTA et WYSZECKI, 1977). En ce qui concerne notre étude, 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.

5.2.2.4 Le système de notation des couleurs de la C.I.E

Le système R,G,B, qui a été à la base de l'étude scientifique des couleurs, présente l'inconvénient d'utiliser un repère quelconque et d'introduire des valeurs négatives. Par souci de rationalisation, la C.I.E. a défini un repère cartésien basé sur les composantes trichromatiques X, Y, Z, telles que :

$$\begin{aligned} X &= 2.7659 R + 1.7519 G + 1.1302 B \\ Y &= R + 4.5909 G + 0.06012 B \quad (IV) \\ Z &= 0.0565 G + 5.5944 B \end{aligned}$$

Ces composantes ont été choisies de telle sorte que Y corresponde à la luminance d'après sa définition, de ce fait X et Z n'ont pas de réalité physique. Les coordonnées trichromatiques x,y,z sont déduites de (IV) suivant la relation :

$$\frac{x}{X} = \frac{y}{Y} = \frac{z}{Z} = \frac{1}{x+y+z} \quad (V)$$

Une couleur donnée est alors le plus souvent repérée par sa composante Y et ses coordonnées x et y. C'est le système scientifique international actuellement en vigueur. Du fait de ses limitations, la notation R, G, B n'est généralement plus utilisée. Cependant, dans la suite de ce travail nous serons amenés dans certains cas à y retourner, car elle s'est révélée permettre une interprétation plus aisée des relations entre couleur et propriétés spectrales des sols.

5.2.3 Application aux spectres de sols

5.2.3.1 Calcul des coefficients trichromatiques

Suivant les lois de la colorimétrie que nous venons de voir, on peut calculer la couleur d'un échantillon de sol d'après sa courbe de réflectance. Nous avons donc utilisé le jeu de courbes obtenues par les mesures spectrophotométriques réalisées sur notre

série de 84 échantillons de sols (voir 5.2.1.2) Un programme de calcul adapté de CERVELLE et al., (1977) nous a permis de calculer les coefficients X,Y,Z correspondant à chaque courbe. Ce programme utilise les équations suivantes

$$X = \sum \bar{x}'(\lambda) \cdot C(\lambda)$$

$$Y = \sum \bar{y}'(\lambda) \cdot C(\lambda) \quad (VI)$$

$$Z = \sum \bar{z}'(\lambda) \cdot C(\lambda)$$

où $\bar{x}'(\lambda) = H(\lambda) \cdot \bar{x}(\lambda)$, et selon le même modèle pour y' et z' .

Des tables fournissent les valeurs de $\bar{x}'(\lambda)$, $\bar{y}'(\lambda)$ et $\bar{z}'(\lambda)$ selon un pas de 10 nm pour λ , soit 40 valeurs par courbe pour le calcul de chaque coefficient (WYSZECKI et STILES, 1982). Ces valeurs sont données pour un éclairage standard de type Illuminant C, qui se rapproche de la lumière du jour. D'autres standards sont utilisés actuellement, mais nous nous sommes référés à celui qui sert également dans les tables de conversion entre système C.I.E. et système Munsell (voir plus loin).

Notons que le calcul des valeurs *exactes* des coefficients X,Y,Z est basé sur un intervalle d'intégration de 1 nm, soit 400 points par courbe. L'intervalle de 10 nm utilisé permet cependant de calculer les valeurs avec une précision qui nous a semblé largement suffisante, compte tenu des autres sources d'erreurs (préparation de l'échantillon, calibration du spectrophotomètre).

5.2.3.2 Modèle d'inversion de la relation réflectance-couleur de sol.

Si donc le calcul de la relation entre propriétés spectrales des sols dans le domaine visible et aspect coloré ne pose pas de difficultés, par contre nous avons vu que le phénomène du métamérisme s'oppose en revanche à l'inversion de cette relation. *Il n'est théoriquement pas possible de prévoir le comportement spectral d'un sol d'après sa couleur. Le cas des sols est cependant un peu particulier du fait que les courbes de réflectance sont monotones croissantes* dans le visible (voir 5.2.1.2).

Il en découle que la probabilité que deux sols de même couleur présentent des courbes de réflectance entrecroisées est très faible. Or, nous savons que c'est une condition nécessaire au métamérisme. En d'autres termes, on peut estimer que le phénomène du métamérisme a peu de chances de se produire dans le cas des sols.

Ceci laisse espérer la possibilité d'établir une relation bijective entre couleur et propriétés spectrales. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons testé les corrélations multiples entre la réflectance spectrale $RF(\lambda)$ aux différentes longueurs d'onde (λ) et les coefficients trichromatiques calculés (X,Y,Z). Nous avons également testée la relation avec les coefficients R,G,B, qui ont été déduits de X,Y,Z en inversant le système d'équation (IV)

$$R = 0.41846 X - 0.15866 Y - 0.08283 Z$$

$$G = 0.09116 X + 0.25242 Y + 0.01570 Z \quad (\text{VII})$$

$$B = 0.00092 X - 0.00255 Y + 0.17859 Z$$

De fait, c'est le modèle linéaire faisant intervenir les coefficients R,G,B qui s'est révélé le plus intéressant :

$$RF(\lambda) = a_{\lambda} R + b_{\lambda} G + c_{\lambda} B + d_{\lambda}$$

TABLEAU 11. COEFFICIENTS DES RÉGRESSIONS LIÉNAIRES MULTIPLES ENTRE RÉFLECTANCE $RF(\lambda)$ ET COEFFICIENTS TRICHROMATIQUES R,G,B, (D'APRES LES COURBES DE RÉFLECTANCE DÉTERMINÉES AU LABORATOIRE SUR UNE SÉRIE DE 84 ÉCHANTILLONS DE SOLS).

λ (nm)	a_{λ}	b_{λ}	c_{λ}	d_{λ}	r (mult.)
400	0	0	393	-0.521	0.985
450	0	0	477	-0.120	0.999
500	0	190	356	-0.075	0.999
550	46	477	46	-0.020	0.998
600	498	62	59	-0.239	0.999
650	719	-248	181	+0.435	0.998
700	801	-345	225	+1.558	0.995
750	868	-544	371	+4.242	0.980

Pour les longueurs d'onde de 400 à 750 nm échantillonnées tous les 50 nm, nous avons obtenu, sur notre série de 84 échantillons, les coefficients qui sont reportés dans le tableau 11. On remarque premièrement la forte liaison entre les coefficients R,G,B et la réflectance dans les longueurs d'onde correspondant respectivement au rouge, au vert et au bleu (importance des termes a_{λ} à 650 nm, b_{λ} à 550 nm et c_{λ} à 450 nm).

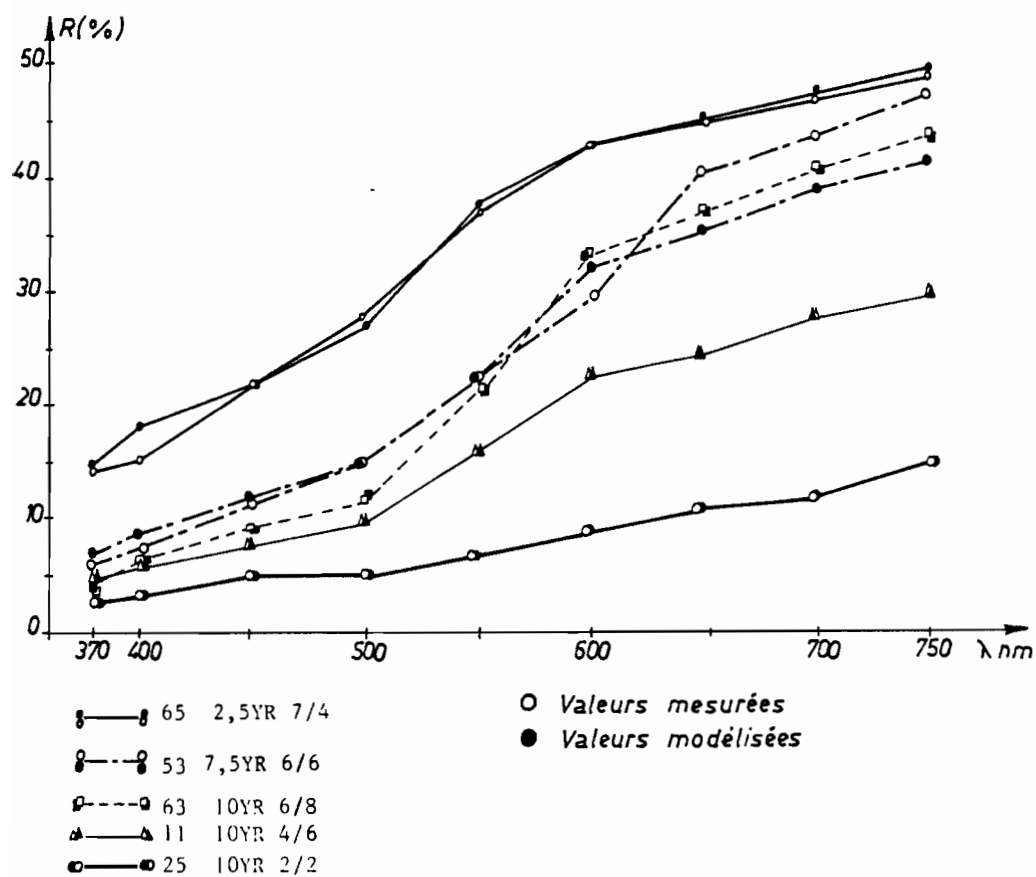


Figure 42. Courbes de réflectance représentatives de la gamme couverte par la série des 84 échantillons de sols étudiée : valeurs observées et valeurs modélisées (échantillonnées sur un pas de 50 nm) (Escadafal et al., 1988a)

Sur les 84 courbes modélisées une seule s'écarte sensiblement de la courbe observée, celle de l'échantillon n°53, représentée ici. C'est donc le seul cas de métamérisme rencontré dans le système Munsell.

C'est cette intéressante liaison qui nous a incités à exprimer la couleur dans le système R,G,B. De plus, les coefficients de corrélation multiple très élevés obtenus montrent qu'il est possible de **reconstruire la courbe de réflectance spectrale** à partir des valeurs R,G,B, c'est-à-dire **à partir de la couleur**.

L'écart moyen entre la valeur observée et modélisée est de 0,5 %, pour les longueurs d'onde de 500 à 600 nm, et de 1,5 % aux extrémités du spectre, autour de 400 et de 700 nm. La figure 42 illustre ce résultat avec cinq courbes représentatives de la variété des échantillons étudiés. Elles montrent que, pour l'ensemble des échantillons, la courbe modélisée suit presque parfaitement la courbe réelle.

Sur les 84 cas, un seul (n° 53) présente un écart important entre valeur observée et valeur modélisée pour les longueurs d'onde 600 à 750 nm. Or, les valeurs R,G,B correspondant à la courbe modélisée et celles obtenues pour la courbe mesurée sont identiques. Autrement dit, bien que la courbe de réflectance de l'échantillon n°53 soit nettement différente de la courbe attendue, elle produit la même sensation colorée; il s'agit là *du seul cas de métamérisme* que nous ayons rencontré.

En utilisant les concepts et les équations de la colorimétrie, nous avons donc d'abord montré comment calculer la couleur d'un sol d'après sa courbe de réflectance dans le visible. Nous y ferons référence en parlant de "couleur mesurée" ou "calculée". Ensuite, la mise en évidence de la très faible fréquence du métamérisme, nous permet de conclure que, dans la majorité des cas, **la réflectance spectrale d'un échantillon de sol peut être déduite de sa couleur mesurée**.

5.2.4 Relations entre couleurs mesurées et estimées

5.2.4.1 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. Ces mesures ne sont pas actuellement réalisées en routine, mais en revanche nous avons vu que, comme nous l'avons fait sur notre terrain, d'une façon générale les pédologues notent systématiquement la couleur lorsqu'ils décrivent un sol.

Cette estimation de la couleur est basée sur des comparaisons visuelles avec des planches d'étalons colorés, l'atlas des couleurs de sols mis au point avec la société Munsell par PENDLETON et NICKERSON, en 1951. Depuis cette date, l'utilisation de cet atlas s'est étendue à l'ensemble de la communauté pédologique internationale, et en particulier française (JAMAGNE, 1967).

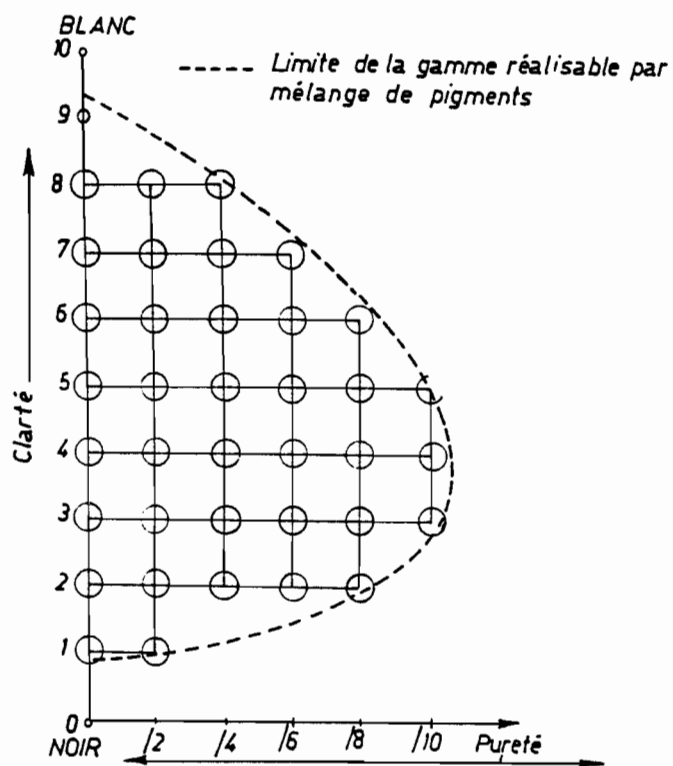


Figure 43. Disposition des couleurs sur une planche correspondant à une teinte dans le système Munsell.

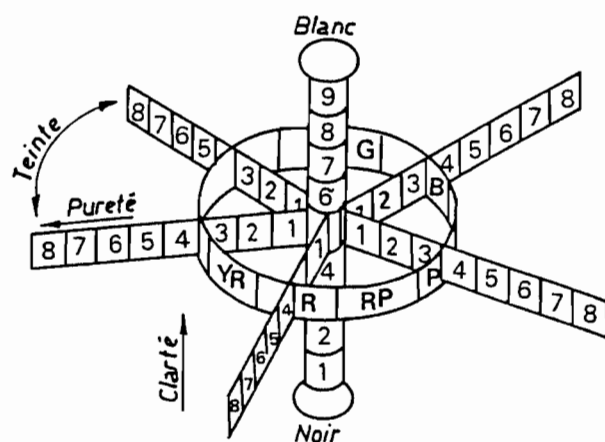


Figure 44. L'espace des données Munsell et ses coordonnées cylindriques.

Le système Munsell est organisé d'une façon qui paraît assez naturelle, les couleurs y 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 (voir fig. 43). Pour les planches de couleur de sols, la gamme des clartés s'étend de 2,5 à 8, et la pureté de 1 à 8, contre respectivement 0 à 10 et 0 à 20-24 dans la gamme maximum théorique.

La couleur du sol est comparée le plus souvent sur le terrain, à la lumière du jour, avec les couleurs des planches. En déplaçant l'échantillon de sol sous les fenêtres prévues sous chaque échantillon coloré, on repère celui dont la couleur se rapproche le mieux et on note ses coordonnées (teinte, clarté, pureté).

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). Il faut en particulier s'assurer que l'on est pas atteint d'anomalies de la vision des couleurs et contrôler les conditions d'observation (ciel clair, orientation au nord, environnement neutre).

L'ensemble de toutes les teintes du système Munsell se répartit sur un cercle, mais l'atlas des couleurs de sols ne contient que les teintes rouges à jaune verdâtre (10 R à 5 GY). L'axe achromatique figurant la gamme des gris passe par le centre. Pour une clarté donnée, on observe à la périphérie les teintes saturées et vers le centre les couleurs de pureté décroissante. Dans ce système *une couleur donnée est donc caractérisée par des coordonnées de type cylindrique* (fig. 44).

5.2.4.2 Correspondance entre systèmes C. I. E et Munsell

Nous avons vu que dans le système X,Y,Z de la C.I.E. les couleurs sont repérées suivant des coordonnées cartésiennes. Un simple changement de repère pourrait donc nous permettre le passage d'un système de notation des couleurs à l'autre. En fait, ce n'est pas si simple, car le système Munsell a des limitations importantes liées à ses origines.

En effet, il a été mis au point empiriquement par Munsell, de telle sorte que l'écart de couleur perçu entre les différents échantillons de couleurs paraisse régulier, satisfaisant ainsi les besoins des coloristes. Les travaux de la C.I.E. et en particulier ceux de MacADAM ont montré, au contraire, que dans l'espace R,G,B les distances perçues entre couleurs ne suivent pas une métrique euclidienne, mais riemannienne (KOWALISKI, 1978).

En d'autres termes, *la géométrie de l'espace des couleurs Munsell et celle du système international ne sont pas de même nature*, il n'est pas possible de passer de l'un à l'autre par un simple jeu d'équations.

Le passage entre la notation Munsell et le système C.I.E. est basé sur la mesure de la courbe de réflectance de chaque pastille des planches de couleurs et le calcul des coefficients X,Y,Z pour l'éclairage sous lequel les planches sont observées. Ces calculs ont été réalisés pour un éclairage de type illuminant C et sont disponibles sous forme de tables de conversion et d'abaques qui permettent de passer d'un système à l'autre (WYSZECKI et STILES, 1982).

Nous avons cherché à exploiter cette possibilité pour comparer, sur notre série de 84 échantillons, les couleurs mesurées, avec les couleurs estimées ou appréciées sur le terrain en utilisant le code Munsell.

Après conversion de ces dernières en coefficients X,Y,Z, puis en R,G,B en appliquant le jeu d'équations (VII), on obtient les coefficients "appréciés", Ra, Ga, Ba. De la même manière, nous noterons les coefficients calculés, Rc, Gc, Bc. Les corrélations linéaires obtenues entre la série des valeurs calculées et la série des valeurs observées sont les suivantes :

$$R_c = 0.713 R_a + 0,0821 \quad r = 0.95$$

$$G_c = 0.766 G_a + 0,0693 \quad r = 0.94$$

$$B_c = 0.764 B_a + 0,0780 \quad r = 0.91$$

La couleur Munsell ayant été notée par valeurs entières de clarté et de pureté, on compare donc des valeurs discrètes avec des valeurs continues. En conséquence, on peut considérer que les résultats des corrélations sont satisfaisants.

Notons également qu'une erreur d'une unité sur la luminance entraîne une erreur sur les coefficients Ra, Ga, Ba d'autant plus forte que les sols sont plus clairs, car la luminance varie avec le carré de la clarté. Enfin, l'appréciation des couleurs a été faite à la lumière du jour réelle, dont on sait que la composition est assez fluctuante, et non avec l'illuminant C dont les valeurs sont utilisées dans les tables. Ceci peut expliquer la dérive systématique constatée entre les valeurs calculées (Rc, Gc, Bc) et appréciées (Ra, Ga, Ba).

Finalement, cette comparaison a montré que les couleurs notées sur le terrain avec le code Munsell permettent d'obtenir une *bonne approximation des coefficients trichromatiques* déterminés normalement au laboratoire. Or, nous avons démontré que, à partir de ces mêmes coefficients trichromatiques, nous pouvons modéliser la courbe de réflectance spectrale des sols. Ces deux derniers points nous conduisent à conclure que le simple fait de **noter la couleur du sol sur le terrain peut nous permettre d'en approcher les propriétés spectrales dans le domaine visible** (ESCADAFAL et al., 1988a et 1988b).

5.2.5 Couleur Munsell et réflectance: intérêt de la notation R,G,B

5.2.5.1 Réflectance et couleur calculée (R,G,B)

D'après les développements précédents, nous avons donc mis en évidence une relation tout à fait intéressante entre couleur Munsell et réflectance spectrale dans le visible. Au vu des calculs mis en oeuvre, elle n'est cependant pas très simple et paraît de ce fait devoir être limitée dans la pratique à quelques cas d'école.

En fait, pour ce qui est de l'étude des applications à la *téledétection*, on peut se limiter à comparer la couleur avec les valeurs de réflectance dans les *bandes spectrales des capteurs des satellites*, et non plus avec le spectre visible entier. Pour cela, à partir des 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.

Les caractéristiques de ces capteurs seront détaillées au chapitre 6, retenons pour l'instant que les bandes MSS5 et TM3 couvrent le domaine du rouge, les bandes MSS4 et TM2, le domaine vert-jaune et enfin la bande TM1, le bleu-vert. Comme toutes les courbes ont une allure assez similaire, les valeurs de réflectance dans ces différentes bandes sont assez corrélées (tab. 12).

Au cours de la modélisation, nous avons observé que les valeurs des coefficients R,G,B semblent respectivement liées à la réflectance dans les longueurs d'onde correspondant au rouge, au vert et au bleu (voir 5.3.3.2). Nous avons donc testé la corrélation linéaire entre ces coefficients et la réflectance dans les bandes spectrales visibles MSS et TM.

TABLEAU 12. MATRICE DE CORRÉLATION ENTRE LES POURCENTAGES DE RÉFLECTANCE DANS LES BANDES SPECTRALES VISIBLES DES CAPTEURS MSS ET TM (CALCULÉES D'APRES LES COURBES SPECTRALES MESURÉES AU LABORATOIRE SUR 84 ÉCHANTILLONS DE SOLS)

	MSS4	MSS5	TM1	TM2	TM3
MSS4	1.000				
MSS5	0.976	1.000			
TM1	0.983	0.928	1.000		
TM2	1.000	0.981	0.977	1.000	
TM3	0.973	1.000	0.924	0.978	1.000

largeur des bandes spectrales : MSS4 : 500-600 nm
 MSS5 : 600-700 nm
 TM1 : 450-520 nm
 TM2 : 520-600 nm
 TM3 : 630-690 nm

TABLEAU 13. COEFFICIENTS DE CORRÉLATION LINÉAIRE ENTRE LA COULEUR (COORDONNÉES MUNSELL ET COORDONNÉES R,G,B) ET LA RÉFLECTANCE DANS LES BANDES SPECTRALES DES CAPTEURS LANDSAT POUR SÉRIE DE 84 ÉCHANTILLONS DE SOLS ÉTUDIÉE AU LABORATOIRE.

Réflectance ¹ (%)	coordonnées Munsell			coordonnées chromatiques		
	teinte ²	clarté	pureté	R	G	B
MSS4	-0.082	0.894	0.123	0.973	<u>0.999</u>	0.973
MSS5	-0.191	0.902	0.039	<u>0.998</u>	0.971	0.911
TM1	-0.007	0.845	-0.243	0.919	0.985	<u>0.998</u>
TM2	-0.095	0.899	-0.101	0.979	<u>0.997</u>	0.966
TM3	-0.198	0.900	0.049	<u>0.997</u>	0.968	0.907

¹ voir la définition des bandes spectrales dans le tableau 12 -

² les teintes ont été exprimées selon une échelle linéaire de 1=10R à 7=5Y

Les résultats du tableau 13 montrent une *corrélacion très forte entre les coefficients R,G,B et les bandes spectrales Landsat correspondant respectivement aux gammes des longueurs d'ondes rouges, vertes et bleues*. Elle est significativement plus élevée que le niveau moyen de corrélation entre les données. 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.

On voit donc ici apparaître une nouvelle **relation, plus simple, entre couleur et réflectance**. Son existence a cependant toujours les mêmes fondements physiques, l'absence de métamérisme, car sinon il n'y aurait pas bijectivité. D'après ces résultats, on peut considérer que **coefficients calculés R,G,B et réflectances dans le rouge, le vert et le bleu sont des grandeurs équivalentes**, dans le cas des sols (ESCADAFAL et al., 1989).

5.2.5.2 Réflectance et couleur Munsell

Nous avons vu que par le biais des tables ou des abaques, et des jeux d'équations (IV) et (VII), il est possible de passer du système R,G,B au système Munsell et inversement (5.2.4.2). Pour en utiliser les résultats par la suite, nous avons appliqué ces calculs à la gamme des couleurs de sols rencontrées dans le Sud tunisien, soit les 4 teintes 2,5 YR à 10 YR. Les valeurs de R,G,B pour chacune des pastilles Munsell composant cet ensemble de teintes figurent sous forme de tableau en annexe 4.

Deux graphiques vont nous permettre de mieux comprendre les relations entre les deux systèmes. Ce sont les figures 45 et 46, où sont reportées les valeurs de R et G d'un part, et R et B d'autre part, pour le jeu des deux teintes Munsell 5 YR et 7,5 YR. On constate tout d'abord que dans cet espace RGB les intervalles qui séparent les couleurs Munsell ne sont pas réguliers. Ainsi, à une variation de 1 unité de *clarté* peut correspondre une variation de R, G ou B du simple au triple, suivant que l'on est dans les clartés faibles ou élevées. Les variations de *pureté* affectent peu les valeurs du coefficient G, mais a une forte influence sur R et B. La *teinte* a de loin l'effet le plus modeste.

En rappelant que les coefficients R,G,B et la réflectance dans les bandes visibles se sont révélées être des grandeurs équivalentes, en utilisant ces schémas, *la couleur Munsell peut être directement comparée à la réflectance*.

Pour en tester les possibilités d'application, nous avons comparé les valeurs de réflectance dans les bandes spectrales TM avec les coefficients déduits des couleurs Munsell "appréciées" par comparaison avec l'atlas (Ra, Ga, Ba). La figure 47 montre les corrélations obtenues pour notre série de 84 échantillons de sols. Elles sont très significatives, bien que l'estimation visuelle de la couleur Munsell faite par valeurs entières soit assez grossière. Ces résultats sont certainement améliorables en augmentant la précision de la notation des couleurs sur le terrain, soit par une approche statistique, soit en utilisant un colorimètre portable.

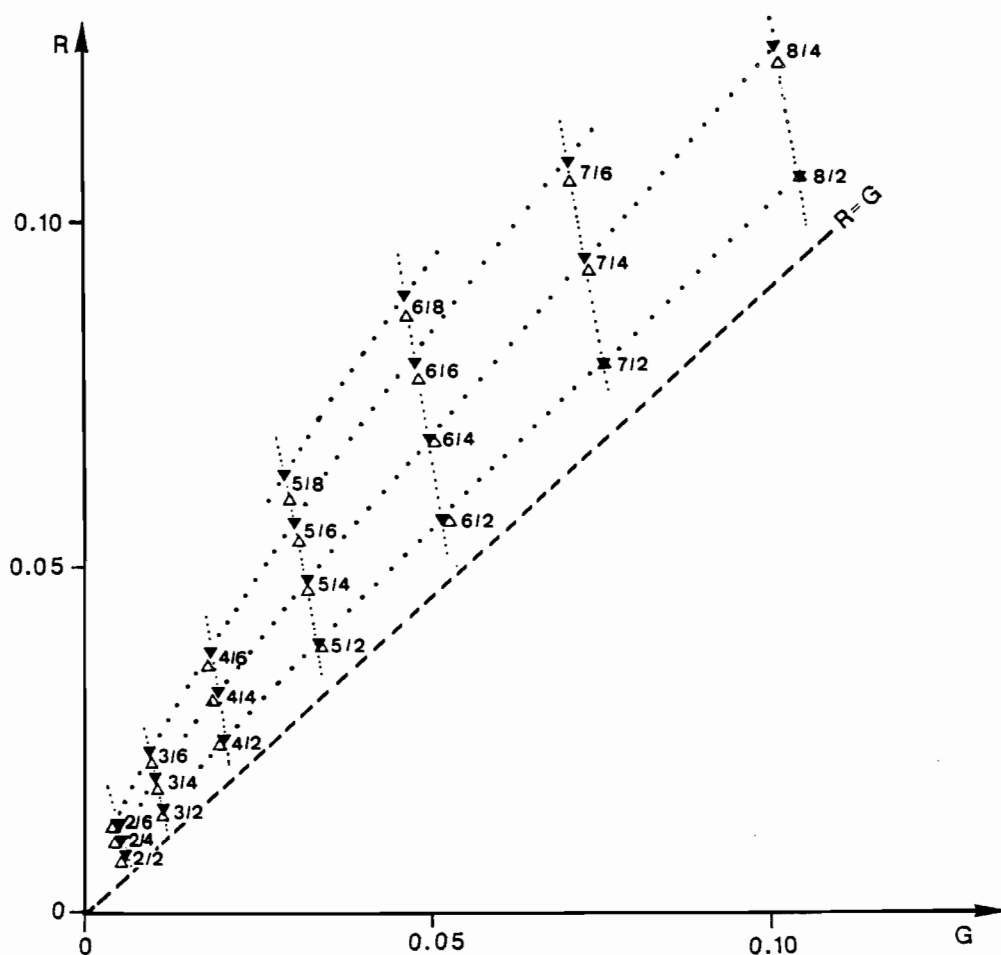


Figure 45. Projection des couleurs Munsell de deux teintes sur le plan RG de l'espace C.I.E.

• Les points noirs correspondent à la teinte 5 YR et les blancs à 7,5 YR.
 L'influence de la teinte est donc faible, alors que la pureté affecte surtout R
 et que, dans les valeurs élevées, une unité de clarté correspond à de forts écarts de R et G.

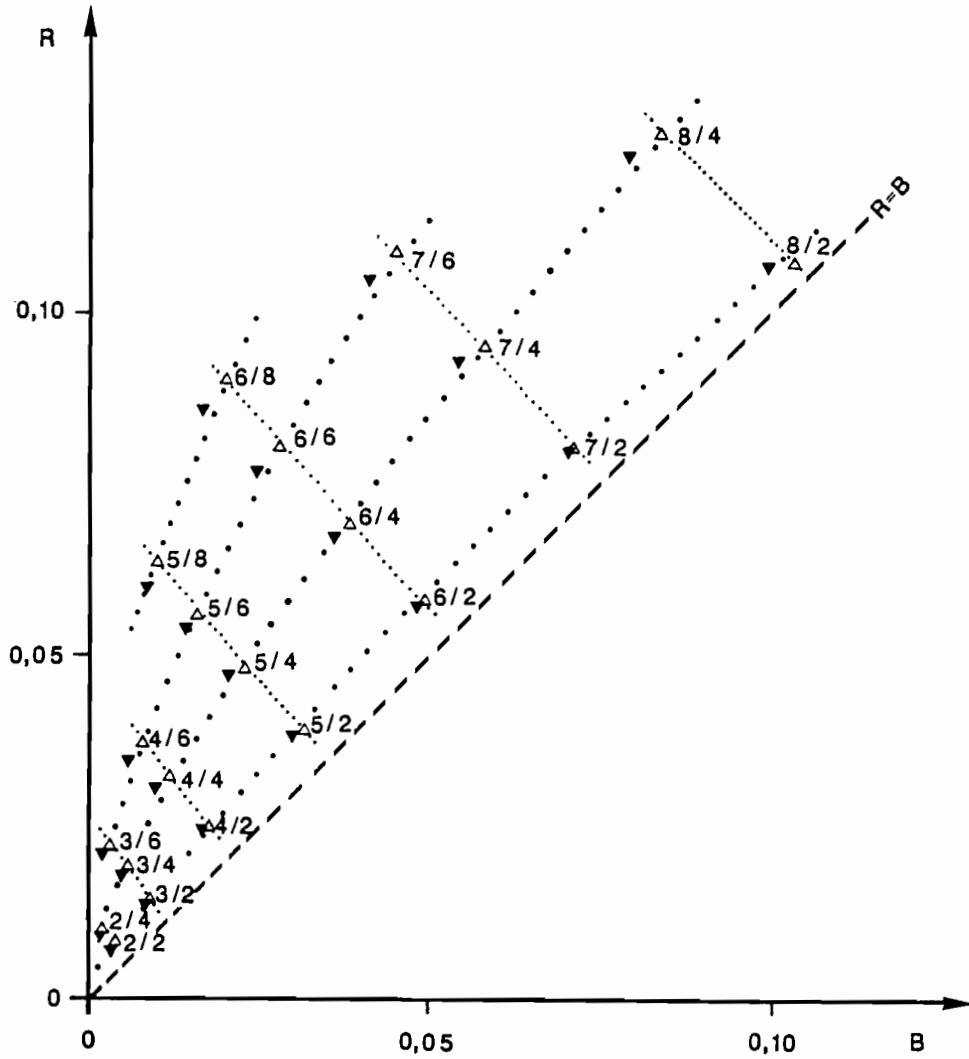


Figure 46. Projection des couleurs Munsell de deux teintes sur le plan RB de l'espace C.I.E.

La légende est la même que pour la figure précédente ; dans ce plan les variations sont différentes et plus amples.

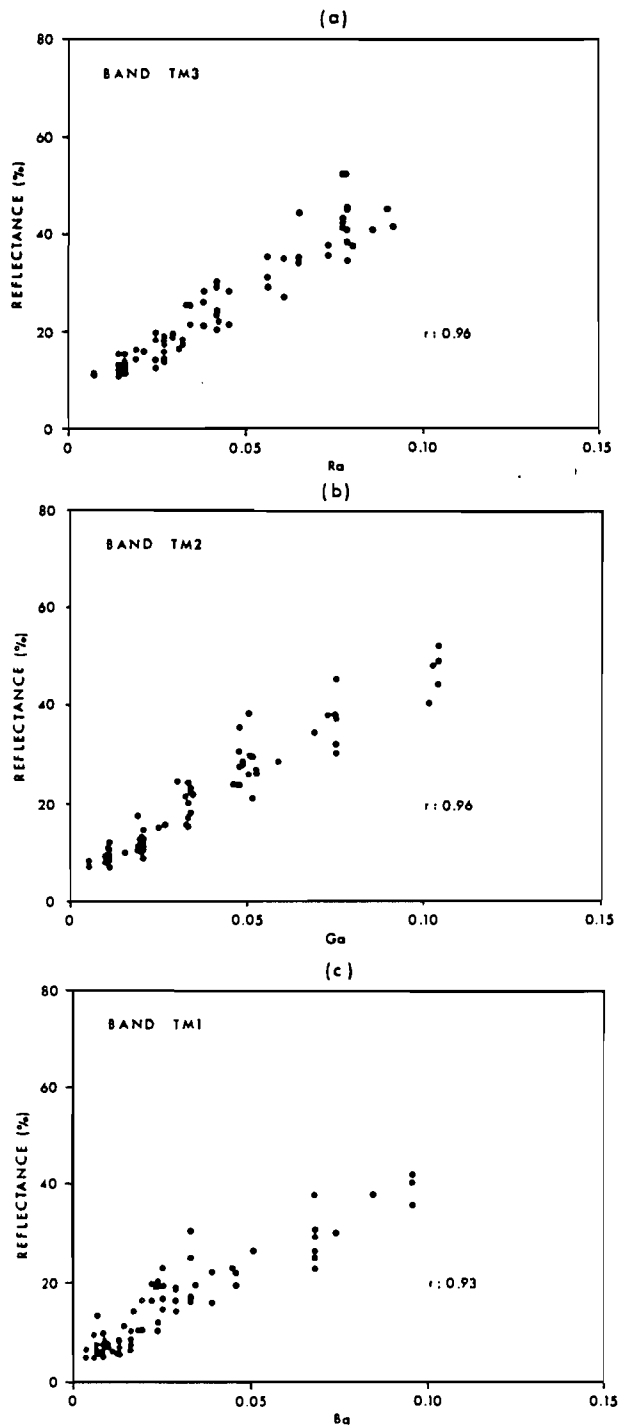


Figure 47. Corrélations observées entre la réflectance dans les 3 bandes spectrales visibles du Thematic Mapper, mesurée au laboratoire sur une série de 84 échantillons de sols, et les coefficients R_a , G_a , B_a déduits de la couleur Munsell appréciée visuellement

5.2.6 Bilan de l'utilisation de la colorimétrie

Cette étude des bases physiques des relations entre couleur et réflectance des sols dans le domaine visible, nous a conduit à des développements assez longs, au cours desquels l'application des concepts colorimétriques s'est révélée fructueuse.

Pour que la portée de ce travail ne soit pas limitée aux sols et aux couleurs de notre zone d'étude, nous l'avons basé sur les mesures en laboratoire d'une série d'échantillons de sols diversifiés des régions tempérées, arides et tropicales, à teneurs variées en matières organiques, carbonates et oxydes de fer

Le résultat principal est la mise en évidence de la *très faible fréquence du métamérisme*. Ceci permet la *modélisation du spectre visible* complet d'un échantillon à *partir de sa couleur*, ce qui a de nombreuses applications potentielles, notamment dans l'étude des relations entre couleur et composition des sols.

De plus, nous avons montré que la *couleur exprimée en notation R,G,B est très fortement corrélée avec la réflectance dans les bandes spectrales rouges, vertes et bleues*, des capteurs des satellites Landsat. Cette relation simple jette de *nouvelles bases pour l'interprétation du rôle de la couleur des sols en télédétection*, et nous l'appliquerons dans le chapitre suivant.

5.3 LES PROPRIÉTÉS SPECTRALES DES SURFACES NATURELLES

5.3.1 Problématique

Jusqu'à présent nous ne nous sommes intéressés qu'à la réflectance hémisphérique des sols mesurées au laboratoire sur de petits échantillons. On peut considérer que c'est une caractérisation des *propriétés spectrales intrinsèques* des matériaux pédologiques. La réflectance de la surface des sols fait intervenir également d'autres données, dont les conditions géométriques de sa mesure et les propriétés spectrales des composants non pédologiques.

5.3.1.1 La réflectance bidirectionnelle des sols

a) 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 (fig. 48). 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* (MEYLAN et al., 1977).

Ceci est vrai, que ces mesures soient faites sur le terrain avec des radiomètres ou des spectroradiomètres portables, ou faites par des scanners aéroportés ou embarqués sur les plateformes spatiales. Dans le cas des satellites Landsat, cet aspect géométrique est un peu simplifié, car les images sont enregistrées suivant une visée à la verticale (visée nadirale).

b) 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 (GIRARD et GIRARD, 1977; BIALOUSZ et GIRARD, 1978; CELIS-CEUSTERS, 1980; GIRARD et BIALOUSZ, 1981; GIRARD, 1982; KING, 1985; GIRARD, 1985; COURAULT, 1986; MOUGENOT et ZANTE, 1986). Les appareils les plus performants sont interfacés avec des micro-ordinateurs, et montés sur des mâts orientables à l'arrière de véhicules tous terrains permettent d'acquérir rapidement un grand nombre de données (MARJORAM et al., 1985).

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. Il faut également veiller à ce que la hauteur du radiomètre soit en rapport avec son angle de visée et les caractéristiques de la cible.

A l'issue d'un séminaire sur ce sujet, JACKSON et al. (1980) ont présenté une série de recommandations qui sont toujours d'actualité.

Hormis certains appareils qui ont des bandes étroites (15 nm), les radiomètres présentent cependant l'inconvénient d'être souvent dédié à un type précis de capteur satellitaire. Les mesures de réflectance qu'ils produisent sont des moyennes sur des bandes spectrales assez larges: 60 à 100 nm, en moyenne. Elles sont donc sensibles aux fluctuations de la composition spectrale du rayonnement incident qui sont loin d'être négligeables (voir 6.2.2.3).

Les **spectroradiomètres** sont une solution face à ces limitations (MILTON, 1987). Ils 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. 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).

En effet, la mesure spectroradiométrique se rapproche mieux des mesures de laboratoire et a beaucoup d'avantages. Elle permet de calculer la réflectance dans les bandes spectrales de n'importe quel capteur de satellite, en simulant des compositions variées du rayonnement incident. Par ailleurs, les mesures faites sur des bandes spectrales étroites, dont l'intérêt a déjà été souligné pour les sols par KONDRATYEV et FEDCHENKO (1980), semble devoir se développer avec l'apparition des lasers aéroportés (SCHREIER, 1986).

c) 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 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'HELLEN COURT, 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).

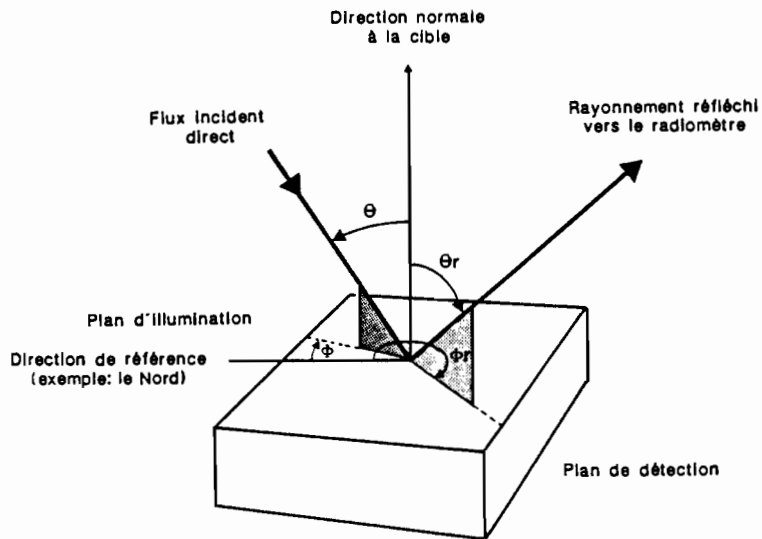


Figure 48. Les conditions géométriques de la mesure de la réflectance bidirectionnelle.

Lorsqu'on veut se rapprocher des conditions de mesures par les radiomètres des satellites à visée nadirale, le radiomètre vise la cible selon la verticale, seuls les angles d'illumination, ϕ et θ , varient alors.

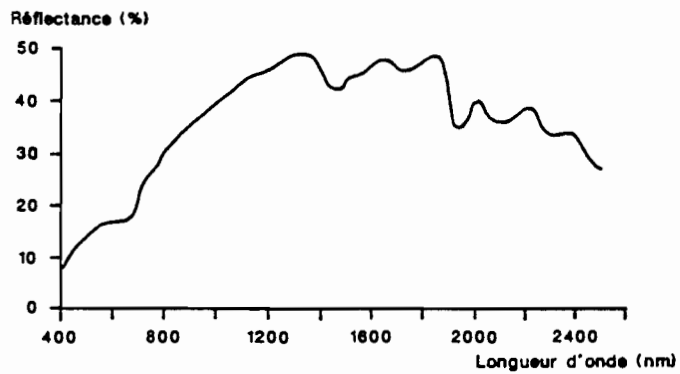


Figure 49. Courbes de réflectance spectrale de lichens couvrant les roches en région semi-aride (mesures de terrain, Ager et Milton, 1987)

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. Nous verrons que différents types de modèles tentent de rendre compte de ces effets de la rugosité.

5.3.1.2 Les composants non pédologiques: roches et végétaux

Les géologues ont réalisé de nombreuses mesures des propriétés spectrales des **roches** sur le terrain (LOUHALA, 1988), en particulier en région sédimentaire sous climat aride, c'est-à-dire comparable à la zone étudiée (BOTHOREL, 1983; CERVELLE et al., 1985a, 1985b; CERVELLE et CHOROWICZ, 1986). Les fragments de roches ou de croûtes à la surface des sols présentent généralement une patine ou un vernis d'aspect sensiblement différent de celui du matériau sain, non exposé.

L'origine de cette patine désertique (*desert varnish*) fait l'objet de discussions (DORN et OBERLANDER, 1982), mais son influence sur les propriétés spectrales de la roche est nette dans le domaine visible, elle se traduit par un assombrissement de la couleur et donc une diminution de la réflectance. Des travaux récents indiquent par contre que cette influence est faible dans le proche infrarouge (SPATZ et al., 1988).

Remarquons que les blocs et cailloux ont également pour effet de diminuer globalement la réflectance (SPIRIDINOV et al, 1971; HORWATH et al., 1985), ceci par les ombres qu'ils créent. A partir des données publiées sur les roches qui les composent et de la couleur notée sur le terrain, les propriétés spectrales des éléments grossiers peuvent donc être assez bien approchées.

Des **algues** microscopiques (de type cyanophycées, par exemple) ou des **lichens** sont souvent présents à la surface du sol et des roches. Leur densité croît des régions arides à semi-arides ou leur influence peut être prépondérante sur la signature spectrale des roches (WATSON, 1972; AGER et MILTON, 1987).

Leur courbe de réflectance est monotone et, mis à part un légère bande d'absorption vers 700 nm, elle est peu différente de celles des sols (fig. 49). Par la suite, nous avons donc négligé l'influence de ce composant peu abondant dans le milieu que nous avons étudié.

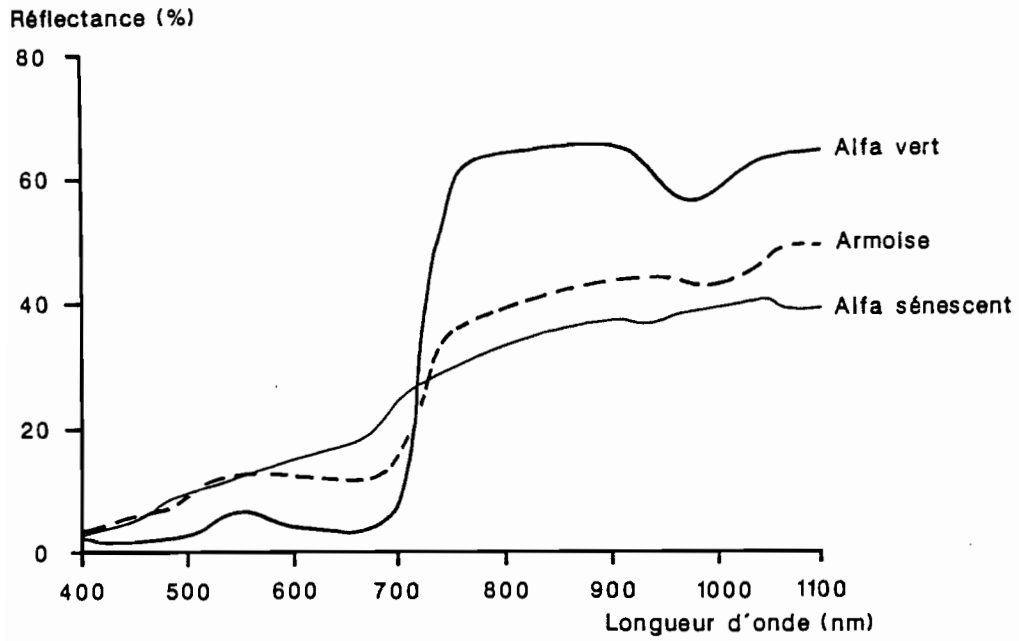


Figure 50. Courbes de réflectance spectrales de végétaux des régions arides (données spectroradiométriques de terrain, Satterwhite et Henley, 1987)

Les **végétaux supérieurs**, enfin, forment le composant biologique le plus important du point de vue de l'interaction avec le rayonnement solaire. Les propriétés spectrales des plantes et principalement des cultures, ont été et sont toujours très étudiées.

Assez rapidement, la végétation des milieux arides s'est révélée avoir un comportement spectral particulier (LONG et al., 1978). Ainsi, du fait de sa faible densité et de ses périodes d'activité photosynthétique courtes, on n'observe les propriétés spectrales caractéristiques des végétaux actifs, à savoir une réflectance faible dans le visible et forte dans le proche infrarouge, que dans certains cas très limités.

KHARIN (1974) et SATTERWHITE et HENLEY (1987) ont mesuré les courbes de réflectance de plantes arides, respectivement au Turkménistan et au Nevada. Tous deux ont utilisé un spectroradiomètre de terrain. C'est la seule méthode qui puisse prendre en compte l'effet de l'architecture de la plante. KHARIN observe en effet une diminution de réflectance de 30 à 40 % en passant de la mesure sur feuilles à la plante entière.

La fig. 50 donne l'exemple des courbes spectrales d'un peuplement d'*Artemisia tridentata*, armoise formant un buisson bas, et d'alfa, graminée également très répandue en Afrique du nord. Seul l'alfa a un comportement spectral classique pour un végétal, celui de l'armoise est nettement plus atténué. Quant aux plantes annuelles à l'état sec, elles ont un spectre très monotone qui se distingue mal de celui des sols.

Pour ce qui nous concerne, l'effet le plus remarquable des plantes des régions arides est en fait surtout un effet d'ombrage de la surface du sol (GRAETZ et GENTLE, 1982). De plus du fait de leur faible densité, les peuplements végétaux des régions arides ont des propriétés spectrales très différentes suivant l'angle d'éclairement et surtout de visée (KIMES et al., 1985).

5.3.2 Apport des modèles

Nous venons de voir que l'un des paramètres essentiels de la surface du sol du point de vue de la réflectance bidirectionnelle est 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 aux 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 réflectance d'un échantillon de sol varie inversement avec la *microrugosité*: relativement élevée pour les sols battants (BIALOUSZ et GIRARD, 1978; VAN DER HELDE et KOOLEN, 1980), elle diminue d'environ 20 % lorsque la taille des agrégats passe de 0 à 3 mm (ORLOV, 1966). A remarquer que les surfaces battantes, sont généralement loin d'être lambertiennes, car on observe un effet de réflexion spéculaire (effet de miroir) qui peut être assez marqué lorsque la surface est humide (R.D.JACKSON, commun. orale, 1987).

La *mésorugosité* est le facteur principal de variation de la réflectance bidirectionnelle (GIRARD et GIRARD, 1975). Il suffit pour s'en convaincre d'observer la surface d'un sol de steppe aride ombrée par les cailloux et/ou la végétation (voir planche 6). D'après SPIRIDINOV et al. (1981), c'est la caractéristique la plus importante pour interpréter les données de réflectance des sols en condition naturelles. L'effet général observé est une diminution de la réflectance dans toutes les longueurs d'onde.

Les résultats de GRAETZ et GENTLE (1982), obtenus sur les steppes buissonneuses d'Australie, montrent que le pourcentage d'ombre est proportionnel à la densité des éléments ombrants et à l'angle zénithal solaire. Toutefois, pour une élévation solaire donnée, cette relation n'est plus linéaire au-delà d'une certaine densité, car les ombres se recouvrent entre elles (OTTERMANN, 1981). Ces résultats ont été récemment confirmés par MIDDLETON et al. (1987) avec une série de mesures très détaillées de l'anisotropie de la réflectance de six peuplements végétaux naturels en milieu semi-aride au Texas.

Plusieurs techniques, plus particulièrement adaptées aux sols cultivés, ont été développées pour mesurer la *mésorugosité*. Le principe de base en est le relevé de la hauteur de la surface à intervalles réguliers le long de transects à travers la parcelle étudiée. Ceci a été fait avec différents systèmes à aiguilles (GIRARD et KING, 1979; ESCADAFAL, 1981b) et très récemment avec un dispositif à laser (BERTUZZI et CAUSSIGNAC, 1988). Différents modèles permettent de simuler ces effets géométriques sur la réflectance.

5.3.2.1 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. 51). 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 (fig. 52) :

$$m = a \cdot \operatorname{tg} \Theta$$

Soient R_c , la réflectance des éléments grossiers (cailloux représentés par les cubes) et R_s , la réflectance du sol qui les supporte (ces matériaux sont supposés lambertiens). La réflectance bidirectionnelle de la surface entière mesurée au nadir, R_n , est égale à la réflectance des cailloux multipliée par la fraction de surface qu'ils occupent, plus la réflectance du sol multipliée par la fraction de surface restante, moins la surface occupée par l'ombre. En effet, dans un premier temps nous supposons que cette dernière ne reçoit aucun rayonnement. En posant la taille élémentaire d'une maille, $a+l$, égale à 1, la fraction de surface occupée par les cubes, c , est égale à a^2 . On établit alors facilement la relation :

$$R_n = c \cdot R_c + R_s (1 - c (1 + \operatorname{tg} \Theta))$$

Cette relation est applicable tant que :

$$a \cdot \operatorname{tg} \Theta < 1 \quad \text{soit,} \quad \Theta < \operatorname{arc} \operatorname{tg} (1/a)$$

Pour des valeurs de Θ supérieures, la relation devient :

$$R_n = c \cdot R_c + 0.5 \cdot R_s$$

Dans ce modèle de surface on constate également que pour compenser l'effet de l'ombre, la réflectance des cailloux (cubes) doit être telle que :

$$R_c > R_s (1 + \operatorname{tg} \Theta)$$

Pour un angle solaire zénithal Θ de 45° , cela correspond à une réflectance des cailloux deux fois supérieure à celle du sol. Ceci peut être observé, par exemple pour des sols calcaires superficiels rendziniiformes (GIRARD, 1985) où la réflectance de la terre fixe est de l'ordre de 20 % alors que celle des cailloux calcaires est de 60 %. Dans ce cas, l'effet de la pierrosité est d'augmenter la réflectance.

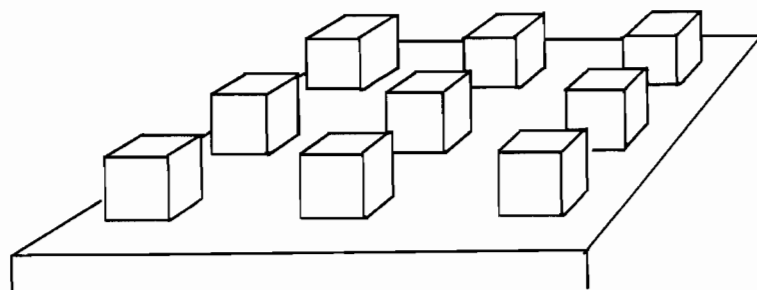


Figure 51. *Modèle de surface rugueuse à cubes équidistants.*

Pour simplifier les calculs la surface est supposée éclairée selon une des deux directions d'alignement des cubes. Les paramètres de ce modèle sont précisés sur la figure suivante.

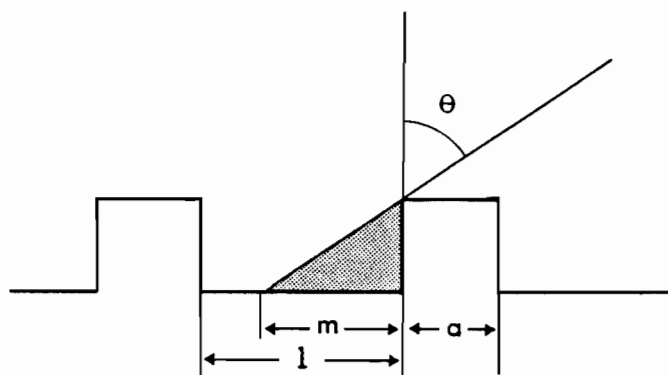


Figure 52. *Les paramètres du modèle de surface à cubes.*

• angle solaire zénithal, r : angle de visée, a : arête d'un cube, l : distance entre cubes, m : ombre portée.

Dans le cas courant des éléments grossiers de même couleur que le sol (voire plus foncés) et des sols cultivés, la rugosité se manifeste toujours par une diminution de la réflectance de la surface.

Nous avons discuté jusqu'à présent le cas d'un observateur placé au nadir. Notre modèle de surface à cubes permet également d'illustrer l'effet d'angles de visées différents. Sur la fig. 52 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.

5.3.2.2 Autres modèles de surface

D'autres modèles plus ou moins réalistes ont été proposés. Pour représenter les *touffes de végétation* à la surface des sols arides, OTTERMAN (1981) a choisi un modèle à base de cylindres, ce qui lui permet de simplifier les calculs de réflectance, puis de prendre en compte les effets anisotropiques observés en faisant des mesures multidirectionnelles (OTTERMAN et al, 1987). Le plus souvent une touffe de végétation steppique pourra être représentée par une demi-sphère, posée à plat sur le sol, où une sphère.

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.

L'auteur a mis en évidence une relation nette entre la réflectance mesurée sur les sols cultivés et le pourcentage d'ombre observé ou modélisé, dans le domaine visible. Cependant cette relation n'est pas linéaire comme le montre la fig. 53. Cette courbe exponentielle indique que la réflectance ne diminue pas aussi vite que le modèle le prévoit en supposant les ombres totalement sombres. L'auteur n'y fait pas explicitement référence, mais il s'agit là très probablement de l'effet des réflexions secondaires, les parties exposées à la lumière éclairant les parties à l'ombre, comme nous allons le voir dans le prochain paragraphe.

5.3.2.3 Modèle à réflexions secondaires

Sur les surfaces rugueuses, une fraction du rayonnement réfléchi par les zones éclairées atteint les facettes à l'ombre. La réflectance globale de la surface augmente donc dans des proportions variant, d'une part selon la configuration géométrique, et

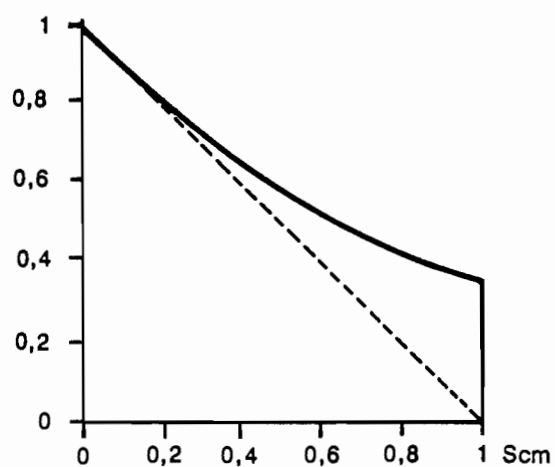


Figure 53. Relation entre le coefficient d'ombrage, Sc_m , et le facteur de réduction de la réflectance du sol, B , à 860 nm (d'après Cierniewski, 1987)

En pointillés, l'hypothèse linéaire ; en trait plein, la relation observée.

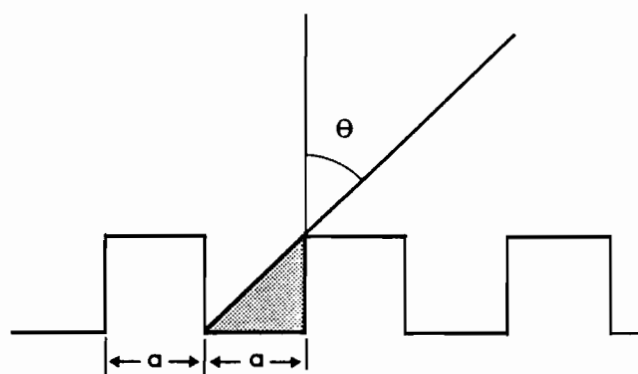


Figure 54. Configuration du modèle de surfaces à cubes utilisée pour le calcul des réflexions secondaires

d'autre part selon les réflectances respectives des différents composants. Reprenons notre modèle à cubes en le simplifiant encore en supposant que tous les composants de la surface ont la même réflectance R (fig. 54). On a alors :

$$R_n = R(1 - PO) + k \cdot R^2 \cdot PO$$

où, PO est la fraction de la surface à l'ombre, et k , ($0 < k < 1$) la fraction de rayonnement réfléchi par les parties éclairées qui atteint les parties à l'ombre. Celles-ci réfléchissent à leur tour une partie du rayonnement reçu vers le capteur. La réflectance du matériau intervient donc deux fois dans le trajet des réflexions secondaires, d'où le terme en R^2 .

Le coefficient k , varie avec la géométrie de la surface et l'angle d'éclairement et ne pourra généralement être déterminé que par l'expérimentation. Pour évaluer l'ordre de grandeur de ce coefficient k nous avons calculé la contribution des réflexions secondaires dans une configuration simple de notre modèle à cubes.

En nous inspirant d'un exemple donné par BECKER et al. (1980), on obtient $k = 0,29$ pour une surface où $a = 1$ et avec $\Theta = 45^\circ$ (fig. 54). Cette valeur est très probablement proche du maximum que l'on peut rencontrer dans la réalité. En effet, peu de surfaces réelles ont une géométrie permettant des réflexions secondaires aussi fortes que celles de ce modèle à cubes éclairé à 45° . En se plaçant toujours dans ce même cas de figure, où le pourcentage d'ombre, PO , est de 25 %, nous avons calculé l'effet des réflexions secondaires sur la réflectance R_n , de cette surface de cubes, en fonction de la réflectance R , du matériau (fig. 55).

Nous avons testé ce modèle par une expérimentation avec un petit radiomètre portable prêté par Mr. GIRARD. Un jeu de cubes en bois et un plateau support ont été recouverts d'une peinture mate d'une couleur marron qui s'approche de celle des sols. La réflectance en a été mesurée en faisant varier le nombre de cubes sur le plateau. La réflectance du matériau est de $50\% \pm 2$, et la mesure a été faite avec un angle Θ variant de $48,5$ à 52° . Les résultats sont portés sur la fig. 55. On constate que la réflectance mesurée s'écarte sensiblement de celle prévue par le modèle à cubes simple et s'apparente plutôt au modèle à réflexions secondaires. Vers 40 % de surface occupée par les cubes, la réflectance diminue moins vite, les ombres commencent à se recouvrir.

De fait, suivant ce modèle, *l'effet des réflexions secondaires n'est notable que pour les surfaces de réflectances très élevées*. Le cas des sols cultivés peut être représenté par un modèle simpliste, analogue au précédent, de sillons de section carrée orientés perpendiculairement à la direction de l'éclairement. L'effet des réflexions secondaires est alors deux fois plus important. Les résultats de CIERNIEWSKI, cités plus haut, sont plus faciles à interpréter au vu de ces simulations.

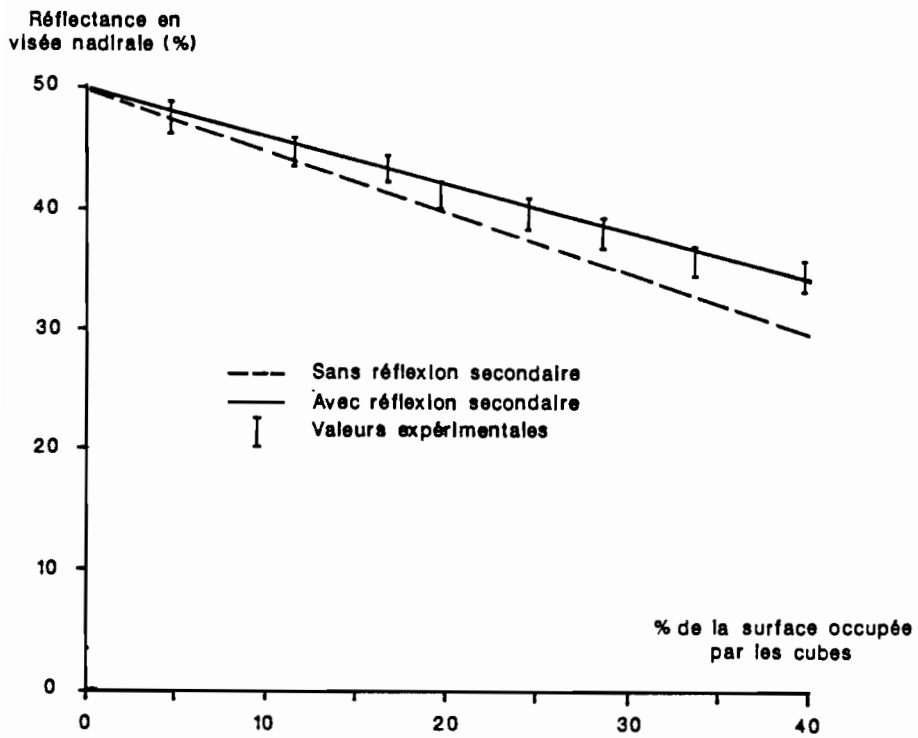


Figure 55. Réflectance d'une surface rugueuse formée de cubes:
simulations et valeurs expérimentales

La réflectance du matériau est de 50 %, la réflectance bidirectionnelle est modélisée pour un angle d'illumination de 45° et une visée nadirale.

D'autres modèles adaptés aux surfaces cultivées ont été proposés, notamment le modèle déterministe de FERENCZ et al. (1987) 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).

5.3.2.4 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 forme (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 une réflectance nadirale différente suivant son inclinaison (fig. 56).

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. Des techniques sophistiquées (méthode de Monte Carlo, par exemple) permettent de proposer des modèles plus réalistes, mais elles nécessitent de gros moyens de calcul (COOPER et SMITH, 1985).

Enfin, remarquons que nous avons jusqu'ici négligé l'effet de la fraction du rayonnement solaire parvenant au sol après avoir été diffusée par l'atmosphère. Ces effets atmosphériques seront discutés au chapitre 6.

5.3.3 La réflectance bidirectionnelle des surfaces hétérogènes

5.3.3.1 Rugosité, couleur et composition de la surface

En résumé, nous venons de voir que les deux paramètres principaux qui interviennent dans les propriétés spectrales des surfaces naturelles sont la *rugosité* et la *réflectance intrinsèque* des matériaux. Or, la méthode de description des surfaces sur le terrain que nous avons développée dans la deuxième partie (chapitre 3), permet de caractériser ces paramètres, tout au moins dans le cas de la région étudiée. En effet :

- la rugosité est due essentiellement aux buissons de ligneux bas et aux éléments grossiers. La méthode développée permet de quantifier l'abondance et la taille de ces différents éléments, en particulier des graviers et des cailloux, grâce au calcul de la *granulométrie apparente*.

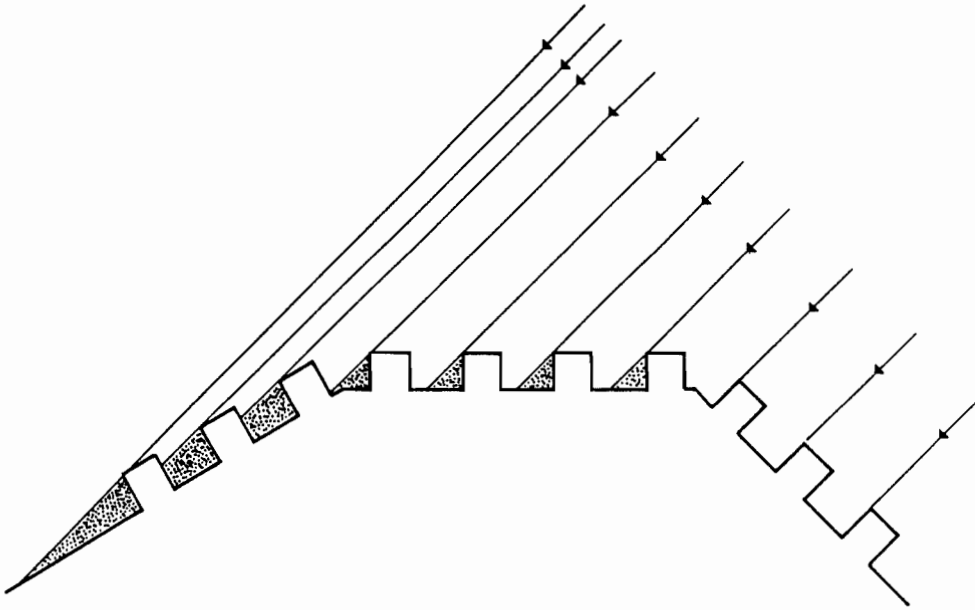


Figure 56. *Effets de la pente sur la réflectance bidirectionnelle de surfaces rugueuses.*

Suivant l'inclinaison, le pourcentage de la surface ombré varie beaucoup.

- la couleur, la texture et la composition minéralogique des différents constituants pédologiques sont prises en compte. A partir des relations mises en évidence entre *couleur et réflectance*, des données publiées sur les propriétés spectrales des minéraux et des roches, et des mesures en laboratoire, on peut ainsi estimer ou mesurer la réflectance intrinsèque des différents constituants.

5.3.3.2 Intégration de la réflectance des différents composants

La méthode d'étude de la surface des sols que nous avons utilisée permet également de *rendre compte de la réflectance de surfaces composites* grâce à son approche hiérarchisée.

L'état d'une surface complexe est considéré comme un assemblage d'**états de surface élémentaires** (ESE) dont la géométrie, la couleur et la composition sont caractérisés individuellement (voir 3.2.2). En pondérant chacune de ces variables par l'abondance relative des différents ESE, des valeurs moyennes caractéristiques de la surface entière peuvent être calculées (voir 3.2.3).

Cette approche permet d'utiliser des modèles de la réflectance des surfaces naturelles en s'inspirant des travaux réalisés par les chercheurs du CSIRO pour les milieux steppiques de l'Australie.

La première hypothèse de ces modèles est que la réflectance d'une surface composée d'un assemblage de sol nus, de voile sableux et de touffes de végétaux (par exemple) est égale à la somme des réflectances de chacun de ces composants pondérées par leur contribution au recouvrement total (RICHARDSON et al., 1975; GRAETZ et GENTLE, 1982). Ceci peut s'écrire

$$R_{\lambda} = \sum_i^h a_i \cdot r_{\lambda_i}$$

où R_{λ} est la réflectance moyenne de la surface à la longueur d'onde λ , a_i la fraction de la surface occupée par le composant i , et r_{λ_i} la réflectance du composant i à la longueur d'onde λ .

C'est le même type d'équation que celui que nous utilisons pour calculer les caractéristiques moyennes d'une surface décomposée en ESE (voir 3.2.3.2). Cette équation simple n'est en toute rigueur applicable qu'à des données de réflectance hémisphérique, et en supposant nulle l'interaction entre les composants de la surface.

En fait, nous avons vu que certaines parties sont ombrées par d'autres, mais que cet effet de la rugosité peut être calculé par différents modèles géométriques. D'où le modèle amélioré proposé par PECH et al. en 1986 qui tient compte des ombres portées. Là encore notre méthode de description fournit les données nécessaires à ces calculs: taux de recouvrement des éléments grossiers et abondance et taille des buissons.

5.4 CONCLUSION

Dans ce chapitre nous avons cherché à mettre en relation les **variables de terrain** de la surface du sol avec ses **propriétés spectrales**. Pour cela, les données de laboratoire publiées sur la *réflectance des matériaux pédologiques* ont été passées en revue et comparées avec celles mesurées sur différents échantillons de sols, et en particulier ceux provenant de la région d'application.

La *couleur* étant une variable de terrain très importante, l'étude de ses relations avec la réflectance dans le visible a été approfondie en appliquant les concepts de la *colorimétrie* aux données spectrophotométriques. Des lois simples, applicables aux *données satellitaires*, ont été mises en évidence. La réflectance des surfaces réelles fait intervenir la notion de *rugosité*. Son calcul doit également prendre en compte *l'abondance relative des différents constituants* de la surface.

La *description hiérarchisée* développée au chapitre 3 répond parfaitement à ces exigences: elle fournit des données de couleur, de granulométrie apparente, de composition minéralogique et de dimension des touffes de végétation pour chaque état de surface élémentaire (ESE). Ces données de rugosité et de comportement spectral sont utilisables dans différents modèles basés sur le calcul de moyennes pondérées de réflectance et de l'ombrage produit par les cailloux et la végétation.

La caractérisation des états de surface est donc à la base de l'interprétation des mesures de luminance fournies par les satellites sur les régions arides.

CARTOGRAPHIE DES ETATS DE SURFACE PAR TELEDETECTION

6.1 INTRODUCTION : APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE

De nombreux ouvrages traitent des notions de base de la télédétection spatiale (SWAIN et DAVIS, 1978; PAUL et al., 1982; COLWELL, 1983; JOLY, 1985 et 1986; SCHANDA, 1986) et de ses applications aux sciences de la Terre et à l'agriculture (FRAYSSE, 1980; GOETZ et ROWAN, 1981; TOWNSHEND, 1981; FOIN, 1987; GIRARD et GIRARD, 1989). Dans cette introduction, nous ne nous intéresserons donc qu'aux travaux qui concernent plus spécifiquement les sols et/ou les régions arides.

6.1.1 La télédétection appliquée aux sols

Dès les débuts de la télédétection spatiale civile, qui remontent essentiellement au lancement du premier Landsat en 1972, les pédologues ont cherché à utiliser la nouvelle vision des sols apportée par les images satellitaires.

Une *première approche* a consisté à comparer des cartes de sols, levées indépendamment, avec des images ayant subi différents traitements. Cette approche très empirique a donné des résultats contradictoires suivant les milieux d'application: décevants en Basse Angleterre (EVANS, 1979), ils ont été jugés plutôt encourageants aux U.S.A. (MATHEWS et al., 1973; WEISMILLER et al., 1977; IMHOFF et al., 1982).

TABLEAU 14. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES SATELLITES DE LA SÉRIE LANDSAT.

Satellites	Landsat 1 à 3	Landsat 4 et 5
Masse totale	900 kg env.	1941 kg
Altitude moyenne	908 km	700 km
Inclinaison	99,6°	98,2°
Période	103 mn	99,8 mn
Heure de passage	9 h 30	9 h 40
Durée du cycle orbital	18 jours	16 jours
Capteurs embarqués	MSS et RBV	MSS et TM

Assez rapidement s'est développée une *deuxième approche*, cherchant à déterminer quels sont les paramètres intervenant dans la discrimination des sols d'après la mesure du rayonnement qu'ils réfléchissent.

Dans le cas des sols couverts par la végétation, celle-ci peut révéler indirectement certaines propriétés des sols, comme le régime hydrique lié à la texture, par exemple (GIRARD et GIRARD, 1975, 1977a; GIRARD, 1977; THOMPSON et al., 1981).

Dans le cas des sols nus, ce sont les caractéristiques de leur surface qui déterminent la composition du rayonnement réfléchi vers le capteur du satellite (GIRARD et GIRARD, 1977b; ESCADAFAL et MTIMET, 1981; ESCADAFAL et HAMZA, 1982; GIRARD, 1985). On a cherché alors à déterminer les "signatures spectrales" des sols pour tenter de caractériser les sols nus (MAY et PETERSEN, 1975; STONER et al., 1980b; GIRARD et BIALOUSZ, 1981). Cette notion de télédétection de la surface a ensuite été étendue à d'autres milieux par DOSSO et al., (1983) et BRUNEAU et KILIAN (1984).

Les travaux récents tentent de combiner l'interprétation du signal sur des bases physiques avec la connaissance du terrain et des lois d'organisation de la couverture pédologique qu'a le thématicien (GIRARD et ROGALA, 1979; GIRARD, 1981; POUGET et al., 1984; KING, 1985 ; MULDER, 1987).

C'est sous climat aride que la télédétection des sols s'est particulièrement développée, car ils y sont très peu couverts par la végétation. De plus les satellites ont acquis de nombreuses images dans ces régions à cause de la faible couverture nuageuse (KORNBLAU et CIPRA, 1983; ESCADAFAL, 1984; HORWATH et al., 1985; EPEMA, 1986).

6.1.2 Télédétection des milieux arides

Comme nous venons de le souligner ces régions sont facilement observées par les satellites, elles ont été parmi les premières à être étudiées depuis l'espace. La télédétection spatiale répond de plus à un besoin important de cartographie à petite échelle de ces vastes régions, souvent peu connues (ESCADAFAL, 1982; PONCET, 1986; ABDELHADY, 1987).

En particulier dans le cas des ressources végétales, difficiles à évaluer par les méthodes classiques, la télédétection est rapidement apparue comme un outil privilégié (LACAZE, 1975; BONNER, 1982; GRAETZ et al., 1982; MCGRAW et TUELLER, 1983), qui est toujours d'actualité (LACAZE et al., 1985; LACAZE et LAHRAOUI, 1987).

Parmi les autres paramètres étudiés, l'*albédo de surface* est un des plus importants. C'est le rapport entre le rayonnement réfléchi par la surface et le rayonnement incident, dans tout le domaine spectral visible.

**TABLEAU 15. CARACTÉRISTIQUES DES CAPTEURS
ÉQUIPANT LES SATELLITES
DE LA SÉRIE LANDSAT.**

CAPTEUR MULTI SPECTRAL SCANNER (MSS)
<p>Bandes spectrales : canal 4 : 500 à 600 nm canal 5 : 600 à 700 nm canal 6 : 700 à 800 nm canal 7 : 800 à 1100 nm</p> <p>Largeur au sol du champ instantané de vision : 79 m</p> <p>Champ total d'observation au sol : 185 km</p>
CAPTEUR THEMATIC MAPPER (TM)
<p>Bandes spectrales : canal 1 : 450 à 520 nm canal 2 : 520 à 600 nm canal 3 : 630 à 690 nm canal 4 : 760 à 900 nm canal 5 : 1550 à 1750 nm canal 6 : 10,4 à 12,5 μm canal 7 : 2080 à 2350 nm</p> <p>Largeur au sol du champ instantané de vision : 30 m (canal 6 : 120 m)</p> <p>Champ total d'observation au sol : 185 km</p>

Ses variations sont particulièrement fortes dans les régions arides, dont la dégradation se traduit le plus souvent par une augmentation de l'albédo (ROBINOVE, 1981). Plusieurs auteurs ont donc cherché à mesurer ces variations par télédétection (FRANK, 1984b; COUREL, 1985). Les effets climatiques qui en découlent sont soupçonnés d'être très importants, bien que leur nature exacte soit discutée (JACKSON et al., 1975; OTTERMANN, 1977).

Dans le même ordre d'idée, les données Landsat ont été utilisées pour suivre l'évolution de la couverture végétale et en déduire des potentialités agropastorales (BYRNE et al., 1980; FRANK, 1984a; WARREN et HUTCHINSON, 1984; FORAN, 1987). Les indices de végétation mis au point sur les grandes cultures ont par contre le plus souvent été mis en défaut dans les régions arides. Aux densités les plus faibles, le couvert végétal n'est pas détectable par cette technique (LONG et al., 1978). Pour les couverts incomplets, l'influence des sols est très importante (HEILMAN et BOYD, 1986).

Dans l'ensemble ces travaux ont utilisé différentes approches, mais peu se sont basés sur l'interprétation de l'interaction du rayonnement avec la surface des sols. C'est ce point de vue que nous développerons dans ce chapitre.

6.2 LES MESURES FOURNIES PAR LES SATELLITES

Les caractéristiques des satellites Landsat et de leurs capteurs sont récapitulées dans les tableaux 14 et 15 (CASSANET, 1985).

Grâce à leur orbites *héliosynchrones*, ils assurent une couverture complète de la Terre en 16 ou 18 jours, avec un enregistrement des images à la même heure solaire. Pour les latitudes non nulles, cela correspond à des *élevations solaires variant en fonction des saisons*.

6.2.1 Les données-images des satellites Landsat

Les radiomètres de Landsat sont pointés vers le nadir, mais compte tenu de leur angle de balayage, l'angle de visée varie en fait de part et d'autre de la trace ($\pm 5,8^\circ$ pour Landsat 1 à 3, et $\pm 7,4^\circ$ pour Landsat 4 et 5). Le rayonnement qui atteint les capteurs équipant ces satellites est séparé en différentes bandes spectrales plus ou moins larges par un dispositif de filtrage optique. Le choix de ces bandes dépend essentiellement de la transmission atmosphérique.

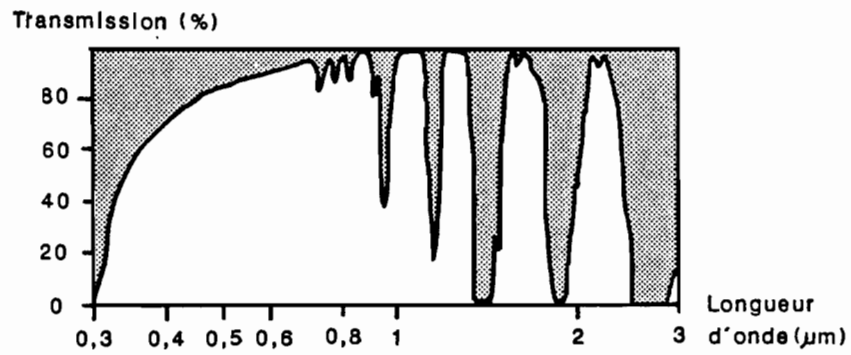


Figure 57. Les "fenêtres" atmosphériques: transmission d'une atmosphère standard (d'après Deschamps et al. 1981)

En effet, à cause des nombreux pics d'absorption dus à la vapeur d'eau, l'atmosphère ne peut transmettre le rayonnement que dans certains domaines spectraux, les *fenêtres atmosphériques*..(fig. 57). Les bandes les plus utilisées sont celles du visible et du proche infrarouge (400 à 1100 nm), elles correspondent à la fois à un domaine où les propriétés spectrales des objets terrestres sont bien connues, et au maximum de l'éclairement solaire. Le domaine de l'infrarouge de courte longueur d'onde est exploré par le Thematic Mapper.

Les capteurs des satellites Landsat sont des *radiomètres imageurs* qui produisent des signaux électriques sous l'action du rayonnement électromagnétique provenant de la terre. L'intensité des signaux dépend de la luminance énergétique de la cible observée. Par construction on cherche à obtenir des capteurs dont le signal est linéairement proportionnel à la luminance.

Les radiomètres à balayage des Landsat mesurent la luminance le long de lignes sous la trace du satellite. L'ouverture du dispositif optique détermine le *champ de visée instantané* et donc la taille au sol de la tache observée (l'altitude du satellite est constante). Le long de la ligne balayée, les mesures sont échantillonnées de façons à être jointives.

Dans l'image ces mesures seront représentées par des *pixels* (picture elements), en pratique ces deux notions sont souvent confondues, ce qui amène à parler de taille du pixel pour caractériser la résolution spatiale du capteur. L'ensemble des mesures, est transmis vers les stations de réception qui les traitent et les ordonnent pour produire les images numériques qui sont le plus souvent codés sur 8 bits, soit 255 niveaux digitaux (ou comptes numériques).

6.2.2 Relations entre réflectance au sol et luminance mesurée par satellite

6.2.2.1 La luminance

Les définitions exactes de tous les termes utilisés en télédétection se trouvent en particulier dans le dictionnaire de PAUL et al.(1982). En simplifiant, on peut proposer la *définition pragmatique* suivante :

Luminance (mesurée par un radiomètre imageur): quantité d'énergie reçue par le capteur dans la direction de la cible visée à un instant donné. Elle est donc mesurée dans le champ de visée instantané et caractérise un pixel.

Les radiomètres de Landsat fonctionnent dans différentes *bandes spectrales*, chacun des canaux fournit donc des mesures de **luminance spectrale** , sous forme de

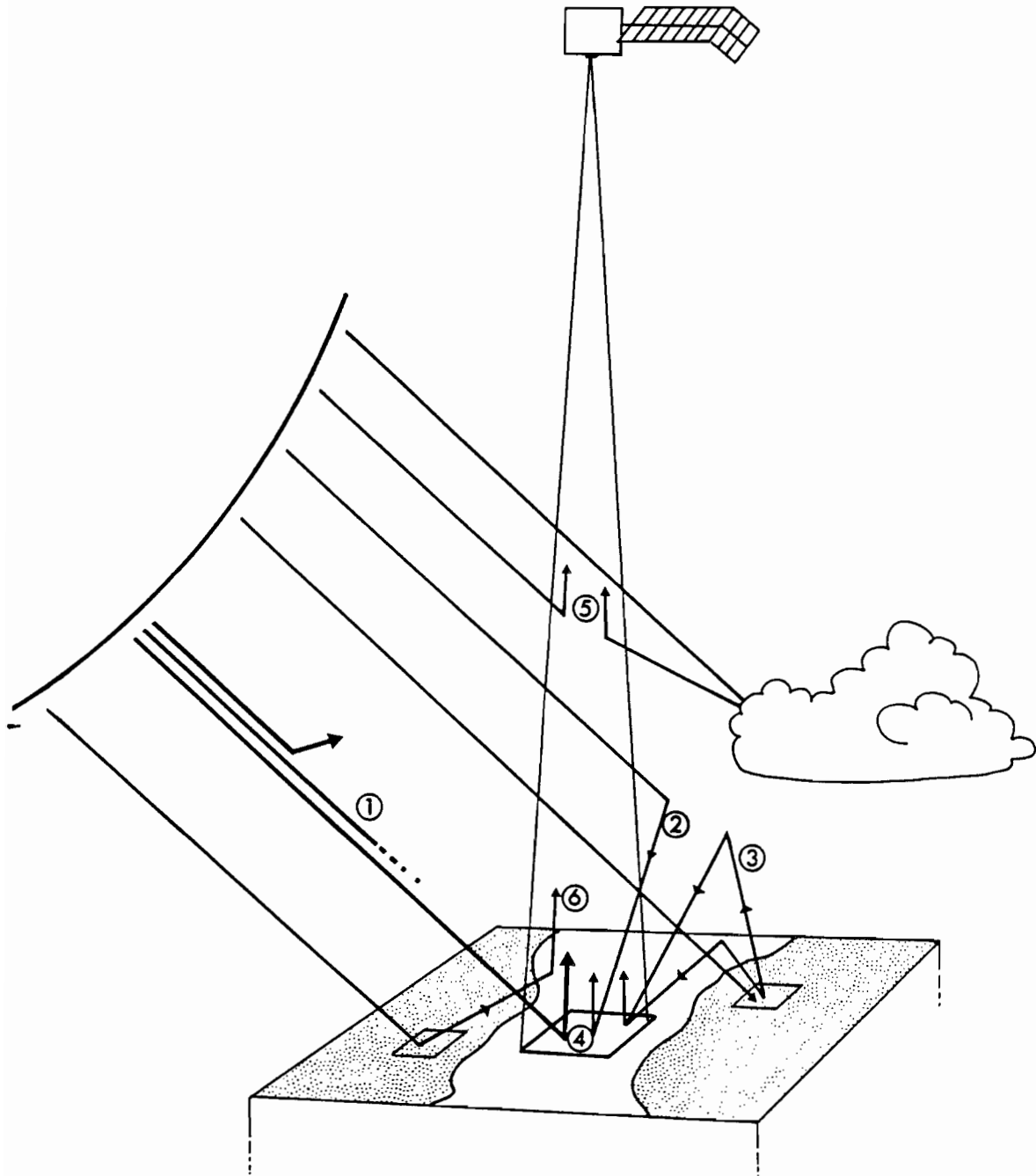


Figure 58. Schéma des principales interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère et de leurs effets sur la luminance mesurée par les satellites (adapté de Deschamps et al., 1985)

A cause de l'absorption et de la diffusion par l'atmosphère, seule une fraction du rayonnement solaire direct (50 à 80 %) parvient à la cible (1). Par contre la cible est aussi éclairée par le rayonnement diffusé par l'atmosphère (2) ou piégé ("trapping") entre la surface et l'atmosphère (3).
Quant au rayonnement mesuré par le capteur du satellite, il ne provient pas exclusivement de la cible (4), mais aussi de façon diffuse de l'atmosphère (5) et du voisinage (6).

comptes numériques. La calibration de chaque capteur est faite dans les différents canaux avant le lancement, puis en vol par un dispositif interne et par visée sur des sites de réflectance connue. A partir de ces informations, il est possible de convertir, pour chacun des canaux, les comptes numériques en unités de luminance énergétique ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$).

Les relations entre luminance et réflectance sont précisées par les définitions proposées par les physiciens (BECKER et al., 1980). Globalement, la luminance d'une surface varie en fonction de l'éclairement reçu et de sa réflectance. Mais lorsqu'elle est mesurée depuis l'espace d'autres facteurs interviennent. Nous en retiendrons ici les conséquences pratiques en distinguant d'une part les aspects géométriques, et d'autre part l'influence de l'atmosphère.

6.2.2.2 Géométrie de la mesure

Dans les longueurs d'onde utilisées, la luminance d'une cible dépend en premier lieu de la quantité d'énergie reçue, donc de l'*élévation solaire*.

Nous avons vu que les aspérités à la surface des sols créent des ombres; c'est l'origine d'un deuxième type d'effet de l'élévation solaire, très net dans le cas des zones arides à végétation éparse (HUETE, 1987).

L'orientation de la cible, qui dépend de la topographie, intervient également sur l'énergie reçue mais aussi sur celle réémise vers le capteur (CAVAYA et al., 1984; ROYER et al., 1985), en particulier à cause de l'influence de la rugosité (voir 5.4.2).

Ces aspects géométriques sont donc essentiels et doivent absolument être pris en compte lors de l'interprétation des données images sur des régions à relief marqué (HOLBEN et JUSTICE, 1980; BLAMONT et MERING, 1987).

6.2.2.3 Effets atmosphériques

Ils interviennent d'une part dans le *trajet du rayonnement entre le soleil et la surface du sol*. La composition du rayonnement qui l'atteint dépend en effet des phénomènes de diffusion et d'absorption par les gaz et les particules en suspension.

Pour un état de l'atmosphère donné, ceux-ci sont d'autant plus importants que le trajet du rayonnement solaire à travers l'atmosphère est plus long. Aux faibles élévations solaires cela se traduit par un enrichissement relatif en rayonnement rouge (600 à 700 nm) et une très forte diminution du rayonnement bleu (380-480 nm) (CONDIT, 1972).

Dans le *trajet de la cible au capteur*, le rayonnement réfléchi interagit également avec l'atmosphère. A cette altération du signal s'ajoute le "bruit" dû, d'une part au fait qu'une partie du rayonnement reçu par la cible est diffus, d'autre part surtout au fait qu'une fraction du rayonnement reçu par le capteur ne provient pas directement de la cible, mais de son environnement ou de l'atmosphère.

L'importance de cette influence de l'atmosphère sur les mesures obtenues par satellite a été soulignée dans de nombreux travaux (OTTERMAN et al., 1980; OTTERMAN et ROBINOVE, 1981; KOWALIK et al., 1983).

DESCHAMPS et al. et TANRE et al. ont proposé en 1981 une vue d'ensemble de ces divers effets (voir fig. 58), en soulignant l'impact des aérosols, fréquents dans l'atmosphère des régions arides. A la suite de cette étude, ces auteurs ont développé un logiciel simulant les ces effets pour différents capteurs et différents états de l'atmosphère (DESCHAMPS et al., 1985). Des modèles globaux des interactions multiples en jeu ont été développés par les physiciens de l'atmosphère (voir DINER et MARTONCHIK, 1984, p.ex.), mais ils sont très complexes. Diverses méthodes approchées permettent néanmoins de corriger partiellement ces effets (SLATER et JACKSON, 1982; FORSTER, 1985; CHAVEZ, 1988).

La difficulté vient du fait que dans la plupart des cas on ne dispose pas de données suffisantes pour préciser l'état de l'atmosphère au moment précis de l'enregistrement de l'image par le satellite (ROBINOVE, 1982). Ce problème se pose avec acuité lorsqu'on veut comparer les luminances enregistrées à des dates différentes, donc avec des états de l'atmosphère différents. Finalement, c'est principalement à cause de ces effets atmosphériques que la luminance ne peut être directement convertie en réflectance au sol.

6.3 RELATIONS LUMINANCES-CARACTÉRISTIQUES DES SURFACES

Les considérations précédentes conduisent à un certain pessimisme quant à la possibilité de tirer des informations des images satellitaires sur la réflectance et les caractéristiques de la surface des sols. C'est pourtant notre objectif.

6.3.1 Hypothèses simplificatrices retenues

Suivant les cas, les différents phénomènes évoqués ci-dessus interviennent sur la luminance à des degrés divers. Ainsi, lorsque la teneur de l'*atmosphère* en aérosols s'accroît, on observe une perte de contraste entre pixels voisins. La mesure de ce phénomène est même à la base d'une méthode d'évaluation de cette teneur (TANRE et al., 1987).

En choisissant parmi les images disponibles celles qui ont un *contraste élevé*, on s'assure donc que leur qualité est peu altérée par la diffusion atmosphérique. Celle-ci n'est alors notable que dans les courtes longueurs d'onde (TANRE, 1982). Ce type de situation est rencontré par temps clair et calme, ce qui correspond également à une réflectance atmosphérique relativement faible et constante sur toute l'image.

Les effets *géométriques* sont surtout importants dans les zones accidentées. Dans les régions à faible relief, ils peuvent être négligés (KOWALIK et al., 1982), sauf dans le cas de surfaces à réflectance bidirectionnelle très sensible aux effets angulaires (cas de plantations d'arbres alignés selon une direction principale, par exemple).

De fait, de nombreux travaux ont montré que, dans les conditions favorables évoquées, la luminance mesurée depuis l'espace est toujours très fortement corrélée aux données radiométriques de terrain (CIPRA et al., 1980; MARSH, 1980; THOMPSON et al., 1983; FORAN et PICKUP, 1984; LOUHALA, 1988). *Les valeurs de luminance varient alors comme la réflectance bidirectionnelle.*

Nous allons voir que notre étude des relations luminances-données de terrain se place dans un contexte où ces hypothèses simplificatrices sont applicables.

6.3.2 Les données utilisées

6.3.2.1 Données images

Pour pouvoir appliquer les hypothèses simplificatrices retenues à la région de Tataouine, nous avons choisi les images les plus contrastées enregistrées à une période qui corresponde aux conditions d'observation de terrain. Celles-ci ont été faites au printemps sur des surfaces à l'état sec.

a) l'image MSS sélectionnée

Les données MSS Landsat ont été les premières images de télédétection disponibles, en particulier sur la région étudiée. C'est donc ce type d'images que nous avons utilisé dans une première étape de notre étude. Parmi les images enregistrées sur la scène couvrant la région de Tataouine (trace 205 et rang 37), nous avons retenu celle du 4 avril 1981, acquise par temps clair (visibilité au sol très élevée, absence de brume ou de nuages).

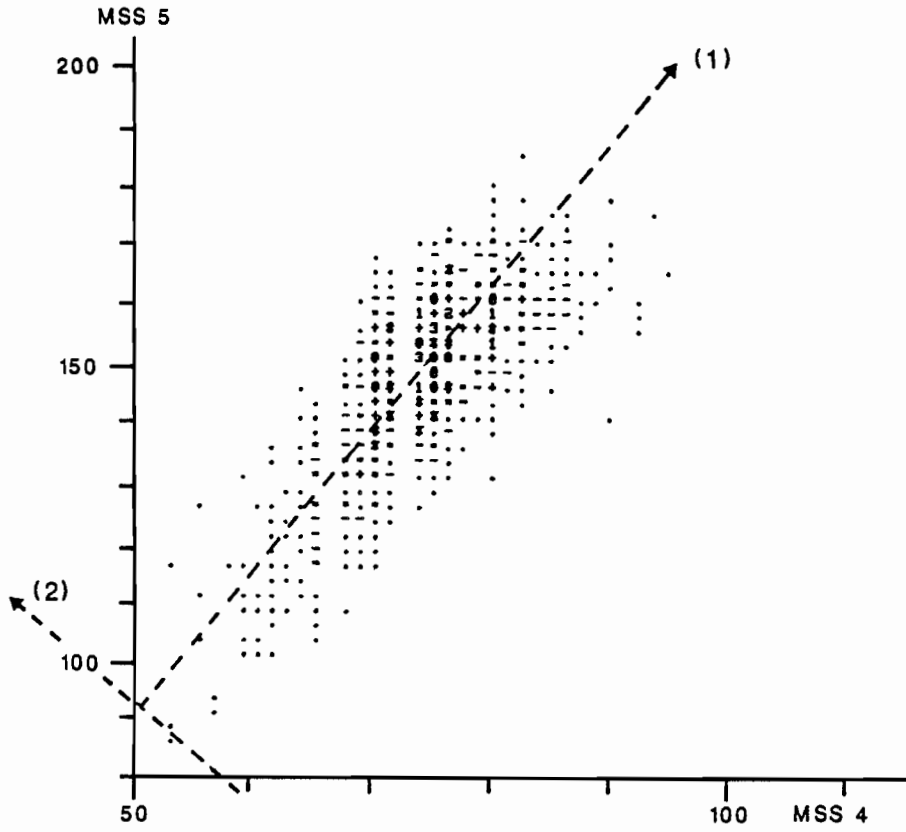


Figure 59. Histogramme bidimensionnel des canaux 4 et 5 de l'image MSS

Cette paire de canaux est la moins corrélée. Deux axes orthogonaux ont été définis: (1) la "droite des sols" et (2) la "droite de la rougeur".

A cette date, les sols sont à l'état sec, le dernier épisode pluvieux remontant à plusieurs semaines, d'après les données météorologiques recueillies sur place. L'élévation solaire est d'environ 45°. La caractéristique la plus remarquable des données de cette image est le fait que les 4 canaux sont tous très corrélés entre eux.

Ainsi, le coefficient de corrélation linéaire entre les canaux MSS5 et 7 est de 0,95, contre 0,82, coefficient le plus faible, entre MSS4 et 5 (fig. 59). Cette caractéristique est exactement opposée à celle observée sur les images de télédétection des zones à végétation dense et active, où les canaux MSS5 et 7 sont toujours les moins corrélés. Elle a également été notée dans d'autres milieux arides à végétation steppique éparse (GRAETZ et GENTLE, 1982).

b) l'image Thematic Mapper

Plusieurs travaux récents ont souligné l'intérêt de la nouvelle génération d'images produites par le capteur Thematic Mapper des satellites Landsat 4 et 5, pour la cartographie des sols et des formations superficielles (THOMPSON et al., 1984; THOMPSON et HENDERSON, 1984), tout particulièrement dans les régions arides (JONES, 1986; MULDER et EPEMA, 1986; DAVIS et BERLIN, 1987).

Nous avons testé ce type de données sur la zone étudiée, dans le cadre d'un projet pilote de l'Agence Spatiale Européenne (ESCADAFAL et POUGET, 1987b). Acquis le 5 août 1984, l'image fournie couvre le quart sud-ouest de la scène 205-37, soit 90x90 km. A cette date les sols sont très secs; mais enregistrée par temps calme, cette image ne paraît pas altérée par des effets atmosphériques liés aux poussières (contraste élevé).

Sur le plan des valeurs de luminances, les canaux à bande spectrale comparables à celles du MSS sont corrélés de la même façon, en particulier TM3 et 4, homologues de MSS5 et 7. Par contre, les nouveaux canaux ne sont pas redondants, et TM1 et TM7 apportent une information nouvelle, comme en témoignent les histogrammes bidimensionnels de la planche 8.

6.3.2.2 Méthodes d'échantillonnage

Dans notre approche, l'interprétation des luminances spectrales mesurées par Landsat est basée sur leur comparaison avec les caractéristiques de la surface des sols. Il est bien entendu impossible de faire une comparaison exhaustive, il faut donc procéder à un échantillonnage.

Les informations de terrain sont essentielles à l'interprétation des données de télédétection (TOWNSHEND, 1981), pourtant elles sont souvent été négligées en estimant qu'elles sont faciles à obtenir à partir de documents existants (voir par

PLANCHE 8 - HISTOGRAMMES BICANAUX DE L'IMAGE LANDSAT TM

Ces histogrammes ont été calculés pour la partie de l'image qui couvre la cuvette de l'Oued Dekouk (voir photo centrale de la planche 9). La densité de points est croissante vers le centre du nuage.

a) Les deux canaux du domaine visible TM1 et TM3 sont relativement peu corrélés et l'histogramme montre plusieurs populations de pixels.

L'étude colorimétrique a montré que cette paire de canaux est celle qui permet la meilleure discrimination des surfaces d'après leur couleur (voir chap. 5).

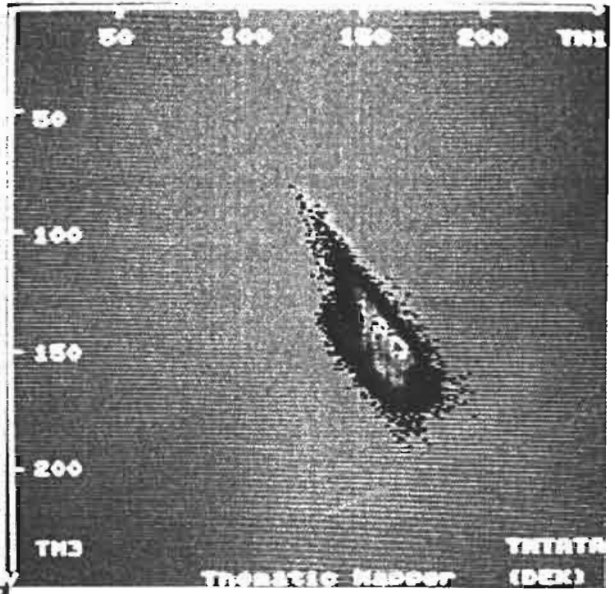
b) Au contraire les canaux, TM3 (rouge) et TM4 (proche infrarouge), sont la paire de canaux la plus corrélée. Ceci est dû à la quasi absence de végétation verte.

Seuls quelques points s'éloignent du nuage fusiforme, ils correspondent aux touffes de *tamarix* qui forment une étroite bordure verte le long de l'oued, vers le centre de la cuvette.

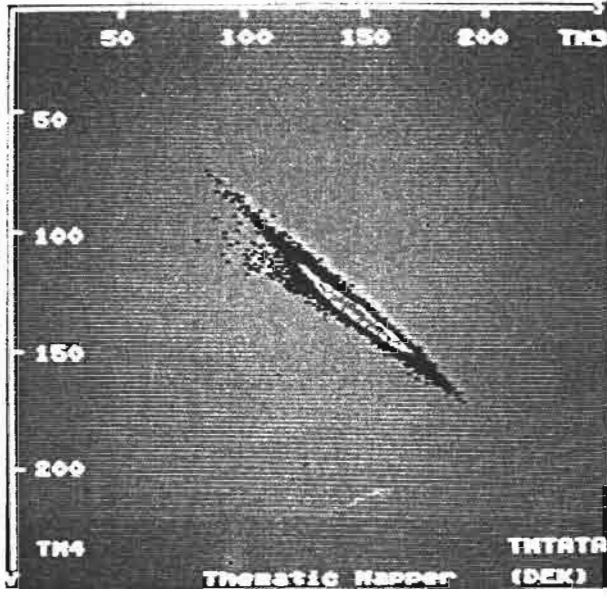
c) La protubérance verticale dans l'histogramme est formée de l'ensemble de points dont la luminance est faible dans le canal 7 (infrarouge moyen) et forte dans le visible (surfaces claires).

Ici, il s'agit de la terrasse gypseuse qui occupe le centre de la cuvette est apparaît en cyan sur la photographie au centre de la planche suivante. Ceci illustre la discrimination des surfaces d'après leur minéralogie grâce au canal 7 du Thematic Mapper.

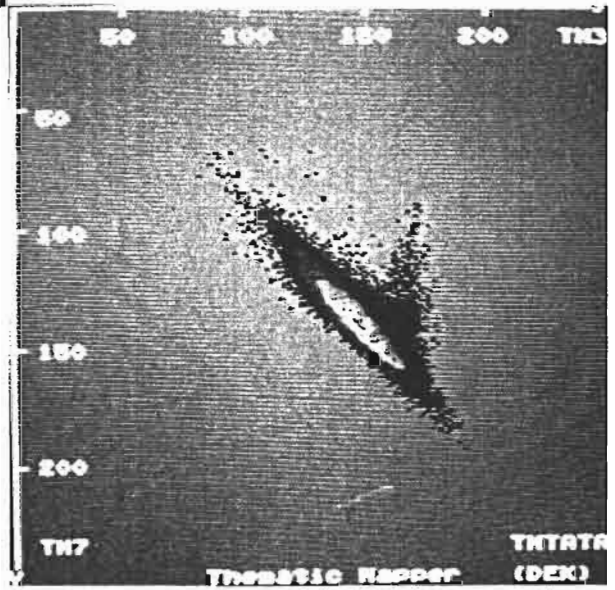
a



b



c



exemple l'étude de KARASKA et al., 1986, qui se base sur une carte de la végétation réalisée 7 ans avant l'image utilisée).

De graves erreurs ont résulté d'une telle attitude, ainsi par exemple HELDEN et STERN (1980) ont interprété une image de la région de Médenine en Tunisie (voir pl. 1), en termes de désertification. Les zones qu'ils qualifient de "désertisées" sont en fait les plages de végétation les plus denses.

Les méthodes d'échantillonnage ont été abordée sur le plan théorique notamment dans le cas de l'utilisation des données de télédétection à des fins statistiques, soit en milieu agricole (ANDRIANASOLO, 1988), soit en milieu urbain (MICHEL, 1988). Dans ce cas, la taille et le nombre d'échantillon peuvent être calculés en fonction de la résolution spatiale du capteur et de la précision recherchée (GENDEREN et al., 1978; HALLUM et PERRY, 1984; CURRAN et WILLIAMSON, 1985, 1986; WOODCOCK et STRAHLER, 1987).

Ces auteurs ont souvent fait remarquer que ces calculs conduisent à prévoir un nombre très élevé d'observations, dont la qualité ne peut plus alors être assurée à cause des contraintes matérielles. De façon très pragmatique, STEVEN (1987) résume les points essentiels dans la stratégie de collecte des données de terrain :

- les zones-test doivent être *localisées avec précision* dans l'image et sur le terrain,
- elles doivent être choisies dans des zones spectralement homogènes,
- les observations de terrain doivent être accordées avec la date d'enregistrement de l'image ,
- enfin, et c'est le point le plus important : *il faut choisir les variables de terrain les plus appropriées pour rendre compte de l'interaction rayonnement-surface.*

Nous avons suivi cette démarche, en limitant le nombre des zones tests dans l'image par une stratification de l'échantillonnage selon les unités morpho-pédologiques (voir chap. 2). L'homogénéité spectrale de chacune d'elle a d'abord été estimée visuellement au moment de leur délimitation sur les compositions colorées affichées à l'écran, puis vérifiée par le calcul de la variance dans chacun des canaux. La planche 9 illustre cette méthode de zonage.

6.3.2.3 Données de terrain

Nous venons de rappeler que dans beaucoup d'études de télédétection la sophistication des traitements d'image contraste avec la pauvreté des données de terrain. Dans notre démarche de thématicien nous avons cherché à prendre le contre-pied de cette tendance en caractérisant les zones tests sur le terrain le mieux possible. Cela signifie

PLANCHE 9 - COMPOSITIONS COLOREES ET ZONAGE SUR L'IMAGE LANDSAT TM

Les compositions colorées sont un moyen rapide et efficace de visualiser simultanément 3 canaux différents. Chacun d'eux est affiché dans l'une des 3 primaires: rouge, vert et bleu. Par synthèse additive on obtient une large gamme de couleur.

a) Visualisation des canaux 1,2,et 3 de la partie de l'image couvrant le pédopaysage des formations liasiques (512x512 pixels, soit environ 15x15 km). La planche 12 couvre cette même zone.

En orangé, les surfaces de sable fin éolien ; en blanc les glacis à crôte gypseuse affleurante ; en gris foncé, les dépressions à végétation assez dense (chaumes dans les dayas cultivées, plantes halophytes dans les dépressions salées).

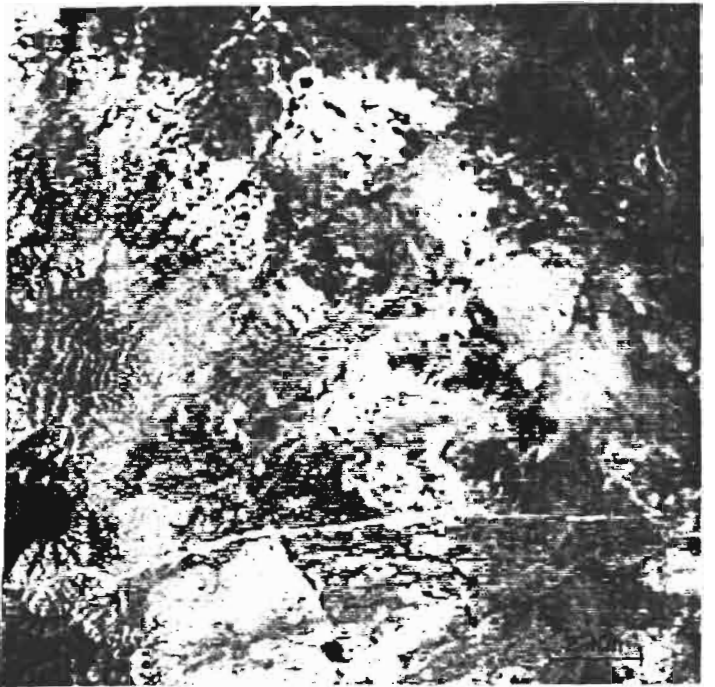
b) Visualisation des canaux 1,3 et 7 ; zone de la cuvette de l'Oued Dekouk (1024x1024 pixels, soit 30x30 km).

Les sables apparaissent ici en jaune et le gypse en cyan. Les formations limoneuses sont grises. La table dolomitique disséquée par un réseau hydrographique ennoyé par les sables apparaît clairement dans le quart NE.

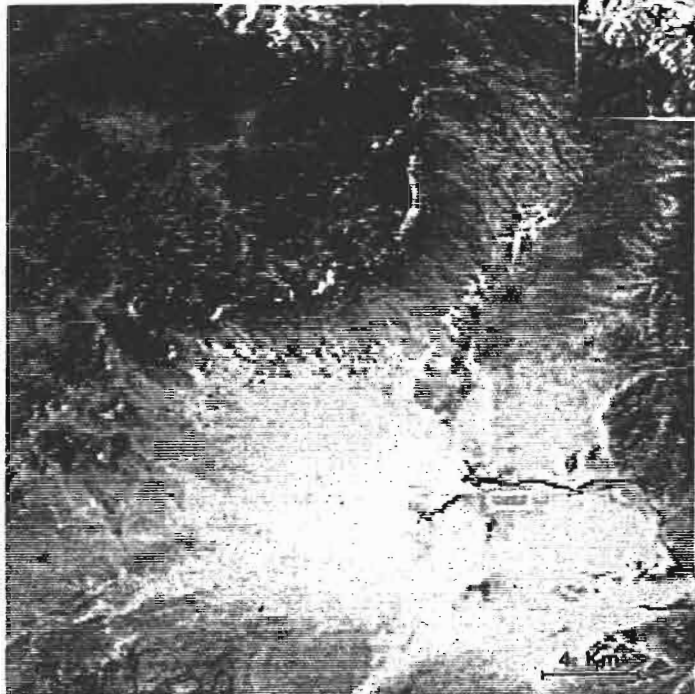
c) Composition colorée en couleurs "naturelles" (TM1 en bleu, TM2 en vert et TM3 en rouge) d'une partie de la zone précédente (7,5x7,5 km environ).

L'image affichée en pleine résolution est comparable à une photographie aérienne en couleurs. Les aspects du paysage remarquables sur le terrain y sont bien reconnaissables : falaises, collines, ravines, oueds, et cultures derrière les jessours (petits barrages en pierre, voir ch.1 et photo 1, pl.2).

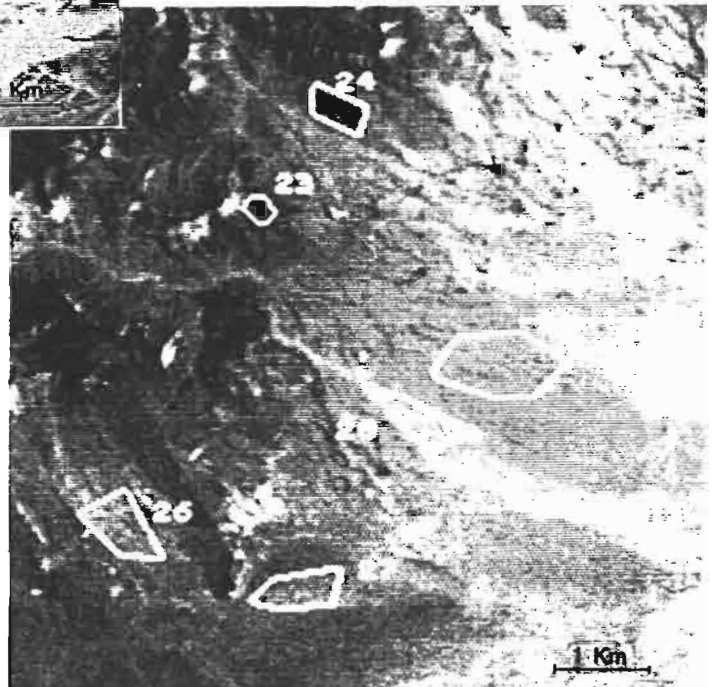
Le repérage des zones test y est donc facile. Celles que nous avons définies apparaissent ici cerclées de blanc. Le logiciel de traitement d'image permet ensuite d'établir, par zone, les statistiques des valeurs de luminance pour les différents canaux.



a



b



c

tenter de *prendre en compte l'ensemble des variables* intervenant dans l'interaction du rayonnement avec la surface, compte tenu des contraintes matérielles.

Au cours du chapitre précédent, les principales de ces variables ont été discutées. Finalement notre méthode de description (voir chap.3) est apparue bien adaptée à la caractérisation des surfaces du point de vue de la modélisation de la réflectance bidirectionnelle. Elle répond par ailleurs aux recommandations très générales pour la description des cultures et des sols en télédétection (CILHAR et al., 1987), en apportant une méthode précise et des données quantifiées.

Nous avons donc cherché à utiliser les données collectées sur le terrain (voir 3.3) pour définir les états de surface correspondant aux différentes zones-tests délimitées sur les images. Pour cela un *repérage précis* a été réalisé. Tout d'abord les images ont été recalées avec les cartes topographiques au 1/100 000^e couvrant la zone étudiée.

Ensuite, le positionnement des sites observés sur le terrain a été réalisé par triangulation à la boussole, ce qui donne une précision de ± 100 m (d'autres techniques seraient actuellement utilisables, telles la navigation par satellite). En effet, il n'a pas été possible de positionner les sites directement sur les images MSS, car les points de repères utilisables (pistes, constructions, ravines,...) n'y sont généralement pas discernables. Toutefois, les images TM permettent ce positionnement direct dans de nombreux cas, grâce à leur meilleure résolution spatiale (ESCADAFAL et POUGET, 1987b).

Il est ainsi apparu qu'une majorité des sites correspondent bien à des zones-tests spectralement homogènes. Ce résultat n'est pas très surprenant, puisque les sites eux mêmes ont été choisis après stratification du paysage sur photographies aériennes et délimitation de zones morphologiquement homogènes sur le terrain (voir chap.3). Sachant qu'en principe les différents types d'état de surface ont été caractérisés lors de l'étude de terrain, les zones-tests auxquelles ne correspond pas de site de terrain seront utilisées dans la phase de validation.

A titre d'exemple, le tableau 16, commenté plus loin, donne les valeurs moyennes de luminance pour les données TM (canaux visibles) dans une série de zones-test, en regard des données de rugosité de terrain.

6.3.3 Recherche de modèles

6.3.3.1 Introduction: les modèles en télédétection

D'un point de vue très général, l'utilisation de la télédétection vise toujours à *inférer des informations* sur une scène à partir des *mesures* formant l'image. L'inférence de la scène requiert un *modèle explicite ou non*, précisant les relations entre la scène et l'image. Pour utiliser ce modèle il faut pouvoir *l'inverser*, c'est-à-dire en l'appliquant à l'image, reconstruire des données de la scène. Plusieurs types de modèles peuvent être distingués (STRAHLER et al., 1986).

Ainsi, les modèles sont qualifiés de *discrets* lorsqu'ils concernent des objets de taille très supérieure à la résolution de l'image, qui peuvent être identifiés par leur limites (exemple: plan d'eau, aéroport).

Dans les *modèles continus* on suppose l'existence d'une relation entre la variation des caractéristiques de la scène et la variation du rayonnement mesuré. En établissant cette relation, on peut estimer ces caractéristiques sur toute la zone couverte par l'image (inversion du modèle).

La recherche de ces relations peut être faite suivant deux approches différentes :

- *déterministe*: on cherche à établir un modèle basé sur les lois de la physique et décrivant les processus réels d'interaction du rayonnement avec la matière. Cela conduit à des modèles très complexes, peu utilisables, car généralement non inversibles.

- *empirique*: les données de l'image sont associées de façon statistique à des éléments de la scène. Les résultats sont le plus souvent conjoncturels, les conditions d'extrapolation à d'autres images ou scènes sont difficiles à définir. Les modèles empiriques ont été très utilisés depuis les débuts de la télédétection comme en témoignent les divers rapports de canaux et indices proposés, en particulier pour la végétation.

Le plus simple des indices de végétation est le rapport infrarouge sur rouge (typiquement MSS7/5, TM4/3). De nombreux perfectionnements successifs y ont été apportés (KAUTH et THOMAS, 1976), souvent sur la base de considérations physiques (Mc DANIEL et HAAS, 1982; WIEGAND et RICHARDSON, 1986).

En effet, on s'oriente actuellement vers des indices et des modèles statistiques qui ne sont plus totalement empiriques, mais qui intègrent des connaissances sur les lois d'interaction du rayonnement avec la cible. C'est le cas, par exemple, du modèle de réflectance des parcours arides proposé par PECH et al. (1986).

Ainsi, ces *modèles opérationnels*, tentent de concilier les avantages des deux approches: rigueur, d'une part et orientation thématique, d'autre part. Ils sont basés sur un certain nombre de lois physiques rendant compte des phénomènes essentiels, mais aussi sur un certain nombre d'approximations raisonnables dans les limites des objectifs assignés. Ces simplifications permettent l'inversion de ces modèles, qui sont *validés* par l'expérimentation. Dans l'étude des relations luminances-caractères de la surface des sols, nous allons tenter d'établir un modèle de ce type.

6.3.3.2 Modèles applicables aux sols

Les premiers rapports de canaux ont été appliqués aux roches et au sols pour tenter de réduire l'influence de la végétation sur les classifications d'images (SIEGAL et GOETZ, 1977). Les indices applicables aux sols, calculés à partir de données Landsat, sont apparus avec les recherches sur les indices de végétation.

KAUTH et THOMAS (1976) ont défini, à partir d'une représentation des données MSS dans l'espace radiométrique des 4 canaux, trois directions principales orthogonales: la *droite des sols*, l'axe de la végétation verte et l'axe de la matière sèche ou jaune. Au premier axe correspond l'indice de brillance des sols (*soil brightness index*). Dans le cas de nos données, c'est l'axe 1 de la fig. 59. Le deuxième axe est celui de la végétation (*green vegetation index*). Ces deux axes définissent les indices les plus utilisés (RICHARDSON et WIEGAND, 1977; WIEGANG et RICHARDSON, 1982).

La démarche de KAUTH et THOMAS a été depuis étendue aux données du Thematic Mapper (CRIST et CICONE, 1984; CRIST et KAUTH, 1986). On y retrouve la droite des sols qui exprime la brillance ou l'albédo de la scène, et varie avec l'état des sols (humidité, rugosité).

Dans le cas des zones arides, il est vite apparu que la *végétation steppique* a un effet marqué sur les indices seulement lorsqu'elle est verte et surtout si elle est développée sur des matériaux foncés avec lesquels elle contraste fortement. Par contre à l'état sec ou végétatif, elle diminue simplement l'albédo (SIEGAL et GOETZ, 1977).

A partir de cette constatation COLWELL (1981) propose un indice d'ombrage en combinant deux images prises à des élévations solaires très différentes. En fait l'applicabilité de cet indice est faible, car il suppose que la densité de la végétation ne varie pas entre l'été et l'hiver, ce qui est le contraire de ce qui est généralement observé.

En Australie, le calcul de l'indice de brillance des sols avec les canaux MSS5 et 7 (lié au couvert végétal global, MUSICK, 1983) et d'un indice de "verdeur" (*greeness*),

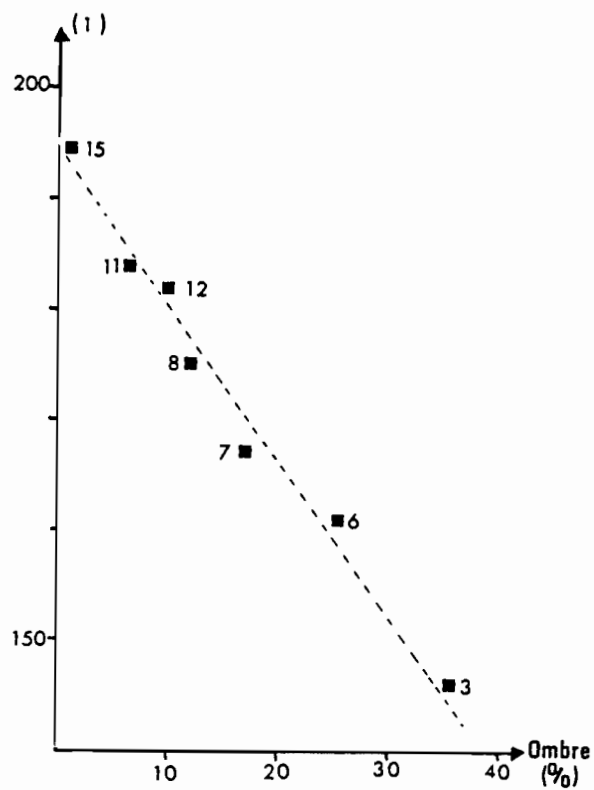


Figure 60. *Corrélation entre la rugosité et l'indice de brillance (axe 1) de l'image MSS*

*Données pour 7 classes de surfaces de couleur voisines
(les numéros renvoient à ceux qui apparaissent sur la classification de l'image)*

distance à la droite des sols liée à la végétation annuelle, a donné une bonne caractérisation des parcours semi-arides (GRAETZ et al, 1982).

Cependant ces indices de végétation simples ne sont pas très fiables pour les faibles densités rencontrées dans ces régions semi-arides. En effet, il n'y a pas en réalité une seule droite des sols mais autant de droites que de types de sols. Elles sont souvent proches, mais le fait de les confondre entraîne des erreurs de l'ordre de 10 à 15 % sur l'estimation de la biomasse verte (EZRA et al., 1984 ; HEILMAN et BOYD, 1986).

Ces résultats ont été confirmés en conditions expérimentales à partir de mesures radiométriques de terrain (HUETE et al., 1984, 1985; HUETE et JACKSON, 1987). Ceci a conduit à proposer un indice de végétation corrigé de l'influence des sols, adapté aux couvertures végétales incomplètes (Soil Adjusted Vegetation Index, HUETE, 1988).

Autrement dit, *il faut tenir compte des propriétés spectrales des sols pour interpréter les images spatiales des régions arides.*

6.3.3.3 Les relations mises en évidence

a) influence de la rugosité

Les travaux qui viennent d'être cités et les différents modèles évoqués au chapitre précédent (voir 5.3), ont souligné l'influence de la rugosité sur la réflectance bidirectionnelle des surfaces et donc sur les luminances mesurées depuis l'espace.

Dans le cas de la région de Tataouine, nous avons tout d'abord étudié les **données MSS** sur un ensemble de zones-tests correspondant à des sites de topographie plane et des surfaces de couleurs voisines.

La rugosité de ces surfaces a été estimée par le pourcentage d'éléments grossiers de taille supérieure à 5 mm (graviers et cailloux, classes g23 et c123, voir par. 3.2.3.1) et le taux de couverture par la végétation pérenne.

La droite des sols a été calculée selon les canaux MSS4 et 5 (axe 1, fig. 59). Selon la fig. 60, l'*indice de brillance des sols* le long de cette droite s'est révélé bien *corrélé avec la rugosité estimée* (ESCADAFAL, 1984). Ce modèle très simple a été utilisé pour traiter l'image MSS, mais il ne permet pas de rendre compte de tous les cas rencontrés (voir. 6.4.2.1).

Dans le cas de l'**image TM**, nous avons cherché à prendre en compte l'influence de la couleur. La couleur Munsell a été convertie en coefficients Ra, Ga, Ba suivant la démarche issue de notre étude colorimétrique (voir 5.2.3.3).

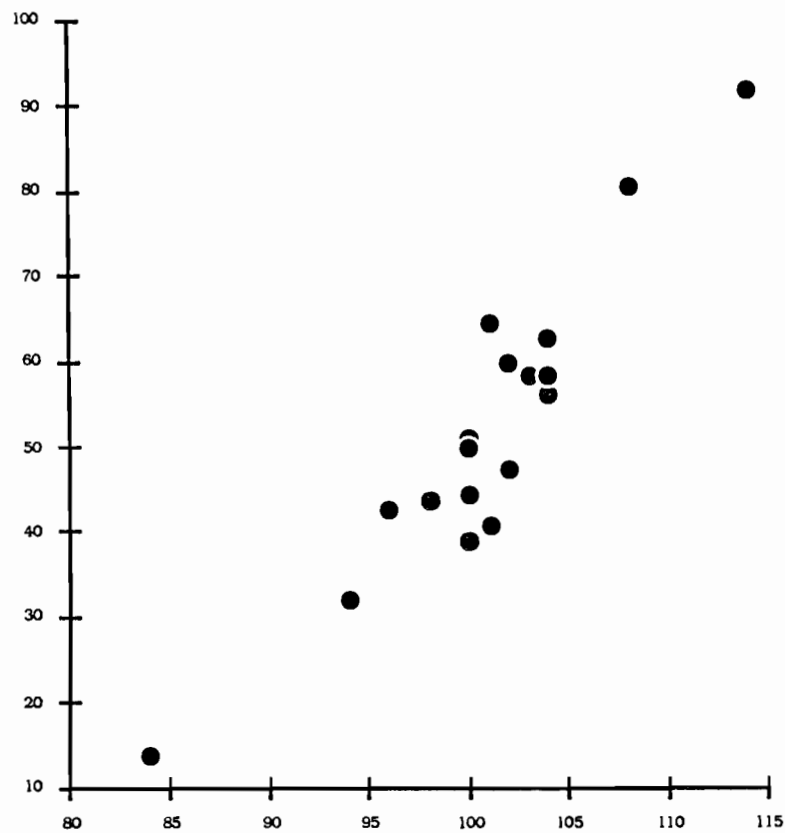


Figure 61. Comparaison entre la luminance "modélisée" (C2m) et la luminance observée dans le canal 2 (C2) pour une série de 18 échantillons de surface (données Landsat TM, voir tab. 16)

Les valeurs "modélisées" sont calculées à partir de la couleur (coefficient Ga déduits des données Munsell) et du pourcentage d'ombres dues à la rugosité (gros graviers, cailloux et touffes de végétation). Elles sont exprimées en unités arbitraires (voir texte)

La couleur moyenne des sites échantillonnés a été alors calculée selon la méthode décrite en 3.2.3.2. Le coefficient Ga est lié à la clarté (voir fig. 45), il varie donc comme la brillance "intrinsèque" du sol. Cette brillance du sol est modifiée par les ombres dues à la présence des graviers et des cailloux et à la végétation (à noter que celle-ci a déjà un effet assombrissant, par sa faible réflectance).

A partir de ces remarques, nous avons testé un modèle où la luminance dans le canal TM2 est comparée au coefficient moyen Ga de la surface diminué du taux d'ombres :

$$C2m = Ga \cdot (100 - \text{Ombre})$$

où, C2m = luminance "modélisée".

Le résultat apparaît fig. 61, qui montre une corrélation linéaire très significative ($r = 0,93$) dans le cas des données du tableau 16, qui représente une large gamme de types de surfaces. La corrélation est également significative si on applique le même modèle aux canaux C1 (comparé à Ba, $r = 0,88$) et C3 (comparé à Ra, $r = 0,91$).

TABEAU 16. LUMINANCE, POURCENTAGE D'ÉLÉMENTS GROSSIERS ET DE VÉGÉTATION, ET COULEUR POUR UNE SÉRIE DE ÉCHANTILLONS DE SURFACE DE LA RÉGION DE TATAOUINE.

Réf.	C1	C2	C3	Gr.	Ca.	Vég.	Ombre	Coul.domin.	Ra	Ga	Ba	C3m	C2m	C1m
4	136	84	130	0,0	0,0	35,0	70,0	5 YR 6/8	0,0904	0,0455	0,0203	27,1	13,7	6,1
9	156	94	141	6,7	9,5	8,8	33,7	7,5 YR 6/6	0,0775	0,0483	0,0256	51,4	32,0	17,0
11	166	102	149	3,4	0,4	1,0	5,8	7,5 YR 6/4	0,0679	0,0502	0,0361	64,0	47,3	34,0
16	154	96	147	2,7	6,4	1,5	12,0	7,5 YR 6/6	0,0775	0,0483	0,0256	68,2	42,5	22,5
19	166	101	148	8,4	10,2	0,0	18,6	7,5 YR 6/4	0,0679	0,0502	0,0361	55,3	40,9	29,4
25	170	104	154	3,8	18,6	4,0	30,3	7,5 YR 7/5	0,1068	0,0803	0,0572	74,4	55,9	39,8
29	164	101	151	2,2	3,0	3,0	11,2	7,5 YR 7/4	0,0934	0,0727	0,0550	83,0	64,6	48,8
30	169	104	155	0,3	0,0	6,0	12,3	7,5 YR 7/5	0,0996	0,0715	0,0478	87,3	62,7	41,9
31	168	103	148	0,1	0,0	10,0	20,1	7,5 YR 7/4	0,0934	0,0727	0,0550	74,7	58,1	43,9
33	165	102	151	0,1	0,0	7,5	15,1	7,5 YR 7/6	0,1055	0,0703	0,0411	89,6	59,7	34,9
36	181	114	172	0,0	0,0	5,0	10,0	7,5 YR 8/2	0,1171	0,1020	0,0931	105,4	91,8	83,8
37	166	104	157	0,0	0,0	10,0	20,0	7,5 YR 7/4	0,0934	0,0727	0,0550	74,7	58,2	44,0
41	163	100	148	0,0	0,0	5,0	10,0	7,5 YR 6/5	0,0728	0,0492	0,0307	65,5	44,3	27,6
42	161	100	149	0,1	0,0	9,0	18,1	7,5 YR 6/8	0,0810	0,0475	0,0271	66,3	38,9	22,2
46	157	98	149	6,0	21,0	1,0	29,0	7,5 YR 7/6	0,0943	0,0615	0,0349	66,9	43,6	24,8
47	162	100	150	0,0	27,5	1,0	29,5	7,5 YR 7/4	0,0958	0,0722	0,0522	67,5	50,9	36,8
63	178	108	159	0,2	1,4	1,0	3,5	7,5 YR 8/2	0,0961	0,0834	0,0723	92,8	80,5	69,8
74	160	100	152	0,0	0,0	8,0	16,0	7,5 YR 6/6	0,0834	0,0594	0,0404	70,0	49,9	34,0

C1,C2,C3 : luminances dans les canaux 1,2,3 de l'image TM (en comptes numériques)

Gr,Ca,Vég.: pourcentages de graviers, de cailloux et de végétation en touffes mesurés sur le terrain

Ombre : pourcentage d'ombre estimé (= Gr.+Ca.+2 Vég.)

Coul. Domin. : Couleur Munsell dominante (celle de l'ESE le plus abondant)

Ra,Ga,Ba : Coefficients trichromatiques "appréciés" obtenus en convertissant les données Munsell pondérées par l'abondance relative des différents ESE (voir Annexe 4 et par. 3.2.3.2)

C1m,C2m,C3m : luminance "modélisée" (unités arbitraires, voir texte).

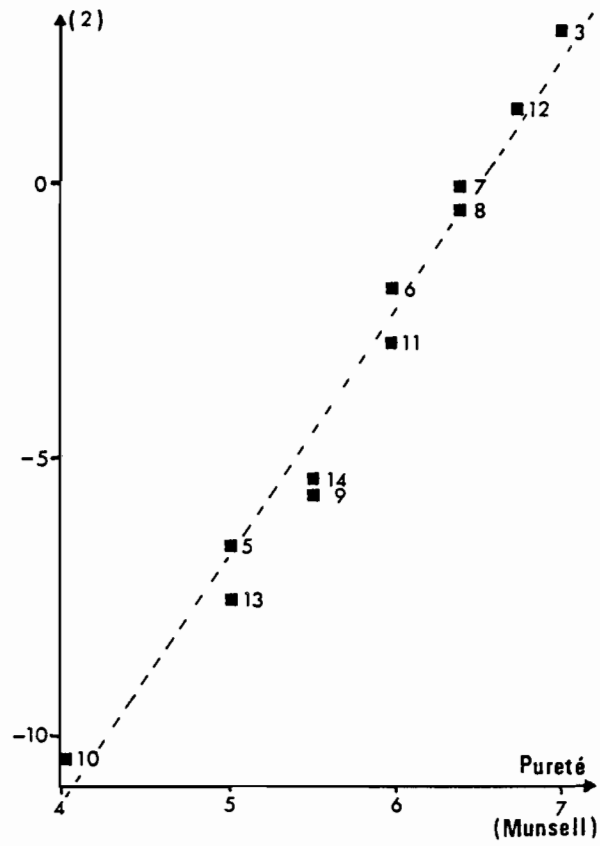


Figure 62. Corrélation entre l'indice de "rougeur" (axe 2) et la pureté de la couleur Munsell pour les principales classes de l'image MSS (voir pl. 10)

Dans la région étudiée la rugosité est donc bien la première cause de variation de luminance, et elle est liée au taux de recouvrement des surfaces par les éléments grossiers et la végétation.

b) effet de la couleur

L'influence de la couleur Munsell des surfaces a d'abord été recherché dans le cas des **données MSS**. La première relation mise en évidence est le lien entre la couleur et le rapport MSS5/MSS4 (ESCADAFAL, 1984; ESCADAFAL et POUGET, 1986).

Plus précisément, en définissant une "droite des couleurs" orthogonale à la droite des sols (axe 2, fig. 59), nous avons mis en évidence une forte corrélation entre la pureté de la couleur des surfaces et "l'indice de couleur" variant selon cette droite (fig. 62). Ce résultat a été confirmé et précisé sur le plan théorique par l'étude colorimétrique développée au chapitre 3 et dans plusieurs publications (ESCADAFAL et al., 1988a, 1988c, 1989).

Les concepts issus de cette étude ont ensuite été appliqués aux **données TM**. Celles-ci sont en effet particulièrement adaptées à la mesure de la couleur des surfaces, car le capteur TM a trois bandes dans le visible, or la couleur est une variable tridimensionnelle.

D'après les résultats obtenus en laboratoire, nous savons que la réflectance des échantillons de sols dans le bandes visibles du TM est corrélée avec la couleur exprimée sous forme des coefficients R,G,B (voir 5.3.3). Nous avons appliqué ces résultats aux données d'une série de zones test de l'image TM correspondant à des sites couvrant la gamme des couleurs de surface rencontrées dans la région (tab. 17).

Les luminances "corrigées", TM_{is} , ont été calculées en supposant que la valeur maximale de l'image dans chacun des canaux, $TM_{i_{max}}$, correspond aux surfaces les plus brillantes ("blanches"), alors que le minimum, $TM_{i_{min}}$, correspond aux surfaces très foncées ("noires"). Ce rééchantillonnage des données est une forme simple de correction atmosphérique. On pose alors :

$$TM_{is} = \frac{TM_{i_{max}} - TM_i}{TM_{i_{max}} - TM_{i_{min}}} \quad \text{pour } i \text{ variant de } 1 \text{ à } 3.$$

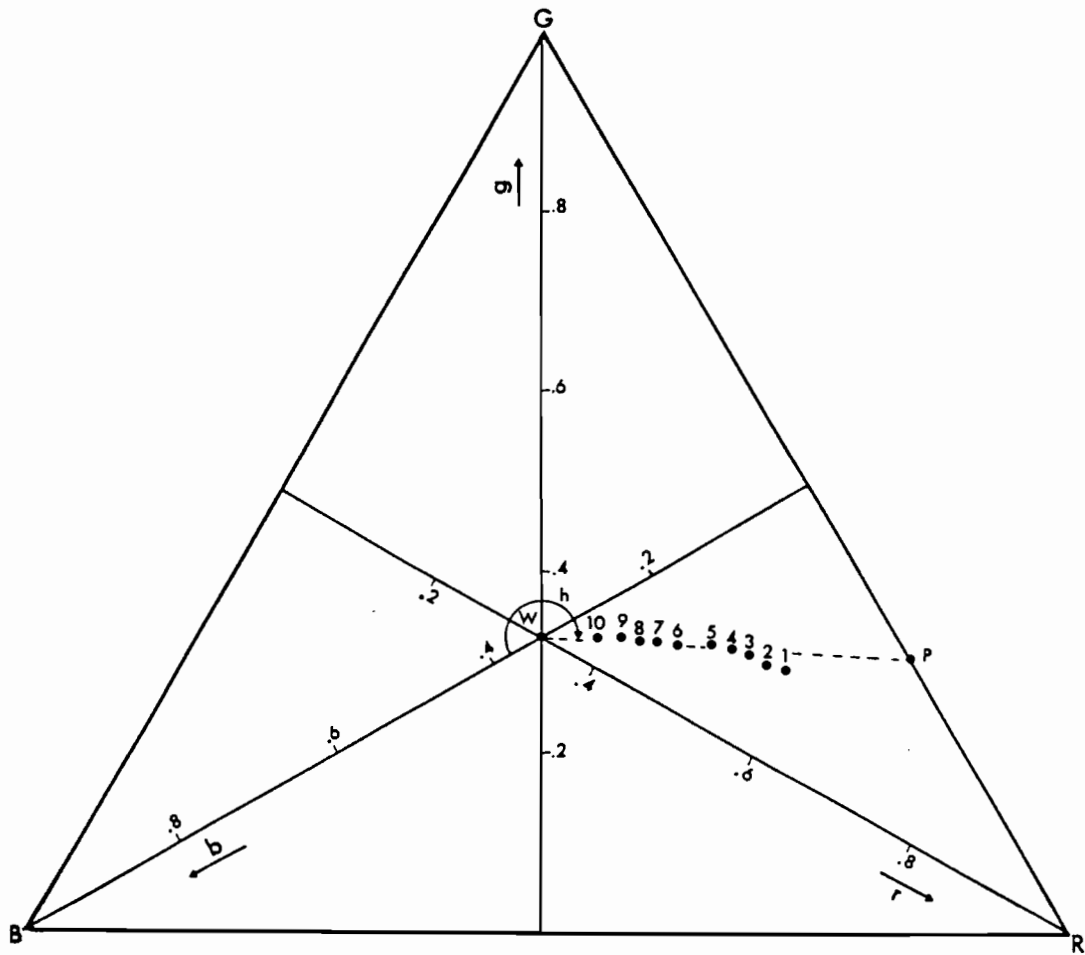


Figure 63. Coordonnées chromatiques r, g, b exprimant les proportions de R, G, B dans la couleur de surface (pour 10 sites couvrant la gamme des couleurs rencontrées dans la région de Tataouine)

TABLEAU 17. COULEUR MOYENNE EXPRIMÉE EN COEFFICIENTS R,G,B ET LUMINANCE MESURÉE PAR TM POUR 10 SITES COUVRANT LA GAMME DES COULEURS DE SURFACE DE LA RÉGION DE TATAOUINE.

N°du site	Couleur domin. (Munsell)	Couleur moyenne (C.I.E)			luminance corrigée		
		Ra	G a	Ba	TM1s	TM2s	TM3s
4	0,5 YR 6/8	0,09038	0,04550	0,02031	0,266	0,403	0,500
13	0,5 YR 6/8	0,08650	0,04633	0,02189	0,372	0,558	0,672
22	7,5 YR 6/6	0,08134	0,04743	0,02401	0,468	0,610	0,703
16	7,5 YR 6/6	0,07746	0,04825	0,02559	0,457	0,558	0,633
22	7,5 YR 7/6	0,09427	0,06147	0,03487	0,490	0,584	0,648
47	7,5 YR 7/4	0,09581	0,07224	0,05219	0,543	0,610	0,656
74	7,5 YR 6/6	0,08339	0,05942	0,04043	0,521	0,610	0,672
37	7,5 YR 7/4	0,09339	0,07273	0,05497	0,564	0,623	0,664
36	7,5 YR 8/2	0,09229	0,07617	0,06270	0,745	0,792	0,828
63	7,5 YR 8/2	0,09615	0,08343	0,07235	0,713	0,714	0,727

Par ailleurs, les proportions relatives de Rouge, Vert, Bleu dans la couleur (r,g,b) ont été calculées pour chacune des surfaces :

$$r = \frac{Ra}{Ra + Ga + Ba} \quad \text{et suivant le même modèle pour g et b.}$$

Comme $r + g + b = 1$, ces données sont bien visualisées dans un triangle (fig. 63). De son centre vers le côté, on observe une saturation croissante des couleurs le long du segment **WP**. La *pureté* Munsell est comparable à la saturation ainsi exprimée.

La teinte correspond à la direction du segment **WP**, soit l'angle **h**. Par exemple, une couleur verte apparaîtrait sur l'axe **WG**. Comme la gamme de teintes est très étroite dans la zone étudiée, les couleurs de surfaces sont ici à peu près alignées.

Suivant le même principe, les luminances relatives ont été calculées (fig. 64) :

$$t_{mi} = \frac{T_{mi}}{T_{m1s} + T_{m2s} + T_{m3s}} \quad \text{pour } i \text{ variant de } 1 \text{ à } 3.$$

Les influences de la rugosité et de l'exposition sont ainsi éliminées, et les données satellitaires peuvent être comparées aux couleurs des surfaces elles aussi exprimées en proportions relatives.

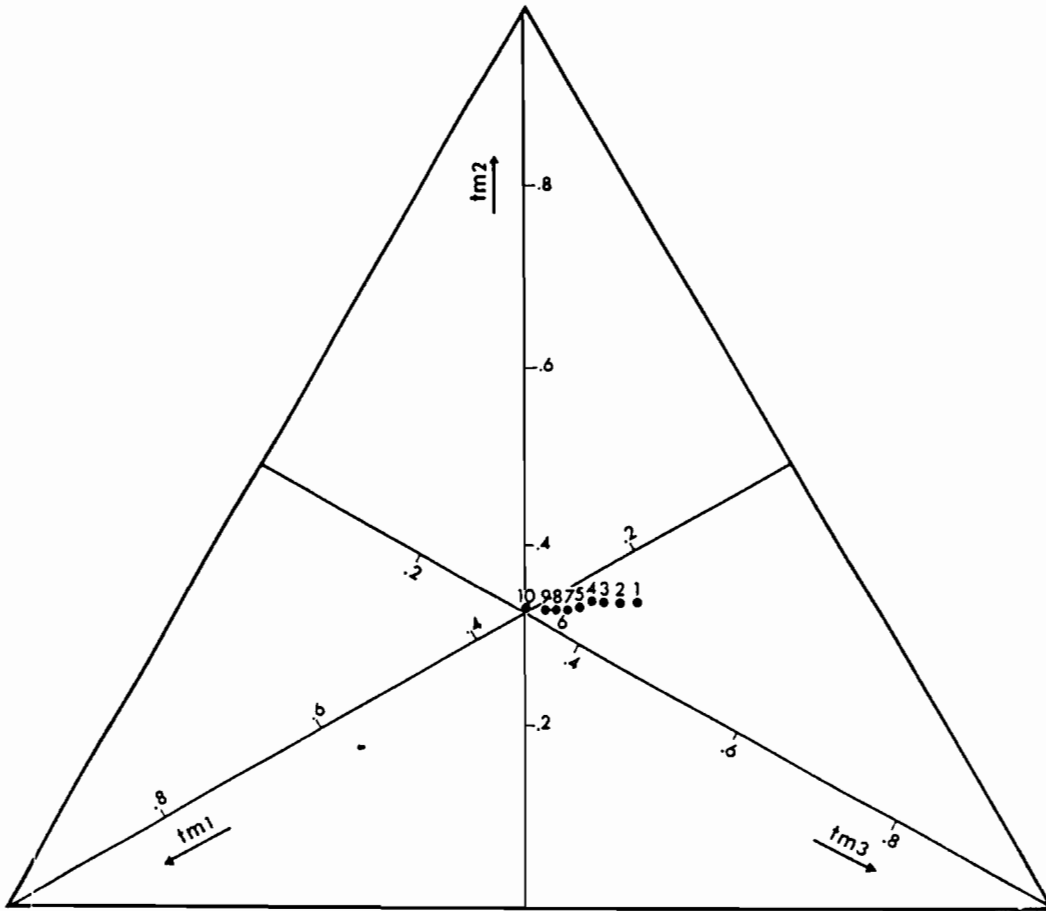


Figure 64. Luminances relatives dans les bandes TM1 à 3 pour la série de 10 zones tests correspondant aux sites de la fig. 63

En comparant les deux figures on constate qu'elles sont similaires, mais que l'étalement des points est plus faible dans le cas des données TM. Ceci correspond à une perte de contraste, due selon toute vraisemblance à la diffusion atmosphérique (voir 6.1.2.3). Par ailleurs les données r,g,b sont dérivées d'estimations visuelles, elles sont donc assez peu précises.

Ceci dit, on retrouve bien à peu près la *même teinte* et le *même classement des surfaces suivant la saturation* de leur couleur. Compte tenu de leur niveau de précision, la correspondance entre les données de terrain et les données image peut être jugée très satisfaisante (ESCADAFAL, 1988). L'intérêt de nos recherches théoriques sur le rôle de la couleur en télédétection appliquée aux sols se trouve donc ici clairement illustré. Les relations entre données TM et coefficients R,G,B permettent une interprétation aisée de la répartition des luminances dans l'espace des données TM1 à 3.

Ainsi, sur la figure 65 l'ensemble des couleurs d'une même teinte (une planche de l'atlas Munsell) peut être représenté par le plan OPW. Observé dans l'axe WO ce plan correspond au segment WP de la fig. 63.

La majorité des sols ont des teintes variant entre le jaune orangé et le rouge. Les différents plans qui leur correspondent définissent un volume dans l'espace RGB, que nous appelons le *dièdre des sols*, il est représenté en grisé sur la fig. 65. On remarque que parmi les projections de ce dièdre suivant les faces de ce cube, celle sur le plan RB couvre une aire plus importante. De fait, les canaux TM1 et 3 sont la paire de canaux visibles TM la moins corrélée dans le cas de nos données (voir l'histogramme bidimensionnel sur la planche 8).

En conclusion de cette expérience, nous retiendrons que les *données TM* dans le domaine visible permettent effectivement de *discriminer les surfaces d'après leur couleur*, et que, compte tenu des teintes des sols, les canaux les plus importants sont le 1 et le 3.

c) influence de la dominante minéralogique

Une étude statistique de l'ensemble des valeurs de luminance des différents sites a montré que la nature minéralogique des surfaces se traduit essentiellement dans le canal 7 (les données du canal 5, tronquées par saturation, n'ont pas été utilisées).

La composition des surfaces ne varie pas de façon continue, mais on observe 3 types de dominantes: carbonates (surfaces limono-sableuses, colluvions, dalles calcaires, roches calcaires et dolomitiques), quartz (sables fins éoliens, sables grossiers) et gypse (roches et croûtes gypseuse). Un modèle continu reliant la minéralogie aux luminances ne peut donc être mis en évidence ici. Cependant, les relations suivantes ont été observées :

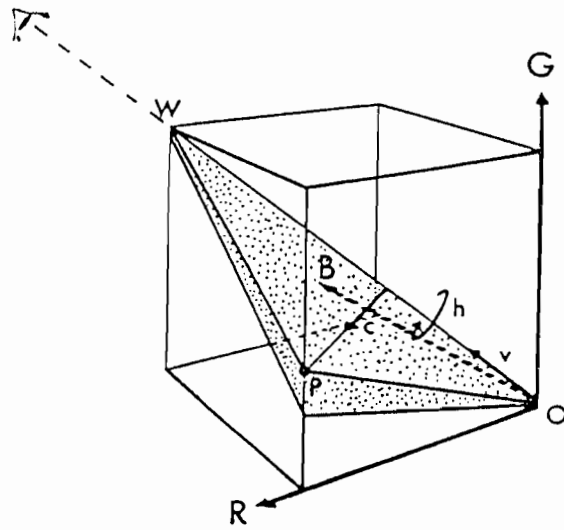


Figure 65. *Distribution des couleurs de sols dans l'espace RGB (et dans l'espace des canaux TM3, TM2 et TM1, par analogie)*

- luminance moyenne à forte dans le visible et faible dans le canal 7: surfaces à dominante gypseuse,
- luminance faible à moyenne dans le visible et moyenne dans le canal 7: surfaces à dominante calcaire,
- luminance moyenne à forte dans le visible et forte dans le canal 7: surfaces à dominante quartzreuse (sables éoliens).

Le choix de la gamme des longueurs d'onde couverte par ce canal 7 (2080 à 2350 nm) n'est pas étranger à cet intéressant résultat, puisqu'elle correspond à la bande d'absorption des groupements hydroxyles (voir 5.1.2). La présence de ces groupements diminue considérablement des sulfates hydratés (gypse), aux carbonates (calcaires et dolomies) puis à la silice (quartz), ce qui explique les variations observées.

6.3.3.4 Validation - Discussion

Les trois grands types de relations entre les luminances et la rugosité, la couleur et la minéralogie ont été mis en évidence sur des zones-tests correspondant à des sites de topographie plane, situés dans les pédopaysages retenus pour l'étude de terrain (voir 2.2.2).

Nous les avons appliquées à d'autres zones-tests dans les mêmes situations. Une enquête sur le terrain a montré que ces relations y sont effectivement pratiquement toujours vérifiées. Les modèles simples qui les expriment sont donc globalement validés dans ce contexte.

a) Extrapolation aux autres pédopaysages

La majorité des surfaces de la région étudiée se trouve sur de vastes glacis, des plateaux ou des plaines. Elles sont donc horizontales ou sub-horizontales, et les modèles précédents y sont applicables.

Les **reliefs** de la région sont peu étendus, mais très accentués. Formée de blocs et de pierres et fortement marquée par l'érosion, leur surface est très rugueuse.

Du fait des variations de l'exposition notre modèle de rugosité n'y est pas applicable. Mais ce n'est pas réellement gênant puisque ces reliefs forment une classe particulière de rugosité. De ce fait, ces formations se distinguent bien sur les images, par des valeurs de luminance faibles dans tous les canaux et la présence de zones d'ombres (ravines, vallées étroites). Par contre, l'influence de la minéralogie s'y manifeste de façon comparable au cas des surfaces planes, mais dans une gamme de luminances plus faibles.

Un autre **effet de la morphologie** de la surface a été constaté très localement dans certains champs de dunes. Lorsqu'ils sont orientés orthogonalement à la direction de l'éclairage solaire, on observe des luminances nettement plus élevées que pour le même type de surface dans une orientation quelconque. Nous avons interprété ce phénomène comme un effet de réflexion à tendance spéculaire.

En conclusion, les relations mises en évidence constituent une base simple mais suffisante pour interpréter les données-image en termes de caractéristiques des surfaces.

6.4 TRAITEMENT DES DONNÉES-IMAGES

Le développement de l'imagerie numérique est un phénomène relativement récent et les possibilités de traitement de ces images évoluent très rapidement aussi bien sur le plan des méthodes que sur le plan technologique. Le traitement d'image est donc un vaste domaine qui déborde largement le cadre des données de télédétection et dont les principes sont développés dans différents traités (COSTER et CHERMANT, 1985, par exemple).

6.4.1 Méthodes

6.4.1.1 Aperçu des méthodes utilisables

Plusieurs ouvrages récents sont consacrés aux méthodes de traitement numérique des images de télédétection (SCHOWENGERDT, 1983; JOLY, 1986; MATHER, 1987). Dans les thématiques les plus simples, l'information recherchée peut être contenue dans un seul canal. Ce n'est généralement pas le cas, et nous avons vu en particulier que les caractéristiques des surfaces de la région étudiée s'expriment dans plusieurs canaux. Le traitement d'image fait alors appel à une combinaison de canaux.

a) les combinaisons linéaires de canaux

Dans le cas de *modèles continus*, différentes combinaisons de canaux sont réalisables, en particulier des ratios (ou quotients) à deux variables ou plus. Les différents "indices" évoqués plus haut en sont des exemples. Pour réduire le nombre des canaux à traiter on peut se limiter aux plus intéressants, sur des critères thématiques a priori, ou sur des critères statistiques. Ainsi, le calcul de la matrice de variance-covariance des

différents triplets de canaux possibles permet de choisir le groupe de trois canaux contenant le plus d'information (SHEFFIELD, 1985).

L'*analyse en composante principale* (ACP) est une méthode statistique qui permet la réduction du nombre des variables (voir 3.3.2.2.), et en particulier le nombre de canaux en télédétection. Elle est très utilisée pour le traitement de données multitemporelles, traiter deux images MSS simultanément revient en effet à traiter un ensemble de 8 canaux.

Une ACP permet dans ce cas de former de nouveaux canaux correspondant aux différentes composantes, par combinaison linéaire des canaux originaux (BYRNE et al., 1980 ; SCHREIER et al., 1982). Le premier correspond alors aux zones stables, alors que le 2 et le 3 expriment les changements entre les deux dates (INGEBRITSEN et LYON, 1985).

Le même traitement peut être appliqué aux six ou sept canaux de TM. Dans le cas d'images de la Tunisie aride, les 2 premiers axes contiennent plus de 95 % de la variance totale (EPEMA, 1986b). Le nombre de canaux à manipuler est donc fortement réduit, nous en verrons un exemple plus loin.

b) les classifications

En théorie, l'utilisation de classifications correspond à des modèles discrets dans lesquels on considère que la scène visée est constituée d'objets bien délimités, que l'on veut extraire et caractériser par un ensemble borné de pixels. Dans la pratique, on applique également des classifications à des modèles continus, dans un but de simplification de la représentation.

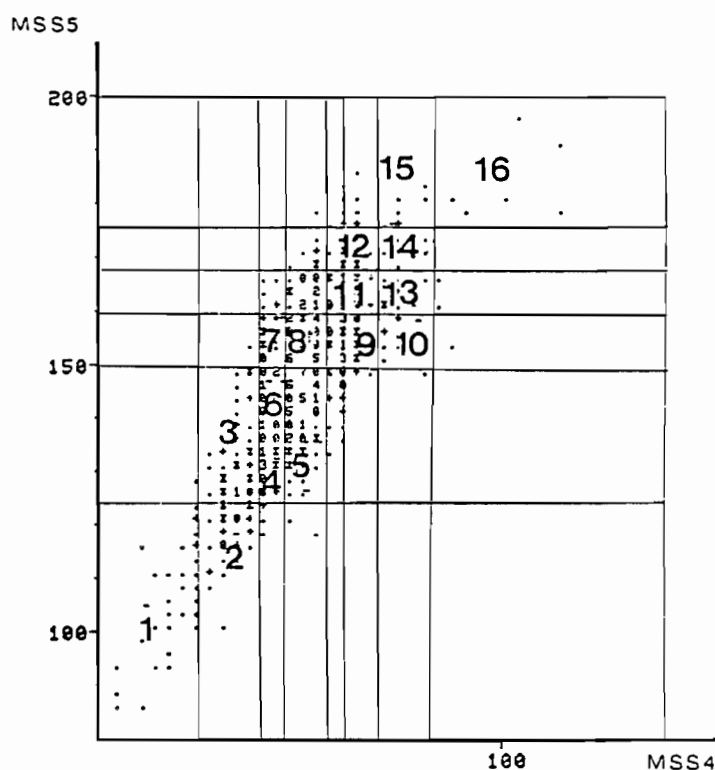
Par exemple, la rugosité d'une surface peut être représentée en classes (faible, moyenne ou forte) plutôt que sous forme d'un continuum. Ce découpage en classes permet surtout de représenter plus facilement des combinaisons de variables.

Les méthodes de classification d'image en télédétection sont très nombreuses. Les *méthodes non dirigées* (ou *non assistées*, VERGER, 1982) sont basées uniquement sur des critères statistiques et regroupent les pixels d'après leur relations de proximité dans l'espace des données radiométriques, indépendamment de toute autre hypothèse sur la relation terrain-image.

Elles ne sont donc pas adaptées à notre démarche, qui sera au contraire toujours basée sur des *méthodes dirigées* ou *assistées* (ROBINOVE, 1981). Dans ces méthodes, l'interprète thématique choisit ou initie les limites des classes d'après le modèle interprétatif qu'il a élaboré. Au cours de la mise au point de ce modèle divers essais de

PLANCHE 10 - IMAGE CLASSEE LANDSAT MSS

Dans cette image, les canaux MSS4 et MSS5 sont les moins corrélés. Sur l'histogramme bidimensionnel de ces deux canaux, 16 classes d'états de surface on pu être distinguées suivant la rugosité et la saturation de leur couleur, selon la partition schématisée ci-dessous.

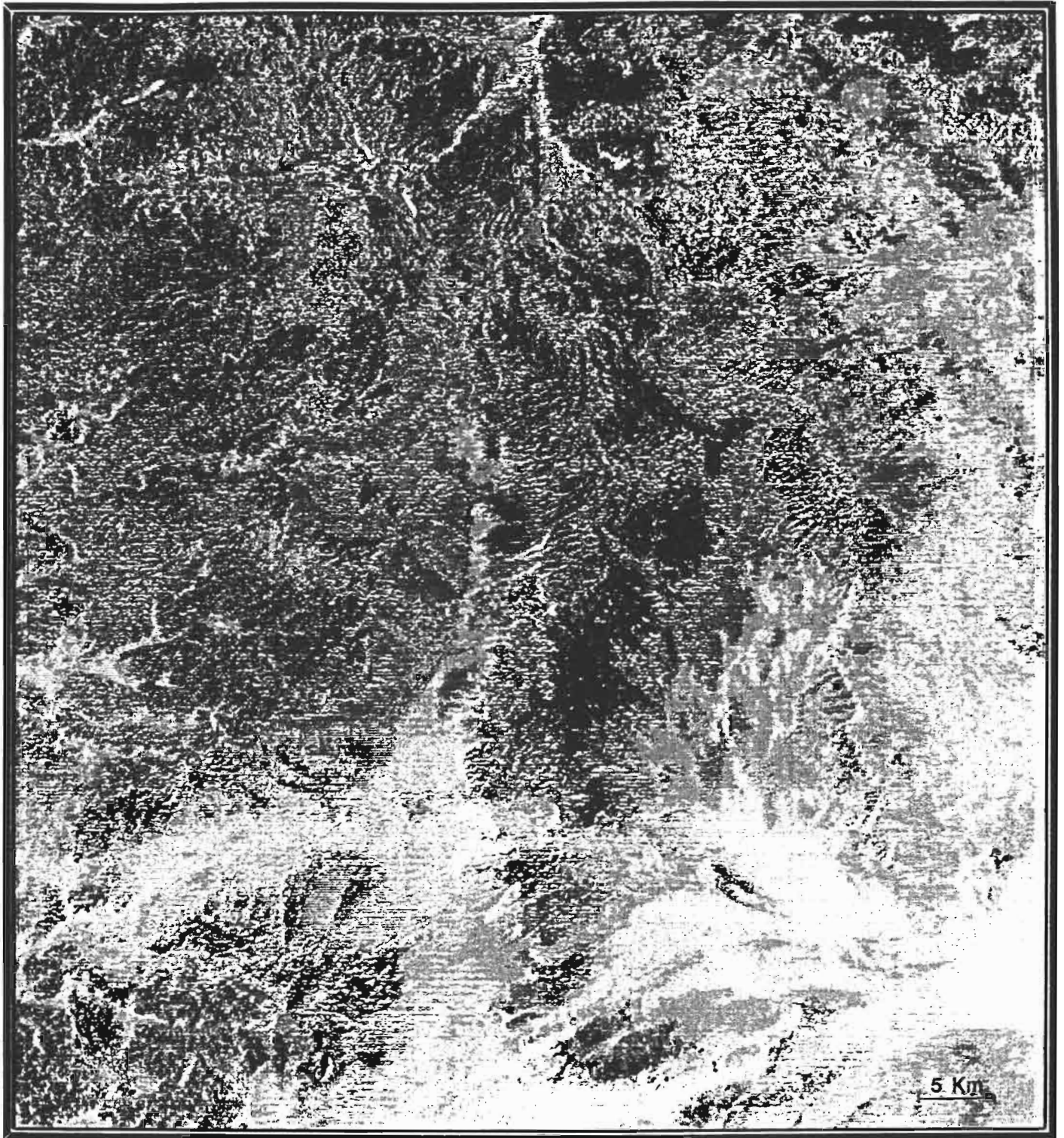


La classe 1 correspond aux zones à l'ombre ; à l'autre extrême, la classe 16 correspond aux surfaces les plus brillantes (dunes et falaises orientées face au soleil).

Les classes 7 et 12 correspondent aux couleurs les plus saturées (sables rougeâtres), les classes 9, 10 et 13 aux surfaces les plus pâles (gypse, limons battants).

L'application de cette classification à l'image est illustrée par la planche en couleurs ci-contre. Elle couvre pratiquement toute la zone étudiée, du Jbel Rehach au nord est, jusqu'à la cuvette de l'oued Dekouk au sud est (voir planche 1). L'interprétation thématique des classes apparaît sur le tableau 18.

(certaines nuances de couleur du traçage original n'ont pu être reproduites).



classification peuvent être tentés, les résultats en sont testés pour valider le modèle : cette méthode est dite **interactive ou co-assistée**.

La méthode la plus simple est la classification par boîtes, ou "hyperboîtes" lorsque il y a plus de trois dimensions, dans laquelle les limites des classes sont des plans parallèles à ceux des canaux. La procédure "Loterie" une méthode de ce type (ORSTOM, 1978). Ce découpage est assez brutal et respecte mal la forme des regroupements naturels de pixels, allongés dans la direction principale du nuage de points.

La méthode barycentrique est basée sur la distance euclidienne, une classe y est représentée par sa moyenne, et sa limite est une sphère (ou une hypersphère). Cette approche peut être affinée en faisant intervenir également l'écart-type pour définir la classe qui est alors limitée par des ellipsoïdes, c'est la méthode de SEBESTYEN (MORZIER et al., 1979). D'autres méthodes de classification, telles les nuées dynamiques ou le classement par maximum de vraisemblance font appel à des calculs plus longs (SWAIN et DAVIS, 1978).

Un des produits les plus courants d'une classification d'image est une représentation cartographique en couleurs du ou des thèmes recherchés dans l'image, avec mise à l'échelle et légende, si nécessaire. Parallèlement ou indépendamment, les données classées peuvent aussi servir à élaborer des informations statistiques thématiques sous forme de tableaux, histogrammes, etc.. Enfin, les images classées peuvent être rééchantillonnées dans d'autres formats pour être intégrées à des bases de données ou des modèles (voir parag.7.2).

6.4.1.2 Application

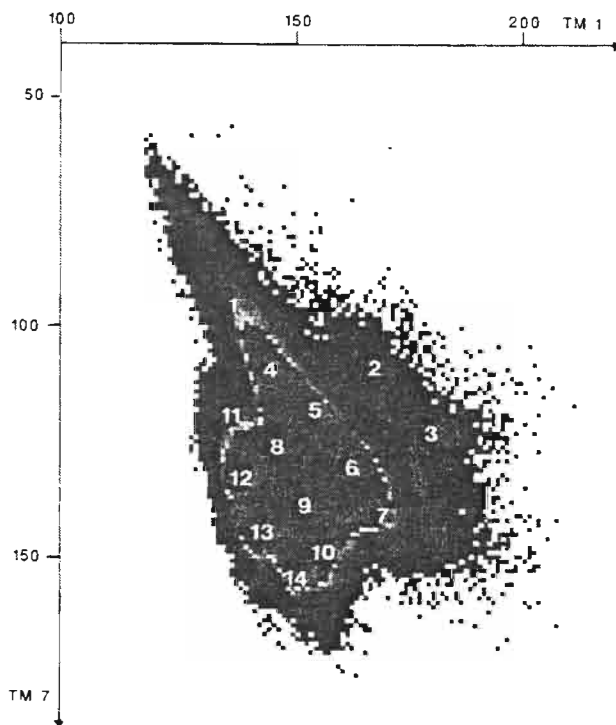
L'ensemble de ces différentes méthodes sont disponibles sous forme de logiciels à l'Unité de télédétection du centre ORSTOM de Bondy, où nous avons réalisé les traitements d'image (RAKOTO et al., 1988). Parmi celles-ci, nous avons choisi les méthodes assistées et co-assistées les plus simples, pour appliquer et ajuster facilement nos modèles.

Dans une première étape nous avons traité l'**image MSS** en y appliquant nos résultats sur les relations entre les luminances, la rugosité et la couleur. Seuls les canaux 4 et 5 ont donc été utilisés (voir 5.2.5.1) et la classification de ces données se résume à une partition dans le plan de l'histogramme bicanaux 4/5.

Les limites des classes ont été définies d'après l'analyse statistique des données des zones-test et interactivement à l'écran, pour les caler avec les limites thématiques réellement observées sur le terrain. Nous avons utilisé la procédure

PLANCHE 11 - IMAGE CLASSEE LANDSAT Thematic Mapper

Dans cette classification de l'image Landsat TM, les deux canaux extrêmes ont été utilisés : le canal 1 et le canal 7, leurs valeurs sont très peu corrélées (voir l'histogramme bidimensionnel ci-dessous). Les centres des classes ont été choisis d'après l'étude statistique des valeurs de luminance des zones test. Ils apparaissent sur le schéma suivant.

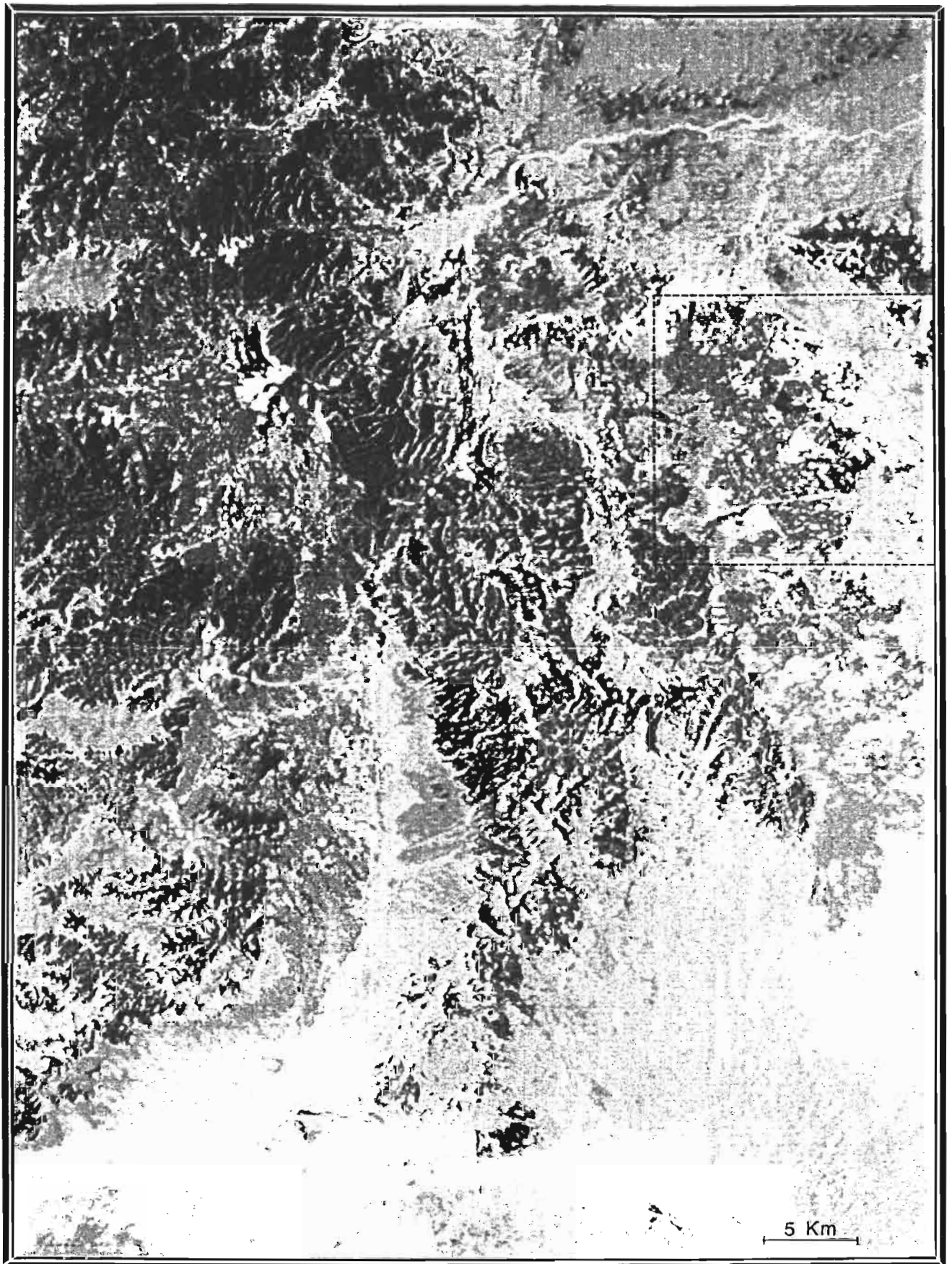


Les pixels ont été affectés aux classes suivant leur distance euclidienne aux centres. Ces classes sont ordonnées d'une part suivant la rugosité (niveau général de luminance exprimé sur la carte par la clarté de la couleur), et d'autre part, selon le rapport $TM1/TM7$, ce qui correspond aux thèmes suivants :

- 1** : ombres
- 2 et 3** : surfaces gypseuses,
- 4 à 7** : surfaces à dominante carbonatée (calcaires, calcaires dolomitiques et marneux),
- 8 à 10** : surfaces à limons calcaires et sables (dépôts éoliens sablo-limoneux, glacis d'épandage),
- 11 à 14** : surfaces à dominante quartzeuse (voiles de sables fins éoliens, dunes fixées (12), ergs (14)).

L'application de cette classification à l'image TM produit une carte spectraloïde des grands types d'états de surface. La partie reproduite ci-contre couvre à peu près l'ensemble de la zone étudiée (voir planche 1).

*Les pointillés situent la zone visualisée sur la planche 12.
La petite flèche vers le centre indique la ville de Tataouine.*



1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

"Loterie" qui était la plus rapide parmi celles dont nous disposions au moment où ce traitement a été réalisé (ESCADAFAL, 1980).

Les classes ont été ordonnées, d'une part suivant leur brillance selon l'axe principal du nuage de points (modélisation de la rugosité), d'autre part suivant l'axe orthogonal lié à la pureté de la couleur (voir légende de la planche 10). L'ensemble des 16 classes ainsi définies est visualisé sur la planche 10 qui représente un tracé en couleurs de la partie de l'image couvrant la région étudiée.

De façon assez similaire, le premier traitement appliqué à l'**image du Thematic Mapper**, a été basé sur un découpage de l'histogramme bidimensionnel du couple de canaux les moins corrélés, TM1 et TM7.

Les centres des classes ont été définis par l'analyse des zones tests et affinage interactif des bornes à l'écran. Les 14 classes retenues sont ordonnées en fonction du ratio TM1/TM7 qui permet de distinguer les surfaces d'après leur dominante minéralogique, et en fonction de la brillance générale liée à la rugosité (voir légende de la planche 11).

La classification a été appliquée à l'ensemble de l'image TM une affectation des pixels selon leur distance euclidienne au centre des classes initiés (programme EUCLID, RAKOTO et al., 1988). Le résultat de ce traitement est visualisé sur la planche 11. Cette carte spectraloïde de la planche 11 couvre pratiquement la même zone que celle réalisée avec les données MSS. La résolution géométrique est donc dégradée par rapport aux possibilités offertes par le Thematic Mapper (pixels de 30x30 m).

Pour mieux exploiter ces possibilités, nous avons choisi de traiter une zone plus petite, à l'est de Tataouine, dont les sols et la morphologie sont très variées. L'ensemble des canaux intéressants a été utilisé, à savoir les canaux 1, 2, 3, et 7 (le 4 est très corrélé avec le 3, et le 5 est partiellement saturé).

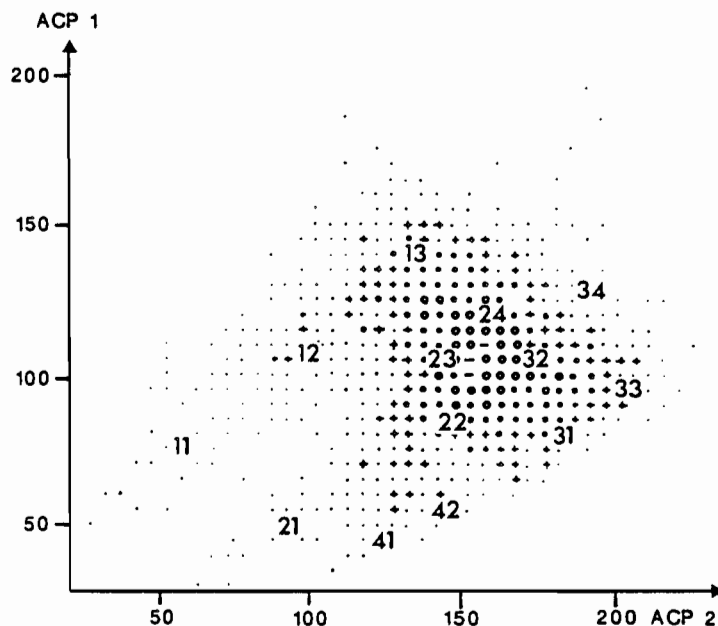
Une ACP sur ces 4 canaux, fait apparaître une première composante expliquant 53 % de la variance ("droite des sols"). La deuxième composante, expliquant 44 % de la variation, oppose le canal 7 aux autres ; c'est l'axe exprimant la minéralogie. Ces deux composantes ont été choisies comme néocanaux pour simplifier les traitements.

Une partition de l'image basée sur l'histogramme bidimensionnel de ces deux néocanaux permet de distinguer ici également 4 grands ensembles de surfaces d'après leur dominante minéralogique et leur rugosité. Le plus remarquable est la précision de la carte des états de surface obtenue. Elle apparaît nettement sur la planche 12, où la carte est superposée à un fond topographique au 1/100 000^e.

PLANCHE 12 - EXEMPLE DE CARTE DETAILLÉE DES ETATS DE SURFACE

Une petite partie de l'image Landsat TM, à l'est de Tataouine (voir situation sur la planche 11), a été traitée de façon à tester la précision apportée par la haute résolution spatiale de ces données.

Par analyse en composantes principales (ACP) des canaux 1, 2, 3 et 7, ont été créés deux néocanaux, ACP1 et ACP2, correspondant aux deux premiers axes (97 % de la variance totale). Les centres des classes apparaissent sur l'histogramme bidimensionnel ci-dessous.

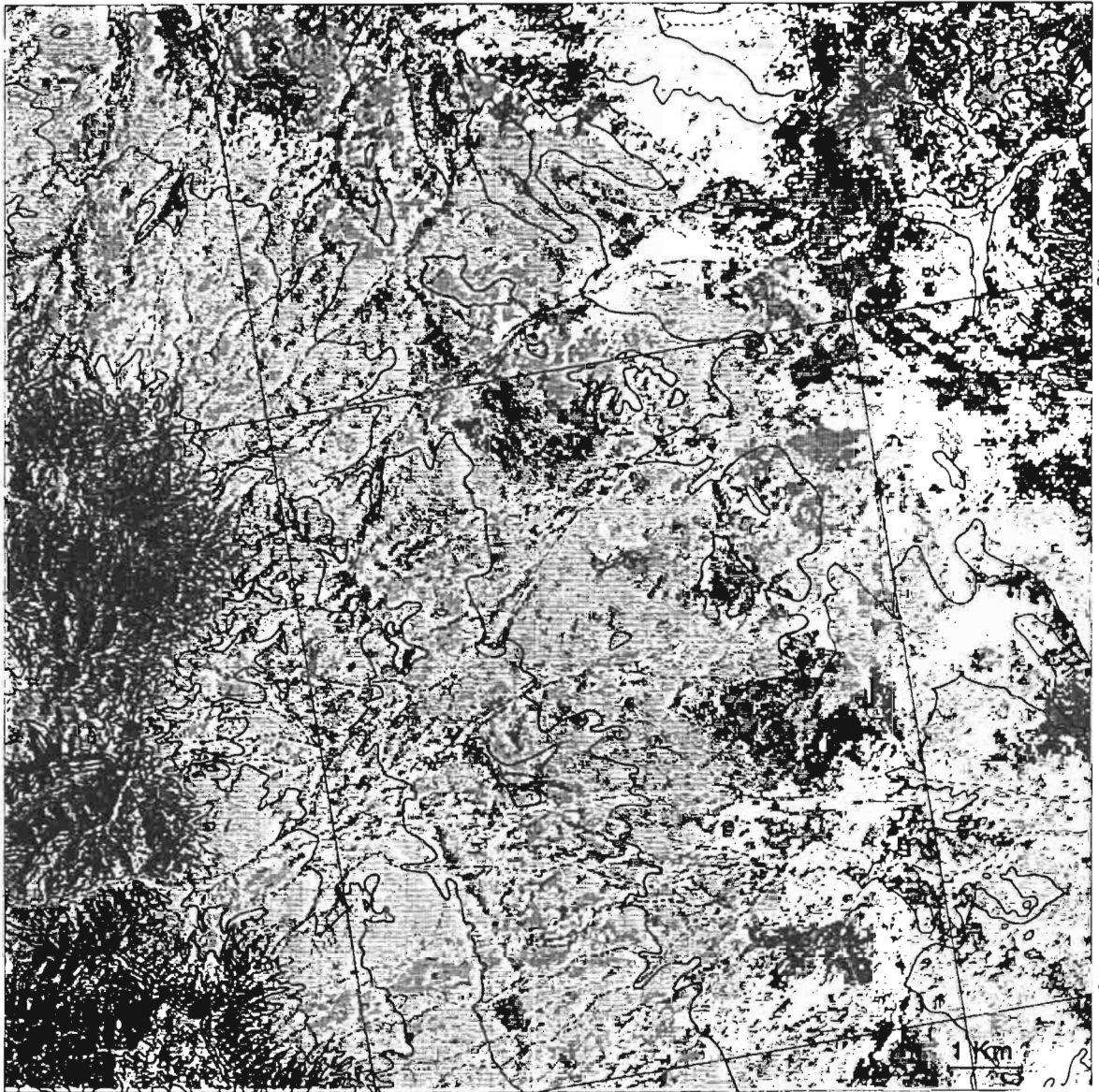


Les classes retenues correspondent aux 4 grands thèmes suivants :

- 1) **surfaces à dominante gypseuse** : 11 ombrées, 12 pierres, 13 cailloux et croûtes
- 2) **surfaces à dominante calcaire** : 21 ombrées, 22 pierres, 23 cailloux et croûtes, 24 limons et graviers
- 3) **surfaces à dominante quartzeuse** : 31 sables ± fixés, 32 voile sableux sur calcaire, 33 sable mobile, 34 voile sableux sur gypse.
- 4) **surfaces à dominante de végétation sèche** : 41 végét. dense, 42, végét. peu dense.

La carte spectraloïde issue de cette classification est restituée ci-contre à l'échelle du 1/100 000e, sur un fond topographique (extrait de la feuille de Tataouine, n°108).

(d'après Escadafal et Pouget, 1987)




11 


12 

13 

21 

22 

23 

24 

31

32

33

34 

41 

42 

6.4.2. Résultats

6.4.2.1 Image Landsat MSS

Malgré le fort taux de corrélation entre les deux canaux utilisés, la classification réalisée permet de distinguer un nombre important de types d'états de surface (pl.10). La signification thématique des classes apparaît sur le tableau 18. Un premier grand ensemble, figuré en vert, correspond aux *affleurements de roches calcaires et marneuses*. Les verts sombres indiquent des surfaces très rugueuses à blocs et pierres (classes 2 et 4, luminances faibles), les verts plus clairs des surfaces à cailloux (classe 5).

Les **surfaces aux couleurs les plus saturées** sont figurées avec les teintes les plus chaudes.

Au marron correspondent essentiellement les *glacis à dalle calcaire* dont la surface est pierreuse (luminances assez faibles, classe 6). La classe 7, figurée en orangé, représente les *voiles éoliens* associés à des cailloux. Les mêmes matériaux sableux rougeâtres, mais sans éléments grossiers (peu rugueux) forment les grandes étendues de sable vifs et les ergs représentés par les classes de luminances plus élevées (classes 11 et 12, respectivement). La classe 3 correspond au cas particulier des surfaces rougeâtres très rugueuses. C'est en particulier le cas des *zones de nebkas*, buttes de sable fin fixées par *Aristida pungens*. D'autres surfaces très pierreuses ou partiellement ombrées se retrouvent également dans cette classe.

Inversement, aux **surfaces de couleur pâle** (caractérisées par un rapport MSS4/MSS5 faible) correspondent les classes 9, 10 et 13, par ordre de rugosité décroissante.

Ce sont, dans la cuvette de l'Oued Dekouk, les *glacis à sables grossiers* (classe 9), et les alluvions sablo-caillouteuses (classe 13). Mais ces classes correspondent aussi aux collines et *glacis gypseux* des formations liasiques, à l'est.

Les **surfaces les plus claires** correspondent soit à des cas de réflexions plus ou moins spéculaires (falaises et dunes exposées face au soleil, classe 15), soit aux surfaces très brillantes des *sebkhas asséchées* (efflorescences salines, classe 16).

En **résumé**, la discrimination des états de surface avec MSS, basée sur les seuls critères de rugosité et de saturation de la couleur, est assez satisfaisante.

Deux cas importants font cependant exception: les *nebkas*, plus ou moins confondues avec les roches affleurantes; et les collines et *glacis gypseux*, spectralement non discriminés des sables grossiers ou limoneux battants. A remarquer

TABLEAU 18 LÉGENDE THÉMATIQUE DE L'IMAGE LANDSAT MSS CLASSÉE

N°	ETATS DE SURFACE	UNITES GEOMORPHOLOGIQUES
1	Surfaces à l'ombre	Jebels à pente forte à moyenne (exposition N-O)
2	Surfaces pierreuses	Jebels à pente forte
3	Surfaces pierreuses Végétation dense : steppes à <i>Aristida pungens</i>	Jebels à pente moyenne Champs de nebkhas sur terrasses et zones d'épandages
4	Surfaces pierreuses	Collines à roches calcaires plus ou moins encroûtées
5	Surfaces pierreuses et caillouteuses Végétation dense d'Halophytes	Collines à roches calcaires plus ou encroûtées amont de glacis Sebkhas humides
6	Surfaces caillouteuses	Collines et glacis à dalle et/ou croûtes calcaire
7	Voile de sable éolien	Collines et glacis à dalle et/ou croûte calcaire, glacis sableux ou limoneux
8	Voile de sable éolien et micronebkhas	Glacis à dalle et/ou croûte calcaire, glacis sableux ou limoneux, zones d'épandages, terrasses et lits d'oueds
9	Surfaces limoneuses à graviers et sables grossiers (zone Ouest) Roches et croûtes gypseuses affleurantes avec recouvrement limoneux discontinu (zone Est)	Glacis sableux ou limoneux Collines et glacis gysoeux
10	Surfaces limoneuses battantes (zone Ouest) Roches et croûtes gypseuses affleurantes avec recouvrement limoneux discontinu (zone Est)	Glacis limoneux, zones d'épandages Glacis gypseux, terrasses anciennes gypseuses (oued Ferch)
11	Voile sableux éolien et sables grossiers	Terrasses anciennes (oued Dekouk)
12	Sable fin éolien	Champs de microdunes et de dunes vives
13	Surfaces claires Graviers et sables grossiers (zone Ouest) Roches et croûtes gypseuses affleurantes (zone Est)	Zones d'épandage Glacis gypseux, sebkhas asséchées
14	Surfaces très claires Sable éolien Croûtes gypseuse affleurantes localement ensablées	Champs de dunes Glacis gypseux, terrasses anciennes, sebkhas asséchées
15	Zones de réflexion spéculaire	Falaises (exposition S-E), flancs des dunes faisant face au soleil
16	Surfaces "brillantes" ; efflorescences salines	Sebkhas asséchées sans végétation

que ceci peut être également lié à la méthode de classification utilisée, qui est un découpage brutal en suivant des lignes parallèles aux axes de l'histogramme. Les limites ainsi placées entre les thèmes ne respectent pas l'allure générale de la distribution des pixels dans l'espace des canaux.

6.4.2.2 Image Landsat TM

Le premier essai de classification de l'image TM est basé sur l'utilisation de la paire de canaux la moins corrélée, à savoir TM1 et TM7. La légende de la planche 11 fait apparaître les centres des classes sur l'histogramme de ces deux canaux. Plusieurs sous-populations de pixels s'y distinguent nettement. La définition des classes a donc été beaucoup plus aisée dans ce cas, leur distribution est d'ailleurs très simple.

Comme l'indique cette légende, quatre grands ensembles d'états de surface ont été distingués par leur dominante minéralogique (exprimée sur la carte par la teinte) et leur rugosité (exprimée par la clarté). En comparant avec la classification de l'image MSS, qui est à une échelle très voisine, on est frappé par plusieurs aspects de l'image TM :

- les surfaces à sables fins éoliens (dominante quartzreuse) y apparaissent nettement quelque soit leur rugosité. Ainsi, les plus rugueuses sont en rouge vif, elles correspondent sans équivoque aux champs de nebkas, très mal discriminés précédemment ;
- les surfaces gypseuses, apparaissent dans deux classes très bien individualisées, la plus foncée correspond aux reliefs disséqués, l'autre aux glacis et collines peu marquées. Les terrasses gypseuses des centres des dépressions d'El Ferch et de l'oued Dekouk sont également bien visibles (voir planche 1 pour le repérage) ;
- les matériaux sablo-limoneux calcaires, se distinguent bien, en particulier les dépôts "loessiques" typiques de la chaîne des Matmatas qui s'étalent au pied des jbel dominant la plaine (classe 8) ;
- le modelé de dissection est beaucoup mieux mis en évidence que sur l'image MSS, bien que la résolution géométrique ne soit utilisée qu'à moitié (un pixel sur deux est affiché, la partie de l'image reproduite couvrant environ 1700 x 2270 pixels de l'image originale).

6.4.2.3 Bilan

Les modèles simples établis au paragraphe 6.3.3 mettant en évidence le rôle de la rugosité, de la couleur et de la dominante minéralogique dans l'interprétation des luminances mesurées par Landsat nous ont servis de base pour classer les images MSS, puis TM.

Bien que les données MSS soient très corrélées entre elles nous avons obtenu une image classée riche en information sur les états de surface. Toutefois, les données TM se sont révélées bien plus efficaces pour discriminer les différents types de surface. Comme en témoigne la planche 12, ces données permettent d'établir une carte détaillée des états de surface, à une échelle utilisable pour des études régionales assez précises (au 1/100 000^e).

Nous avons montré par ailleurs que ce nouveau capteur permet une meilleure détermination de la couleur des surfaces. Faute de place ce point n'a pas été illustré par une reproduction de l'image traitée dans cette perspective, mais il sera mis à profit pour caractériser des sols où les différences minéralogiques sont moins nettes que dans la région de Tataouine.

En conclusion, après les résultats encourageant obtenus avec la première *génération des satellites Landsat*, le *Thematic Mapper* apparaît maintenant comme un outil opérationnel de télédétection des états de surface, très performant dans le cas des milieux arides étudiés.

6.5 APPLICATION A LA CARTOGRAPHIE DES RESSOURCES EN SOLS

L'un de nos objectifs en entreprenant la présente étude a été de jeter les bases de l'utilisation de la télédétection pour l'inventaire régional des ressources en sols de la Tunisie aride. Nous allons maintenant voir comment les cartes d'état de surface produites par classification des images Landsat peuvent être interprétées dans cette perspective.

6.5.1. Objectifs

Comme nous l'avons rappelé dans la première partie de ce mémoire, d'assez nombreuses études pédologiques ont été réalisées en Tunisie. Ces cartes ont été produites à des échelles variées et avec des légendes le plus souvent basées sur la classification française des sols.

La nécessité de disposer de documents plus synthétiques a conduit la Direction des Sols du Ministère de l'Agriculture de Tunisie à entreprendre la réalisation d'un Atlas des ressources en sols du pays à l'échelle du 1/200 000^e. Les travaux ont débuté par la partie méridionale du pays, et PONTANIER et VIELLEFON ont proposé en 1977 une méthode de classement des ressources en sols de la Tunisie présaharienne, en réalisant la première carte de l'atlas (Gabès-Sidi Chammakh).

Cette méthode, qui insiste sur les contraintes des sols pour la production végétale et les problèmes liés à leur conservation, a depuis été appliquée aux régions voisines, dont celles de Bir Lahmar et de Médenine, au nord de la région étudiée ici (ESCADAFAL, 1979; ESCADAFAL et MTIMET, 1982).

6.5.1.1 Principe

Dans le système adopté, le classement des sols se fait par référence aux spéculations agricoles existantes, ou possibles dans le contexte socio-économique actuel de la région. Aux 3 grands types de spéculations évoqués au chapitre 1 correspondent donc 3 grandes classes d'aptitudes: sols *aptés à l'irrigation*, sols *aptés aux cultures pluviales* et sols *à réserver aux parcours*.

D'une façon générale, les critères à prendre en compte sont la profondeur du sol, les caractéristiques physico-hydriques des différents horizons et *l'état de la surface* (qui conditionnent la capacité de stockage en eau et le volume exploitable par les végétaux), la salure, la nature chimique de la couche meuble et son niveau trophique, la pente, la texture et la structure (FLORET et PONTANIER, 1982). La texture et la pente interviennent également dans la notion de *sensibilité à l'érosion hydrique et éolienne* qui module les trois grandes classes d'aptitude définies ci-dessus.

6.5.1.2 Les critères de classement retenus

Compte tenu d'une part, de la nécessité d'utiliser une méthode de classement homogène avec celle des cartes de ressources en sols déjà réalisées et d'autre part, des caractéristiques des sols de la région étudiée (voir chap.2), les critères suivants ont été retenus.

(a) épaisseur de la couche meuble

La couche meuble, couche superficielle du sol facilement pénétrable par les racines, doit atteindre au moins 40 cm d'épaisseur pour que le sol soit considéré cultivable, et 80 cm pour envisager l'irrigation. Soit trois classes :

- 1 : épaisseur ≥ 80 cm.
- 2 : épaisseur entre 40 et 80 cm
- 3 : épaisseur ≤ 40 cm

(b) texture et nature de la couche meuble

La texture joue un rôle essentiel dans la sensibilité des sols à l'érosion et leur aptitude à l'irrigation. Nous avons vu qu'elle est généralement grossière avec une prédominance des sables (chap.1). Au total six types de couches meubles ont été distingués :

- A1 : couche meuble à texture très grossière hétérogène (colluvions et alluvions peu triées),
- A2 : couche meuble à texture sablo-caillouteuse (alluvions des lits des oueds),
- A3 : couche meuble à texture sableuse à sables grossiers quartzeux, (glacis sableux de la cuvette de l'oued Dekouk),
- B1 : couche meuble à texture sableuse à sables fins quartzeux éoliens (voiles, micronebkas, dunes),
- B2 : couche meuble à texture sableuse à sablo-limoneuse calcaire (glacis d'épandage, chenaux alluvionnés),
- C1 : couche meuble à texture sablo-limoneuse à équilibrée (matériau de type "limons des Matmatas" et des dépressions endoréiques).

(c) nature de l'assise

L'assise est définie ici comme le matériau induré, d'origine géologique ou pédologique, qui forme un obstacle plus ou moins net à l'enracinement, sous la couche meuble. Lorsque celle-ci est absente, l'assise est affleurante. Les classes et symboles suivants sont utilisés :

- ° : couche meuble sur croûte épaisse dure ou roche dure,
- ' : couche meuble sur croûte calcaire démantelée ou encroûtement nodulaire calcaire,
- " : couche meuble sur croûte ou encroûtement calcaro-gypseux
- °° : couche meuble sur encroûtement gypseux de nappe.

De plus, quatre types d'assises affleurantes ont été distingués :

- D : croûte ou dalle calcaire,
- E : croûte et encroûtement gypseux ou roche gypseuse,
- R : roche dure (calcaire, calcaire dolomitique)
- M : roche tendre (marnes).

(d) salure et pente

Ces deux critères s'excluent le plus souvent: compte tenu de l'échelle de la carte seulement trois classes de salure et de pente ont été distinguées :

- pente faible (p0, <2 %), pente moyenne (p1, entre 2 et 5 %), pente forte (p2, >5 %). Cette dernière classe n'a pas été subdivisée, les reliefs très marqués dans la région étudiée ont des pentes globalement élevées.
- salure faible (s0, <7 mS/cm), salure élevée (s1, entre 7 et 20 mS/cm), salure très forte (s2, >20 mS/cm).

6.5.1.3 Principe de la représentation cartographique

Compte tenu de la vocation régionale des cartes de ressources en sols, les informations sont synthétisées au niveau des *unités morphopédologiques*. Les caractéristiques moyennes de chaque unité sont précisées en utilisant les critères énumérés ci-dessus, résumés par une formule

(Exemple: unité pédologique n°9, caractéristiques: 3C1°s0p1 = couche meuble d'épaisseur inférieure à 40 cm, de texture sablo-limoneuse à équilibrée, calcaire, sur roche dure, non ou peu salée, et de pente comprise entre 2 et 5 %) .

L'aptitude globale de chaque unité est déterminée en utilisant une clé de classement. Nous avons vu que le premier critère utilisé est l'épaisseur de la couche meuble, puis interviennent sa texture, la pente, la salure, etc. La prise en compte des différents critères s'enchaîne selon un ordre logique qui peut être formalisé par un organigramme (ESCADAFAL, 1979). En bref, pour la région de Tataouine, cinq grandes classes de ressources en sols ont été définies :

- **sols irrigables** : tous les sols satisfaisant les critères: 3; A3, B1, B2; p0; s0.
- **sols cultivables, sensibles à l'érosion** : tous les sols à couche meuble > 40 cm, dont la texture est très sableuse ou la pente > 2 %.
- **sols cultivables, peu sensibles à l'érosion** : tous les sols à couche meuble > 40 cm, dont la texture est sablo-limoneuse et la pente ≤ 2 %.
- **sols non cultivables, sensibles à l'érosion** : tous les sols à couche meuble ≤ 40 cm, dont la texture est très sableuse ou la pente > 5 %, et les sols à assise affleurante tendre (E ou M) et pente forte (p2).
- **sols non cultivables, peu sensibles à l'érosion** : tous les autres sols à couche meuble ≤ 40 cm ou assise affleurante dure, ou salure élevée.

6.5.2. Intégration des cartes d'état de surface

Deux grandes catégories d'informations sont donc nécessaires à l'établissement de la carte des ressources en sols :

- la délimitation des unités morpho-pédologiques,
- la détermination du contenu de chacune d'elle, en termes de texture et épaisseur de la couche meuble, type d'assise, pente et salure.

En ce qui concerne le *premier point*, nous avons vu au chapitre 2 qu'il existe des relations étroites entre état de surface et unité morpho-pédologique. Si ces relations ne sont pas biunivoques, le contraste entre les états de surface est presque toujours assez important pour mettre en évidence les limites entre les unités morpho-pédologiques qu'ils recouvrent.

Pour le *deuxième point*, la plupart des paramètres requis semblent hors d'atteinte du satellite, en particulier l'épaisseur de la couche meuble, l'assise, la salure et la pente. Effectivement, pour ce qui est de la détermination des classes de pentes, nous avons recouru aux cartes topographiques disponibles.

En fait, les renseignements que l'on peut extraire des cartes d'état de surface obtenues par classification des données Landsat (cartes *spectrales*) varient suivant qu'il s'agit de l'image MSS ou de l'image TM.

6.5.2.1 Interprétation de l'image classée MSS

Cette première image classée a donc d'abord servi à *délimiter les unités morpho-pédologiques*.

En la superposant à la carte topographique, les unités qui sont à la fois caractérisées par une morphologie particulière et un type d'état de surface s'individualisent bien: c'est le cas des reliefs calcaires disséqués (en vert sur la planche), des glaciers qui s'étendent à leur piémont (marron et bleu), des zones d'épandage (violet), des formations dunaires des plaines (jaune et rose).

Lorsqu'on cherche à *préciser le contenu* des différentes unités en utilisant les classes d'états de surface, on constate à la lecture du tableau 18 que ce n'est réalisable que dans quelques cas :

- les classes 2 et 4 correspondent aux roches affleurantes, soit l'unité pédologique n°1, classe de ressources: F, sols non cultivables non sensibles à l'érosion ;

- la classe 6 correspond aux glacis à dalle calcaire, soit l'unité pédologique n°3, classe de ressources: D, sols non cultivables non sensibles à l'érosion ;
- la classe 12 correspond aux dunes de sables vifs, soit l'unité pédologique n°6, classe de ressources: 1B1, sols non cultivables sensibles à l'érosion.

Les autres classes d'états de surface correspondent *chacune à plusieurs types d'unités morphopédologiques*, l'image MSS classée est alors insuffisante pour inférer les contenus de ces unités. Cependant dans une classe d'état de surface donnée, il est possible de discriminer deux types d'unités en faisant intervenir d'autres critères; par exemple :

- dans le cas de la classe 3, suivant la topographie on peut distinguer, de façon non équivoque, les champs de nebkas (unité n°14, 2B1°), toujours en situation de pente très faible, des reliefs à pente moyenne ;
- dans le cas des classes 9, 10 et 13, la texture de l'image permet de distinguer les collines disséquées des formations liasiques *gypseuses*, des grands glacis sableux.

Cette image MSS classée, permet donc malgré tout de caractériser les unités de sols sur une bonne partie de la région étudiée, car celles qui sont distinguables couvrent de grandes étendues.

Elle a été surtout utilisée pour comparer les trois pédopaysages étudiés en détail avec ceux qui n'ont été que reconnus sur le terrain. Elle est donc ici plutôt un outil de généralisation spatiale des informations acquises sur le terrain, qu'un instrument de détermination directe des caractéristiques de la couverture pédologique.

Finalement, la **carte des ressources en sols** de la région a été dressée en 1985, à l'échelle du 1/200 000e, en synthétisant toutes les informations disponibles, image classée MSS, cartes, photographies aériennes et surtout données de terrain.

Elle a été publiée sur le fond topographique de la feuille de Tataouine, elle couvre ainsi 560 000 ha (ESCADAFAL, 1987a). Compte tenu des projets de développement de cette région, l'information la plus importante qu'elle fournit est la localisation des 19 400 ha potentiellement irrigables, et des zones sensibles à l'érosion.

6.5.2.2 Apport de l'image TM

Nous avons déjà constaté que l'image TM permet une caractérisation beaucoup plus précise des états de surface, que ce soit du point de vue de leur limites ou de leur contenu. De ce fait, la plupart de confusions observées dans le cas de l'image MSS sont levées (voir plus haut, les commentaires de la planche 11).

En observant la planche 12, on constate que les unités morpho-pédologiques sont beaucoup plus facilement *délimitées*, et que leur *contenu* moins sujet à équivoques, ainsi :

- les classes 11 et 12 correspondent aux jbelles gypseux soit l'unité n°2, classe de ressources Ep1,
- la classe 13 correspond aux glacis gypseux, unité n°20, classe de ressources E,
- les jbelles calcaires sont eux caractérisés par les classes 21 et 22 associées, unité n°1, classe de ressources Fp2,
- la classe 23 correspond aux glacis à dalle calcaire unité n°3, classe de ressources D,
- la classe 24 correspond aux épandages limoneux, unité n°22, classe de ressources 1C1s0,
- la classe 32 correspond aux sols à voile éolien sur croûte calcaire, unité n°15, classe de ressources 3B1"s0,
- la classe 33 correspond aux formations éoliennes, unité n°6, classe de ressources 1B1° et 2B1°,
- la classe 34 correspond aux sols à voile éolien sur croûte gypseuse, unité n°16, classe de ressources 3B1"s0,
- la classe 41 correspond essentiellement aux cultures dans des dépressions, sur sols sableux non salés, unité n°17, classe de ressources 1B2s0,
- la classe 42 est associée à la précédente (cultures moins denses). Seule, elle représente alors des peuplements de végétation steppique assez denses, le plus souvent des nebkas (unité n°14, classe de ressources 2B1°).

Tous les cas de figures ne sont pas représentés dans cet exemple limité à une zone de 15x15 km, mais les performances des données Thematic Mapper sont clairement mises en évidence.

Ajoutons enfin, que la légende des cartes de ressources en sols applicable à toute la Tunisie proposée par WILLAIME (1983) prend en compte les caractères de la surface des sols (ESCADAFAL, 1986). Les cartes d'état de surface obtenues par classement d'images Landsat TM seront donc encore plus directement utilisables dans ce nouveau système en développement.

6.5.2.3 Formalisation-synthèse

Malgré les bons résultats obtenus ci-dessus, il est clair que l'on ne peut pas toujours faire correspondre une classe de ressources en sols à chaque classe d'état de surface. En effet, nous avons vu au chapitre 2 qu'il n'y a pas bijection stricte entre unités pédologiques et états de surfaces. De plus, une même unité peut correspondre à des classes de ressources en sols différentes (à cause de la variation de l'épaisseur de la couche meuble, par exemple).

D'une façon plus générale, il peut d'ailleurs paraître vain de chercher à obtenir une information tridimensionnelle à partir d'une image bidimensionnelle.

En fait c'est possible, en faisant intervenir la **connaissance des lois de distribution des sols dans le paysage** qu'a acquis le thématicien en travaillant dans une région donnée.

Cette expérience peut lui permettre d'inférer des informations sur les sols en intégrant l'état de surface, la position topographique, le contexte géologique. Ici, encore l'approche du *thématicien* utilisant la télédétection se distingue de celle du *physicien*. Ceci peut être illustré par l'exemple suivant :

En étudiant sur l'image une portion de la surface que nous avons attribué à la classe 22 sur la planche 12 on peut la caractériser par son albédo (donnée physique).

Pour notre part nous pouvons préciser que, dans cette région, ce type de surface, à rapport TM1/TM7 moyen, et en situation de pente faible, en piémont de relief escarpé ou sur affleurement subhorizontaux de roches calcaires, est un glacié à dalle calcaire affleurante, unité pédologique n°3. Ceci correspond à la classe de ressources en sols D, non cultivables, peu sensibles à l'érosion; à une aptitude au ruissellement très élevée (voir mesures du chap.4), et à un milieu supportant une steppe très peu dense d'*Arthrophytum scoparium*, de valeur pastorale médiocre (voir chap.1).

Mais cette connaissance du milieu qu'a le thématicien n'est généralement pas aussi bien formalisée que dans ce court exemple. Elle est donc difficilement transmissible, ce qui est un handicap de l'approche thématique. Avec le développement des **systèmes experts** ce handicap pourrait être surmonté, au moins partiellement dans un certain nombre de cas favorables où l'expertise est assez simple.

Le terme générique de "système expert" regroupe essentiellement des logiciels capables de gérer un ensemble de connaissances transmises par l'expert sous la forme d'une liste de faits et de règles (base de connaissances), puis, en utilisant ces règles, d'inférer des réponses à des questions posées dans le domaine couvert (FARRENY, 1986).

Ces logiciels visent donc à utiliser les connaissances de l'expert et simuler son raisonnement. Son travail s'en trouve allégé, transmissible, et éventuellement automatisable. En contrepartie, l'expert doit d'abord formaliser tout le raisonnement qu'il fait habituellement de façon plus ou moins explicite, sous forme de règles reconnaissables par le logiciel.

Elles sont généralement de la forme :

```

Si Condition 1
  et Condition 2
      .....
  et Condition N
Alors :
    Conclusion 1
  et Conclusion 2
      .....
    Conclusion N
  
```

Ce qui donnera pour l'exemple cité plus haut,

```

Règle i :
Si, classe état de surface = 6
et situation topographique = pente faible
et dominé par reliefs
alors, unité pédologique = n°3.
  
```

```

Règle i+1 :
Si, classe état de surface = 6
et situation topographique = pente nulle à très faible
et substratum = roche calcaire
alors, unité pédologique = n°3.
  
```

En *conclusion*, comme le géologue infère des informations sur la structure géologique d'une région en observant des coupes, mais aussi la morphologie et les *affleurements*, le pédologue peut intégrer l'information sur les *états de surface du sol* dans l'étude de la couverture pédologique

Cette approche peut être particulièrement performante en région aride, où les sols sont souvent mal connus, si elle s'appuie sur une interprétation des données Landsat TM basée sur des modèles et une formalisation de l'expérience acquise sur le terrain

6.6 AUTRES APPLICATIONS DE LA TÉLÉDÉTECTION DES ÉTATS DE SURFACE

La caractérisation des états de surface par télédétection a d'autres applications dont les plus immédiates concernent les modèles hydrologiques et le diagnostic de sensibilité à la désertisation.

6.6.1. Modèles hydrologiques

Nous avons vu que les études hydrologiques réalisées ces dernières années, en particulier au Sahel, ont mis en évidence le rôle prépondérant de l'état de la surface du sol dans les transferts hydriques à l'interface sol-atmosphère. A partir des mesures de l'aptitude à l'infiltration réalisées avec le minisimulateur (chap.4), on peut faire correspondre des paramètres hydrologiques aux différents types d'état de surface.

La caractérisation des états de surface par télédétection apparaît comme un outil potentiellement très puissant d'extension spatiale de ces observations ponctuelles de terrain. L'image satellite classée est utilisable comme une carte numérisée des états de surface d'un bassin versant. En combinant les fonctions de production de lame ruisselee, selon différents types d'averses, établies expérimentalement sur le terrain avec cette carte et les données topographiques, on dispose des éléments essentiels pour la modélisation de l'écoulement sur le bassin versant étudié.

La faisabilité de cette approche a été testée sur la bassin versant de la Mare d'Oursi (Burkina Faso) par CHEVALLIER et al. (1986). La carte des états de surface établie par observation sur le terrain et par photointerprétation a pu être reproduite de façon satisfaisante par une simple classification empirique d'une image MSS Landsat. L'image classée a ensuite été utilisée dans un modèle à discrétisation spatiale où le bassin versant est représenté par une partition en carrés de taille variable suivant la morphologie (GIRARD et al., 1981).

La même image classée a pu être utilisée sur un bassin versant voisin dans le même type de milieu, dans une tentative d'extrapolation prudente et très limitée (ALBERGEL et al., 1987). Par ailleurs, une étude récente, toujours sur la Mare d'Oursi, montre que les données Spot permettent également d'obtenir une cartographie des états de surface utilisable pour la modélisation hydrologique (LAMACHERE, 1988).

Ces premiers résultats (voir aussi GARNER et DUFFY, 1985), obtenus avec une exploitation très sommaire des données satellitaires, sont encourageants. Ils permettent de prévoir d'importantes applications de notre méthode en hydrologie des milieux arides.

En effet, l'approche que nous proposons, basée sur des modèles opérationnels de l'interaction rayonnement-surface, permet une caractérisation des états de surface par télédétection beaucoup plus précise. Elle donne surtout des bases rigoureuses à la recherche de généralisations.

6.6.2. Cartes de sensibilité à la désertisation

Les phénomènes de dégradation, souvent irréversibles, que subissent de nombreux milieux naturels arides par suite de l'intensification de leur utilisation par l'homme, sont devenus très préoccupants, au point qu'on les a englobés sous le terme générique de *désertisation*. Suivant les régions et les pays concernés, les causes en sont multiples. Pour tenter de les repérer et d'organiser la prévention de ce phénomène, des "indicateurs de désertification" ont été proposés (REINIG, 1977).

Pour ce qui concerne la Tunisie présaharienne, les études de FLORET et al. (1976, 1986) ont montré que la cause principale de la désertisation est la *mise en culture des sols de la steppe*, qui en les privant de couvert végétal permanent, les livre à une érosion éolienne intense. La deuxième cause recensée est le *surpâturage*, qui lui aussi entraîne une diminution du couvert végétal, parfois de façon radicale. Dans la région que nous avons étudiée, c'est même très probablement la première cause, car les défrichements n'ont pas une grande extension.

Toutefois, suivant le type de sol et de végétation associée, les différents milieux ne réagissent pas de la même façon au surpâturage. D'où la notion de **sensibilité à la désertisation** développée par FLORET et al. (1976), pour tenter de classer les milieux suivant les risques encourus.

Ainsi par exemple, une steppe sableuse, milieu à forte productivité, est beaucoup plus sensible qu'un glacié à dalle calcaire affleurante, milieu dont la faible productivité sera faiblement affectée par le surpâturage. Or, nous avons vu que les données satellitaires permettent de distinguer très facilement ces deux types de milieux.

De façon plus générale, la caractérisation de la surface des sols, qui fournit des indications sur les sols et leur susceptibilité à l'érosion, peut apporter une aide précieuse pour la cartographie de la sensibilité des milieux à la désertisation.

Ainsi, l'image TM classée (pl. 11) permet de cartographier facilement toutes les formations à sables fins, qui forment la grande classe des milieux fragiles très sensibles à la désertisation (seuls les ergs n'en font pas partie). Au contraire les surfaces caillouteuses, calcaires et gypseuses, appartiennent à la classe des milieux peu sensibles.

En ce qui concerne l'étude de l'**état de désertisation** d'un milieu, différents éléments de diagnostic de la perte de productivité interviennent. Elle est essentiellement due, ici, à des modifications du bilan hydrique, par perte de la capacité des sols à infiltrer et/ou à stocker l'eau. Plusieurs indices de ces modifications sont accessibles par télédétection: la mise à nu d'horizons pédologiques profonds, l'extension des surfaces battantes, des voiles sableux fixés et des dunes, la rugosité liée à la végétation steppique.

A l'heure où on cherche à préciser les mécanismes physiques de la désertisation, notre approche apporte des données quantitatives sur la composition l'état de la surface des sols, paramètres essentiels dans tous les modèles de déflation (EL-BAZ et HASSAN, 1986). De plus, la télédétection permet de caractériser les états de surface à différentes dates, donc d'aborder l'étude de l'**évolution** de l'état de désertisation de milieu (monitoring).

Parmi les applications des résultats présentés dans ce mémoire, le suivi de l'état des milieux arides et la détection des zones menacées ou en cours de désertisation est donc certainement une des plus prometteuses.

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE

Dans cette troisième partie, la plus importante, nous avons abordé la télédétection de la surface des sols en nous basant sur une analyse de l'interaction entre le rayonnement solaire et les surfaces. Les propriétés spectrales des matériaux pédologiques, mais aussi des autres constituants de la surface des sols ont été analysées à partir de données disponibles dans la littérature et de mesures en laboratoire.

La modélisation de l'influence de la couleur et de la rugosité, en particulier, nous a permis de comprendre la façon dont varie la réflectance de la surface des sols en fonction de sa composition et de son organisation, mais aussi suivant les bandes spectrales du capteur et la géométrie de la mesure. Plutôt que de rechercher la "signature spectrale", nous avons tenter de cerner les "comportements radiométriques" des surfaces dans différentes situations, facilitant ainsi l'extension de nos résultats à d'autres contextes.

Ces résultats ont été utilisés pour proposer des modèles simples et opérationnels reliant ces variables aux valeurs de luminances mesurées par les deux types de capteurs du satellite Landsat, le Multi Spectral Scanner (MSS) et le Thematic Mapper (TM).

En considérant que les effets atmosphériques sont modestes et constants au sein d'une même image prise par temps clair et calme, ces modèles simples ont servi de guide pour classer les images MSS et TM. La carte *spectraleoïde* obtenue à partir de l'image MSS représente les états de surface, classés en fonction de leur rugosité et de leur couleur. Grâce au canal infrarouge moyen, l'image TM a permis de distinguer les surfaces suivant leur rugosité, mais aussi leur dominante minéralogique.

Ces "cartes" peuvent actuellement être utilisées dans plusieurs applications. Dans le cas de la cartographie régionale des ressources en sols nous avons montré comment plusieurs variables intervenant dans l'évaluation des potentialités des sols peuvent être inférées à partir de ces cartes.

Deux autres exemples d'applications réalisables immédiatement ont été discutées: la modélisation hydrologique et la cartographie de la désertisation (risques et phénomènes en cours).

A travers ces exemples il est apparu que la télédétection des états de surface qui a démarré avec l'utilisation des données MSS, est actuellement opérationnelle grâce à la haute résolution spatiale et la large gamme spectrale du Thematic Mapper de Landsat. Les développements prévisibles de cette approche des milieux arides sont discutés dans la partie suivante.

Bilan de l'étude

LES RECHERCHES REALISEES

L'ensemble des recherches présentées dans ce mémoire peut être récapitulé en suivant l'enchaînement des étapes matérialisées chacune par un chapitre :

1 : Présentation de la région étudiée.

Les grands traits mis en évidence permettent de situer ce travail dans son contexte et de cerner les limites de son applicabilité. La région étudiée est caractérisée par des paysages façonnés dans des alternances de *roches sédimentaires* dures et tendres. Le *climat aride à tendance saharienne* se manifeste par des précipitations irrégulières et globalement faibles (130 mm/an). La *végétation*, steppique, est composée essentiellement de ligneux bas épars et de plantes annuelles sporadiques. Ce milieu est utilisé principalement comme *pâturage extensif* pour les troupeaux (ovins, caprins, et camélidés dans la partie la plus aride).

2 : Etude de la couverture pédologique.

Une prospection systématique de trois pédopaysages représentatifs, basée sur l'observation de 177 fosses et sondages et l'analyse d'échantillons au laboratoire, a révélé les grands traits de la couverture pédologique de cette région, peu connue jusqu'alors :

Les sols ont une *texture à dominante sableuse* et sont souvent riches en éléments grossiers (graviers, cailloux). Très pauvres en matières organiques, *leur structure est peu développée*. Les sels solubles sont localement abondants. Les sels de calcium sont omniprésents et les *accumulations calcaires et gypseuses sont très fréquentes* (amas, nodules, encroûtements, et croûtes). Ces accumulations sont les témoins de périodes plus humides, mais actuellement la couverture pédologique est surtout *affectée par des phénomènes de surface*, sous l'action des précipitations et du vent. La *surface des sols* porte ici la trace fidèle des ces phénomènes naturels, car elle est *peu modifiée par les activités humaines*.

3 : La description de la surface des sols.

Une revue bibliographique a montré la nécessité de *définir les termes* relatifs à la surface des sols et de développer une *méthode de description originale*, visant l'exhaustivité. Cette méthode est basée sur la délimitation et la caractérisation des *états de surface élémentaires (ESE)*.

Ceci a été réalisé **sur le terrain** avec une fiche de description, des mesures de recouvrement par la *méthode linéaire et des photographies en visée nadirale* à différentes échelles. Au **laboratoire**, des échantillons prélevés ont été analysés et observés au microscope (micromorphologie). Une technique de mesure et de calcul de la *granulométrie "apparente"* a été développée, pour exprimer la composition de la surface en recouvrement, (plus significatif que le pourcentage pondéral).

Une typologie des ESE de la région étudiée a été établie en s'appuyant sur l'analyse statistique multidimensionnelle (ACP et CAH) d'une série de 63 relevés. 11 types principaux d'ESE ont été retenus, distingués par la *granulométrie*, la *couleur* et/ou la *composition minéralogique*. Les différentes unités de sols reconnues dans les pédopaysages étudiés présentent chacune un état de surface formé d'une "association" d'ESE souvent caractéristique.

4 : Mesure de quelques propriétés des surfaces sur le terrain.

L'utilisation d'un *infiltromètre à aspersion* nous a permis de tester le **comportement hydrodynamique** de six ESE différents très représentés dans la région. Des parcelles de 1 m² ont été soumises à deux types d'averses simulées. Les résultats montrent que la granulométrie des ESE influe fortement sur l'aptitude à l'infiltration du sol: elle est très faible pour les surfaces à cailloux enchâssés, et totale au contraire dans le cas des ESE à sables grossiers.

Grâce à une *expérimentation en station* (de 1979 à 1984) nous avons pu suivre **l'évolution saisonnière** de la surface d'un sol sablo-limoneux typique de la région, à deux types d'ESE: "voile sableux éolien" et "sol nu" . Les fluctuations sporadiques de l'état de la surface ont paru se compenser à l'échelle annuelle. Le suivi de la cohésion du sol et de son état d'humectation ont permis de définir le nombre moyen de périodes favorables aux germinations spontanées des plantules. Il est de 13,4 % par an sur le voile éolien contre 5,1 % pour le sol nu. Ceci a mis en évidence l'influence directe des états de surface sur le développement des plantes, suggérée par les travaux des phytoécologues. *En milieu aride, la caractérisation des états de surface est donc souvent un moyen de diagnostiquer des comportements.*

5 : Bases de l'utilisation de la télédétection.

L'analyse de l'interaction du rayonnement solaire avec la surface des sols a été basée sur des mesures de laboratoire et l'étude bibliographique des propriétés spectrales des différents constituants. L'influence de la *composition minéralogique* a été assez bien cernée par les travaux publiés et les mesures spectrophotométriques. L'effet de la *rugosité* a été simulée par un modèle simple.

Par contre, l'étude du rôle de la *couleur*, mal précisé jusqu'à présent, a nécessité une recherche originale basée sur la *colorimétrie*. Les deux principaux résultats en sont :

- *couleur et réflectance spectrale* dans le domaine visible sont très étroitement corrélées dans le cas des sols,
- les couleurs de surface notées avec le code *Munsell* sont facilement comparées avec la *réflectance* lorsqu'elles sont converties en coordonnées R,G,B.

6 : L'exploitation des images Landsat

A partir d'une analyse des *relations entre réflectance* des surfaces et *luminances* mesurées par les satellites, les résultats du chapitre 5 ont été appliqués à deux types d'images Landsat.

Dans le cas de l'image MSS la classification des valeurs des canaux 4 et 5 a produit une carte *spectroloïde* des états de surface ordonnés suivant leur rugosité et la saturation de leur couleur. L'image du Thematic Mapper (capteur plus récent) a permis une bien meilleure discrimination des états de surface grâce à une meilleure résolution géométrique, et grâce aux 3 canaux visibles qui améliorent fortement la caractérisation de la couleur, et au canal 7 (IR moyen) qui met en évidence la dominance du quartz, des carbonates ou du gypse.

La télédétection des états de surface est donc opérationnelle et les cartes obtenues par traitement d'images Landsat sont apparues utilisables dès à présent pour :

- inférer des informations sur la couverture pédologique (exemple de la cartographie des ressources en sols) ,
- modéliser le comportement hydrologique des sols,
- diagnostiquer la sensibilité des sols à la désertisation et les processus de dégradation en cours,

PROSPECTIVE

Les travaux détaillés dans ce mémoire laissent prévoir de nombreux développements dans plusieurs directions.

Etude des propriétés spectrales des sols et de leur surface

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 jusqu'à présent sont assez conjoncturelles et souvent purement statistiques.

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 devra 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 particulière hétérogène fait intervenir des lois physiques complexes (EGAN et HILGEMAN, 1978; HAPKE, 1981; LECKNER, 1987). Des modèles pragmatiques simplifiés devront être envisagés en collaboration avec les physiciens.

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 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 le but ultime des différents modèles évoqués. Elle est même considérée comme une étape essentielle au développement de la télédétection des milieux arides (TUELLER, 1987). La *caractérisation hiérarchisée des surfaces* que nous avons proposée est une bonne approche pour le calcul de la réflectance des surfaces hétérogènes. Les méthodes de terrain devront donc être perfectionnées vers un gain de temps et de précision.

Nous n'avons pas non plus étudié l'effet de l'*humidité* sur les propriétés spectrales, car les sols ont été observés à l'état sec (au laboratoire, comme sur le terrain ou depuis l'espace). Dans le domaine visible et proche infrarouge on ne constate qu'une diminution générale de la réflectance sous l'effet de l'humectation. Par contre, des travaux récents indiquent que les bandes spectrales du moyen infrarouge (TM5 et TM7) semblent permettre une détection de la teneur en eau, de façon relativement indépendante des autres variables (MUSICK et PELLETIER, 1988).

Enfin, l'étude des états de surface par télédétection à haute résolution spatiale, devra aussi s'articuler avec les mesures de *paramètres physiques des surfaces* par les satellites de type météorologique, utilisées dans les modèles climatiques (voir BECKER et SEGUIN, 1985).

Impact des développements technologiques en cours.

La télédétection utilise des technologies de pointe qui sont en rapide évolution. Parmi les développements récents ou en cours, certains ont d'ores et déjà des applications prévisibles dans notre domaine thématique. Ainsi, avec la multiplication des vecteurs et des capteurs, on s'oriente vers la ***combinaison de données de sources multiples***.

Les satellites à défilement de type Nimbus donnent des images à faible résolution spatiale, mais très fréquentes (AVHRR). Elles permettent le suivi régional de l'évolution des états de surface, caractérisés en détail avec Landsat ou Spot.

Ces données de *faible résolution* ont été utilisées avec succès dans des études de l'environnement à petite échelle (CICONE et METZLER, 1984), et notamment les données CZCS, conçues au départ pour l'étude de la couleur des océans (ROLLER et COLWELL, 1986). Très récemment nous avons même pu réaliser une étude régionale

de la couleur des matériaux de surface du Sahara avec une image CZCS (ESCADAFAL, 1989).

Par ailleurs, les images spatiales *radar* que va fournir le satellite européen ERS-1 pourront être combinées avec celles des capteurs passifs. D'après les premières expériences réalisées avec les données de la navette spatiale (SIR-A et SIR-B), cela devrait permettre la caractérisation séparée de la rugosité et de la couleur des matériaux (REBILLARD et BALLAIS, 1984; GREEN, 1986).

Quant au satellite français Spot 1, s'il ne possède que trois canaux (dans le visible et le proche infrarouge), il peut par contre fournir des *images stéréoscopiques à très haute résolution* (10 m), très utiles pour la délimitation des unités morpho-pédologiques (QUARMBY et TOWNSHEND, 1986; CONNORS et al., 1987), et dont on peut également tirer des modèles numériques de terrain (MNT) par calcul. A noter que de nouveaux instruments seront embarqués sur la prochaine génération : SPOT 4 aura un canal IR moyen et un radiomètre imageur à large balayage.

Les développements les plus spectaculaires pour notre thématique sont attendus dans le domaine de la **spectroradiométrie**. Les mesures sur le terrain se développent (CERVELLE et al., 1988), alors que les expériences aéroportées (THOMAS et USTIN, 1987) préparent l'utilisation des données des spectroradiomètres imageurs embarqués sur les plateformes spatiales qui disposeront de 210 canaux programmables ! (VANE et GOETZ, 1988).

Le domaine du **traitement d'image** progresse également très vite. Sans entrer dans les détails, nous retiendrons, parmi les méthodes applicables aux milieux arides, que les classifications multispectrales se perfectionnent par l'introduction des notions de contexte (ROGALA, 1982) et de texture (SHIH et SCHOWENGERDT, 1983). Parallèlement, l'étude des formes par la morphologie mathématique se développe (MERING et al., 1987), alors que différentes méthodes permettent l'extraction du réseau hydrographique et l'étude de son organisation (ARGIALAS et al., 1988; RIAZANOVF et al., 1988). Enfin, l'approche géostatistique commence à être introduite en télédétection (CURRAN, 1988).

Développements thématiques

La caractérisation de la surface des sols sur le terrain et par télédétection peut être étendue à des milieux différents de ceux que nous avons étudiés. Au delà des autres milieux arides, la méthode peut être élargie à la **caractérisation des horizons affleurants** pour des raisons climatiques, mais aussi culturelles. Même dans les régions mieux arrosées, les sols sont en effet souvent nus une partie de l'année.

La détection de modifications de l'aspect et/ou de la composition des horizons de surface jette les bases d'une *cartographie de l'érosion des sols* par télédétection, beaucoup plus détaillée que les études régionales réalisées jusqu'ici (MITCHELL et HOWARD, 1978). Une première simulation à partir des données de laboratoires a montré la faisabilité de cette approche (LATZ et al., 1984). La télédétection des matériaux pédologiques de surface est aussi une aide précieuse dans les travaux de *cartographie des sols* en permettant d'interpoler et de spatialiser les données discontinues recueillies sur le terrain par le pédologue (ESCADAFAL, 1987b).

D'une façon plus générale, des informations sur les sols, leur utilisation, leurs aptitudes, et leur susceptibilité à la dégradation seront obtenues *en combinant les images de télédétection avec les données annexes* sur la morphologie du paysage (SATTERWHITE et al., 1984), le contexte géologique, les données climatiques. Ces combinaisons sont facilitées lorsque ces données sont numérisées et gérées par un système d'information géographique, comme le montre les expériences de SPANNER et al. (1983) et de GRAETZ et al. (1986) en matière de calcul des risques d'érosion.

La caractérisation des états de surface par télédétection, devenant de plus en plus précise grâce aux développements technologiques et conceptuels que nous venons de voir, est également amenée à jouer un rôle important dans les **modèles hydrologiques**. Là aussi, son utilisation opérationnelle sera facilitée par l'intégration de l'ensemble des données (relief, mesures de terrain, pluviométrie) sur un même support informatique.

Enfin, le **suivi de l'évolution des états de surface** par télédétection permettra la surveillance des milieux arides et l'étude de leur *écologie*. On peut ainsi prévoir de détecter le développement ou la dégradation de la végétation steppique, en mesurant les *variations de rugosité* des surfaces. Pour pouvoir comparer des mesures faites à des dates différentes (et avec différents capteurs) les méthodes de corrections atmosphériques devront être prise en compte et améliorées.

CONCLUSION GENERALE

Depuis quelques années, différents spécialistes de l'étude des milieux arides ont perçu la nécessité de prendre en compte la surface des sols dans leurs travaux. Cependant, dans ces travaux l'étude de la surface du sol n'est généralement qu'un aspect mineur, et les données sont le plus souvent collectées et traitées que du point de vue de la discipline concernée (ainsi les pédologues s'intéressent particulièrement aux organisations, les hydrologues à la conductivité hydraulique, les agronomes à la cohésion, etc.).

Nous avons proposé dans ce mémoire une approche originale, où la *surface du sol est l'objet principal de l'étude*. La surface du sol est ici étudiée d'un *point de vue global*, où tous les éléments composant cette **interface sol-atmosphère** sont considérés (roches, matériaux pédologiques, végétaux, animaux...).

A cet effet a été développée une méthode de caractérisation des **états de surface** (*composition et organisation de la surface du sol à un instant donné*). Cette méthode est hiérarchisée, les états de surface complexes sont décomposés en *états de surface élémentaires* (ESE). Ces états de surface sont **caractérisés** par description *normalisée* et *expérimentation* sur le terrain, et *déterminations analytiques* au laboratoire.

Nous suivons en cela une démarche de thématicien, qui se distingue de celle des physiciens qui cherchent à paramétrer les surfaces par des mesures indirectes (albédo, par exemple). Aux états de surfaces ainsi caractérisés, et ordonnés en types par analyse statistique, ont pu être rattachés des **comportements**, relatifs à l'aptitude à l'infiltration et au développement des plantules.

La **télé-détection** fournit des *mesures* de plus en plus précises et abondantes du *rayonnement solaire réfléchi* par la surface de la Terre (et dans des conditions atmosphériques favorables). Pour utiliser ces données nous avons recherché les *variables* qui interviennent dans ce phénomène de réflexion.

Dans le cas des *satellites Landsat*, les variables les plus importantes ici sont *précisément des caractéristiques de la surface* : la **rugosité** (abondance des graviers, cailloux et touffes de végétation), la **composition minéralogique** (dominance du quartz, des carbonates ou du gypse), et la **couleur**.

Dans ce dernier cas, une investigation poussée a permis de réaliser une avancée significative dans la compréhension des *relations entre couleur et réflectance* des sols, qui a des retombées non seulement en **télé-détection**, mais aussi pour **l'étude des relations entre composition et couleur des sols**. L'influence de ces trois variables sur les valeurs de luminance mesurées par les capteurs MSS et TM de Landsat a été exprimée par des *modèles pragmatiques*, intégrant l'hétérogénéité des surfaces grâce à la caractérisation par ESE.

En nous basant sur ces modèles, nous avons obtenu une *carte spectraloïde détaillée des différents types d'états de surface par classification* d'une image TM. Ceci contraste avec les résultats parfois décevants obtenu dans les applications mono-thématiques de la télédétection aux régions arides, notamment pour l'étude de la végétation.

Aussi, nous retiendrons finalement que notre proposition d'aborder l'étude des milieux arides par **la caractérisation de la surface des sols présente plusieurs avantages :**

- *l'interface sol-atmosphère est le dénominateur commun à de nombreux compartiments de ces écosystèmes, et le siège de différents flux en interaction constante. Les sols, la végétation et le cycle de l'eau sont fortement interdépendants dans ces milieux à forte contrainte écologique,*
- *grâce à la télédétection , la surface des sols peut être régulièrement caractérisée avec précision et sur de grande étendues,*
- *Les cartes d'état de surface* obtenues par traitement des données des satellites à haute résolution, sont *directement utilisables* pour l'étude régionale des sols, la modélisation hydrologique, le suivi de la désertisation, et plus généralement, le diagnostic écologique.

BIBLIOGRAPHIE

- ABDEL-HADY (A.), 1987. Etude des sols désertiques en relation avec la télédétection, Sud-ouest Sinaï (Egypte). Thèse de doctorat, Univ. p. et M. Curie, Paris, 250 p., + annexes.
- ACCT, 1978. Nomenclature et échange de données pédologiques par ordinateur. Agence Culturelle de Coopération scientifique et Technique, Paris, 192 p.
- AGER (C.M.), MILTON (N.M.), 1987. Spectral reflectance of lichens and their effects on the reflectance of rock substrates, *Geophysics*, 52(7): 898-906.
- ALBERGEL (J.), CHEVALLIER (P.), LORTIC (B), 1987. D'Oursi à Gagara : transposition d'un modèle de ruissellement dans le Sahel (Burkina Faso). *Hydrologie continentale*, 2(2) : 77-86.
- ALBERGEL (J.), RIBSTEIN (P.), VALENTIN (C.), 1986. L'infiltration : quels facteurs explicatifs ? Analyse des résultats acquis sur 48 parcelles soumises à des imulations de pluies au Burkina Faso. Journées hydrologiques de l'ORSTOM. Colloques et Séminaires, ORSTOM, pp. 25-48.
- ALPEROVITCH (N.), DAN (J.), 1973. Chemical and geomorphological comparison of two types of loessial crusts in the Central Neger (Israël). *Israël J. Agric. Res.*, 23(1) : 13-19.
- ANDRIANASOLO (H.H.), 1987. Analyse statistique des données de télédétection : statistiques agricoles, application sur Madagascar. Thèse de doct., E.H.S.S., Paris, 2 vol., 537 p.
- ARGIALAS (D.P.), LYON (J.G.), MINTZER (O.W.), 1988. Quantitative description and classification drainage patterns. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 54(4) : 505-509.
- ARNT (W.), 1965. The impedance of soil seals and the forces of emerging seedlings. *Aust. J. Soil Res.*, 3 : 55-68.
- ASSELINE (J.), 1981. Construction d'un infiltromètre à aspersion. ORSTOM, Abidjan, 22 p.+ 30 fig.
- ASSELINE (J.), 1984. Notice technique. Particularités du nouvel infiltromètre à aspersion construit à Gabès. Direction des sols, Tunis, 16 p.
- ASSELINE (J.), VALENTIN (C.), 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cahiers ORSTOM, sér. hydrol.*, 15(4) : 321-349.
- AUBERT (G.) et GIRARD (M.C.), 1978. Vocabulaire bilingue de l'environnement pédologique tropical. A.C.C.T., 81 p.
- AUBERT (G.), 1962. Les sols de la zone aride : étude de leur formation, de leur utilisation et de leur conservation. UNESCO, Paris.
- AUBERT (G.), 1965. Classification des sols. *Cahiers ORSTOM, Série Pédol.*, 3 : 1-7.
- BAGNOLD (R.A.), 1973. The physics of blown sand and desert dunes. Chapman and Hall, London, 288 p.

- BARRON (V.), TORRENT (J.), 1986. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *J. Soil Sci.*, 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.), BIEL (L.L.), STONER, 1985. Reflectance properties of soils. *Adv. in Agronomy*, 38 : 1-44.
- BECKER (F.), BILLINGSLEY (F.), GOLDBERG (M.), et al., 1980. Principes physiques et mathématiques de la télédétection. Notes de cours. Ecole d'été de physique spatiale, CNES, Toulouse, 653 p.
- BECKER (F.), BOLLE (H.-J.), ROWNTREE (P.R.), 1988. The International Satellite Land-Surface Climatology Project. ISLSCP report n°10, Berlin, 100 p.
- BECKER (F.), SEGUIN (B.), 1985. Determination of surface parameters and fluxes for climatic studies from space observations : methods, results and problems. *Adv. Space Res.*, 5: 299-217.
- BEN AYED, BRUNISSO (J.), COINTEPAS (J.P.), FOURNET (A.), MARTINI (P.), SOUISSI (A.), 1966. Reconnaissance pédologique de la région de Médenine, Zarzis, Ben Gardane. Etude n°308, D.R.E.S., Tunis, ronéo 5 p., 1 carte 1/100 000e coul.
- BENNET (O.L.), ASHLEY (D.A.), DOSS (B.D.), 1964. Methods for reducing soil crusting to increase cotton seedling emergence. *Agronomy J.*, 56: 162-165.
- BERTRAND (R.B.), PARR (J.F.), 1960. Development of a portable sprinkling infiltrometer. Trans. VI Int. Cong. Soil Sci., Madison, VI, 4: 433-440.
- BERTUZZI (P.), CAUSSIGNAC (J.M.), 1988. Measuring in situ soil surface roughness using a laser profilometer. Actes du 4e Colloque "Signatures spectrales d'objets en télédétection", Aussois, janvier 1988, pp. 19-25.
- BIALOUSZ (S.), GIRARD (M.C.), 1978. Les coefficients de la réflexion spectrale des sols dans les bandes de travail de Landsat. Wspolczynniki odbicia spektralnego gleb w pasmach pracy stality Landsat. *Fotointerpretacja w geografii*, Katowice, Pologne, 3(13): 118-128.
- BISHAY (B.G.), STOOPS (G.), 1975. Micromorphology of irrigation crusts formed on a calcareous soil of the mechanized farm, north-west Egypt. *Pédologie*, 25: 143.
- BLAMONT (D.), MERING (C.), 1987. Use of remote sensing for vegetation and land use mapping in montaneous areas: the case of central Nepal. *Adv. Space Res.*, 7(3): (3)41 : (3)49.
- BOIFFIN (J.), 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse, Paris, 320 p.
- BOIFFIN (J.), PAPY (F.), PEYRE (Y.), 1986. Systèmes de production, systèmes de culture et risques d'érosion dans le pays de Caux. INA-PG, Ministère de l'Agriculture, 154 p. + annexes.
- BOIFFIN (J.), SEBILLOTTE (M.), 1976. Climat, stabilité structurale et battance. Essai d'analyse d'un comportement du sol au champ. *Ann. agron.*, 27(3): 295-325.
- BONNEAU (M.), SOUCHIER (B.), 1979. Pédologie, vol.2: Constituants et propriétés des sols, Masson, Paris, 459 p.

- BONNER (J.W.), 1982. Applying Landsat and ancillary data to arid land inventory: a case study. Proc. Int. Symp. Rem. Sens. Environ., Le Caire, January 1982, p. 239-255.
- BONVALLOT (J.), 1980. Comportement des ouvrages de petite hydraulique dans la région de Médenine (Tunisie du Sud) au cours des pluies exceptionnelles de mars 1979. ES n°161, Division des Sols, Ministère de l'Agriculture, Tunis.
- BOTHOREL (A.), 1983. Télédétection des ressources terrestres: signatures spectrales de roches et minéraux en zone aride (Maroc). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris 6, 175 p., 22 tableaux.
- BOULAINÉ (J.), 1961. Observations sur les carapaces du piémont saharien. Travaux de l'Inst. Rech Sah. Alger, 20(1-2): 79-89.
- BOULAINÉ (J.), 1980. Pédologie appliquée. Masson, Paris, 220 p.
- BOULAINÉ (J.), 1982. Remarques sur quelques notions élémentaires de la Pédologie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 19(1): 29-41.
- BOULET (R.), HUMBEL (F.X.), LUCAS (Y.), 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. *Cahiers ORSTOM, Série Pédol.*, 19(4): 323-329.
- BOURGES (J.), FLORET (C.), PONTANIER (R.), 1977. Etude d'un milieu représentatif du Sud tunisien: "citerne Telmam", D.R.E.S., Tunis, 147 p.
- BOWERS (S.A.), HANKS (R.J.), 1965. Reflectance of radiant energy from soils. *Soil Sci.*, 100: 130-138.
- BRADFORD (J.M.), GROSSMAN (R.B.), 1982. In situ-measurement of near-surface soil strength by fall cone device. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46(4): 685-689.
- BRESLER (E.), KEMPER (W.D.), 1970. Soil water evaporation as affected by wetting methods and crust formation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34 (1): 3-8.
- BREWER (R.), 1964. Fabric and mineral analysis of soils. J.Wiley & Sons, New York, 470 p.
- BRUNEAU (M.), KILIAN (J.), 1984. Inventaires agroécologiques, paysages et télédétection en milieu tropical. Essai méthodologique. *L'Espace Géographique*, 3: 215-224.
- BULLOCK (P.), FEDOROFF (N.), JONGERIUS (A.), STOOPS (G.), TURSINA (T.), 1985. Handbook of soil thin section description. Waine Research Publ., Wolverhampton, England, 152 p.
- BUOL (S.W.), 1965. Present soil forming factors and processes in arid and semi-arid regions. *Soil Sci.*, 99(1): 45-49.
- BURWELL (R.E.), ALLMARAS (R.R.), AMEMIYA (M.), 1963. A field measurement of total porosity and surface microrelief of soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 27: 697-700.
- BUSSON (G.), 1967. Le mésozoïque saharien, première partie: l'extrême-sud tunisien. Editions C.N.R.S., Paris, 194 p., 1 carte, 3 pl. h.t.
- BYRNE (G.F.), CRAPPER (P.F.), MAYO (K.K.), 1980. Monitoring Land-cover change by principal component analysis of multitemporal Landsat data. *Remote Sens. Environ.*, 10(3): 175-184.
- C.I.E., 1932. C.I.E. proceedings 1931. Cambridge University Press, Cambridge.

- C. p. C. S., 1967. Classification des sols. Commission de Pédologie et de Cartographie des sols, Paris.
- CALLOT (Y.), 1987. Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas saharien au Grand Erg occidental: dynamique éolienne et paléolacs holocènes. Thèse doct. d'Etat, Univ. Paris VI, 412 p.
- CASENAVE (A.), 1982. Le mini-simulateur de pluie. Conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cah. ORSTOM, sér. hydrol.*, 19(4): 207-227.
- CASENAVE (A.), VALENTIN (C.), 1988. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Rapport C.E.E.-ORSTOM, 202 p. + annexes.
- CASSANET (J.), 1985. Satellites et capteurs. Série Télédétection satellitaire, Paradigme, Caen, 172 p.
- CAVAYA (S.F.), ROCHON (G.), TEILLET (P.), 1984. La mesure de réflectance bidirectionnelle par analyse des Images Landsat. "Signatures spectrales d'objet en télédétection", Colloques de l'INRA, n°23, pp. 123-130.
- CELIS-CEUSTERS (A.M.), 1980. Ground truth radiometry (Exotech) on bare and overgrown belgian soils. *Pédologie*, 30(1): 43-66.
- CERVELLE (B.), BOUCHER (P.), CHOROWICZ (J.), TAMAIN (G.), ALEM (E.M.), 1985a. Signatures spectrales et cartographie de gisements miniers au sud du Maroc. 3ème coll. int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection", Les Arcs, 16-20/12/85, pp.475-480.
- CERVELLE (B.), CHOROWICZ (J.), EPIARD-MOREAU (L.), RUDANT (J.P.), BOTHOREL (A.). 1985b. Evaluation de Spot pour la cartographie de roches sédimentaires et volcaniques. 3ème coll. int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection", les Arcs, 16-20/12-85, pp.419-423.
- CERVELLE (B.), CHOROWICZ (J.), 1986. La télédétection des ressources minérales. *La Recherche*, 174: 153-162.
- CERVELLE (B.), CHOROWICZ (J.), RUDANT (J.P.), TAMAIN (G.), ALEM (E.M.), 1988. Caractérisation des roches par spectroradiométrie à haute résolution spectrale (HRS) visible et proche infrarouge. 4ème coll. int. "Signatures spectrales d'objets en télédétection", Aussois, pp. 319-322.
- CERVELLE (B.), MALEZIEUX (J.M.), CAYE (R.), 1977. Expression quantitative de la couleur liée à la réflectance diffuse de quelques roches et minéraux. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristall.*, 100: 185-195.
- CHAHBANI (B.), 1981. Recherches sur les modelés et les formations superficielles quaternaires de la dépression d'El Ferch (Monts de Matmata, Sud tunisien). Mémoire de maîtrise, Univ. Paris I, 70 p. + annexes.
- CHAVEZ (P.S.), 1988. An improved dark object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Rem. Sens. Environ.*, 24(3): 459-480.
- CHEN (Y.), TARCHITSKY (J.), BROUWER (J.), MORIN (J.), BANIN (A.), 1980. Scanning electron microscope observation of soil crusts and their formation. *Soil Science*, 130: 49-55.
- CHEPIL (W.S.), WOODRUFF (N.P.), 1963. The physics of wind erosion and its control. *Advances in Agronomy*, 15: 211-302.

- CHEVALLIER (P.), 1982. Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi, haute Volta). *Cah. ORSTOM, sér. hydrol.*, 19(4): 253-297.
- CHEVALLIER (P.), LOINTIER (M.), LORTIC (B.), 1986. Water levels of a sahelian lake (Mare d'Oursi, Burkina-Faso). Hydrologic application of space technology, IAHS publ. n°160, pp. 99-107.
- CHEVALLIER (P.), VALENTIN (C.), 1984. Influence des microorganisations pelliculaires superficielles sur l'infiltrabilité d'un type de sol sahélien. *Bulletin du GFHN*, 17: 9-22.
- CICONE (R.C.), METZLER (M.D.), 1984. Comparison of Landsat MSS, Nimbus-7 CZCS and NOAA-7 AVHRR features for land-use analysis. *Remote Sens. Environ.*, 14: 257-265.
- 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.
- CILHAR (J.), DOBSON (M.C.), SCHMUGGE (T.), et al., 1987. Procedures for the description of agricultural-crops and soils in optical and microwave remote sensing studies. *Int. J. Rem. Sens.*, 8(3): 427-439.
- CILHAR (J.), PROTZ (R.), 1973. Surface characteristics of mapping units related to aerial imaging of soils. *Can. J. Soil Sci.*, 53: 249-257.
- 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.
- CIPRA (J.E.), FRANZMEIER (D.P.), BAUER (M.E.), BOYD (R.K.), 1980. Comparison of multispectral measurements from some non-vegetated soils using Landsat digital data and spectroradiometer. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 44: 80-84.
- COLLINET (J.), LAFFORGUE (A.), 1979. Mesures du ruissellement et de l'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute Volta. Rapport ORSTOM, Abidjan, 129 p.
- COLLINET (J.), VALENTIN (C.), 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 17: 283-328.
- COLLINET (J.), VALENTIN (C.), 1984. Evaluation of water erosion factors in western Africa using rainfall simulation. Int. Symp. on Challenges in African hydrology and water resources, Harare, Zimbabwe, 23-27 July 1984.
- COLWELL (J.E.), 1981. Landsat feature enhancement, can we separate vegetation from soil. Proc. fifteenth int. symp. Remote Sens. Environ., Ann Arbor, Michigan, pp. 599-620.
- COLWELL (R.N.), ed., 1983. Manual of Remote sensing, Amer. Soc. Photogramm. Rem. Sens., 2440 p.
- 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.

- CONDIT (H.R.), 1972. Application of characteristic vector analysis to the spectral energy distribution of daylight and the spectral reflectance of American soils. *Appl. Opt.*, 11: 74-76.
- CONNORS (K.F.), GARDNER (T.W.), PETERSEN (G.W.), 1987. Classification of geomorphic features and landscape stability in Northwestern New Mexico using simulated Spot imagery. *Remote Sens. Environ.*, 22: 187-207.
- 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.
- COQUE (R.), 1962. La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris, 476 p., 4 cartes h.t.
- COSTER (M.), CHERMANT (J.L.), 1985. Précis d'analyse d'images, CNRS, 521 p.
- COUDE-GAUSSSEN (G.), 1982. Les poussières éoliennes sahariennes. Mise au point. *Revue Géomorph. Dyn.*, 31(2): 49-70.
- COUDE-GAUSSSEN (G.), HILLAIRE-MARCEL (G.), ROGNON (P.), 1982a. Origine et évolution pédologique des fractions carbonatées dans les loess des Matmata (Sud Tunisien) d'après leurs teneurs en ^{13}C et ^{18}O . *C. R. Acad. Sci., Sér. 2*, 295(11): 939-942.
- COUDE-GAUSSSEN (G.), MOSSER (C.), ROGNON (P.), TOURENG (J.), 1982b. Une accumulation de loess du Pléistocène supérieur dans le Sud tunisien: la coupe de Techine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24(2): 283-292.
- COUDE-GAUSSSEN (G.), OLIVE (P.), ROGNON (P.), 1983. Datation de dépôts loessiques et variations climatiques sur la bordure septentrionale du Sahara algéro-tunisien. *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, 24(1): 61-73.
- COUDE-GAUSSSEN (G.), ROGNON (P.), 1983. Les poussières sahariennes. *La Recherche*, 14(147): 1050-1061.
- 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.), 1988. Relationships between the soils composition and their spectral signature. 5th ISSS Symposium of the Working Group Remote Sensing, Budapest, 11<15/04/88.
- 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.
- COUREL (M.F.), 1985. Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Thèse Univ. Paris I, 407 p. + annexes.
- CRIST (E.P.), CICONE (R.C.), 1984. Application of the tasseled cap concept to simulated thematic mapper data. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 50: 343-352.
- CRIST (E.P.), KAUTH (R.J.), 1986. The tasseled cap de-mystified. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 52(1): 81-86.

- CURRAN (P.J.), 1988. The semivariogram in remote sensing: an introduction. *Rem. Sens. Environ.*, 24: 493-507.
- CURRAN (P.J.), WILLIAMSON (H.D.), 1985. The accuracy of ground data used in remote sensing investigations. *Int. J. Rem. Sens.*, 6(10): 1637-1651.
- CURRAN (P.J.), WILLIAMSON (H.D.), 1986. Sample size for ground and remotely sensed data. *Rem. Sens. Environ.*, 20: 31-41.
- 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.
- DAGNELIE (P.), 1975. Analyse statistique à plusieurs variables, Presse agronomiques de Gembloux, 362 p.
- DAN (J.), YAALON (D.H.), MOSHE (R.), NISSIM (S.), 1982. Evolution of reg soils in southern Israel and Sinai. *Geoderma*, 28(3/4): 173-202.
- DAVEY (B.G.), RUSSEL (J.D.), WILSON (M.J.), 1975. Iron oxide and clay minerals and their relation to colours of red and yellow podzolic soils near Sydney, Australia. *Geoderma*, 14: 125-138.
- DAVIS (R.A.), BERLIN, 1987. Discrimination of altered basaltic rock in the southwestern United States by analysis of Landsat Thematic Mapper data. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 53(1): 45-55.
- DESCHAMPS (P.Y.), HERMAN (M.), TANRE (D.), 1981. Influence de l'atmosphère en télédétection des ressources terrestres. Modélisation et possibilité de correction. Signature spectrale d'objets en télédétection, Avignon 8-11 Sept. 1981, pp. 543-558.
- DESCHAMPS (P.Y.), HERMAN (M.), TANRE (D.), 1985. Modélisation du rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et la Terre entre 0,35 et 4 μm . Rapport ESA, L.O.A./U.S.T.L., Lille, 156 p. + annexes.
- DINER (D.J.), MARTONCHIK (J.V.), 1984. Atmospheric transfer or radiation above an inhomogeneous non-Lambertian reflective ground. I- theory. *J. Quant. Spectros. Rad. Transf.*, 31: 97-125.
- DORN (R.I.), OBERLANDER (T.M.), 1982. Rock varnish origin, characteristics and usage. *Z. Geomorph.*, 25(4): 420-436.
- DOSSO (M.), KILIAN (J.), SAVARY (G.), 1983. Campagne de simulation des données SPOT: évaluation des sols dégradés et étude du réseau hydrographique (Bagré, Haute-Volta). *L'Agronomie tropicale*, 38(4): 253-266.
- DREGNE (H.E.), 1976. Soils of the Arid Region. Elsevier, 237 p.
- DUTIL (P.), 1971. Contribution à l'étude des sols et des paléosols du Sahara. Thèse de doct. Etat, Université de Strasbourg, 346 p.
- ECKERT (R.E.,J.R.), WOOD (M.K.), BLACBURN (W.H.), PETERSON (F.F.), STEPHENSEN (J.L.), MEURISSE (M.S.), 1978. Effects of soil surface morphology on improvement and management of some arid and semi-arid rangeland. Proc. 1st int. rangeland cong., Denver, Colorado, USA, August 14-18, 1978, (Hyder, D.N., editor), Soc. Range manag., pp. 299-302.
- EGAN (W.G.), HILGEMAN (T.), 1978. Spectral reflectance of particulate materials: a Monte Carlo model including asperity scattering. *Applied optics*, 17(2): 245-252.

- EL-BAZ (F.), HASSAN (M.H.A.), eds., 1986. Physics of desertification. Martinus NIJHOFF, Dordrecht, 473 p.
- EMBERGER (J.), 1952. Sur le quotient pluviothermique. *C.R. Acad. Sc. Fran.*, 234: 2508-2510.
- EPEMA (G.F.), 1986. Multitemporal analysis of Thematic Mapper data for soil survey in Southern Tunisia. Proc. Symp. Rem. Sens. Res. Devel. Environ. Manag., Enschede, August 1986, pp. 245-249.
- EPEMA (G.F.), 1986. Processing thematic mapper data for mapping in Tunisia. *I.T.C. Journal*, 1986-1: 30-34.
- EPSTEIN (E.), GRANT (W.J.), STRUCHTMEYER (R.A.), 1966. Effect of stones on runoff erosion and soil moisture. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 30(5): 638-640.
- ESCADAFAL (R.), 1979. Contribution à l'étude des ressources en sols de la plaine des Ababsas. Etude n°542, Direction des Sols, Tunis, 49 p. + annexes (19 p.), 2 cartes h.t. couleur.
- ESCADAFAL (R.), 1980. Compte rendu de stage au Bureau de télédétection de l'ORSTOM. ORSTOM Tunis, ronéo, 21 p.
- ESCADAFAL (R.), 1981a. 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.), 1981b. L'étude de la surface du sol dans les régions arides (Sud tunisien). Recherches méthodologiques. E.S. n° 187, Direction des Sols, Tunis, 64 p.
- ESCADAFAL (R.), 1982. Compte rendu de la première conférence thématique "télédétection des régions arides et semi-arides", Le Caire, 19-25/01/82. ORSTOM, Tunis, 10 p. multigr.
- ESCADAFAL (R.), 1984a. Infiltromètre à aspersion. Dépouillement des données de terrain par micro-ordinateur. I- Programme pour Casio FX-702P. Direction des sols, Tunis, 11 p.
- ESCADAFAL (R.), 1984b. Organisation superficielle et télédétection des sols de la région de Tataouine (Sud tunisien). Communication présentée au 15ème Congrès de l'I.S.P.R.S., Rio de Janeiro, 10 p.
- ESCADAFAL (R.), 1985. Télédétection et cartographie des ressources en sols dans le Sud-Tunisien. Séminaire national "Quelle télédétection pour la Tunisie?", Sidi-Bou-Saïd, 13-15/11/1984, 16 p.
- ESCADAFAL (R.), 1986. Note sur l'adaptation de la nouvelle légende des cartes de ressources en sols à la Tunisie méridionale. ORSTOM, Bondy, 5 p.
- ESCADAFAL (R.), 1987a. Carte des ressources en sols de la Tunisie au 1/200 000. Feuille de Tataouine. Direction des sols, Tunis, E.S. n°222. Notice 37 p., 1 carte couleur h.t.
- ESCADAFAL (R.), 1987b. The use of earth observation satellites for soil mapping in arid and tropical regions. *EARSEL News*, 33/34: 16-18.
- 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. (à paraître dans *Adv. Space Res.*).

- ESCADAFAL (R.), 1989. Télédétection des zones potentiellement sources d'aérosols désertiques en zone péri-saharienne. ATP CNRS/PIREN "Aérosols désertiques", rapport final, ORSTOM, Bondy, 39 p.
- ESCADAFAL (R.), ASSELINE (J.), 1985. Infiltromètre à aspersion. Dépouillement des données de terrain par micro-ordinateur. II- Programme pour Casio PB-700. Direction des sols, Tunis, 19 p.
- ESCADAFAL (R.), FEDOROFF (N.), 1987. Apport de la micromorphologie à une étude multiscalaire de la surface des sols en région aride (Tunisie méridionale), in: "Micromorphologie des sols/Soil Micromorphology", Fedoroff N., Bresson L.M. et Courty M.A. (Edts), AFES, Plaisir, France, pp. 409-413.
- 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. Proc. 5th ISSS Symposium of the Working Group Remote Sensing, 11-15/04/88, Budapest, Hungary, pp.190-201.
- ESCADAFAL (R.), GIRARD (M.C.), COURAULT (D.), 1988c. 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 data (MSS and TM). *Remote Sensing of Environment*, (sous presse).
- ESCADAFAL (R.), HAMZA (A.), 1982. Télédétection et cartographie des ressources en sols du Sud-Tunisien. Essai d'analyse des relations sol-radiométrie par densitométrie. 3e sémin. télédétection des ressources terrestres, Tunis, 13-18/12/82, 10 p.
- ESCADAFAL (R.), MTIMET (A.), 1981a. Apport de la télédétection spatiale à la cartographie des ressources en sols de la région de Médénine (Sud-Tunisien). E.S. n°189, Direction des Sols, Tunis, 40 p.
- ESCADAFAL (R.), MTIMET (A.), 1981b. Installation d'une station d'expérimentation sur la dynamique de la surface du sol (Bir Lahmar, Médénine). E.S. n° 178, Direction des Sols, Tunis, 10 p.
- ESCADAFAL (R.), MTIMET (A.), 1982. Carte des ressources en sols de la Tunisie au 1/200 000. Feuille de Médénine. E.S. n° 197, Direction des Sols, Tunis, 19 p., 1 carte couleur h.t.
- ESCADAFAL (R.), MTIMET (A.), ASSELINE (J.), 1986. Etude expérimentale de la dynamique superficielle d'un sol aride (Bir Lahmar, Sud Tunisien). Résultats des campagnes de mesures sous pluies simulées. Direction des Sols, Tunis, ORSTOM, Bondy, 63 p.
- 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.), POUGET (M.), 1987a. Cartographie des formations superficielles en zone aride (Tunisie méridionale) avec Landsat TM. *Photo-interprétation*, 4(2): 9-12 .
- ESCADAFAL (R.), POUGET (M.), 1987b. Comparaison des données Landsat MSS et TM pour la cartographie des formations superficielles en zone aride (Tunisie méridionale). Communication au séminaire Earthnet, décembre 1987, Frascati, Italie, 15p.

- EVANS (D.D.), BUOL (S.W.), 1968. Micromorphological study of soil crusts. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32: 19-22.
- EVANS (R.), 1979. Air photos for soil survey in lowland England: factors affecting the photographic images of bare soils and their relevance to assessing soil moisture content and discrimination of soils by remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, 8: 39-63.
- EVENARI (M.), YAALON (D.H.), GUTTERMAN (Y.), 1974. Note on soils with vesicular structure in deserts. *Z. geomorph. N.F.*, 18(2): 162-172.
- EZRA (C.E.), TINNEY (L.R.), JACKSON (R.D.), 1984. Effect of soil background on vegetation discrimination using Landsat Data. *Remote Sens. Environ.*, 16: 233-242.
- FARRENY (H.), 1986. Les systèmes experts. Principes et exemples. Cepadues, Toulouse, 284 p.
- FAUCK (R.), 1978. Les sols des climats secs, leurs potentialités spécifiques et les contraintes climatiques primordiales. 11e Congrès de Sc. Sol, juin 1978, Edmonton, Canada, vol.2, pp.367-375.
- FENECH (J.), PAPY (F.), 1977. Conditions de réussite de la levée en climat méditerranéen. Cas des cultures en sec du Nord du Maroc. *Annales Agronomiques*, 1977, 28(6): 599-635.
- FENELON (J.P.), 1981. Qu'est-ce que l'analyse des données ?, Lefonen, Paris, 311 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.
- FERSI (M.), 1979. Les crues exceptionnelles de mars 1979 sur les bassins de la Djefara et du Dahar, résultats et conclusions. D.R.E., Gabès, 22 p. + annexes (30 p.).
- FERSI (M.), 1980. Dossier pluviométrique de Tataouine. D.R.E.S., Gabès, 22 p. + annexes 30 p.
- 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.
- FLETCHER (I.E.), MARTIN (W.P.P), 1948. Some effects of algae and molds in the rain crust of desert soils. *Ecology*, 29: 95-100.
- FLORET (C.), LE FLOC'H (E.), PONTANIER (R.), 1976. Carte de sensibilité à la désertisation. Processus de dégradation en cours des sols et de la végétation. Tunisie centrale et méridionale. *Sols de Tunisie*, n°8: 1-69, 1 carte coul.
- FLORET (C.), LE FLOC'H (E.), PONTANIER (R.), 1986. La désertisation en Tunisie présaharienne. in: "Désert et montagne au Maghreb", *R.O.M.M.*, 41-42: 291-326.
- FLORET (C.), PONTANIER (R.), 1982. L'aridité en Tunisie présaharienne. Travaux et documents de l'ORSTOM n°150, 544 p. + annexes 100 p.
- FLORET (C.), PONTANIER (R.), 1984. Aridité climatique, aridité édaphique. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 131: 265-275.

- FOIN (P.), 1987. Cartographie topographique et thématique. Télédétection satellitaire-4. Paradigme, Caen, 127 p.
- FORAN (B.D.), 1987. Detection of yearly cover change with Landsat MSS on pastoral landscapes in central Australia. *Rem. Sens. Environ.*, 23: 333-350.
- FORAN (B.D.), PICKUP (G.), 1984. Relationships of aircraft radiometric measurements to bare ground on semi-desert landscapes in Central Australian. *Aust. Rangel. J.*, 6: 59-68.
- FORSTER (B.C.), 1985. An examination of some problems and solutions in monitoring urban areas from satellite platforms. *Int. J. Rem. Sens.*, 6(1): 139-151.
- FOURNET (A.), 1968. Reconnaissance pédologique du massif des Matmatas. Région de Beni Kheddache. Etude n°336, Service Pédol., S.S.E.A., Tunis, 7 p., 2 cartes coul. h.t.
- FOURNET (A.), 1969. Reconnaissance pédologique de la région de Chenini de Tataouine-Germessa. Etude 417, Division des Sols, Tunis, 1 carte 1/100 000e + 1 notice 8 p.
- FRANK (T.D.), 1984a. Assessing change in the surficial character of a semi arid environment with Landsat residual images. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 50 (4): 471-480.
- FRANK (T.D.), 1984b. The effect of change in vegetation cover and erosion patterns on albedo and texture of Landsat images in a semi arid environment. *Annals Ass. Am. Geogr.*, 74 (3): 393-407.
- FRASER (R.S.), BAHETI (O.P.), AL ABBAS (A.H.), 1977. The effect of the atmosphere on the classification of satellite observations to identify surface features. *Remote Sens. Environ.*, 6: 229-249.
- FRAYSSE (G.), 1980 (éd.). Remote sensing application in agriculture and hydrology, 502 p.
- FRELICH (J.R.), JENSEN (E.H.), GIFFORD (R.O.), 1973. Effects of crust rigidity and osmotic potential on emergence of six grass species. *Agron. J.*, 65: 26-29.
- FRYBERGER (S.), GOUDIE (A.S.), 1981. Arid geomorphology. *Prog. Phys. Géogr.*, 5(3): 420-428.
- GARNER (T.W.), DUFFY (W.D.), 1985. Infiltration parameters and Landsat classification of erosion prone landscapes in the San Juan Basin, New Mexico. *J. Soil Water Cons.*, 40: 370-374.
- 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.
- GENDEREN VAN (J.L.), 1978. Remote sensing: statistical testing of thematic map accuracy. *Remote Sens. Environ.*, 7 (1): 3-14.
- 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 (C.M.), KING (C.), 1979. Programme d'étude en hyperfréquence des sols cultivés. *Bull. Soc. Fr. Photogr.*, 73-74 :17-32.

- GIRARD (G.), LEDOUX (E.), VILLENEUVE (J.P.), 1981. Le modèle couplé. Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains dans un système hydrologique. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 4.
- GIRARD (M.C.), 1977a. 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.), 1977b. Les fonctions et les traitements des images satellites. Méthode d'emploi en Pédologie. Actes du 1er colloque "Pédologie et Télédétection", pp. 325-339.
- GIRARD (M.C.), 1981. Apports et possibilités d'utilisation de la télédétection en Pédologie. *Sc. du Sol*, 1: 3-20.
- GIRARD (M.C.), 1982. Emploi de la télédétection pour l'étude de l'humidité des sols. *Fotointerpretacja w geografii*, Katowice, Pologne, 5(15): 49- 60.
- 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.
- GIRARD (M.C.), BIALOUSZ (S.), 1981. Caractéristiques spectrales des sols en fonction de leurs propriétés. Communication présentée au 3ème Colloque "Pédologie et Télédétection", A.I.S.S., 1-7 juin 1981, Varsovie.
- GIRARD (M.C.), GIRARD (C.M.), 1977a. La télédétection en agronomie et en pédologie à la recherche d'une méthodologie. Symp. Can. Télédétection, Ottawa, pp. 1-7, bibl. (5 réf.).
- GIRARD (M.C.), GIRARD (C.M.), 1977b. Télédétection de la surface du sol. A.I.S.S., 1er colloque "Pédologie et télédétection", Rome, pp. 55-64.
- GIRARD (M.C.), GIRARD (C.M.), 1989. Télédétection appliquée. Zones tempérées et intertropicales. Masson, Paris, 288 p. (sous presse).
- GIRARD (M.C.), ROGALA (J.P.), 1979. Analyse de l'humidité des sols, présentation d'un modèle structural. *Photo-interprétation*, 4: 37-44.
- GIRARD (M.C.), VIELLEFON (J.) et coll., 1980. Glossaire pour la description des sols de Tunisie et de leur environnement. Ministère de l'Agriculture de Tunisie, ORSTOM, Informatique et Biosphère, 107 p.
- GIRARD M.C., 1983. Recherche d'une modélisation en vue d'une représentation spatiale de la couverture pédologique. Application à une région des plateaux jurassiques de Bourgogne. Thèse de doctorat d'État de l'Université Paris VII ; SOLS, n°12, Paris, 490 p.
- GODRON (M.), DAGET (Ph.), EMBERGER (L.), LE FLOCH (E.), LONG (G.), POISSONET (J.), SAUVAGE (Ch.), WACQUANT (J.P.), 1968. Code pour le relevé méthodique de la végétation et du milieu, CNRS, Paris, 292 p.
- GOETZ (A.F.H.), ROWAN (L.C.), 1981. Geologic remote sensing. *Science*, 211: 781-791.
- GOUDIE (A.), 1978. Dust storms and their geomorphological implications. *J. of Arid Env.*, 1(4): 291-310.
- GOYAL (M.R.), NELSON (G.L.), CARPENTER (T.G.), 1979. Mechanical properties of soil crust. ASAE Paper, n°79-1547.

- GRAETZ (R.D.), GENTLE (M.R.), 1982. The relationships between reflectance characteristics in the Landsat wavebands and the composition and structure of an Australian semi-arid shrub rangeland. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 48 (11): 1721-1730.
- GRAETZ (R.D.), GENTLE (M.R.), PECH (R.P.), O'CALLAGHAN (J.F.), 1982. The development of a Land image-based resource information system (LIBRIS) and its application to the assessment and monitoring of Australian arid rangelands. Proc. Int. Symp. Remote Sens. Environ., Cairo, 19-25 janv. 1982, pp. 257-275.
- GRAETZ (R.D.), PECH (R.P.), GENTLE (M.R.), O'CALLAGHAN (J.F.), 1986. The application of Landsat image data to rangeland assessment and monitoring: the development and demonstration of a L.I.B.R.I.S. *Journal Arid Environ.*, 10, p. 53.
- GREEN (G.M.), 1986. Use of SIR-A and Landsat MSS data in mapping shrub and intershrub vegetation at Koonamore, South Australia. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 52(5) : 659-670.
- GUILLORE (P.), 1980. Méthode de fabrication mécanique et en série de lames minces. Dép. Sols, INAPG, Thiverval-Grignon, France, 22 p.
- GUILLORE (P.), 1981. Colour photograms of soil thin sections using Ilford "Cibachrome A" print system. in: "Soil micromorphology", vol.1, Bullock p. et Murphy C.P. (eds.), pp. 87-89.
- 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. IIe coll. int. "signatures spectrales d'object en télédectio"n, les colloques de l'I.N.R.A., 23, pp. 233-242.
- GUYOT (G.), SEGUIN (B.), 1988. Possibilités d'utilisation de la télédétection satellitaire en agrométéorologie. *Agronomie*, 8(1) : 1-13.
- HALLUM (C.R.), PERRY (C.R.), 1984. Estimating optimal sampling unit sizes for satellite surveys. *Remote Sens. Environ.*, 14: 183-196.
- HANKS (R.J.), 1960. Soil crusting and seedling emergence. 7th int. congr. Soil Sci., Madison, USA, 1(34): pp. 340-345.
- HANKS (R.J.), THORP (F.R.), 1957. Seedling emergence of wheat, grain sorghum and soybeans, as influenced by soil crusting and moisture content. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21: 357-359.
- HAPKE (B.), 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. 1. Theory. *J. Geophys. Res.* 86:3039-3054.
- HEGARTY (T.W.), ROYLE (S.A.), 1977. Portable load transducer penetrometer for soil strength studies. *Laboratory Practice* (UK), 26(1): 29-30.
- HEILMAN (J.L.), BOYD (W.E.), 1986. Soil background effects on the spectral response of a three-component rangeland scene. *Remote Sens. Environ.*, 19(2): 127-138.
- HELLDEN (V.), STERN (M.), 1980. Monitoring Land degradation in Southern Tunisia. Lunds Universitets Naturgeografiska Institution, Rapport och Notiser n°48, 42 p.
- HEUSCH (B.), 1983. Etude de l'érosion et des transports solides en zone semi-aride. Bilan des connaissances et synthèse bibliographique, recherche bibliographique sur l'Afrique du Nord. Projet RAB/80/011, PNUD/UNDP, 83 p.

- HILLEL (D.), 1974. L'eau et le sol. Vander ed., 288 p.
- HOLBEN (B.N.), JUSTICE (C.O.), 1980. The topographic effect on spectral response from nadir-pointing sensors. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 46(9): 1191-1199.
- HOLDER (C.B.), BROWN (K.W.), 1974. Evaluation of simulated seedling emergence through rainfall induced soil crust. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38: 705-710.
- 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.
- HUETE (A.R.), 1987. Soil and sun angle interactions on partial canopy spectra. *Int. J. Rem. Sens.*, 8(9): 1307-1317.
- HUETE (A.R.), 1988. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Int. Agrophysics*, (à paraître).
- HUETE (A.R.), JACKSON (R.D.), 1987. Suitability of spectral indices for evaluating vegetation characteristics on arid rangelands. *Remote Sens. Environ.*, 23: 213-232.
- HUETE (A.R.), JACKSON (R.D.), POST (D.F.), 1985. Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds. *Rem. Sens. Environ.*, 17: 37-53.
- HUETE (A.R.), POST (D.F.), JACKSON (R.D.), 1984. Soil spectral effects on 4-space vegetation discrimination. *Rem. Sens. Environ.*, 15: 155-165.
- 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.
- HUNT (G.R.), SALISBURY (G.W.), 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicates minerals. *Modern Geology*, 1: 283-300.
- HUNT (G.R.), SALISBURY (G.W.), 1971a. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates. *Modern Geology*, 2: 23-30.
- HUNT (G.R.), SALISBURY (G.W.), LENHOFF (C.J.), 1971b. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2: 195-205.
- HUNT (G.R.), SALISBURY (G.W.), LENHOFF (C.J.), 1973. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI. Additional silicates. *Modern Geology*, 4: 85-106.
- IMHOFF (M.L.), PETERSEN (G.W.), SYKES (S.G.), IRONS (J.R.), 1982. Digital overlay of cartographic information on Landsat MSS data for soil surveys. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 48(8): 1337-1342.
- INFORMATIQUE ET BIOSPHERE (Association), 1971. Glossaire de Pédologie. Description de l'environnement en vue du traitement informatique. Paris, 173 p.
- INGEBRITSEN (S.E.), LYON (R.J.P.), 1985. Principal component analysis of multitemporal image pairs. *Int. J. Rem. Sens.*, 6(5): 687-696.
- JACKSON (R.D.), IDSO (S.B.), OTTERMAN (J.), 1975. Surface albedo and desertification. *Sci.*, 189(4207): 1012-1015.
- 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.
- JOHNSON (C.B.), MANNERING (J.V.), MOLDENHAUER (W.C.), 1979. Influence of surface roughness and clod size and stability on soil and water losses. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, n°4: 772-777.
- JOLY (G.), 1985. Les données-images. Télédétection satellitaire-2, Paradigme, Caen, 133 p.
- JOLY (G.), 1986. Traitements des fichiers-images. Télédétection satellitaire-3. Paradigme, Caen, 137 p.
- JONES (A.R.), 1986. The use of Thematic Mapper imagery for geomorphological mapping in arid and semi-arid environments. Proc. Symp. on Rem. Sens. for Resources Development and Environmental Management, Enschede, August 1986, p. 273-280.
- JUDD (D.B.), WYSZECKI (G.), 1975. Color in business, science and industry. John Wiley and Sons, New York, 553 p.
- KAHLE (A.B.), 1984. Measuring spectra of arid lands. In: Desert and arid lands, pp. 195-217.
- KARASKA (M.A.), WALSH (S.J.), BUTLER (D.A.), 1986. Impact of environmental variables on spectral signatures acquired by Landsat TM. *Int. J. Rem. Sens.*, 7(12): 1653-1667.
- 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.
- KAUTH (R.J.), THOMAS (G.S.), 1976. The tasseled cap-A graphical description of the spectral-temporal development of agricultural crops by computer classification of Landsat MSS Data. Proc. Symp. Machine processing Rem. Sens. Data, LARS, Purdue, IEEE, cat. 76, ch. 1103, IMPRSD.
- KEMP (R.A.), 1985. The cause of redness in some buried and non buried soils in eastern England. *J. Soil Science*, 36: 329-334.
- KEMPER (W.D.), NOONAN (L.), 1970. Runoff as affected by salt treatments and texture. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34: 126-130.
- KHALILI (B.), 1985. Contribution à l'étude hydrologique du bassin versant de Ain Dekouk (Sud tunisien). Thèse de 3ème cycle, Université Paris VI, 65 p. + annexes, 4 cartes h.t.
- KHARIN (N.G.), 1974. Spectral reflectance of desert vegetation and remote sensing. Proc. Symp. Rem. Sens. Photointer., Banff Alberta, pp. 493-500.
- KILIAN (J.), 1972. Les inventaires morphopédologiques. *Agronomie tropicale*, 27(9): 930-939.
- KIMES (D.S.), NEWCOMB (W.W.), TUCKER (C.J.), ZONNEVELD (I.S.), VAN WIJNGAARDEN (W.), DE LEEUW (J.), EPEMA (G.F.), 1985. Directional reflectance factor distribution for cover types in Northern Africa. *Rem. Sens. Environ.*, 18: 1-19.

- KING (C.), 1985. Etude des sols et des formations superficielles par télédétection. Thèse I.N.A.-P.G., 211 p.
- KING (C.), LEFEBVRE D'HELLENCOURT (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
- KONDRATYEV (K.Y.), FEDCHENKO (P.P.), 1980. Recognition of soils by their reflection spectra. International Symposium Remote Sens. Environ., San José, Ann Arbor, Environmental Research Institute of Michigan, vol.1, pp. 415-425.
- KORNBLAU (M.L.), CIPRA (J.E.), 1983. Investigation of digital Landsat data for mapping soils under range vegetation. *Rem. Sens. Environ.*, 13: 103-112.
- KOSMAS (C.S.), CURI (N.), BRYANT (R.B.), FRANZMEIER (D.P.), 1984. Characterization of iron oxide minerals by second-derivative visible spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 401-405.
- KOVDA (V.A.), SAMOILOVA (E.M.), CHARLEY (J.L.), SKUJINS (J.J.), 1979. Soil processes in arid lands. In: *Arid Land Ecosystems*, IBP 16, Cambridge: 439-470.
- KOWALIK (W.S.), LYON (R.J.P.), SWITZER (P.), 1983. The effect of additive radiance terms on ratios of Landsat data. *Photogr. Eng. Rem. Sens.*, 49(5): 659-669.
- KOWALIK (W.S.), MARSH (S.E.), LYON (R.J.P.), 1982. A relation between Landsat digital numbers, surface reflectance and the cosine of the solar zenith angle. *Remote Sens. Environ.*, 12: 39-55.
- 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 Farbanstriche. *Zeitschrift für technische Physik*, 12: 563-620.
- LACAZE (B.), 1975. Le traitement des données multispectrales acquises par télédétection. Application à l'étude de la végétation. Th. Doct.-Ing., Montpellier Univ. Sci. et Techn. du Languedoc..
- LACAZE (B.), LAHRAOUI (L.), 1987. Télédétection des formations géologiques et de la végétation dans un territoire du Haut Atlas oriental marocain à partir des données du satellite SPOT. *Int. J. Rem. Sens.*, 8(5): 751-763.
- LACAZE (B.), LAHRAOUI (L.), DEBUSSCHE (G.), KHELFA (A.), 1985. Analyse de mesures radiométriques de simulation Spot en milieu méditerranéen aride et sub-humide. 3e Coll. Int. Signatures spectrales, Les Arcs, France, 16-20/12/1986, p. 425-428.
- LAFFORGUE (A.), 1977. Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 14(4): 299-344.
- LAFFORGUE (A.), NAAH (F.), 1976. Exemple d'analyse expérimentale des facteurs du ruissellement sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 13(3): 115-237.
- LAFFORGUE (A.), CASENAVE (A.), 1980. Derniers résultats obtenus en zone tropicale sur les modalités de transfert pluie-débit par l'emploi de simulateurs de pluie. *La Houille Blanche*, 4-5: 243-249.

- LAGARDE (de, J.P.), 1983. Initiation à l'analyse des données, Dunod, Paris, 158 p.
- LAMACHERE (J.M.), 1988. Cartographie des aptitudes au ruissellement et à l'infiltration des sols d'un bassin versant sahélien par interprétation des images Spot: le bassin versant de la Mare d'Oursi, Burkina Faso. Actes du coll. int. "Spot 1, utilisation des images, bilan résultats", Paris, nov. 1987, Cepadues, Toulouse, pp. 41-49.
- LATZ (K.), WEISMILLER (R.A.), VAN SCOYOC (G.E.), BAUMGARDNER (M.F.), 1984. Characteristic variations in spectral reflectance of selected eroded alfisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 1130-1134.
- LE HOUEROU (H.N.), 1959. Recherches écologiques et floristiques sur la végétation de la Tunisie méridionale. Inst. de Rech. Sahar., Alger, mémoire h.s., 510 p.
- LE HOUEROU (H.N.), 1960. Contribution à l'étude des sols du Sud tunisien. *Ann. Agr.*, 2(3): 241-308.
- LE HOUEROU (H.N.), 1969. La végétation de la Tunisie steppique. *Annales de l'I.N.R.A.T.*, vol. 42, fasc. 5, 622 p. + annexes.
- LEKNER (J.), 1987. Theory of reflection. Martinus Nijhoff, Dordrecht, 279 p.
- 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.
- 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.
- LIU (T.K.), THORNBURN (T.H.), 1962. Investigation of superficial soils by field vane test. 66th annual meeting papers, ASTM Special Technical Publication, n°351.
- LONG (G.), 1958. Description d'une méthode linéaire pour l'étude de la végétation. *Bull. Serv. Carte Phytogéogr.*, sér. B, 3: 107-127.
- LONG (G.), DEBUSSCHE (G.), LACAZE (B.), LE FLOC'H (E.), PONTANIER (R.), 1978. Contribution à l'analyse écologique des zones arides de Tunisie avec l'aide de données de la télédétection spatiale. Expérience ARZOTU, rapport final 1975-1978. C.E.P.E. Louis Emberger, INRA Tunisie, ORSTOM, CNES, Montpellier, 220 p.
- LONGSHAW (T.C.), 1974. Field spectroscopy for multispectral remote sensing: an analytical approach. *Appl. Opt.*, 6: 1487-1493.
- LOUHALA (S.), 1988. Signatures spectrales de roches en milieu tempéré: valeurs réelles et valeurs perçues par le satellite. Thèse de doctorat, univ. Paris VII, 205 p.
- MAIGNIEN (R.), 1969. Manuel de prospection pédologique. Initiations-Documentations techniques n°11, ORSTOM, Paris, 132 p.
- MAIGNIEN (R.), 1980. Manuel pour la description des sols sur le terrain. ORSTOM, Paris, 112 p.
- MAMOU (A.), 1983. Etude hydrogéologique de la Sebket Oum el Krialate. B.I.R.H., Gabès, 40 p.
- MARJORAM (A.R.), VICKERY (P.J.), Mc KENZIE (D.C.), 1985. The acquisition and analysis of ground based reflectance data. *Int. J. Rem. Sens.*, 6 (1): 187-194.

- MARSH (S.E.), 1980. Quantitative relationships of near surface spectra to Landsat radiometric data. *Remote Sens. Environ.*, 10(4): 241-261.
- MATHER (P.M.), 1987. Computer processing of remotely sensed images. An introduction. John Wiley & Sons, Chichester, 352 p.
- MATHEWS (H.L.), CUNNINGHAM (R.L.), PETERSON (G.W.), 1973. Spectral reflectance of selected Pennsylvania soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37: 421-424.
- MATHEWS (M.L.), CUNNINGHAM (R.L.), CIPRA (J.E.), WEST (T.R.), 1973. Application of multispectral remote sensing to soil survey research in Southern Pennsylvania. *Soil Sci. Am. Proc.*, 37: 88-93.
- MAY (G.A.), PETERSEN (G.W.), 1975. Spectral signature selection for mapping unvegetated soils. *Rem. Sens. Environ.*, 4: 211-220.
- Mc DANIEL (K.C.), HAAS (R.H.), 1982. Assessing mesquite grass vegetation condition from Landsat. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 48(3): 441-450.
- Mc GRAW (J.F.), TUELLER (P.T.), 1983. Landsat computer-aided analysis techniques for range vegetation mapping. *J. Range Management*, 36(5): 627-631.
- 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.
- MENSCHING (H.), 1964. Zur Geomorphologie Südtunesiens. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8: 424-439, 1 carte.
- MERING (C.), PONCET (Y.), JACQUEMINET (C.), RAKOTO RAVALONTSALAMA (M.), 1987. Quantitative description of denudation forms in the western african Sahel. *Adv. Sp. Res.*, 7(3), 3(31)-3(39).
- MEYLAN (D.), MORZIER (C.), MUSY (A.), 1977. Bases physiques de la télédétection. Application à l'hydrodynamique des sols. J.G.R. n°132, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 97 p.
- MICHEL (A.), 1988. Stratification de l'espace urbain à partir d'images satellites pour réaliser un sondage à objectif démographique. Thèse de doctorat, E.H.E.S.S., Paris, 237 p. + annexes (162 p.).
- MIDDLETON (E.M.), DEERING (D.W.), AHMAD (S), 1987. Surface anisotropy and hemispheric reflectance for a semi-arid ecosystem. *Remote Sens. Environ.*, 23, pp. 193-212.
- MILTON (E.J.), WEBB (J.P.), 1987. Ground radiometry and airborne multispectral survey of bare soil. *Int. J., Rem. Sens.*, 8 (1): 3-14.
- MILTON, 1987. Principles of field spectroscopy. *Int. J. Rem. Sens.*, 8(12): 1807-1827.
- MITCHELL (C.W.), HOWARD (J.A.), 1978. Final summary report on the application of Landsat imagery to the soil degradation mapping at 1/500 000e. F.A.O., Rome, 51 p.
- MORIN (J.), BENYAMINI (Y.), 1977. Rainfall infiltration into bare soil. *Water Resources Research*, 13(5): 813-817.
- 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.

- MTIMET (A.), 1979. Etude pédologique de l'oued Metameur. Plaine des Ababsas. Médenine. Etude n°545, Division des Sols, Tunis.
- MTIMET (A.), 1980. Carte des ressources en sols. Région de Ben Gardane 1/100 000. Etude n°564, Division des Sols, Tunis.
- MTIMET (A.), 1984. Contribution à l'étude pédologique des limons des Matmata (Sud tunisien). Etude n°590, Direction des Sols, 183 p. + annexes, 7 cartes h.t.
- MULDERS (M.A.), 1987. Remote sensing in soil science. Developments in soil science, vol. 15, Elsevier, Amsterdam, 379 p.
- MULDERS (M.A.), EPEMA (G.F.), 1986. The thematic mapper: a new tool for soil mapping in arid areas. *ITC Journal*, p. 24-29.
- MUNSELL COLOUR COMPANY, 1971. Munsell soil colour charts. Kollomorgen Corporation, Baltimore, 17 pl.
- MUSICK (H.B.), 1983. Temporal change of Landsat MSS albedo estimates in arid rangeland. *Remote Sens. Environ.*, 20: 107-120.
- 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.
- NAHAL (I.), 1984. Facteurs édaphiques, lutte contre l'érosion et désertification en région méditerranéenne. *Sols n° 14*, I.N.A.-P.G., 104 p.
- 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.
- ORLOV (D.S.), 1966. Quantitative pattern of light reflection by soils. I- influence of particle size on reflectivity. Traduit de: Nauchnyye Doklady Vyshey Shkoly, *Biologicheskkiye Nauki*, 4: 206-210.
- ORLOV (D.S.), SADOVNIKOV (Y.N.), OBUKHOV (A.I.), 1980. Determination of soil colour by the visual and spectrophotometric methods. *Moscow Univ. Soil Sci. Bull.* (U.S.A.) d'après *Pochvovedenie*, 35 (3): 41-48.
- ORSTOM, 1969. Glossaire de pédologie. Description des horizons en vue du traitement informatique. ORSTOM, Initiations. Documentations techniques n°13, Paris, 82 p.
- ORSTOM, 1978. Analyse multivariable. Procédure "Loterie". Application à l'analyse multispectrale en télédétection. Télédétection 2, Initiations. Documents-techniques n°39, ORSTOM, Paris, 79 p.
- OTTERMAN (J.), 1977. Monitoring surface albedo changes with Landsat. *Geophys. Res. Lett.*, 4: 441-444.
- OTTERMAN (J.), 1981. Reflection from soil with sparse vegetation. *Adv. Space Res.*, 1 (10): 115-119 .
- OTTERMAN (J.), ROBINOVE (J.C.), 1981. Effect of the atmosphere on the detection of surface changes from Landsat multispectral scanner data. *Int. J. Rem. Sens.*, 2(4): 351-360.

- OTTERMAN (J.), UNGAR (S.), KAUFMAN (Y.), PODOLAK (M.), 1980. Atmospheric effects on radiometric imaging from satellites under low optical thickness conditions. *Remote Sens. Environ.*, 9: 115-129.
- OTTERMANN (J.), DEEREING (D.), ECK (T.), RINGROSE (S.), 1987. Techniques of ground truth measurements of desert-scrub structures. *Adv. Space Res.*, 7(11): 153-158.
- PAGE (E.R.), HOLE (B.J.), 1977. Soil crust strength measurement. *Commun. Soil Sci. Plant. Anal.*, 8(2): 139-148.
- PAGE (N.R.), 1974. Estimation of organic matter in Atlantic coastal plain soils with color-difference meter. *Agron. J.*, 66: 652-653.
- PAGLIAI (M.), LA MARCA (M.), 1979. Micromorphological study of soil crusts. *Agrochimica*, 23(1): 16-24.
- PAUL (S.), ALOUGES (A.), BONNEVAL (H.), PONTIER (L.), 1982. Dictionnaire de télédétection aérospatiale. Airborne and spaceborne remote sensing dictionary. Masson, Paris, 256 p.
- PECH (R.P.), DAVIS (A.W.), LAMACRAFT (R.R.), GRAETZ (R.D.), 1986; Calibration of Landsat data for sparsely vegetated semi-arid rangelands. *Int. J. Rem. Sens.*, 7(12): 1729-1750.
- PECH (R.P.), GRAETZ (R.D.), DAVIS (A.W.), 1986. Reflectance modelling and the derivation of vegetation indices for an Australian semi-arid shrubland. *Int. J. Rem. Sens.*, 7(3): 389-403.
- PEDRO (G.), 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10(5): 457-470.
- PEDRO (G.), 1988. Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 23(3): 169-186.
- PENDLETON (R.L.), NICKERSON (D.), 1951. Soils colors and special soil color charts. *Soil Science*, 71, 35-43.
- PERRIN de BRINCHAMBAUT (C.), 1963. Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels, Gauthiers-Villars, Paris.
- PHILIPPEAU (G.), 1986. Comment interpréter les résultats d'une analyse en composantes principales ?, Service des Etudes Statistiques, I.T.C.F., Paris, 63 p.
- PLANET (N.), 1970. Some comment on reflectance measurements of wet soils. *Remote Sens. Environ.*, 1: 127-129.
- PONCET (Y.), 1986. Images spatiales et paysages sahétiens: une étude régionale des milieux par télédétection: Azawagh, République du Niger. Travaux et documents n°200, ORSTOM, Paris, 255 p.
- PONTANIER (R.), 1968. Etude pédologique du périmètre de Nefzaoua. Etude n°363, DRES, Tunis, 85 p., 2 cartes couleur 1/100 000.
- PONTANIER (R.), 1972. Etude pédologique d'El Hamma Nord. Etude n°460, DRES, Tunis, 2 cartes couleur 1/100 000.
- PONTANIER (R.), VIELLEFON (J.), 1977. Carte des ressources en sols de la Tunisie au 1/200 000. Feuille de Gabès-Sidi Chemmakh. DRES, Tunis, ES n°135, 57 p., 1 carte couleur.

- PONTANIER (R.), ZANTE (P.), 1976. Etude pédologique de la zone d'Oglat Merteba. DRES/ORSTOM, Tunis, 60 p., 2 cartes 1/100 000.
- POUGET (M.), 1965. Etude pédologique de la zone Gabès-Nord. Etude n°305, Section de Pédol., Tunis.
- POUGET (M.), 1969. Contribution à l'étude des croûtes et encroûtements gypseux de nappe dans le Sud tunisien. E.S. n°70, Service Pédol., Tunis.
- POUGET (M.), 1980. Les relations sols-végétation dans les steppes sud algéroises. Travaux et documents de l'ORSTOM, n°116, 555 p.
- POUGET (M.), 1981. Les sols à croûte calcaire dans les steppes algériennes: quelques aspects morphologiques et esquisse d'une évolution actuelle. *Cahiers ORSTOM, Série Pédol.*, 18 (3-4): 235-246.
- POUGET (M.), LORTIC (B.), SOUISSI (A.), ESCADAFAL (R.), MTIMET (A.), 1984. Apport des données MSS Landsat pour la cartographie des ressources en sols des régions arides (Tunisie). 18ème Symp. Observ. de la Terre, CNES-ERIM, Paris, 1-15/10/84, 14 p.
- POUGET (M.), MULDER (M.A.), 1988. Report of the ISSS working group "Remote sensing of the soil surface". Description of the landsurface for correlation with remote sensing data. 5th ISSS Symposium of the Working Group Remote Sensing, Budapest, 11-15/04/88.
- 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.
- QUARMBY (N.A.), TOWNSHEND (J.R.G.), 1986. Preliminary analysis of SPOT HRV multispectral products of an arid environment. *Int. J. Rem. Sens.*, 7(12): 1869-1877.
- QUASHU (H.K.), EVANS (D.D.), 1967. Effect of black granular mulch on soil temperature, water content and crusting. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31: 429-435.
- RAKOTO (M.), ANDRIANASOLO (H.), MERING (C.), 1988. Guide de l'utilisateur de PLANETES. Unité de télédétection, L.I.A., ORSTOM, Bondy, 130 p.
- REBILLARD (P.), BALLAIS (J.L.), 1984. Surficial deposits of two algerian playas as seen on SIR-A, Seasat and Landsat coregistered data. *Z. Geomorph.*, 28(4): 483-498.
- REINING (P.), éd., 1978. Handbook of desertification indicators. A.A.A.S., Washington D.C., 141 p.
- RIAZANOFF (S.), CERVELLE (B.), CHOROWICZ (J.), 1988. Ridge valley line extraction from digital terrain models. *Int. J. Rem. Sens.*, 9(6): 1175-1183.
- RICHARDS (L.A.), 1953. Modulus of rupture as an index of crusting of soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17: 321-323.
- RICHARDSON (A.J.), WIEGAND (C.L.), 1977. Distinguishing vegetation from soil background information. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 43: 1541-1552.
- RICHARDSON (A.J.), WIEGAND (C.L.), GAUSMAN (H.W.), CUELLAR (J.A.), GERBERMAN (A.H.), 1975. Plant, soil and shadow reflectance components of row crops. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 41: 1401-1407.
- RIOU (C.), 1966. Quelques relations entre pluie, ruissellement et infiltration obtenues en laboratoire sur des sols initialement secs. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrol.*, 5 : 31-42.

- RIOU (C.), 1980. Une formule empirique simple pour estimer l'évapotranspiration potentielle moyenne en Tunisie. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrol.*, 17(2): 129-137.
- ROBAUX (A), CHOUBERT (G.), 1942. Etude géologique et hydrologique. carte géologique et hydrologique provisoire de la Tunisie au 1/200 000e. Feuille de Fom Tatahouine (n°32). Dir. Trav. Publ. (Serv. Et. & Trav.), Tunis, s.d., 63 p., tabl.
- 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.
- ROBINOVE (C.J.), 1981. The logic of multispectral classification and mapping of land. *Remote Sens. Environ.*, 11(3): 231-244.
- ROBINOVE (C.J.), 1982. Computation with physical values from Landsat digital data. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 48(5): 781-784.
- ROGALA (J.P.), 1982. Approche numérique de l'espace agricole. analyse de l'hétérogénéité et de la structure des unités cartographiques. Thèse ingénieur-docteur I.N.A.-P.G., 224 p.
- ROGNON (P.), 1976. Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 18(2-3): 251-282.
- ROGNON (P.), 1979. Evolution du relief et paléoclimats depuis 40 000 ans sur la bordure nord du Sahara. *Bull. Ass. Géog. Fr.*, 462: 205-214.
- ROGNON (R.), 1980. L'étude de la surface des continents: pédologie, géomorphologie et quaternaire. *Mém. hors-sér. Soc. Géol. Fr.*, 10: 307-321.
- ROGNON (P.), 1981. Interprétation paléoclimatique des changements d'environnements en Afrique du Nord et au Moyen Orient pendant les vingt derniers millénaires. *Paleoecology of Africa*, 13.
- ROGNON (P.), MISKOWSKI (J.C.), 1987. Changements climatiques et paléoenvironnements, in: "Géologie de la Préhistoire", J.C. Miskowski (éd.), Paris, pp. 89- 99.
- ROLLER (N.E.G.), COLWELL (J.E.), 1986. Coarse-resolution satellite data for ecological surveys. *Bioscience*, 36(7): 468-475.
- ROYER (A.), VINCENT (P.), BONN (F.), 1985. Evaluation and correction of viewing angle effects on satellite measurements of bidirectional reflectance. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 51(12): 1899-1914.
- RUELLAN (A.), 1971. Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya. Mémoire ORSTOM n°54, Paris, 298 p.
- RUELLAN (A.), 1980. Caractérisation des sols calcaires à régime hydrique xériques ou aridiqes. IIIth Int. Soil Classif. Workshop., Damascus, Syria, 17 p.
- RUELLAN (A.), NAHON (D.), PAQUET (H.), MILLOT (G.), 1977. Géochimie de la surface et formes du relief. Rôle des encroûtements et épigénies calcaires dans le façonnement du modelé en pays aride. *Sci. Géol. Bull.*, 30(4): 283-288.
- 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.

- SATTERWHITE (M.), RICE (W.), SHIPMAN (J.), 1984. Using landform and vegetative factors to improve the interpretation of Landsat imagery. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 50: 83-91.
- SATTERWHITE (M.B.), HENLEY (J.P.), 1987. Spectral characteristics of selected soils and vegetation in northern Nevada and their discrimination using band ratio techniques. *Remote Sens. Environ.*, 23: 155-175.
- SCHANDA (E.), 1986. Physical fundamentals of remote sensing. Springer, Berlin, 187 p.
- SCHOWENGERDT (R.A.), 1983. Techniques for image processing and classification in remote sensing. Academic Press, Orlando, 249 p.
- 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.
- SCHREIER (H.), 1986. Spectral signatures of soils and terrain conditions using lasers and spectrometers. Symp. Rem. Sens., Enschede, August 86, pp. 311-315.
- SCHREIER (H.), GOODFELLOW (L.C.), LAVKULICH (L.M.), 1982. The use of digital multi-date Landsat imagery in terrain classification. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 48(1): 111-119.
- 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 sesquioxydes 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.
- SEROTA (S.), JANGLE (A.), 1972. A direct reading pocket stear vane. *Cir. Ing. Easton*, 42: 73-74.
- SHEFFIELD (C.), 1985. Selecting band combinations from multispectral data. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 51(6): 681-687.
- 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.
- SHIH (E.H.H.), SCHOWENGERDT (R.A.), 1983. Classification of arid geomorphic surfaces using Landsat spectral and textural features. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 49(3): 337-347.
- SIEGAL (B.E.), GOETZ (A.F.H.), 1977. Effect of vegetation on rock and soil type discrimination. *Photogram. Eng. Rem. Sens.*, 43(2): 191-196.
- SKIDMORE (E.L.), FISHER (P.S.), WOODRUFF (N.P.), 1970. Wind erosion equation. Computer solution and application. *Soil Sci Soc. Am. Proc.*, 34: 931-935.
- SKUJINS (J.), 1975. Soil microbiological and biochemical investigations. III Tunisian Presaharian Project. Annual Report 1974, US/IBP Desert Biome. Utah State University Press, Logan.

- SLATER (P.N.), JACKSON (R.D.), 1982. Transforming ground-measures reflectances to radiance measured by various space sensors through clear and turbid atmospheres. University of Arizona, Rem. Sens. Letter, 82-1.
- SOILEAU (J.M.), Mc CRACKEN (R.J.), 1967. Free iron and coloration in certain well-drained coastal plain soils in relation to their other properties and classification. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31: 248-255.
- SPATZ (D.M.), TARANIK (J.V.), HSU (L.C.), 1989. Differentiating volcanic rock assemblages using Landsat Thematic Mapper data. Influence of petrochemistry and desert varnish. *Adv. Space Res.*(sous presse).
- SPIRIDINOV (H.), KUNCHEVA (R.), MISHEVA (E.), 1971. Results and conclusions from soil and vegetation reflection coefficient measurements. *Adv. Space Res.*, 1(10): 111-114.
- SPRINGER (M.E.), 1958. Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of Lahontan Basin, Nevada. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 22: 63-66.
- STEVEN (M.D.), 1987. Ground truth an underview. *Int. J. Rem. Sens.*, 8: 1033-1038.
- 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.
- STONER (E.R.), BAUMGARDNER (M.F.), BIEHL (L.L.), ROBINSON (B.F.), 1980b. Atlas of soil reflectance properties. L.A.R.S., Purdue University, 75 p.
- STRAHLER (A.H.), WOODCOCK (C.E.), JAMES (A.S.), 1986. On the nature of models in remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, 20: 121-139.
- SWAIN (P.H.), DAVIS (S.M.), 1978. Remote sensing. The quantitative approach. New York, Mc Graw Hill, XII + 396 p.
- TAKAHAMA (K.), NAYATANI (Y.), 1972. New methods for generating metameric stimuli of object color. *J. Opt. Soc. Am.*, 62: 1516- 1520.
- TANRE (D.), 1982. Interaction rayonnement-aérosols. Application à la télédétection et au calcul du bilan radiatif. Thèse U.S.T.L., 258 p.
- TANRE (D.), DESCHAMPS (P.Y.), DUHAUX (C.), HERMAN (M.), 1987. Adjacency effects produced by atmospheric scattering in Thematic Mapper data. *J. Geophys. Res.*, 92(D10): 12000-12006.
- TANRE (D.), HERMAN (M.), DESCHAMPS (P.Y.), 1981. Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance. *Applied Optics*, 20: 3676-3684.
- 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.
- TELAHIGUE (T.), 1981. Contribution à l'étude des déséquilibres écologiques et agricoles en zone aride tunisienne: le cas des friches postculturales dans la région de Bir Lahmar. Th. Doct.-Ing., Montpellier, 165 p.

- TELAHIGUE (T.), FLORET (C.), LE FLOCH (E.), 1987. Succession post-culturale en zone aride de Tunisie. *Oecol. Plant.*, 8(22): 45-58.
- THOMAS (R.W.), USTIN (S.L.), 1987. Discriminating semiarid vegetation using airborne imaging spectrometer data: a preliminary assessment. *Remote Sens. Environ.*, 23: 273-290.
- THOMPSON (D.), HAAS (R.H.), MILFORD (M.H.), 1981. Evaluation of Landsat multispectral scanner data for mapping vegetated soil landscapes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45(1): 91-95.
- THOMPSON (D.), HENDERSON (K.E.), 1984. Detecting soils under cultural vegetation using digital Landsat Thematic Mapper data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 1316-1319.
- THOMPSON (D.), HENDERSON (K.E.), HOUSTON (A.G.), PITTS (D.E.), 1984. Variation in alluvial derived soils as measured by Landsat Thematic mapper. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48(1): 137-142.
- THOMPSON (D.R.), PITTS (O.), HENDERSON (K.E.), 1983. Simulation of Landsat MSS spectral response of soils using laboratory reflectance measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47: 542-546.
- 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.
- TOWNSHEND (J.R.G.), 1981. Terrain Analysis and Remote Sensing. George Allen and Urwin, Londres, 246 p.
- TRAUBE (L.), 1985. Analyses radiométriques et caractérisation des différences locales de l'état de la surface des formations loessiques de la région d'Ermenonville. D.E.A. Paris VII-INA-PG-ORSTOM, 121 p.
- TRICART (J.), CAILLEUX (A.), 1969. Traité de Géomorphologie. Tome IV. Le modelé des régions sèches. S.E.D.E.S., Paris, 473 p.
- TROMBLE (J.M.), 1976. Semi-arid rangeland treatment and surface run-off. *J. Range Management (USA)*, 29,3: 251-255.
- TUELLER (P.T.), 1987. Remote sensing science applications in arid environments. *Rem. Sens. Environ.*, 23: 143-154.
- VALENTIN (C.), 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique (Agadez-Niger). Dynamique et conséquences sur l'économie en eau. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII ; Etudes et thèses, ORSTOM, 1985, 259 p.
- VALENTIN (C.), 1986. Différencier les milieux suivant leur aptitude au ruissellement: une cartographie adaptée aux besoins hydrologiques. Journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier. ORSTOM, colloques et Séminaires, pp. 50-74.
- VAN DER BERG (B.P.J.), BOUMAN (B.A.M.), 1986. Theoric reflection modelling of soil surface properties. Symp. Rem. Sens., Enschede, August 1986, p. 331-334.
- VAN DER HELDE (G.), KOOLEN (A.J.), 1980. Soil surface albedo and multispectral reflectance of short-wave radiation as function of degree of soil slaking. *Neth. J. Agric., Sci.*, 28(4): 252-258.
- VANE (G.), GOETZ (A.F.), 1988. Terrestrial imaging spectroscopy. *Rem. Sens. Environ.*, 24: 1-29.

- VERGER (F.), 1982. L'observation de la Terre par les satellites. p.U.F, Paris, 128 p.
- 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.
- VIELLEFON (J.), 1976. Inventaire critique des sols gypseux en Tunisie. E.S. n°98, D.R.E.S.-ORSTOM, Tunis, 80 p.
- WALKER (T.D.), 1979. Red color in dune sand. In: A study of global sand seas, Geol. Surv., U.S.A., prof. paper n° 1052: 61-81.
- WARREN (P.L.), DUNFORD (C.D.), 1986. Sampling semi-arid vegetation with large-scale aerial photography. *I.T.C. Journal*, 4: 273-279.
- WARREN (P.L.), HUTCHINSON (C.F.), 1984. Indicators of rangeland changes and their potential for remote sensing. *J. arid Environ.*, 7(1): 107-126.
- WATSON (A.), 1979. Gypsum crusts in deserts. *J. Arid Env.*, 2: 3-20.
- WATSON (R.D.), 1972. Spectral reflectance and photometric properties of selected rocks. *Rem. Sens. Env.*, 2: 95-100.
- WEISMILLER (R.A.), PERSINGER (I.D.), MONTGOMERY (O.L.), 1977. Soil inventory from digital analysis of satellite scanner and topography data. *Soil Sci. Am. J.*, 41: 1166-1170.
- WEISSKOPF (V.F.), 1968. How light interacts with matter. *Scientific American*, 219(3): 60-71.
- WIEGAND (C.L.), RICHARDSON (A.J.), 1982. Comparisons among a new soil index and other two and four dimensional vegetation indices. Proc. of the 48th Annual Meeting, Am. Soc. Photogramm., pp.: 211-227.
- WIEGAND (C.L.), RICHARDSON (A.J.), 1986. Spectral components analysis: rationale and results. Symp. Rem. Sens., Enschede, August 1986, pp. 347-352.
- WILLAIME (P.), 1983. Cartographie systématique des ressources en sols de la Tunisie: nouvelle approche méthodologique. Direction des Sols, Tunis.
- WOODCOCK (C.E.), STRAHLER (A.H.), 1987. The factor of scale in remote sensing. *Rem. Sens. Environ.*, 21: 311-322.
- WOODRUFF (N.P.), 1965. A wind erosion equation. *Soil Sc. Soc. Am. Pr.*, 29: 602-608.
- WYSZECKI (G.), STILES (W.S.), 1982. Color science: concept and methods, quantitative data and formulae. Wiley, New York, 2nd edition, 950 p.

Annexes

Annexe 1 : liste des unités pédologiques de la région de Tataouine.

Annexe 2 : description de 5 profils pédologiques typiques de la région étudiée.

Annexe 3: Caractéristiques de la série d'échantillons de sols utilisée pour l'étude colorimétrique.

Annexe 4 : Tables de conversion des couleurs Munsell en coefficients trichromatiques RGB.













ANNEXE 1

Classification des unités pédologiques de la région étudiée

CLASSE	SOUS-CLASSE	GROUPES	SOUS-GROUPES	FAMILLE	N° UNITE
Sols minéraux bruts	non climatiques	d'érosion	Lithosols	Roche calcaire, dolomitique ou gréseuse.	1
				Roche gypseuse dure	2
				Dalle calcaire (reg en surface)	3
			Régosols	Colluvions grossières (parfois encroûtées).	4
				Roches tendre (marnes, argiles..)	5
				Dunes vives (erg)	6
		d'apport	Eoliens	Sable mobile sur roche ou croûte calcaire	7
				Sable mobile sur roche ou croûte gypseuse	8
			Alluviaux	Alluvions grossières hétérogènes	9
				Alluvions sablo-callouteuses	10
Sols peu évolués	non climatiques	d'érosion	Régosoliques	Voile éolien sur croûte démantelée.	11
				Colluvions fines sur glacis de versant encroûtés	12
				Limon à nodules calcaires érodé en Bad-Land.	13
				Dépôts éoliens fixés (nabkhas), localement croûte calc. ou gypse	14
		d'apport éolien	Modaux	Voile éolien continu sur croûte ou dalle calcaire	15
				Voile éolien continu sur croûte ou encroûtement gypseux.	16
		d'apport alluvial	Modaux	Matériau sableux à sablo-limoneux des zones d'épan. ou glacis.	17
				Matériaux sableux à sables gros. des glacis d'accumulation	18
			A caractère de salinité	Matériau sableux à sablo-limoneux à recouvrement éolien plus ou moins fixé.	19
Sols calc-magnésimorphes	Gypseux	A accumulation localisée	A croûte	Croûte gypseuse épaisse sur roche gypseuse altérée	20
			A encroûtement	Encroûtement gypseux épais (ancien sol hydromorphe gypseux)	21
Sols iso-humiques	Complexe saturé à pédoclimat frais pendant la saison humide subtropicale	Brun steppique	Typique (tranqué)	Limon sableux à nodules calcaires (localement encroûté).	22
				Modaux	Sable fin éolien profond
		Stérozems (clairs)	Sable sur dalle ou calcaire		24
			Sable sur croûte ou encroûtement gypseux	25	
Sols halo-morphes	A structure non dégradée A structure dégradée	Salins		Sable éolien sur matériau gypseux	26
		Sols salés à alcalis		Matériau limono-sableux (sebkhas)	27

ANNEXE 2 - DESCRIPTION ET ANALYSES DE PROFILS DE SOLS

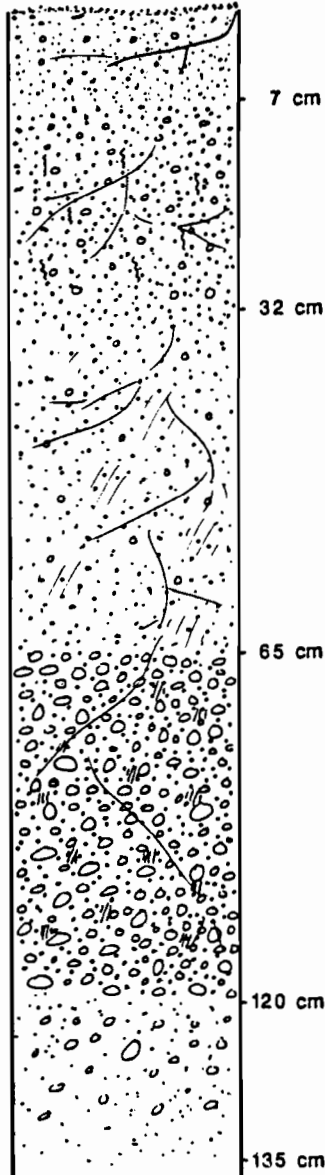
Symboles utilisés :

	Eléments fins (argile+limon)		Pseudomycelium
	Sables fins		Amas gypseux
	Sables grossiers		Calcaire diffus
	Graviers		Amas calcaire
	Cailloux		Encroûtement calcaire
			Encroûtement gypso-calcaire
			Dalle calcaire

Abréviations utilisées :

Prof.:	profondeur de l'échantillon
Hz :	numéro de l'horizon échantillonné
A :	teneur de la terre fine (≤ 2 mm) en argile (%)
Lf :	teneur de la terre fine en limons fins (%)
Lg :	teneur de la terre fine en limons grossiers (%)
Sf :	teneur de la terre fine en sables fins (%)
Sg :	teneur de la terre fine en sables grossiers (%)
Ref :	pourcentage de refus (fraction > 2 mm)
M.O.:	teneur en matière organique (%)
pH :	pH (suspension dans 2,5 vol. d'eau).
CAf :	teneur de la terre fine en CaCO_3 (%)
CAr :	teneur du refus en CaCO_3 (%)
GYf :	teneur de la terre fine en gypse (%)
GYr :	teneur du refus en gypse (%)
Cond.:	conductivité de l'extrait de pâte saturée en mS./cm.
t :	traces.

PROFIL PEDOLOGIQUE N° 18. (unité pédologique n°24)
 coordonnées : 36G 28 lat.N et 8G 81 long.E.
 Date d'observation : 12 01 1982. Auteur : R.Escadafal



1) 0 à 6-7 cm. Sec, bouillant. Vides très nombreux. Quelques racines fines horizontales, dans la masse. Traces d'activité biologique peu nombreuses, galeries. Effervescence généralisée. 4 % de graviers calcaires dolomitiques et quartzeux, arrondis, non altérés. Pas d'éléments figurés. Non organique. Structure polyédrique anguleuse, peu nette, agrégats de 5 cm. Quelques pores très fins, tubulaires. Couleur 5 YR 6/6. Texture sableuse à sables fins et grossiers, quartzeux. Fragile. Transition sur 2 cm.

2) 6-7 à 32-36 cm. Sec, meuble. Vides très nombreux. Racines très fines et moyennes, horizontales, dans la masse. Traces d'activité biologique nombreuses, galeries et anciennes racines. Forte effervescence généralisée. 15 % de graviers et cailloux, de calcaire dolomitique et de quartz, arrondis, non altérés. 2 % d'éléments figurés sous forme de pseudomycélium gypseux. 1 % de débris organiques, juxtaposés. Structure polyédrique subanguleuse, peu nette, agrégats de 6 cm. Pores très fins, tubulaires et vésiculaires. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sableuse à sables grossiers, quartzeux. Fragile. Transition sur 3 cm.

3) 32-36 à 65 cm. Sec, peu cohérent. Vides nombreux. Racines moyennes et très fines, horizontales, dans la masse. Traces d'activité biologique peu nombreuses, galeries. Forte effervescence généralisée. 5 % de graviers et cailloux, de calcaire dolomitique, arrondis, non altérés. 5 % d'éléments figurés sous forme diffuse, de calcaire. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse, nette, agrégats de 5 cm. Nombreux pores très fins, tubulaires. Couleur 7,5 YR 7/4. Texture sableuse à sables grossiers, quartzeux. Fragile. Transition sur 3 cm.

4) 65 à 120 cm. Sec, cohérent. Vides très nombreux. Quelques racines fines et très fines, obliques, dans la masse. Pas de traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. 35 % de cailloux et graviers, de calcaire dolomitique, arrondis, non altérés. 5 % d'éléments figurés sous forme d'amas, de calcaire, entourant les éléments grossiers. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse, peu nette, agrégats de 2 cm. Quelques pores très fins, tubulaires. Couleur 7,5 YR 7/4. Texture sableuse à sables grossiers, quartzeux. Fragile. Transition sur 3 cm.

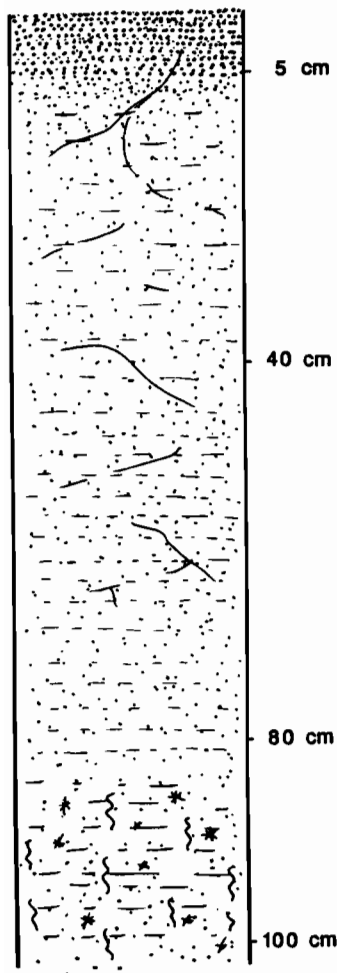
5) 120 à 135 cm et plus. Frais, peu cohérent. Vides très nombreux. Pas de racines. Pas de traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. 3 % de graviers et pierres, de calcaire dolomitique, arrondis, non altérés. Sans éléments figurés. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse, peu nette, agrégats de 1 cm. Quelques pores très fins, vésiculaires. Couleur 7,5 YR 7/6. Texture sableuse à sables grossiers, quartzeux. Friable.

H _z	A	L _f	L _g	S _f	S _g	Ref	M.O.	pH	CA _f	CA _r	GY _f	GY _r	Cond.
1	5	2	14	55	23	6	0,17	8,6	7	58	0	0	0,83
2	5	2	4	49	40	10	0,14	8,6	7	71	0	0	0,86
3	6	6	7	54	27	10	0,17	8,3	13	74	0	0	5,6
4	5	3	5	16	71	60	0,24	8,7	21	80	0	0	5,7
5	6	4	4	53	33	30	0,10	8,6	10	74	0	0	7,0

PROFIL PEDOLOGIQUE N°32. (unité pédologique n°17)

coordonnées : 36G 21 lat.N et 8G 79 long.E.

Date d'observation : 13 01 1982. Auteur : R.Escadafal



1) 0-5 cm. Sec, meuble. Vides très nombreux. Quelques racines fines horizontales, dans la masse. Traces d'activité biologique peu nombreuses, anciennes racines. Forte effervescence généralisée. 1 % de graviers quartzeux, arrondis, non altérés. Pas d'éléments figurés. Non organique. Structure lamellaire peu nette. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sableuse à sables fins et grossiers. Fragile. Transition sur 1 cm.

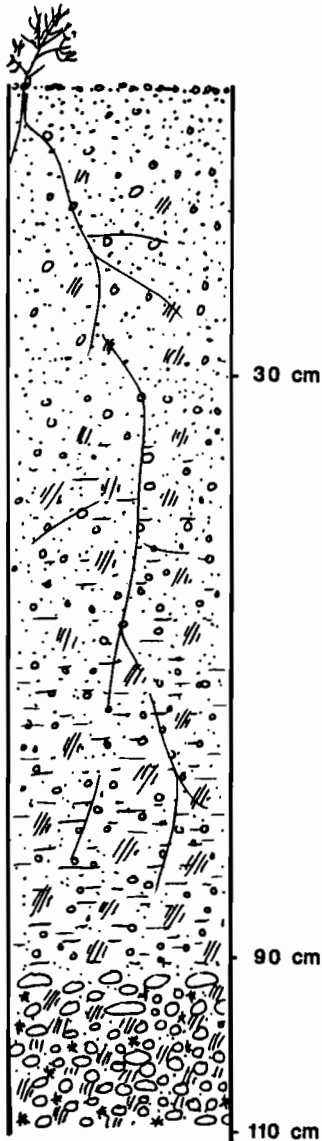
2) 5 à 40 cm. Sec, peu cohérent. Vides nombreux. Quelques racines fines horizontales, dans la masse. Traces d'activité biologique peu nombreuses, galeries et anciennes racines. Forte effervescence généralisée. Sans éléments grossiers. Non organique. Structure polyédrique anguleuse, peu nette, agrégats de 7 cm. Pores très fins, vésiculaires. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sablo-limoneuse. Peu fragile. Transition sur 5 cm.

3) 40 à 80 cm. Sec, peu cohérent. Vides nombreux. Racines fines horizontales, dans la masse. Pas de traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. Sans éléments grossiers. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse, peu nette, agrégats de 7 cm. Nombreux pores très fins, tubulaires. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sablo-limoneuse. Peu fragile. Transition sur 4 cm.

4) 80 à 100 cm. Sec, cohérent. Vides nombreux. Quelques racines très fines horizontales, dans la masse. Pas de traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. Sans éléments grossiers. 3 % d'éléments figurés sous forme d'amas et de pseudomycélium gypseux. Non organique. Structure massive à débit émoussé. Nombreux pores très fins, tubulaires. Couleur 5 YR 6/6. Texture sablo-limoneuse. Peu fragile.

Prof. cm	A	Lf	Lg	Sf	Sg	Ref	M.O.	pH	CAf	CAr	GYf	GYr	Cond.
0-5	8	2	7	67	16	5	0,14	8,6	3	38	0	1	1,3
5-20	8	1	9	75	7	t	0,12	8,5	9		0		1,3
20-40	9	2	12	74	2	0	0,14	8,4	13		0		0,6
40-60	10	4	14	70	1	0	0,22	8,6	13		0		0,9
60-80	13	8	11	62	4	0	0,21	8,7	17		0		2,0
80-100	10	9	9	62	9	10	0,14	8,3	10	10	2	6	5,5
100-120	10	5	9	63	13	5	0,10	8,5	7	31	0	2	5,8

PROFIL PEDOLOGIQUE N°40. (unité pédologique n°25)
 coordonnées : 36G 13 lat.N et 8G 81 long.E.
 Date d'observation : 05 02 1982. Auteur : R.Escadafal



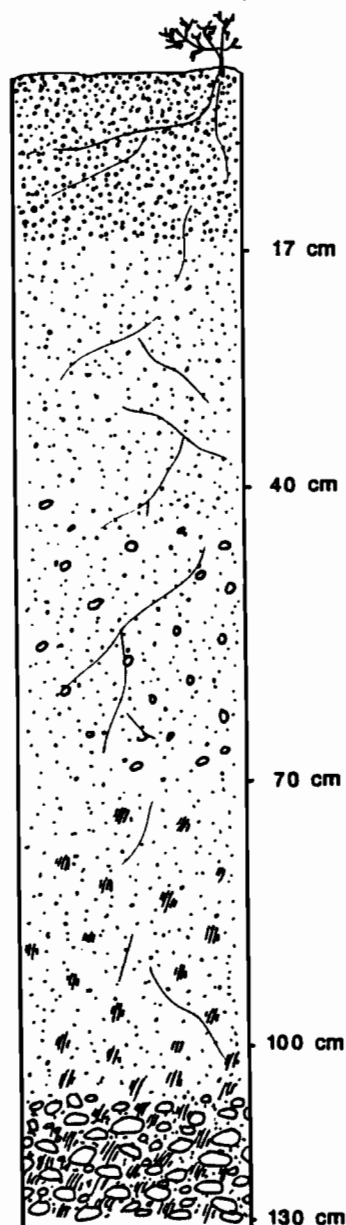
1) 0-30 cm. Sec. peu cohérent. Vides nombreux. Racines très fines, horizontales et verticales, pénétrant les agrégats. Nombreuses traces d'activité biologique, turricules et galeries. Forte effervescence généralisée. 15 % d'éléments grossiers, petits graviers de roche calcaire, irréguliers émoussés, non altérés. 1 % d'éléments figurés sous forme d'amas calcaires, de 1 cm, de couleur 5 YR 8/3. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse peu nette, agrégats de 4 cm. Quelques pores tubulaires très fins. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sableuse à sables fins et grossiers. Fragile. Transition sur 3 cm.

2) 30 à 90 cm. Sec. cohérent. Vides nombreux. Quelques racines très fines, verticales, pénétrant les agrégats. Nombreuses traces d'activité biologique, galeries. Forte effervescence généralisée. 20 % d'éléments grossiers, petits graviers de roche calcaire, irréguliers émoussés, non altérés. 10 % d'éléments figurés sous forme d'amas calcaires, de 5 mm, de couleur 5 YR 8/3. Non organique. Structure polyédrique anguleuse nette, agrégats de 2 cm. Nombreux pores tubulaires et vésiculaires très fins et fins. Couleur 5 YR 6/6. Texture sableuse à sablo-limoneuse. Fragile. Transition sur 5 cm.

3) 90 à 110 cm et plus. Sec. très cohérent. Peu de vides. Pas de racines. Pas de traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. 40 % d'éléments grossiers, graviers et cailloux de roche calcaire, irréguliers émoussés, non altérés. 30 % d'éléments figurés sous forme d'amas calcaires et gypseux, de 1 cm, de couleur 5 YR 8/2. Non organique. Structure polyédrique anguleuse nette, agrégats de 2 cm. Nombreux pores tubulaires et vésiculaires très fins et fins. Couleur 5 YR 6/6. Texture sableuse à sablo-limoneuse. Peu fragile.

Prof.cm	A	Lf	Lg	Sf	Sg	Ref	M.O.	pH	CAf	CAr	GYf	Gyr	Cond.
0-10	8	11	11	58	12	40	0,17	8,3	12	20	0	0	1,1
10-20	7	11	12	57	12	47	0,19	8,2	14	37	0	0	0,8
20-30	9	12	12	57	11	40	0,34	8,4	17	39	0	0	0,7
30-40	11	15	8	53	12	55	0,22	8,2	21	39	2	0	0,8
40-50	13	17	8	51	11	52	0,17	8,1	22	39	3	0	0,8
50-60	14	15	12	46	12	60	0,19	8,2	21	41	4	t	2,4
60-70	14	16	12	48	10	55	0,21	8,1	23	38	6	t	6,8
70-80	13	16	13	47	11	62	0,18	8,0	23	36	5	t	7,1
80-90	15	16	10	46	12	62	0,17	8,1	24	47	5	t	10,6
90-100	14	19	9	45	12	65	0,13	8,3	26	46	6	t	11,3

PROFIL PEDOLOGIQUE N°57. (unité pédologique n° 18)
 coordonnées : 36G 83 lat.N et 8G 83 long.E.
 Date d'observation : 08 02 1982. Auteur : R.Escadafal



1) 0 à 17 cm. Sec, bouillant. Vides très nombreux. Rares racines très fines horizontales. Très faibles traces d'activité biologique. Effervescence généralisée. Sans éléments grossiers. Non organique. Structure massive à débit émoussé. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sableuse à sables grossiers quartzeux. Très fragile. Transition sur 2 cm.

2) 17 à 40 cm. Sec, meuble. Vides nombreux. Racines fines et moyennes horizontales. Traces d'activité biologique (galeries). Forte effervescence généralisée. Sans éléments grossiers. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse peu nette, agrégats de 6 cm. Pores tubulaires fins. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sableuse à sables quartzeux. Transition sur 3 cm.

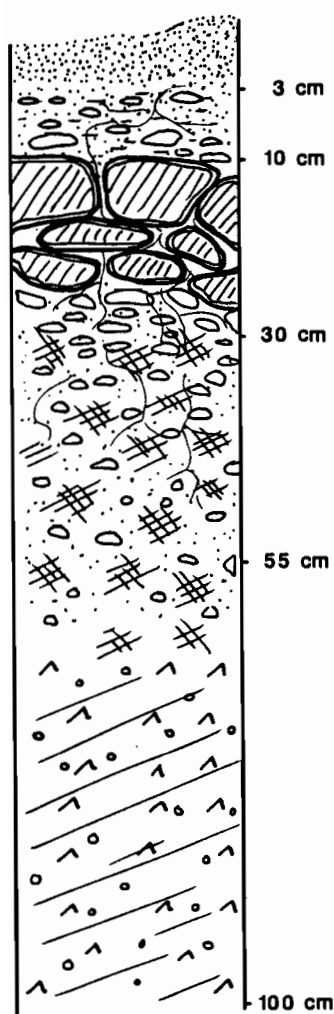
3) 40 à 70 cm. Sec, meuble. Vides nombreux. Racines très fines et fines, obliques. Traces d'activité biologique (galeries). Forte effervescence généralisée. 2 % d'éléments grossiers, graviers de quartz et de roche calcaire, non altérés. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse nette, agrégats de 4 cm. Pores tubulaires fins. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sableuse à sables quartzeux. Très fragile. Transition sur 5 cm.

4) 70 à 100 cm. Sec, peu cohérent. Vides nombreux. Quelques racines très fines obliques. Rares traces d'activité biologique, galeries. Forte effervescence généralisée. 10 % d'éléments grossiers, graviers de quartz et de roche calcaire, non altérés. 2 % d'amas calcaires de 1 mm. Non organique. Structure polyédrique subanguleuse nette, agrégats de 5 cm. Quelques pores tubulaires fins. Couleur 7,5 YR 6/6. Texture sableuse à sables quartzeux. Fragile. Transition sur 2 cm.

5) 100 à 130 cm et plus. Sec, très cohérent, résistant. Peu de vides. Pas de racines. Pas de trace d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. 60 % d'éléments grossiers, cailloux de roche calcaire, non altérés. 15 % d'encroûtement nodulaire calcaire généralisé. Non organique. Quelques pores fins. Couleur 7,5 YR 7/4. Texture sableuse à sablo-limoneuse. Peu fragile.

H _z	A	L _f	L _g	S _f	S _g	Ref	M.O.	pH	CA _f	CA _r	GY _f	GY _r	Cond.
1	2	0	6	65	27	0	0,15	8,6	7	-	t	-	1,05
2	5	2	7	71	15	0	0,08	8,5	10	-	t	-	1,22
3	6	1	8	70	16	5	0,14	8,3	9	18	t	t	1,23
4	7	3	10	70	10	15	0,15	8,2	11	19	t	t	2,87
5						65			22	30	t	t	

PROFIL PEDOLOGIQUE N°67. (unité pédologique n° 7)
 coordonnées : 36G 23 lat.N et 8G 73 long.E.
 Date d'observation : 02 03 1982. Auteur : R.Escadafal



1) 0 à 2-3 cm. Sec, bouillant. Vides très nombreux. Effervescence généralisée. Sans éléments grossiers. Non organique. Structure particulière. Couleur 5 YR 6/7. Texture sableuse à sables fins quartzeux. Transition ondulée sur 0,2 cm.

2) 2-3 cm à 8-10 cm. Sec, meuble. Vides nombreux. Rares racines très fines, obliques. Très faibles traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. 20 % d'éléments grossiers, graviers et cailloux de croûte calcaire, irréguliers émoussés, non altérés. 2 % de débris organiques. Structure polyédrique anguleuse nette, agrégats de 2 cm. Couleur 5 YR 5/6. Nombreux pores fins, vésiculaires. Texture sableuse à sablo-limoneuse. Très fragile. Transition ondulée sur 2 cm.

3) 8-10 à 28-33 cm. Sec, très cohérent. Vides nombreux. Racines très fines et fines, horizontales, entre les agrégats. Très faibles traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. Pas d'éléments grossiers. 70 % d'éléments figurés sous forme de dalle calcaire et d'encroûtement pulvérulent. Taille des éléments de dalle : 30 cm, couleur 5 YR 7/4. 1 % de débris organiques. Transition ondulée sur 4 cm.

4) 28-33 à 55 cm. Sec, meuble. Vides nombreux. Racines très fines et fines, verticales et obliques, entre les agrégats. Très faibles traces d'activité biologique. Forte effervescence généralisée. 10 % d'éléments grossiers, graviers et cailloux de roche calcaire, arrondis, altérés en surface. 50 % d'éléments figurés sous forme d'encroûtement pulvérulent calcaire. Encroûtement de couleur 7,5 YR 8/4. 1 % de débris organiques. Structure particulière. Texture sableuse à sablo-limoneuse, calcaire. Très fragile. Transition sur 1 cm.

5) 55 à 100 cm et plus. Sec, cohérent, peu résistant. Peu de vides. Pas de racines. Pas de traces d'activité biologique. Effervescence généralisée. 5 % d'éléments grossiers, cailloux de roche calcaire, arrondis, altérés en surface. 50 % d'éléments figurés sous forme d'encroûtement gypso-calcaire. Encroûtement de couleur 7,5 YR 8/2. Non organique. Structure polyédrique anguleuse peu nette. Quelques pores très fins. Texture sableuse à sablo-limoneuse, calcaire. Peu fragile.

H _z	A	L _f	L _g	S _f	S _g	Ref	M.O.	pH	CA _f	CA _r	GY _f	GY _r	Cond.
1	4	1	7	82	6	1	0,12	8,4	5	18	0	0	5,2
2	9	6	10	63	11	40	0,39	8,4	11	31	1	1	6,9
3						100			67			0	
4						60			66	70	3	1	15,2
5						60			44	41	27	43	14,9

ANNEXE 3

Caractéristiques des 84 échantillons de sols utilisés pour l'étude colorimétrique

Réf.	TE	CL	PU	Ra	Ga	Ba	Rc	Gc	Bc	CAC03	FERTO	MORGA	MSS4	MSS5	TM1	TM2	TM3
1	8	3	2	0,0139	0,0111	0,0083	0,0193	0,0159	0,0127	0,00	4,10	14,08	9,00	12,75	6,76	9,40	13,13
2	8	3	3	0,0155	0,0108	0,0064	0,0200	0,0161	0,0127	0,00	4,60	8,18	9,13	13,13	6,76	9,56	13,43
3	8	3	3	0,0244	0,0206	0,0162	0,0221	0,0181	0,0146	0,00	4,80	7,13	10,25	14,25	7,76	10,72	14,47
4	8	3,5	3	0,0270	0,0201	0,0129	0,0256	0,0210	0,0158	0,00	4,90	5,39	11,88	16,88	8,64	12,45	17,37
5	8	5	3	0,0344	0,0268	0,0185	0,0316	0,0262	0,0194	0,00	5,20	4,20	15,00	21,13	10,81	15,70	21,63
6	8	5,4	4	0,0452	0,0330	0,0196	0,0316	0,0262	0,0194	0,00	5,50	3,00	15,13	21,25	10,81	15,86	21,67
7	8	3	4	0,0155	0,0108	0,0064	0,0229	0,0178	0,0127	0,00	6,60	3,94	10,13	15,00	7,11	10,66	15,40
8	8	3	4	0,0270	0,0201	0,0129	0,0272	0,0194	0,0130	0,00	6,60	2,83	11,13	17,75	7,16	11,86	18,33
9	8	4	4	0,0294	0,0196	0,0099	0,0289	0,0210	0,0146	0,10	6,50	1,25	12,00	19,00	7,87	12,80	19,60
10	8	4	6	0,0422	0,0253	0,0089	0,0342	0,0244	0,0152	0,00	6,50	10,00	14,00	21,75	8,61	15,01	22,33
11	8	5	8	0,0331	0,0189	0,0058	0,0407	0,0281	0,0171	0,00	7,20	0,00	16,25	25,25	9,63	17,52	25,67
12	8	6	1	0,0560	0,0308	0,0070	0,0569	0,0398	0,0233	0,00	6,80	0,00	23,00	35,00	13,44	24,81	35,60
13	8	5	4	0,0418	0,0336	0,0242	0,0363	0,0286	0,0207	0,00	6,00	5,76	16,50	23,25	12,10	17,23	23,67
14	8	5	3	0,0418	0,0336	0,0242	0,0313	0,0260	0,0198	0,10	6,20	4,12	14,75	20,25	10,51	15,49	20,67
15	8	6	4	0,0651	0,0508	0,0333	0,0555	0,0439	0,0317	0,10	6,30	1,47	25,00	34,75	17,33	26,41	35,33
16	6	7	6	0,1090	0,0695	0,0452	0,0761	0,0578	0,0421	0,00	6,20	0,78	33,00	48,25	23,03	34,86	49,07
17	7	6	4	0,0775	0,0482	0,0256	0,0819	0,0589	0,0420	0,00	6,50	0,52	33,75	51,75	23,03	35,80	52,73
18	7	6	4	0,0775	0,0482	0,0256	0,0669	0,0475	0,0353	0,00	6,20	0,43	29,00	43,00	19,38	30,86	43,60
19	8	5	1	0,0343	0,0351	0,0349	0,0371	0,0387	0,0396	50,05	0,65	39,20	21,75	25,00	19,76	22,09	25,40
20	8	7	2	0,0786	0,0758	0,0683	0,0683	0,0657	0,0594	91,50	1,20	1,57	36,75	45,00	30,86	37,69	45,80
21	8	3	3	0,0139	0,0111	0,0083	0,0173	0,0141	0,0107	0,00	14,70	18,10	8,00	11,25	5,76	8,40	11,47
22	8	3	2	0,0155	0,0108	0,0064	0,0169	0,0140	0,0107	0,00	17,00	4,87	8,00	11,00	5,76	8,40	11,20
23	8	3	2	0,0139	0,0111	0,0083	0,0223	0,0211	0,0207	40,40	0,35	45,53	11,75	15,00	10,11	12,09	15,40
24	8	3	4	0,0244	0,0206	0,0162	0,0186	0,0150	0,0127	0,00	10,80	27,80	8,50	12,25	6,70	8,83	12,47
25	8	2	2	0,0070	0,0052	0,0036	0,0162	0,0124	0,0102	0,00	5,50	49,65	7,00	10,75	5,11	7,40	11,13
26	8	2	2	0,0139	0,0111	0,0083	0,0178	0,0141	0,0107	0,00	5,40	34,10	8,00	11,75	5,76	8,40	12,13
27	8	3	3	0,0155	0,0108	0,0064	0,0173	0,0141	0,0107	0,00	3,80	20,70	8,00	11,25	5,76	8,40	11,47
28	8	3	3	0,0155	0,0108	0,0064	0,0192	0,0153	0,0107	0,00	15,10	14,20	8,75	12,00	5,81	9,29	12,20
29	8	3	3	0,0270	0,0201	0,0129	0,0229	0,0170	0,0107	0,00	18,00	1,35	9,75	13,75	5,87	10,49	13,93
30	7	3	4	0,0311	0,0192	0,0110	0,0261	0,0182	0,0111	0,10	31,75	2,90	10,50	16,25	6,46	11,23	16,47
31	8	5	2	0,0381	0,0343	0,0292	0,0331	0,0316	0,0276	77,90	1,75	2,87	17,75	16,25	6,46	18,29	21,47
32	7	4	6	0,0244	0,0206	0,0162	0,0313	0,0196	0,0130	0,00	27,75	2,25	12,00	19,50	7,46	18,46	19,87
33	8	8	3	0,1129	0,1030	0,0849	0,0900	0,0837	0,0732	0,00	5,50	0,00	46,75	56,00	38,03	48,30	56,40
34	8	3	3	0,0270	0,0201	0,0129	0,0228	0,0161	0,0107	0,00	36,00	9,27	9,25	14,25	5,81	9,92	14,47
35	8	5	3	0,0563	0,0526	0,0461	0,0501	0,0452	0,0372	51,30	11,30	1,55	25,50	31,25	19,63	26,58	31,47
36	8	6	3	0,0609	0,0517	0,0395	0,0565	0,0510	0,0422	53,40	11,25	0,81	28,75	35,00	22,27	29,89	35,20
37	8	4	2	0,0294	0,0196	0,0099	0,0299	0,0204	0,0132	0,10	23,80	0,00	11,75	18,50	7,46	12,54	18,87
38	8	3	2	0,0139	0,0111	0,0083	0,0203	0,0177	0,0148	0,00	17,80	6,98	10,00	13,00	7,76	10,40	13,20
39	8	4	2	0,0244	0,0206	0,0162	0,0232	0,0208	0,0167	0,00	18,50	2,27	11,75	14,25	8,11	12,29	14,27
40	8	4	3	0,0244	0,0206	0,0162	0,0288	0,0247	0,0192	0,00	19,20	0,79	14,00	18,25	10,46	16,60	18,47
41	8	5	1	0,0215	0,0212	0,0203	0,0635	0,0648	0,0647	57,90	5,50	4,50	36,00	42,50	32,46	36,60	43,13
42	7	8	2	0,1057	0,1044	0,0961	0,0894	0,0863	0,0788	96,50	0,05	0,00	48,00	59,25	40,56	49,21	60,27
43	7	7	2	0,0786	0,0758	0,0684	0,0590	0,0576	0,0587	98,40	0,05	0,80	32,00	40,25	29,34	32,45	41,07
44	8	4	3,5	0,0270	0,0201	0,0129	0,0250	0,0220	0,0172	0,00	22,00	0,00	12,25	17,00	8,87	12,86	17,60
45	8	3	3	0,0155	0,0108	0,0064	0,0209	0,0177	0,0148	0,00	14,50	5,80	10,00	14,00	7,76	10,40	14,40
46	7	4	4	0,0270	0,0201	0,0129	0,0296	0,0219	0,0167	0,00	8,50	1,00	12,50	18,75	8,81	13,23	19,13
47	8	3	3	0,0270	0,0201	0,0129	0,0221	0,0180	0,0137	0,00	12,40	4,20	10,25	14,00	7,40	10,72	14,20
48	8	4,5	3	0,0270	0,0201	0,0129	0,0242	0,0199	0,0153	0,00	16,75	1,40	11,25	15,75	8,40	11,72	16,13
49	6	3	4	0,0190	0,0100	0,0059	0,0203	0,0131	0,0102	0,00	12,40	4,34	7,50	13,75	5,11	8,03	14,33
50	6	4,5	4	0,0322	0,0190	0,0122	0,0274	0,0168	0,0106	0,00	14,75	1,76	9,75	17,75	5,81	10,54	18,33
51	7	4	6	0,0190	0,0100	0,0059	0,0228	0,0144	0,0103	51,00	11,20	5,57	8,25	15,50	5,17	8,92	16,27
52	6	4	4	0,0322	0,0190	0,0122	0,0264	0,0160	0,0109	0,10	14,75	2,70	9,75	17,00	5,81	10,54	17,40
53	6	6	8	0,0860	0,0465	0,0172	0,0574	0,0398	0,0251	1,50	0,30	0,00	22,75	39,00	14,38	24,30	41,06
54	6	5,5	8	0,0775	0,0482	0,0256	0,0579	0,0399	0,0271	2,97	0,80	0,00	22,75	40,00	14,74	24,30	42,26
55	7	6,5	6	0,0915	0,0592	0,0333	0,0663	0,0468	0,0303	3,90	0,22	0,00	27,00	41,00	17,03	28,86	41,60
56	7	6	6	0,0775	0,0482	0,0256	0,0649	0,0456	0,0303	7,30	1,00	0,35	26,25	40,75	16,97	27,97	41,53
57	8	6	4	0,0651	0,0508	0,0333	0,0560	0,0433	0,0293	7,80	1,10	0,00	24,75	35,00	16,38	26,29	35,60
58	6	7	2	0,1057	0,1044	0,0961	0,0960	0,0910	0,0804	3,00	0,00	0,35	51,00	62,00	42,26	52,41	62,80
59	8	2	2	0,0070	0,0052	0,0036	0,0157	0,0143	0,0130	0,00	0,28	58,40	8,00	11,00	6,70	8,20	11,40
60	8	3	3	0,0155	0,0108	0,0064	0,0181	0,0147	0,0127	0,00	0,42	1,50	8,25	13,25	6,70	8,51	13,87
61	7	3	2	0,0139	0,0111	0,0083	0,0144	0,0122	0,0104	0,00	0,42	2,10	6,88	10,25	5,41	7,15	10,67
62	8	3	3	0,0212	0,0154	0,0096	0,0214	0,0168	0,0134	0,00	0,45	1,20	9,50	15,25	7,34	9,83	15,87
63	8	6	8	0,0803	0,0478	0,0144	0,0599	0,0382	0,0194	0,00	1,10	0,00	22,25	37,00	11,50	24,32	37,80
64	5	6	6	0,0735	0,0491	0,0226	0,0611	0,0462	0,0293	0,00	1,10	0,00	26,50	37,50	16,50	28,38	37,93
65	5	7	4	0,0901	0,0735	0,0510	0,0728	0,0649	0,0469	0,00	0,45	0,00	36,75	45,00	26,43	38,45	45,40
66	5	7	4	0,0786	0,0756	0,0684	0,0728	0,0649	0,0469	0,00	0,40	0,00	36,75	45,00	26,43	38,45	45,40
67	10	6	2	0,0563	0,0526	0,0461	0,0467	0,0474	0,0419	2,40	4,40	1,70	26,50	29,25	22,16	27,18	29,27
68	8	4	4	0,0418	0,0336	0,0242	0,0456	0,0423	0,0361	0,00	1,10	0,47	23,75	29,75	19,16	24,49	30,33
69	8	5	4	0,0452	0,0330	0,0196	0,0427	0,0373	0,0318	0,00	1,14	0,30	21,00	27,75	16,51	21,80	28,33
70	8	6	3	0,0609	0,0517	0,0395	0,0410	0,0369	0,0301	0,00	0,00	0,27	20,75	26,75	16,16	21,49	

ANNEXE 4

Conversion des couleurs Munsell en coefficients trichromatiques R,G,B

TABLE DE CONVERSION POUR LA TEINTE 2,5 YR

couleur Munsell	R	G	B
2,5 YR 1/1	0,002840	0,001991	0,002015
2,5 YR 1/2	0,003794	0,001789	0,001533
2,5 YR 2/1	0,006332	0,005358	0,005515
2,5 YR 2/2	0,007832	0,005043	0,004570
2,5 YR 2/3	0,009322	0,004729	0,003755
2,5 YR 2/4	0,010751	0,004428	0,002972
2,5 YR 2/5	0,012126	0,004137	0,002349
2,5 YR 2/6	0,013472	0,003852	0,001738
2,5 YR 3/1	0,012727	0,011354	0,011640
2,5 YR 3/2	0,015335	0,010810	0,009745
2,5 YR 3/3	0,017684	0,010319	0,008201
2,5 YR 3/4	0,019920	0,009851	0,006731
2,5 YR 3/5	0,022170	0,009378	0,005446
2,5 YR 3/6	0,024341	0,008921	0,004207
2,5 YR 3/7	0,026328	0,008501	0,003224
2,5 YR 3/8	0,028273	0,008090	0,002261
2,5 YR 4/1	0,022193	0,021018	0,021901
2,5 YR 4/2	0,025960	0,020236	0,018965
2,5 YR 4/3	0,029592	0,019479	0,016355
2,5 YR 4/4	0,033048	0,018758	0,013872
2,5 YR 4/5	0,036190	0,018101	0,011814
2,5 YR 4/6	0,039216	0,017468	0,009830
2,5 YR 4/7	0,042257	0,016828	0,008081
2,5 YR 4/8	0,045215	0,016206	0,006379
2,5 YR 5/1	0,035002	0,034954	0,037050
2,5 YR 5/2	0,039781	0,033965	0,033090
2,5 YR 5/3	0,044603	0,032964	0,029352
2,5 YR 5/4	0,049208	0,032007	0,025781
2,5 YR 5/5	0,054010	0,031006	0,022354
2,5 YR 5/6	0,058618	0,030045	0,019065
2,5 YR 5/7	0,063209	0,029084	0,016148
2,5 YR 5/8	0,067655	0,028152	0,013323
2,5 YR 6/1	0,052160	0,053347	0,057024
2,5 YR 6/2	0,058462	0,052045	0,051652
2,5 YR 6/3	0,064550	0,050785	0,046594
2,5 YR 6/4	0,070380	0,049578	0,041749
2,5 YR 6/5	0,076602	0,048284	0,037113
2,5 YR 6/6	0,082594	0,047037	0,032649
2,5 YR 6/7	0,088317	0,045841	0,028783
2,5 YR 6/8	0,093873	0,044680	0,025030
2,5 YR 7/1	0,073087	0,076787	0,083001
2,5 YR 7/2	0,080592	0,075238	0,076490
2,5 YR 7/3	0,088571	0,073590	0,069589
2,5 YR 7/4	0,096223	0,072010	0,062970
2,5 YR 7/5	0,104227	0,070350	0,056646
2,5 YR 7/6	0,111936	0,068750	0,050554
2,5 YR 7/7	0,119235	0,067229	0,045265
2,5 YR 7/8	0,126318	0,065754	0,040133
2,5 YR 8/1	0,098141	0,105842	0,115618
2,5 YR 8/2	0,106409	0,104137	0,108266
2,5 YR 8/3	0,117672	0,101816	0,098138
2,5 YR 8/4	0,128432	0,099599	0,088461
2,5 YR 8/5	0,137947	0,097628	0,080744
2,5 YR 8/6	0,147146	0,095722	0,073283
2,5 YR 8/7	0,157033	0,093666	0,065818
2,5 YR 8/8	0,166610	0,091674	0,058588

Les valeurs de R, G, B ont été calculées en appliquant l'équation (VII) (voir 5.2.3.2) aux valeurs x, y, Y fournies dans les tables publiées par WYSZECKI et STILES (1982) pour un illuminant de type C

TABLE DE CONVERSION POUR LA TEINTE 5 YR

couleur Munsell	R	G	B
5 YR 1 / 1	0,002815	0,001998	0,001830
5 YR 1 / 2	0,003684	0,001817	0,001216
5 YR 2 / 1	0,006251	0,005378	0,005305
5 YR 2 / 2	0,007630	0,005092	0,004199
5 YR 2 / 3	0,008993	0,004808	0,003229
5 YR 2 / 4	0,010260	0,004544	0,002328
5 YR 2 / 5	0,011490	0,004285	0,001588
5 YR 2 / 6	0,012662	0,004039	0,000883
5 YR 3 / 1	0,012569	0,011392	0,011315
5 YR 3 / 2	0,014968	0,010898	0,009170
5 YR 3 / 3	0,017071	0,010462	0,007491
5 YR 3 / 4	0,019038	0,010054	0,005919
5 YR 3 / 5	0,020974	0,009650	0,004568
5 YR 3 / 6	0,022815	0,009266	0,003282
5 YR 3 / 7	0,024380	0,008938	0,002313
5 YR 3 / 8	0,025893	0,008620	0,001376
5 YR 4 / 1	0,022082	0,021050	0,021319
5 YR 4 / 2	0,025664	0,020314	0,017911
5 YR 4 / 3	0,029035	0,019618	0,014986
5 YR 4 / 4	0,032189	0,018967	0,012251
5 YR 4 / 5	0,034906	0,018403	0,010127
5 YR 4 / 6	0,037497	0,017865	0,008102
5 YR 4 / 7	0,039908	0,017361	0,006451
5 YR 4 / 8	0,042236	0,016875	0,004856
5 YR 5 / 1	0,034920	0,034982	0,036278
5 YR 5 / 2	0,039541	0,034036	0,031664
5 YR 5 / 3	0,044029	0,033115	0,027361
5 YR 5 / 4	0,048245	0,032249	0,023318
5 YR 5 / 5	0,052628	0,031343	0,019634
5 YR 5 / 6	0,056788	0,030482	0,016137
5 YR 5 / 7	0,060616	0,029686	0,013266
5 YR 5 / 8	0,064297	0,028921	0,010506
5 YR 6 / 1	0,052044	0,053386	0,055966
5 YR 6 / 2	0,058140	0,052141	0,049684
5 YR 6 / 3	0,063858	0,050970	0,044001
5 YR 6 / 4	0,069268	0,049862	0,038622
5 YR 6 / 5	0,074938	0,048695	0,033416
5 YR 6 / 6	0,080327	0,047586	0,028468
5 YR 6 / 7	0,085454	0,046523	0,024309
5 YR 6 / 8	0,090384	0,045502	0,020310
5 YR 7 / 1	0,073215	0,076780	0,081401
5 YR 7 / 2	0,080727	0,075248	0,073475
5 YR 7 / 3	0,088063	0,073750	0,065830
5 YR 7 / 4	0,095024	0,072329	0,058578
5 YR 7 / 5	0,102182	0,070859	0,051740
5 YR 7 / 6	0,109009	0,069458	0,045218
5 YR 7 / 7	0,115261	0,068167	0,039761
5 YR 7 / 8	0,121283	0,066924	0,034503
5 YR 8 / 1	0,098725	0,105747	0,113139
5 YR 8 / 2	0,107414	0,103980	0,103544
5 YR 8 / 3	0,117132	0,101999	0,093136
5 YR 8 / 4	0,126352	0,100120	0,083261
5 YR 8 / 5	0,135006	0,098346	0,074839
5 YR 8 / 6	0,143299	0,096645	0,066769
5 YR 8 / 7	0,152099	0,094835	0,058604
5 YR 8 / 8	0,160537	0,093100	0,050774

TABLE DE CONVERSION POUR LA TEINTE 7,5 YR

couleur Munsell	R	G	B
7,5 YR 1/1	0,002756	0,002013	0,001700
7,5 YR 1/2	0,003530	0,001853	0,001010
7,5 YR 2/1	0,006126	0,005408	0,005112
7,5 YR 2/2	0,007350	0,005157	0,003872
7,5 YR 2/3	0,008530	0,004914	0,002811
7,5 YR 2/4	0,009599	0,004694	0,001850
7,5 YR 2/5	0,010647	0,004476	0,001040
7,5 YR 2/6	0,011620	0,004274	0,000289
7,5 YR 3/1	0,012377	0,011437	0,011063
7,5 YR 3/2	0,014555	0,010993	0,008737
7,5 YR 3/3	0,016413	0,010613	0,006905
7,5 YR 3/4	0,018118	0,010263	0,005223
7,5 YR 3/5	0,019665	0,009944	0,003880
7,5 YR 3/6	0,021117	0,009644	0,002618
7,5 YR 3/7	0,022323	0,009394	0,001655
7,5 YR 3/8	0,023477	0,009155	0,000735
7,5 YR 4/1	0,021889	0,021097	0,020883
7,5 YR 4/2	0,025234	0,020418	0,017142
7,5 YR 4/3	0,028291	0,019794	0,013929
7,5 YR 4/4	0,031104	0,019220	0,010973
7,5 YR 4/5	0,033405	0,018746	0,008839
7,5 YR 4/6	0,035581	0,018299	0,006821
7,5 YR 4/7	0,037430	0,017917	0,005223
7,5 YR 4/8	0,039202	0,017551	0,003690
7,5 YR 5/1	0,034690	0,035040	0,035680
7,5 YR 5/2	0,039032	0,034161	0,030583
7,5 YR 5/3	0,043242	0,033306	0,025875
7,5 YR 5/4	0,047147	0,032512	0,021509
7,5 YR 5/5	0,051003	0,031723	0,017658
7,5 YR 5/6	0,054625	0,030981	0,014041
7,5 YR 5/7	0,057669	0,030355	0,011240
7,5 YR 5/8	0,060575	0,029757	0,008566
7,5 YR 6/1	0,051792	0,053453	0,055057
7,5 YR 6/2	0,057570	0,052287	0,048021
7,5 YR 6/3	0,062884	0,051210	0,041859
7,5 YR 6/4	0,067863	0,050201	0,036087
7,5 YR 6/5	0,072805	0,049195	0,030684
7,5 YR 6/6	0,077462	0,048247	0,025594
7,5 YR 6/7	0,081803	0,047358	0,021319
7,5 YR 6/8	0,085942	0,046510	0,017241
7,5 YR 7/1	0,072962	0,076853	0,080050
7,5 YR 7/2	0,080131	0,075410	0,070974
7,5 YR 7/3	0,086964	0,074030	0,062728
7,5 YR 7/4	0,093388	0,072732	0,054974
7,5 YR 7/5	0,099600	0,071473	0,047823
7,5 YR 7/6	0,105476	0,070282	0,041059
7,5 YR 7/7	0,110867	0,069182	0,035364
7,5 YR 7/8	0,116022	0,068130	0,029919
7,5 YR 8/1	0,098639	0,105792	0,111138
7,5 YR 8/2	0,107122	0,104092	0,099807
7,5 YR 8/3	0,115526	0,102402	0,089076
7,5 YR 8/4	0,123445	0,100810	0,078964
7,5 YR 8/5	0,131352	0,099205	0,070014
7,5 YR 8/6	0,138872	0,097678	0,061502
7,5 YR 8/7	0,146276	0,096172	0,053368
7,5 YR 8/8	0,153339	0,094735	0,045609

TABLE DE CONVERSION POUR LA TEINTE 10 YR

couleur Munsell	R	G	B
10 YR 1 / 1	0,002663	0,002035	0,001583
10 YR 1 / 2	0,003322	0,001901	0,000835
10 YR 2 / 1	0,005965	0,005445	0,004972
10 YR 2 / 2	0,007018	0,005233	0,003644
10 YR 2 / 3	0,008047	0,005023	0,002507
10 YR 2 / 4	0,008958	0,004838	0,001501
10 YR 3 / 1	0,012052	0,011511	0,010831
10 YR 3 / 2	0,013899	0,011141	0,008354
10 YR 3 / 3	0,015492	0,010820	0,006423
10 YR 3 / 4	0,016931	0,010529	0,004679
10 YR 3 / 5	0,018213	0,010268	0,003327
10 YR 3 / 6	0,019403	0,010025	0,002071
10 YR 3 / 7	0,020365	0,009827	0,001138
10 YR 3 / 8	0,021277	0,009640	0,000252
10 YR 4 / 1	0,021474	0,021195	0,020348
10 YR 4 / 2	0,024372	0,020617	0,016223
10 YR 4 / 3	0,027000	0,020088	0,012924
10 YR 4 / 4	0,029390	0,019607	0,009924
10 YR 4 / 5	0,031300	0,019219	0,007775
10 YR 4 / 6	0,033091	0,018855	0,005761
10 YR 4 / 7	0,034526	0,018562	0,004263
10 YR 4 / 8	0,035896	0,018283	0,002833
10 YR 5 / 1	0,034262	0,035143	0,034910
10 YR 5 / 2	0,038133	0,034375	0,029219
10 YR 5 / 3	0,041823	0,033637	0,024192
10 YR 5 / 4	0,045199	0,032962	0,019591
10 YR 5 / 5	0,048404	0,032315	0,015680
10 YR 5 / 6	0,051386	0,031713	0,012041
10 YR 5 / 7	0,053741	0,031234	0,009436
10 YR 5 / 8	0,055981	0,030778	0,006956
10 YR 6 / 1	0,051182	0,053600	0,054005
10 YR 6 / 2	0,056303	0,052587	0,046136
10 YR 6 / 3	0,060883	0,051677	0,039471
10 YR 6 / 4	0,065118	0,050835	0,033309
10 YR 6 / 5	0,069468	0,049960	0,027755
10 YR 6 / 6	0,073534	0,049143	0,022562
10 YR 6 / 7	0,076986	0,048445	0,018397
10 YR 6 / 8	0,080260	0,047784	0,014447
10 YR 7 / 1	0,072242	0,077029	0,078620
10 YR 7 / 2	0,078632	0,075771	0,068383
10 YR 7 / 3	0,084589	0,074591	0,059402
10 YR 7 / 4	0,090121	0,073495	0,051061
10 YR 7 / 5	0,095365	0,072448	0,043782
10 YR 7 / 6	0,100290	0,071465	0,036947
10 YR 7 / 7	0,104836	0,070549	0,031264
10 YR 7 / 8	0,109159	0,069678	0,025859
10 YR 8 / 1	0,097974	0,105963	0,109130
10 YR 8 / 2	0,105708	0,104449	0,096127
10 YR 8 / 3	0,112862	0,103037	0,084923
10 YR 8 / 4	0,119549	0,101718	0,074451
10 YR 8 / 5	0,126182	0,100396	0,065064
10 YR 8 / 6	0,132437	0,099149	0,056212
10 YR 8 / 7	0,138455	0,097942	0,048252
10 YR 8 / 8	0,144170	0,096797	0,040692

LISTE DES FIGURES

Figure 1. La Tunisie présaharienne et la situation de la zone étudiée.	18
Figure 2. Variabilité interannuelle des précipitations à Tataouine.	20
Figure 3. Précipitations moyennes mensuelles à Tataouine.	20
Figure 4. Carte de situation des pédopaysages de la zone étudiée.	38
Figure 5. Histogramme des fréquences des teneurs observées dans les échantillons de sol étudiés.	42
Figure 6. Coupe schématique montrant la distribution des unités de sols dans le pédopaysage des formations liasiques.	44
Figure 7. Coupe schématique montrant la distribution des unités de sols dans le pédopaysage de la vallée d'El Itime.	44
Figure 8. Coupe schématique montrant la distribution des unités de sols dans le pédopaysage de la cuvette de l'oued Dekouk.	46
Figure 9. La notion de surface du sol en zone aride.	54
Figure 10. Principe de la mesure de l'abondance relative des ESE (états de surface élémentaires) par la méthode linéaire.	54
Figure 11. Evolution de l'abondance relative des ESE en fonction du nombre de lignes de 20 m relevées .	60
Figure 12. Dispositif de photographie d'échantillons de surface en visée nadirale.	62
Figure 13. Les notions de taux de recouvrement (r) et de pourcentage de la surface du sol (s) occupée par les éléments grossiers et la végétation.	72
Figure 14. Méthode de prélèvement des échantillons d'ESE (états de surface élémentaires) à éléments grossiers, en vue du calcul de la granulométrie apparente.	72
Figure 15. Expression de la granulométrie d'un ESE à éléments grossiers en pourcentage pondéral et en taux de recouvrement (granulométrie apparente).	76
Figure 16. Analyse en composantes principales (ACP) de la série de 63 échantillons d'ESE : cercles des corrélations entre les variables et les trois premiers axes.	88
Figure 17. Arbre de la hiérarchie entre les 63 échantillons d'états de surface élémentaires (ESE) calculé par classification ascendante hiérarchique (CAH) sur les données de granulométrie apparente.	89

Figure 18. Composition moyenne des 16 classes d'états de surface élémentaires (ESE) obtenues par classification ascendante hiérarchique.	90
Figure 19. Proportions relatives des différents types d'ESE formant la surface des unités morpho-pédologiques du pédopaysage des formations liasiques.	98
Figure 20. Proportions relatives des différents types d'ESE formant la surface des unités morpho-pédologiques du pédopaysage de la vallée d'El Itime.	98
Figure 21. Proportion relatives des différents types d'ESE formant la surface des unités morpho-pédologiques du pédopaysage de la cuvette de l'oued Dekouk.	100
Figure 22. Le dispositif de simulation de pluie utilisé.	102
Figure 23. Exemple d'enregistrement du niveau (Y) de la cuve obtenu au cours d'une averse simulée	104
Figure 24. Exemple des courbes du ruissellement et du débit solide obtenues sur la parcelle SN soumise à une pluie simulée (averse 1).	106
Figure 25. Pluie d'imbibition (sur sol sec, Pis), coefficient d'infiltration (k_{i1}) et érosion (E1) mesurés sur les six parcelles testées au cours de l'averse 1.	110
Figure 26. Pluie d'imbibition (sur sol humide, Pih), coefficient d'infiltration (k_{i2}) et érosion (E2) mesurés sur les six parcelles testées au cours de l'averse 2.	110
Figure 27. Différences de comportement hydrodynamique observées entre les six parcelles testées.	112
Figure 28. Répartition saisonnière des précipitations mesurées à Bir Lahmar et observées sur les stations voisines.	120
Figure 29. Vitesse moyenne mensuelle des vents et fréquence par direction mesurées à la station de Bir Lahmar (1980-1983).	120
Figure 30. Précipitations et Humidité pondérale (H%) mesurée selon deux profondeurs sur le sol nu et le voile éolien à la station expérimentale de Bir Lahmar.	124
Figure 31. Nombre de périodes favorables au développement des jeunes plantules sur le sol nu et sur le voile éolien, classées par durées.	126
Figure 32. Cohésion de la surface du sol nu et du voile éolien en fonction de la teneur en eau.	128

Figure 33. Schéma des principaux composants d'un spectrophotomètre équipé pour la mesure de la réflectance spectrale diffuse.	138
Figure 34. Exemple de courbes de réflectance diffuse obtenues au laboratoire pour 4 échantillons de sols du Sud Tunisien.	140
Figure 35. Principaux types de courbes de réflectance spectrale observées sur la série des 84 échantillons de sols étudiée.	142
Figure 36. Courbes de réflectance de quelques minéraux fréquents dans les sols.	144
Figure 37. Influence de la teneur en eau sur la réflectance d'un sol limoneux.	146
Figure 38. Corrélation entre l'indice RR et la teneur en hématite d'une série d'échantillons de sols d'Europe.	150
Figure 39. Représentation d'une couleur C dans l'espace RGB, défini par la Commission Internationale de l'Eclairage.	154
Figure 40. Courbes de reproduction des couleurs monochromatiques par mélange de rouge de vert et de bleu	154
Figure 41. Illustration du métamérisme.	158
Figure 42. Courbes de réflectance représentatives de la gamme couverte par la série des 84 échantillons de sols étudiée : valeurs observées et valeurs modélisées.	162
Figure 43. Disposition des couleurs sur une planche correspondant à une teinte dans le système Munsell.	164
Figure 44. L'espace des données Munsell et ses coordonnées cylindriques.	164
Figure 45. Projection des couleurs Munsell de deux teintes sur le plan RG de l'espace C.I.E.	170
Figure 46. Projection des couleurs Munsell de deux teintes sur le plan RB de l'espace C.I.E.	171
Figure 47. Corrélations observées entre la réflectance dans les 3 bandes spectrales visibles du Thematic Mapper et les coefficients Ra, Ga, Ba déduits de la couleur Munsell.	172
Figure 48. Les conditions géométriques de la mesure de la réflectance bidirectionnelle.	176
Figure 49. Courbes de réflectance spectrale de lichens couvrant les roches en région semi-aride.	176
Figure 50. Courbes de réflectance spectrales de végétaux des régions arides.	178

Figure 51. Modèle de surface rugueuse à cubes équidistants.	182
Figure 52. Les paramètres du modèle de surface à cubes.	182
Figure 53. Relation entre le coefficient d'ombrage, Sc_m , et le facteur de réduction de la réflectance du sol, β , à 860 nm.	184
Figure 54. Configuration du modèle de surfaces à cubes utilisée pour le calcul des réflexions secondaires.	184
Figure 55. Réflectance d'une surface rugueuse formée de cubes: simulations et valeurs expérimentales.	186
Figure 56. Effets de la pente sur la réflectance bidirectionnelle de surfaces rugueuses.	188
Figure 57. Les "fenêtres" atmosphériques: transmission d'une atmosphère standard.	196
Figure 58. Schéma des principales interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère et de leurs effets sur la luminance mesurée par les satellites	198
Figure 59. Histogramme bidimensionnel des canaux 4 et 5 de l'image MSS.	202
Figure 60. Corrélation entre la rugosité et l'indice de brillance (axe 1) de l'image MSS.	214
Figure 61. Comparaison entre la luminance "modélisée" (C2m) et la luminance observée dans le canal 2 (C2) pour une série de 18 échantillons de surface.	216
Figure 62. Corrélation entre l'indice de "rougeur" (axe 2) et la pureté de la couleur Munsell pour les principales classes de l'image MSS.	218
Figure 63. Coordonnées chromatiques r,g,b exprimant les proportions de R,G,B dans la couleur de surface.	220
Figure 64. Luminances relatives dans les bandes TM1 à TM3 pour la série de 10 zones tests correspondant aux sites de la fig. 63.	222
Figure 65. Distribution des couleurs de sols dans l'espace RGB (et dans l'espace des canaux TM3, TM2 et TM1, par analogie).	224

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE	1
RESUMÉ	3
AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
Les objectifs	11
La démarche suivie	12
Plan de l'exposé	13
PREMIERE PARTIE : LE CADRE DE L'ÉTUDE	15
Chapitre 1: LE CONTEXTE RÉGIONAL	19
1.1 Le climat	19
1.2 Les roches	25
1.3 Les formations superficielles et la morphologie	26
1.4 La végétation	31
1.5 L'utilisation actuelle du milieu	32
Chapitre 2: LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE	35
2.1 Les facteurs de différenciation de la couverture pédologique	35
2.2 Organisation de la couverture pédologique	37
2.2.1 Concepts utilisés	37
2.2.2 Prospection sur le terrain	39
2.2.3 Synthèse des observations	41
2.2.3.1 Caractères généraux des sols observés	41
2.2.3.2 les unités de sols des formations liasiques	43
2.2.3.3 les unités de sols de la vallée d'El Itime	45
2.2.3.4 les unités de sols de la cuvette de l'Oued Dekouk	47
CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE	47
DEUXIEME PARTIE : L'OBSERVATION ET LA CARACTÉRISATION DE LA SURFACE DES SOLS SUR LE TERRAIN	49
Chapitre 3: DESCRIPTION DE LA SURFACE DES SOLS ARIDES	53
3.1 Introduction	53
3.1.1 Aperçu bibliographique sur l'étude de la surface des sols	53
3.1.2 Le problème de la description	56
3.2 Méthode développée	58
3.2.1 Définitions : état de surface et ESE	58
3.2.2 Mise en oeuvre	59
3.2.2.1 Echantillonnage	59
3.2.2.2 Distribution relative des ESE	61
3.2.2.3 Description des ESE	63
3.2.3 Composition de la surface du sol	71
3.2.3.1 Granulométrie des ESE	73
3.2.3.2 Composition moyenne d'un Etat de surface	79
3.2.4 Observations micromorphologiques	83

3.3 Les surfaces de la zone étudiée	84
3.3.1 Quelques types de surfaces remarquables	84
3.3.2 Typologie des Etats de Surface Elémentaires (ESE)	85
3.3.2.1 Caractérisation des ESE par la granulométrie	85
3.3.2.2 Analyse multidimensionnelle et classification des ESE	87
3.3.2.3 Rôle de la couleur dans la caractérisation des ESE	97
3.3.3. Les Etats de surface dans le paysage	99
 Chapitre 4: PROPRIÉTÉS DE LA SURFACE DES SOLS	101
4.1 Introduction	101
4.2 Comportement des surfaces sous averses simulées	103
4.2.1 Méthodologie	103
4.2.1.1 Appareillage	103
4.2.1.2 Protocole expérimental	105
4.2.2 Résultats	107
4.2.3 Discussion	111
4.2.3.1 Différences entre parcelles et influence de l'état hydrique	111
4.2.3.2 Interprétation des différences de comportement entre parcelles	113
4.2.3.3 Bilan des essais sous pluies simulées	117
4.3 Suivi saisonnier de l'état de la surface d'un sol de la région	119
4.3.1 Dispositif expérimental	119
4.3.2 Résultats	123
4.3.2.1 Mesures climatiques	123
a) fréquence et intensité des précipitations	123
b) températures et régime des vents	123
4.3.2.2 Evolution morphologique	125
4.3.2.3 Humidité de surface	125
4.3.2.4 Cohésion et taux de germination	127
a) cohésion	127
b) taux de germination	127
4.3.3 Discussion	127
4.3.3.1 Influence des états de surface sur les germinations	127
4.3.3.2 Observation de la surface en fonction de ses fluctuations saisonnières	130
CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE	130
 TROISIEME PARTIE : TÉLÉDÉTECTION DE LA SURFACE DES SOLS ARIDES	133
 Chapitre 5: RÉFLEXION DU RAYONNEMENT SOLAIRE PAR LA SURFACE DES SOLS	137
5.1 Les propriétés spectrales des matériaux pédologiques	137
5.1.1 La réflectance spectrale mesurée au laboratoire	137
5.1.1.1 Méthodologie	137
5.1.1.2 Les courbes obtenues	139
5.1.2 Relations avec les constituants	143
5.1.2.1 Aperçu bibliographique	143
a) Propriétés spectrales des constituants des sols	143
b) Interprétation des spectres de sols	145
5.1.2.2 Le cas des sols étudiés	148
5.2 Etude des relations entre couleur et réflectance	149

5.2.1	Importance de la couleur	149
5.2.1.1	Couleur, description et classification des sols	149
5.2.1.2	Couleur et composition des sols	149
5.2.1.3	Couleur et télédétection des sols	152
5.2.2	Notions de colorimétrie utilisées	153
5.2.2.1	Le système trichromatique	153
5.2.2.2	Calcul de la couleur d'un objet	155
5.2.2.3	Le métamérisme.	156
5.2.2.4	Le système de notation des couleurs de la C.I.E	159
5.2.3	Application aux spectres de sols	159
5.2.3.1	Calcul des coefficients trichromatiques	159
5.2.3.2	Modèle d'inversion de la relation réflectance-couleur de sol.	160
5.2.4	Relations entre couleurs mesurées et estimées	163
5.2.4.1	Estimation de la couleur sur le terrain	163
5.2.4.2	Correspondance entre systèmes C. I. E et Munsell	165
5.2.5	Couleur Munsell et réflectance: intérêt de la notation R,G,B	167
5.2.5.1	Réflectance et couleur calculée (R,G,B)	167
5.2.5.2	Réflectance et couleur Munsell	169
5.2.6	Bilan de l'utilisation de la colorimétrie	173
5.3	Les propriétés spectrales des surfaces naturelles	173
5.3.1	Problématique	173
5.3.1.1	La réflectance bidirectionnelle des sols	174
a)	Définition	174
b)	Technique	174
c)	Résultats	175
5.3.1.2	Les composants non pédologiques: roches et végétaux	177
5.3.2	Apport des modèles	179
5.3.2.1	Modèle de surface à cubes	181
5.3.2.2	Autres modèles de surface	183
5.3.2.3	Modèle à réflexions secondaires	183
5.3.2.4	Limitations des modèles	187
5.3.3	La réflectance bidirectionnelle des surfaces hétérogènes	187
5.3.3.1	Rugosité, couleur et composition de la surface	187
5.3.3.2	Intégration de la réflectance des différents composants	189
5.4	Conclusion	190
Chapitre 6: CARTOGRAPHIE DES ÉTATS DE SURFACE PAR TÉLÉDÉTECTION		191
6.1	Introduction : aperçu bibliographique	191
6.1.1	La télédétection appliquée aux sols	191
6.1.2	Télédétection des milieux arides	193
6.2	Les mesures fournies par les satellites	195
6.2.1	Les données-images des satellites Landsat	195
6.2.2	Relations entre réflectance au sol et luminance mesurée par satellite	197
6.2.2.1	La luminance	197
6.2.2.2	Géométrie de la mesure	199
6.2.2.3	Effets atmosphériques	199
6.3	Relations luminances-caractéristiques des surfaces	200
6.3.1	Hypothèses simplificatrices retenues	200
6.3.2	Les données utilisées	201

6.3.2.1 Données images	201
a) l'image MSS sélectionnée	201
b) l'image Thematic Mapper	203
6.3.2.2 Méthodes d'échantillonnage	203
6.3.2.3 Données de terrain	207
6.3.3 Recherche de modèles	212
6.3.3.1 Introduction: les modèles en télédétection	212
6.3.3.2 Modèles applicables aux sols	213
6.3.3.3 Les relations mises en évidence	215
a) influence de la rugosité	215
b) effet de la couleur	219
c) influence de la dominante minéralogique	223
6.3.3.4 Validation - Discussion	225
a) Extrapolation aux autres pédopaysages	225
6.4 Traitement des données-images	226
6.4.1 Méthodes	226
6.4.1.1 Aperçu des méthodes utilisables	226
a) les combinaisons linéaires de canaux	226
b) les classifications	227
6.4.1.2 Application	231
6.4.2. Résultats	239
6.4.2.1 Image Landsat MSS	239
6.4.2.2 Image Landsat TM	241
6.4.2.3 Bilan	241
6.5 Application à la cartographie des ressources en sols	242
6.5.1. Objectifs	242
6.5.1.1 Principe	243
6.5.1.2 Les critères de classement retenus	243
(a) épaisseur de la couche meuble	243
(b) texture et nature de la couche meuble	244
(c) nature de l'assise	244
(d) salure et pente	245
6.5.1.3 Principe de la représentation cartographique	245
6.5.2. Intégration des cartes d'état de surface	246
6.5.2.1 Interprétation de l'image classée MSS	246
6.5.2.2 Apport de l'image TM	247
6.5.2.3 Formalisation-synthèse	249
6.6 Autres applications de la télédétection des états de surface	251
6.6.1. Modèles hydrologiques	251
6.6.2. Cartes de sensibilité à la désertisation	252
CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE	253
BILAN DE L'ÉTUDE	255
LES RECHERCHES REALISÉES	257
PROSPECTIVE	260
Etude des propriétés spectrales des sols et de leur surface	260
Impact des développements technologiques en cours.	261
Développements thématiques	262
CONCLUSION GÉNÉRALE	264
BIBLIOGRAPHIE	267

ANNEXES	293
Annexe 1 : Classification des unités pédologiques de la région étudiée	295
Annexe 2 : Description et analyses de profils de sols	297
Annexe 3 : Caractéristiques des 84 échantillons de sols utilisés pour l'étude colorimétrique	303
Annexe 4 : Conversion des couleurs Munsell en coefficients trichromatiques R,G,B	305
LISTE DES FIGURES	309
TABLE DES MATIERES	313