Télédétection, 2006, vol. 6, n° 2, p. 153-175
© 2006 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions Scientifiques GB*

CARACTÉRISATION LITHOLOGIQUE DU HAUT ATLAS MAROCAIN À L'AIDE DES DONNÉES D'ASTER ET DE MESURES SPECTRALES DE TERRAIN

Jaouad EL QAYEDY [1,2], Kamal TAJ-EDDINE[1], Ferdinand BONN[2], Mohamed CHIKHAOUI[2] et Omar WITAM [1]

[1]*UFR Dynamique des Bassins et Géomatique, Département de Géologie, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, B.P. 2390, avenue My Abdellah, 40 000 Marrakech, Maroc. Téléphone : 212 44 43 46 49 ; Télécopieur : 212 44 43 74 11 Courriel : Jaouad.El.Qayedi@USherbrooke.ca et j.elqayedy@ucam.ac.ma ; taj-eddine@ucam.ac.ma ; witam@ucam.ac.ma*

[2]*Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec J1K 2R1 Canada. Téléphone : +1 819 821 8000, poste 2964 ; Télécopieur : +1 819 821 7944 Courriel : Ferdinand.Bonn@USherbrooke.ca ; M.Chikhaoui@USherbrooke.ca*

Soumis le 30 janvier 2006 ; révisé le 20 juin 2006 ; accepté le 29 septembre 2006

Dans le Haut Atlas marocain, les formations rouges d'âge permo-triasique ou postérieur constituent une source potentielle d'érosion et de risques naturels du fait de leur dominance argileuse. L'objectif de cette étude est de voir si la richesse en information spectrale et spatiale du capteur ASTER peut mettre en évidence ces formations. L'approche développée consiste en une caractérisation des différents faciès à l'aide des données de haute résolution spectrale prises sur le terrain avec un spectroradiomètre, ainsi que des données de réflectance au sol du capteur ASTER calibrées par rapport aux spectres acquis au sol. Les rapports de bandes et les indices spectraux du visible et de l'infrarouge moyen appliqués à l'image ont montré la richesse en oxydes de fer (hématite, goethite) et la dominance argileuse de ces faciès. L'analyse spectrale par correspondance *(Matched Filtering)* appliquée en utilisant des signatures prototypes prises sur l'image en référence aux points de mesure a permis une cartographie des différents faciès de la zone. Les résultats ont permis de déterminer la minéralogie dominante dans ces formations, qui est constituée essentiellement d'illite. La cartographie basée sur les rapports de bandes, les indices spectraux et l'analyse spectrale a permis l'identification des zones à haut potentiel d'érosion hydrique. La confrontation à la réalité de terrain et à une carte géologique précise a montré le potentiel des données d'ASTER à identifier ces formations. L'hétérogénéité du milieu rend cependant la tâche un peu difficile avec la végétation éparse et le degré d'altération des roches.

Mots-clés : formations rouges ; ASTER ; spectroradiométrie ; réflectance ; érosion ; Haut Atlas.

LITHOLOGICAL CHARACTERIZATION IN THE MOROCCAN HIGH ATLAS WITH ASTER DATA AND GROUND SPECTRA

In the Moroccan High Atlas, the permo-triasic or posterior red formations constitute a potential source of erosion and natural hazard because of their clayey dominance. The aim of this study is to analyze the potential of ASTER data (spectral and spatial) in the identification and characterization of these formations. The approach developed consists in the characterization of the different lithologies in the study area using in situ data acquired with a spectroradiometer, as well as ASTER data calibrated to surface reflectance with reference to in situ spectral reflectance measurements. The band ratios and spectral indices in the visible and the shortwave infrared applied to the calibrated image showed the richness in iron oxides (hematite, goethite) and the clayey dominance of these lithologies. The spectral analysis using the Matched Filtering technique with image spectra, with reference to in situ measure points, enabled us to map the majority of lithological units in the study area. The results permitted the identification of the dominant clayey mineralogy, essentially illite. Mapping using band ratios, indices and matched filtering allowed the identification of the potential areas for water erosion. The confrontation of results with ground truth and the geological map showed the potential of ASTER data in the identification and characterization of these formations. However, the heterogeneity of the environment makes the task difficult due to sparse vegetation and rock weathering.

Keywords : red formations ; ASTER ; spectroradiometry ; reflectance ; erosion ; High Atlas.

1. INTRODUCTION

Dans le Haut Atlas, comme dans la plupart des zones de montagne marocaines, la composante anthropique est considérée comme la principale cause de la dégradation de l'environnement naturel (végétation, sol) et comme un sérieux obstacle pour la mise en place de toute politique d'aménagement (El Qayedy *et al.*, 2001). Cette dégradation amplifie les risques naturels (érosion, inondation, glissement, etc.). La destruction du couvert végétal naturel laisse le sol exposé aux processus d'érosion hydrique, ce qui rend l'écosystème très fragile à n'importe quel effet négatif touchant un élément ou plusieurs constituants de cet écosystème (figure 1).

Dans plusieurs études, on a utilisé les informations dérivées des images satellitaires multisources de diffé-

rents capteurs pour la caractérisation de la dégradation des sols et l'identification des zones de susceptibilité à l'érosion hydrique (Aït Fora, 1995 ; Haboudane, 1999 ; Haboudane *et al*., 2002 ; Chikhaoui, 2005). Dans cet article, on met en évidence l'apport des données de réflectance du capteur ASTER *(Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)* pour l'identification de la lithologie. Cette dernière est un des facteurs qui interviennent dans la sensibilité à l'érosion. La zone d'étude présente différentes formes d'érosion qui peuvent aller des simples rigoles jusqu'aux mouvements de masse (figure 1).

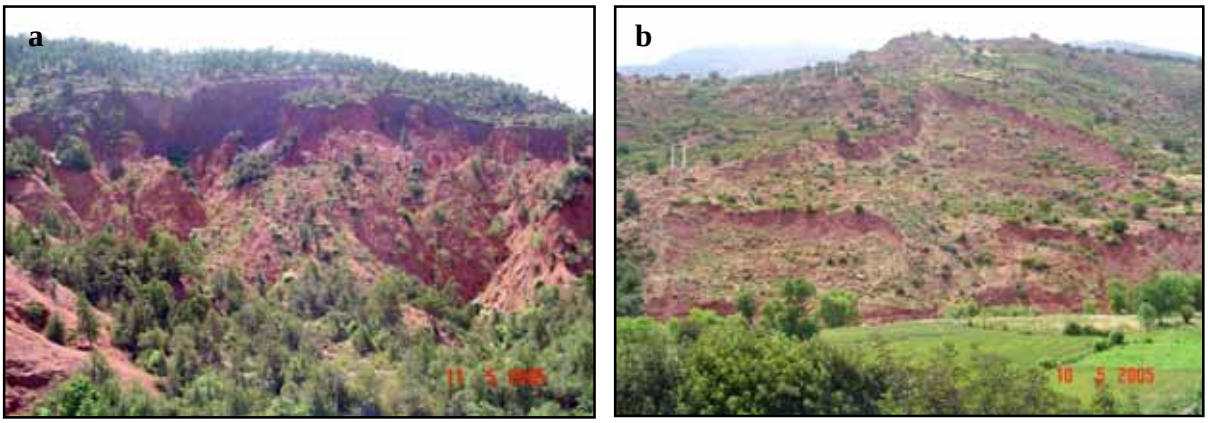


FIGURE 1 : Processus de dégradation dans la région d'étude : a) formes d'érosion dans les argiles rouges triasiques (vallée de l'Ammassine) ; b) glissements de terrain successifs dans les argiles triasiques (vallée du Zat). *Land degradation processes in the study area : a) erosion forms in the red Triassic clays (Ammassine Valley) ; b) successive landslides in the Triassic clays (Zat Valley).*

Le capteur ASTER est un capteur imageur multibande à bord du satellite Terra qui observe la Terre depuis décembre 1999. Ce capteur couvre une large région spectrale avec 14 bandes couvrant le visible, l'infrarouge moyen et l'infrarouge thermique. Une bande de l'infrarouge proche supplémentaire fournit la couverture stéréoscopique. La résolution spatiale varie avec la longueur d'onde : 15 m dans le visible et l'infrarouge proche (VNIR-*Visible and Near Infrared*), 30 m dans l'infrarouge à ondes courtes (SWIR-*Short-Wave Infrared*) et 90 m dans l'infrarouge thermique (TIR-*Thermal Infrared*). Chaque image couvre une superficie de 60 x 60 km (tableau 1)

.

TABLEAU 1 : Caractéristiques du capteur ASTER (modifié de Fujisida et al., 1998). *ASTER specifications (modified from Fujisida et al., 1998).*

		Domaines spectraux (µm)	Résolution spatiale (m)
VNIR	Bande 1	0,52 - 0,60	15
	Bande 2	0,63 - 0,69	
	Bande 3N	0,76 - 0,86 (Nadir looking)	
	Bande 3B	0,76 - 0,86 (Backward looking)	
SWIR	Bande 4	1,6 - 1,7	30
	Bande 5	2,145 - 2,185	
	Bande 6	2,185 - 2,225	
	Bande 7	2,235 - 2,285	
	Bande 8	2,295 - 2,365	
	Bande 9	2,36 - 2,43	
TIR	Bande 10	8,125 - 8,475	90
	Bande 11	8,475 - 8,825	
	Bande 12	8,925 - 9,275	
	Bande 13	10,25 - 10,95	
	Bande 14	10,95 - 11,65	

VNIR = Visible and Near Infrared. SWIR = Shortwave Infrared. TIR = Thermal Infrared.

Les données du VNIR, SWIR et TIR fournissent des informations complémentaires pour la reconnaissance des surfaces terrestres. Une étude a été menée par Abrams et Hook (1995) au laboratoire du JPL *(Jet Propulsion Laboratory)* sur la capacité du capteur ASTER en utilisant des données simulées d'AVIRIS *(AirborneVisible / Infrared Imaging Spectrometer)* pour les études géologiques. Les conclusions de l'étude ont montré : 1) que les données VNIR sont sensibles à la présence des minéraux de l'oxyde du fer ; 2) que les données SWIR mettent en valeur la présence et la différence entre les minéraux avec des radicaux d'hydroxyle (OH) et de carbonates tels les argiles, l'alunite et les calcaires ; 3) que les données TIR sont sensibles aux différences dans le degré d'altération des roches silicatées, soit la présence ou l'absence des minéraux d'altération.

Plusieurs études réalisées dans différentes zones à travers le monde ont montré le potentiel du capteur ASTER dans la caractérisation des surfaces naturelles. Rowan et Mars (2003) sont arrivés à faire la différence spectrale entre les minéraux de la famille des carbonates (dolomite et calcite) et les muscovites (Al-muscovite et Fe-muscovite). Dans une autre étude menée dans la région de Mordor (Australie), ils ont analysé le potentiel du capteur dans la cartographie géologique d'un complexe métamorphique ultrabasique.

Ces auteurs ont réussi à distinguer quatre classes de roches feldspathiques et quatre classes de roches basiques et ultrabasiques avec les données du VNIR et SWIR basées sur les absorptions d'Al-OH ou Fe, Mg-OH (Rowan *et al*., 2005), alors qu'ils n'ont distingué, avec les données d'émissivité, que deux classes pour les roches basiques et ultrabasiques (Rowan *et al*., 2005).

L'étude menée par Chikhaoui *et al*. (2004) dans le Rif marocain a permis une estimation de la fraction argileuse de l'horizon de surface des sols à l'aide des données de réflectance des bandes 5 et 6 avec un R^2 de 0,67, alors que l'utilisation des données spectroradiométriques a permis d'obtenir un R^2 de 0,74. Ceci a permis à l'auteur de définir un nouvel indice nommé le NDCI (*Normalized Difference Clay Index*).

Les études portant sur les sols menées par Escadafal (1989), Madeira (1993), Madeira *et al*. (1997) et Escadafal (1998) ont montré que la couleur du sol est liée à sa composition minéralogique. Dans le domaine ferrallitique, Segalen (1969) a montré que la couleur jaune est due à la présence de la seule goethite. 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 les podzols de la région de Sydney en Australie, Davey *et al*. (1975) ont observé des résultats comparables. Depuis, ces premiers travaux ont été confirmés par plusieurs auteurs, en particulier Karamanova (1981), qui précise que ce sont les produits amorphes déposés sous forme de film à la surface des particules du sol qui ont le pouvoir colorant le plus élevé. Robert *et al*. (1983) en ont apporté la preuve expérimentale en démontrant que le dépôt de polycations de fer sur les argiles entraîne une nette coloration rouge.

L'objectif de cet article consiste d'abord à réaliser la caractérisation spectroradiométrique des différents faciès lithologiques de la zone d'étude en analysant leurs signatures spectrales, puis à évaluer les données de réflectance de l'image d'ASTER du 12 mai 2001. Au début, nous analysons l'apport de l'étalonnage des données de l'image à l'aide des spectres pris au sol sur la qualité des signatures spectrales en éliminant le bruit instrumental. Ensuite, nous analyserons l'apport de ces données à travers les rapports de bandes, les indices spectraux et l'analyse spectrale par correspondance (*Matched filtering)* pour la caractérisation de ce milieu semi aride. En parallèle, nous verrons l'avantage de cette approche pour la cartographie et l'identification de ces formations rouges à dominance argileuse et, par conséquent, à haut risque d'érosion après destruction du couvert végétal.

2. MATÉRIEL ET MÉTHODE

2.1. Cadre géographique et géologique

Cette étude a été réalisée sur une zone du Haut Atlas marocain située à environ 40 km au sud de la ville de Marrakech. La zone d'étude s'étend sur une longueur de 30 km et une largeur de 20 km (7° 35' - 7° 54'O ; 31° 13'N - 31° 24'N). Cette zone a été choisie à cause des grands affleurements permo-triasiques et de la disponibilité de cartes géologiques précises à une échelle de 1 : 50 000, ainsi que d'une image d'ASTER sans nuages (figure 2). De plus, la zone d'étude englobe la majorité des affleurements formant le Haut Atlas depuis le socle cristallin (roches magmatiques, métamorphiques, volcaniques) en passant par la couverture sédimentaire jusqu'à la plaine du Haouz formée principalement par les formations meubles quaternaires. Ceci permettra une évaluation des données du capteur ASTER sur tout le Haut Atlas et non seulement sur cette zone.

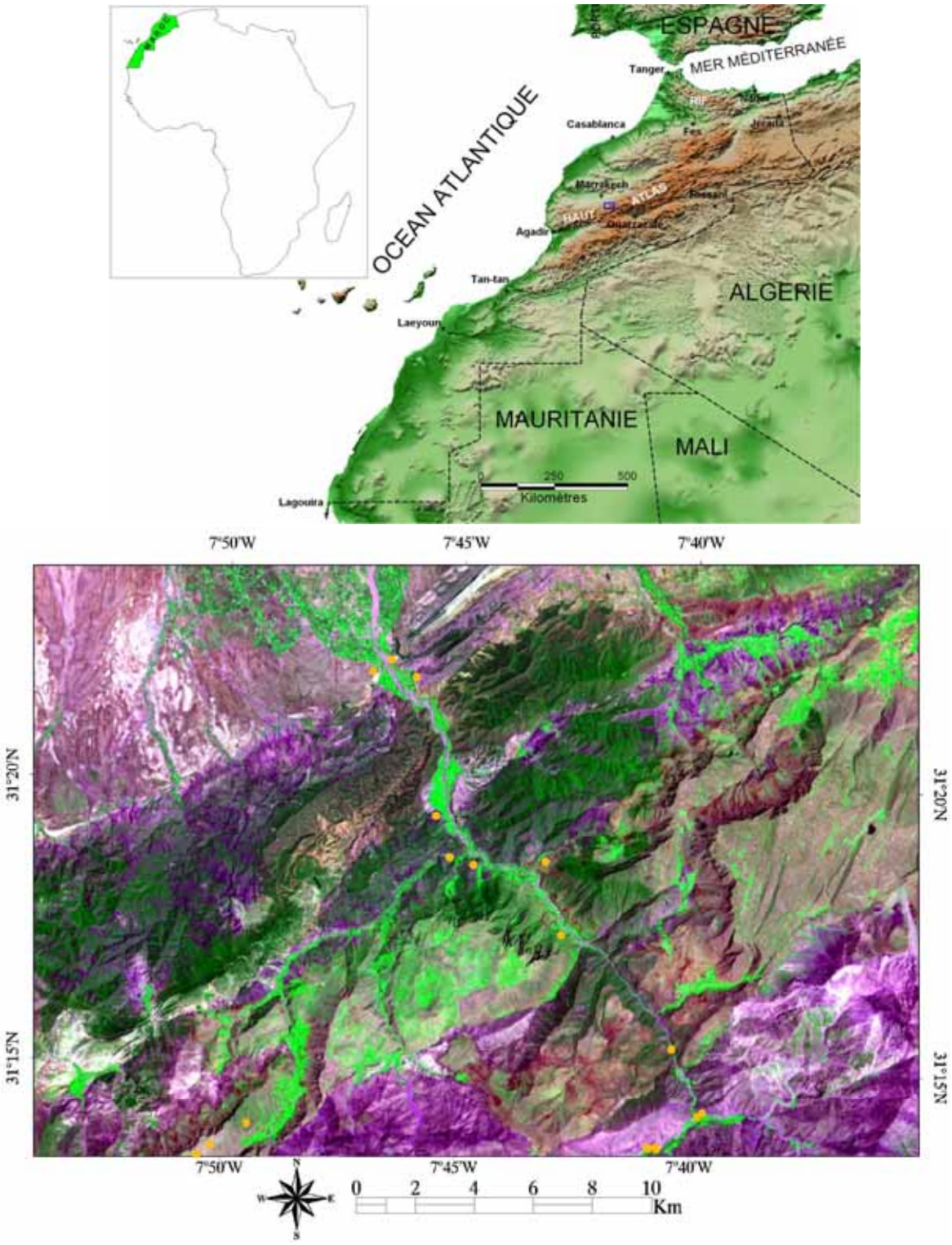


FIGURE 2 : Localisation de la zone d'étude (rectangle bleu). Composé coloré de l'image d'ASTER (rouge : bande 2, vert : bande 3, bleu : bande 1) ; les points de mesures sont en orange ; image de 30 km par 20 km. *Study area location (blue rectangle). ASTER color composite image (red : band 2, green : band 3, blue : band 1); sampling sites are in orange ; 30 km by 20 km image.*

La chaîne du Haut Atlas correspond à l'ensemble des territoires montagneux compris entre le domaine mésaise, au nord, et celui de l'Anti-Atlas, au sud. La chaîne forme une bande allongée de direction OSO-ENE, de 800 km de longueur et de 40 à 80 km de largeur. Avec ses sommets, qui peuvent atteindre les 4 000 m (Jbel Toubkal, 4 165 m), cette chaîne reste la plus élevée de l'Afrique du Nord. D'ouest en est de la chaîne, on distingue trois parties : 1) le Haut Atlas occidental qui s'élève depuis la côte atlantique jusqu'au segment le plus haut de la chaîne (Atlas de Marrakech) ; 2) le Haut Atlas central délimité à l'ouest par les vallées du Rdat et d'Imini, et à l'est par l'oued Ziz (Michard, 1976) ; et 3) le Haut Atlas oriental qui s'étend depuis l'est de la ville de Bou Arfa jusqu'à la frontière maroco-algérienne.

Ce site d'étude est situé sur le flanc nord du Haut Atlas de Marrakech. Du point de vue géomorphologique et géologique, on peut distinguer dans cette zone quatre unités de direction généralement ENE-OSO (Biron, 1982 ; El Qayedy et al., 2001). Ces unités sont les suivantes, du sud au nord (figure 3) : 1) la zone axiale ; 2) la zone des hauts plateaux ; 3) la zone subatlasique ; 4) la plaine du Haouz.

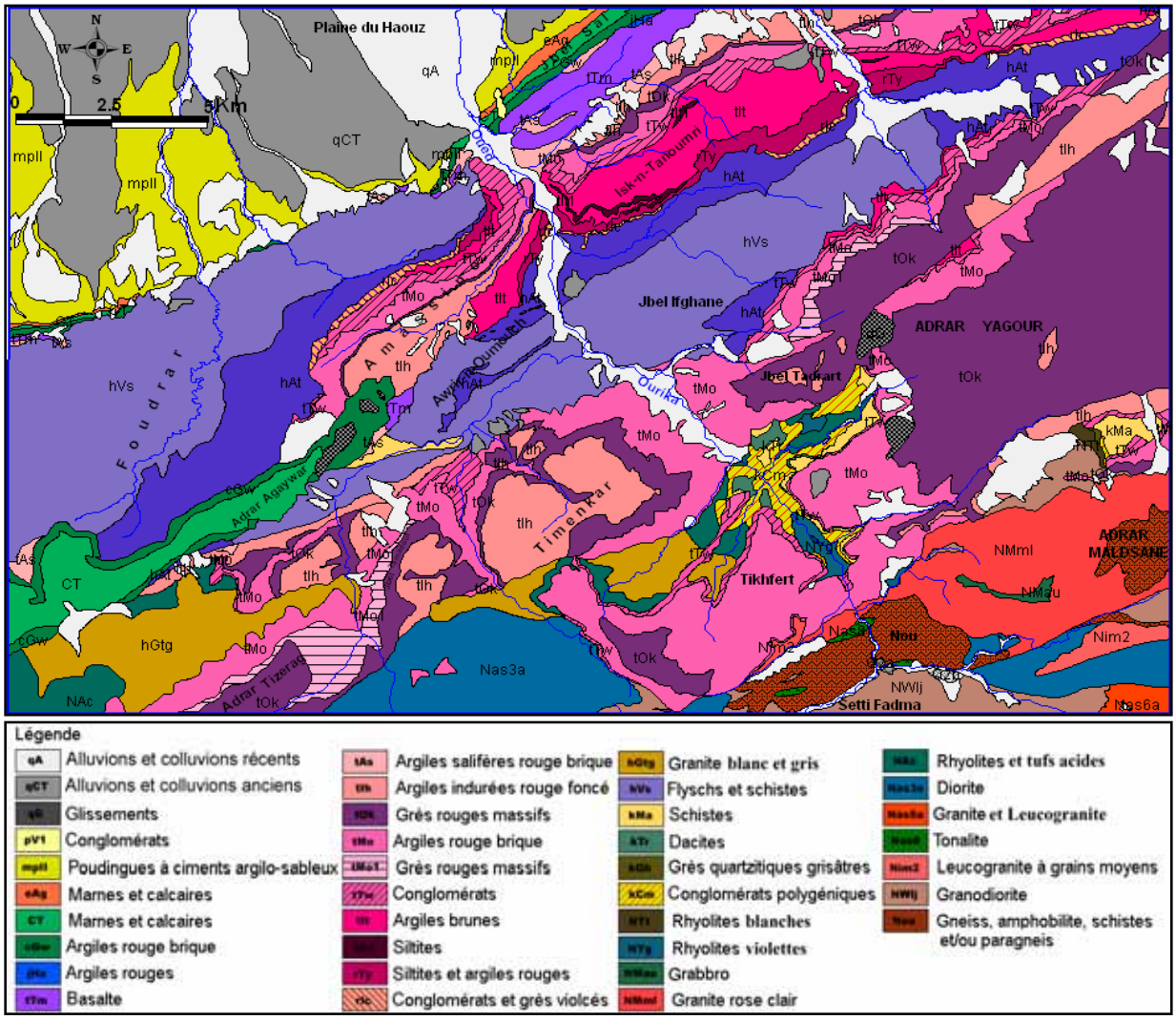


FIGURE 3 : Carte géologique au 1 : 50 000 de la zone d'étude regroupant les cartes de Tahnaout, Arbaa Tighdouine et Douar Eçour. *Geological map at the 1 : 50 000 scale of the study area regrouping the Tahnaouat, Arbaa Tighdouine, and Douar Ecour maps.*

La zone axiale est essentiellement formée de terrains précambriens. Sa lithologie est constituée par un complexe métamorphique de gneiss tonalitiques migmatites (Nou), d'amphibolites et de schistes ou de paragneiss (Vogel *et al*., 1980 ; Nefly, 1998) datant du précambrien inférieur (PI), dont l'affleurement le plus important est le complexe de l'Ourika (Setti Fadma) suivi par celui d'Adrar Meldsane. On trouve également des intrusions de roches plutoniques, formées de granite rose clair (NMml) riche en quartz et en feldspath alcalin et de leucogranite à grains moyens (Nim2) d'âge précambrien supérieur (PIII), de granodiorite (NWIj), de diorite (Nas3a) et de gabbro (NMau) (Nefly, 1998) datant du Précambrien moyen (PII). Des roches volcaniques formées par des rhyolites (NYg, NAc) datent du Précambrien supérieur (PIII).

La zone des hauts plateaux est l'unité permo-triasique sud, caractérisée par des plateaux plus ou moins tabulaires reposant sur un substratum généralement antécarbonifère (Proust, 1961 ; Vogel *et al*., 1980), d'âge triasique. On y trouve les plateaux de Yagour, de Timenkar, d'Adra Tizerag et de Tikhfert formés par des grès rouges massifs (tOk et tMo1), des argiles rouge brique (tMo) et des argiles indurées rouge foncé (tIh). Le Cambrien n'est représenté dans la zone que par le Cambrien inférieur et moyen. Le Cambrien inférieur (Michard, 1976) est représenté par un puissant complexe volcanique de laves, de tufs et de brèches, qui montre, vers le sommet, une épaisse série de conglomérats polygéniques (kCm). Le Cambrien moyen est formé par des schistes très friables et de coloration grisâtre à verdâtre (kMa) ainsi que de dacites (kTr). On signale aussi la présence d'intrusions de granite blanc et gris à gros grains (hGtg) d'âge viséen.

La zone subatlasique est formée d'un ensemble de collines constituées par la première unité permo-triasique nord et les deux unités du Carbonifère inférieur schisteux (Viséen, hVs) comportant les massifs d'Ammasssine, de Jbel Ifghane et d'Isk-n-Tanoumri, ainsi que le massif d'Adrar Agaywar formé par les argiles rouge brique (cGw) du Crétacé inférieur et marno-calcaire (CT) du Crétacé supérieur. Le Viséen formé de schistes, de schistes noirs (hAt) et de flyschs (hVs) affleure sur deux zones, dans le massif de Foudrar à l'ouest et dans l'anticlinal Ourika-Zat à l'est. L'unité permo-triasique comprend l'ensemble de la série depuis les conglomérats et les grès violacés (rIc), les siltites et les argiles rouges (rTy), les argiles brunes (tIt), les siltites (tIt1), les conglomérats (tTw), les argiles rouge brique (tMo), les grès rouges massifs (tOk), les argiles indurées rouge foncé (tIh), les argiles salifères rouge brique (tAs) et les basaltes à intercalations d'argiles rouges et de calcaires lacustres (tTm).

La plaine du Haouz correspond à un fossé d'effondrement, constitué d'un substratum primaire (surtout viséen) recouvert par du Mésozoïque et par une épaisse série détritique néogène et quaternaire. Elle est constituée de formations meubles alluviales et colluviales quaternaires sous forme de terrasses ou de cônes alluviaux des piémonts récents (qA) ou anciens (qC). Le Miopliocène (mpII) est formé par des poudingues à ciments argilo-sableux.

Le piémont de la montagne, qui forme la jonction entre la plaine et la zone subatlasique, est formé par la série Jurassique-Crétacé (Jbel Sal). Le Jurassique est moins développé dans cette zone : il est formé d'argiles rouges brunes (jHa). Enfin, le Crétacé marno-calcaire (CT) est surmonté par un Éocène marno-calaire avec des argiles et des grès (eAg). Des glissements de terrain (qG) sont à signaler par endroits dans la zone.

2.2. Données spectrales

Les données utilisées dans cette étude proviennent de deux sources : les données mesurées au sol au moyen d'un spectroradiomètre ASD couvrant les deux domaines du VNIR et du SWIR du capteur ASTER, ainsi que la réflectance au sol (AST_07) de l'image du 12 mai 2001.

2.2.1 Données acquises sur le terrain

Les mesures spectrales effectuées sur le terrain pendant la période du 20 au 27 avril 2004 avaient pour but la caractérisation des différents faciès affleurants dans la zone d'étude durant la même période dans l'année où l'image a été acquise trois ans plus tôt, ainsi que l'étalonnage de l'image d'ASTER pour éliminer le bruit instrumental lié à la sonde SWIR du capteur ASTER (Iwasaki *et al*., 2001 ; Iwasaki and Tonooka, 2005) et les effets atmosphériques résiduels. Les mesures ont été faites avec un spectroradiomètre portable ASD FieldSpec Pro Jr. Les points de mesures ont été localisés au moyen d'un GPS d'une précision planimétrique de 5 m.

Le spectroradiomètre ASD est doté de trois détecteurs qui opèrent dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge moyen, soit entre 350 nm et 2 500 nm. Ce dernier permet un balayage spectral continu avec un pas d'échantillonnage de 10 nm, entre les longueurs d'onde de 350 nm à 1 000 nm, et de 30 nm, entre les longueurs d'onde de 1 000 nm et 2 500 nm. Le système rééchantillonne les spectres à un pas de 1 nm, ce qui permet d'obtenir un spectre avec 2 151 bandes. Des mesures ont été prises sur une plaque de Spectralon, surface réfléchissante blanche et plane, qui a servi de référence avant chaque mesure. Ceci permet de calculer le facteur de réflectance de la cible conformément à la méthode décrite par Jackson *et al.* (1980). Cette façon de procéder a pour objet de minimiser les erreurs pouvant être dues aux variations des conditions atmosphériques et d'inclinaison du Soleil. Trois mesures ont été prises sur chaque cible et la moyenne a été utilisée dans les traitements.

2.2.2 Données image

Le produit ASTER AST_07 (VNIR et SWIR) de la réflectance au sol utilisé dans cette étude a été acquis du Centre de données EROS (*Earth Observing System Data Gateway*). L'image a été corrigée par le Centre EROS des effets atmosphériques et des déformations géométriques liées au capteur. L'image a subi des corrections géométriques par rapport aux cartes topographiques au 1 : 50 000 (Projection Lambert Maroc Zone1), puis ortho-rectifiée par rapport au modèle numérique d'altitude pour éliminer le déplacement et la distorsion des pixels liés au relief. Finalement, la réflectance apparente a été corrigée des effets de l'inclinaison et de l'orientation de la surface avec la méthode classique de correction du cosinus (Teillet *et al*., 1982).

Les données enregistrées par la sonde dans le SWIR sont affectées par un bruit propre à l'instrument qu'on appelle diaphonie *(crosstalk)*. Ce phénomène est causé par le signal réfléchi sur la bande 4 et qui perturbe le signal enregistré par les autres bandes dans le SWIR par des réflexions multiples, surtout les bandes 5 et 9 (Iwasaki *et al.*, 2001 ; Rowan and Mars, 2003 ; Hewson *et al*., 2005 ; Iwasaki and Tonooka, 2005). Le signal réfléchi par ces bandes sera affaibli. Pour pallier ce problème, il faut soit étalonner l'image (Rowan and Mars, 2003 ; Rowan *et al*., 2004, 2005), soit corriger l'image avec un logiciel spécifique à cette fin avant de faire le calcul de la réflectance (Hewson *et al.*, 2005). Dans notre étude, nous avons étalonné l'image par rapport aux spectres acquis au sol avec le spectroradiomètre ASD.

2.3. Analyse des données dans le VNIR

Les rapports de bandes ont été conçus pour afficher le contraste spectral des caractéristiques d'absorption spécifiques d'un élément. Ces derniers ont été largement utilisés dans la cartographie géologique et de la végétation. Le rapport rouge sur vert (TM3 / TM2 de TM de Landsat) a été utilisé avec succès par Segal et Merin (1989) pour dresser une carte de l'altération des roches riches en oxydes de fer dans la vallée de la Lisbon, en Utah.

Les sols ou les roches riches en oxyde de fer ferrique (Fe^{3+}) présentent une absorption proche de 0,55 µm pour l'hématite (rouge) et proche de 0,48 µm pour la goethite (jaune, brun) (Bonn et Escadafal, 1996 ; Madeira *et al*., 1997). Le fer ferrique peut aussi avoir une absorption entre 0,70 µm et 0,80 µm (Hunt *et al*., 1971). Par conséquent, les sols et les formations riches en fer ferrique montrent un rapport rouge / vert élevé, alors que, pour le fer ferreux (Fe^{2+}), la bande d'absorption se situe à 1 µm. D'autres bandes d'absorption peuvent également apparaître entre 0,40 µm et 0,55 µm, celles-ci étant liées à l'une ou l'autre forme des deux formes de fer (goethite ou hématite) et à leur proportion dans le sol (Madeira *et al*., 1997).

Pour la quantification des oxydes de fer dans les sols, dans plusieurs travaux, on a corrélé la quantité d'oxyde analysée en laboratoire et les données des capteurs ETM+ de Landsat-7 et HRV de SPOT (Pouget *et al*., 1991 ; Escadafal, 1993 ; Devineau et Zombre, 1995 ; Madeira *et al*., 1997). Les résultats obtenus ont été présentés sous forme d'indices (tableau 2). Le capteur ASTER couvre la majorité des bandes du capteur ETM+ (figure 4) et du capteur HRV. De la même façon, même si des études similaires n'ont pas encore été publiées pour ASTER, nous avons défini des rapports de bandes et des indices pour ce capteur (tableau 2). Les calculs seront effectués avec les données de réflectance au sol de l'image étalonnée.

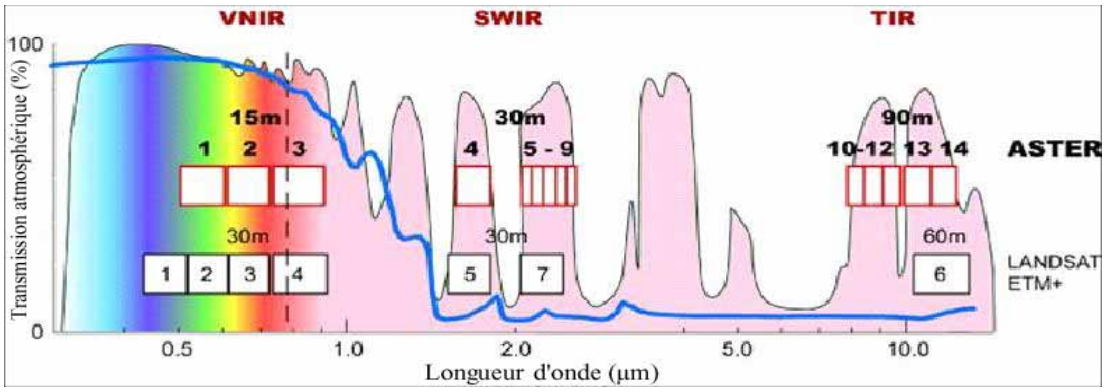


FIGURE 4 : Localisation des 14 bandes spectrales d'ASTER et des 7 bandes spectrales de ETM+ de Landsat-7 sur le spectre de transmission atmosphérique. *VNIR* : visible and near infrared (visible et infrarouge proche). *SWIR* : short wave infrared (infrarouge moyen ou infrarouge à ondes courtes). *TIR* : thermal infrared (infrarouge thermique). *Location of the 14 ASTER spectral bands and 7 Landsat-7 ETM+ spectral bands in the atmospheric transmission spectrum.*

TABLEAU 2 : Rapports de bandes et indices spectraux. *Band ratios and spectral indices.*

Définition	Rapport et indices TM	Rapport et indices SPOT	Rapport et indices ASTER
Rapport du rouge sur le vert	$\frac{TM3}{TM2}$	$\frac{XS2}{XS1}$	$\frac{Bande2}{Bande1}$
Rapport du vert sur le rouge	$\frac{TM2}{TM3}$	$\frac{XS1}{XS2}$	$\frac{Bande1}{Bande2}$
Indice de coloration IC21 (Escadafal, 1993)	$\frac{TM3-TM2}{TM3}$	$\frac{XS2-XS1}{XS2}$	$\frac{Bande2-Bande1}{Bande2}$
Indice de rougeur RI ou indice ferrique I_{Fe} (hématite/hématite + goethite) (Escadafal et Huete, 1991 ; Madeira et al., 1997)	$\frac{TM3-TM2}{TM3+TM2}$	$\frac{XS2-XS1}{XS2+XS1}$	$\frac{Bande2-Bande1}{Bande2+Bande1}$
Indice d'hématite I_{hm} (Madeira et al., 1997 ; Pouget et al., 1991)	$\frac{TM3^2}{TM1\times TM2^3}$	$\frac{XS2^2}{XS1^3}$	$\frac{Bande2^2}{Bande1^3}$

2.4. Analyse des données dans le SWIR

Les bandes spectrales du capteur ASTER ont été choisies de façon à révéler la présence ou l'absence de plusieurs minéraux de la surface terrestre. D'après Hunt (1977), les bandes d'absorption des composantes minéralogiques présentes dans les longueurs d'onde de l'infrarouge moyen sont liées aux vibrations moléculaires des minéraux (carbonates, hydrates, hydroxyles). Les bandes dans le SWIR du capteur ASTER couvrent les longueurs d'absorption des silicates d'alumine (Al-OH) avec les bandes 5 à 7 (Hunt, 1977 ; Rowan and Mars, 2003 ; Yamaguchi and Naito, 2003 ; Chikhaoui *et al.*, 2004 ; Chikhaoui, 2005 ; Rowan *et al*., 2005) telles les argiles et les bandes 7 et 8 couvrent les longueurs d'absorption des carbonates (CO_3^-, dolomie et calcite), mais aussi les minéraux ferromagnésiens Fe, Mg-OH (Hunt, 1977 ; Longhi *et al*., 2001 ; Rowan *et al*., 2004 ; Rowan *et al*., 2005).

La lithologie des formations rouges permo-triasiques est caractérisée par la dominance des argiles rouges (Al-OH). Pour les mettre en évidence, nous avons calculé des rapports de bandes combinant les bandes 5 à 7 [(bande 7 – bande 5) / (bande 7 + bande 5), (bande 7 – bande 5) / bande 6)]. D'autres rapports seront calculés utilisant les bandes 6 à 8 [(bande 8 – bande 6) / bande 7, (bande 6 + bande 8) / bande 7)]. Les valeurs utilisées dans ces calculs sont celles des réflectances des bandes d'ASTER correspondantes.

2.5. Analyse spectrale des données dans le VNIR et le SWIR

Les étapes suivantes constituent les prétraitements nécessaires avant de réaliser l'analyse spectrale : 1) rééchantillonnage des bandes dans le SWIR à celles dans le VNIR (15 m) à l'aide de la méthode du plus proche voisin ; 2) étalonnage des neufs bandes dans le VNIR-SWIR par rapport aux spectres acquis au sol ; 3) évaluation de l'étalonnage sur d'autres cibles de l'image ; 4) choix des signatures prototypes sur l'image (spectres image) ; 5) analyse spectrale utilisant l'algorithme d'analyse spectrale par correspondance (Harsanyi and Chang, 1994) ; 6) évaluation des résultats par rapport à la carte géologique au 1 : 50 000 (Service géologique du Maroc, 2001 ; 2002a ; 2002b).

Les données VNIR et SWIR ont été étalonnées avec les spectres acquis au sol sur la surface des grès rouges sub-tabulaires du plateau d'Oukaimden (Adrar Tizerag). Les spectres acquis au sol ont été rééchantillonnés en fonction des bandes d'ASTER. Le rapport entre la moyenne des spectres au sol et la moyenne des pixels de l'image correspondante a été utilisé en multipliant chaque bande par la valeur correspondante dans le rapport. L'évaluation de l'étalonnage consiste en une analyse des signatures spectrales avant et après l'étalonnage des différentes cibles présentes sur l'image. D'une certaine manière, ceci permet de faire le choix entre les signatures prototypes images ou pures au sol dans l'analyse spectrale.

Dans ce milieu semi-aride, la végétation est éparse, ce qui nous confronte à plusieurs scénarios possibles de combinaison entre la végétation, le sol et les roches (15 m et 30 m). Pour cela, nous avons fait le choix d'utiliser des spectres dérivés à partir de l'image étalonnée dans l'analyse spectrale. Les spectres ont été choisis en se basant sur les données de terrain (GPS) et la carte géologique.

3. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

3.1 Analyse des données spectroradiométriques des sols et des roches

Dans les sous-sections suivantes, nous présentons et analysons les spectres acquis au sol par le spectroradiomètre ASD dans le domaine spectral 0,4-2,5 µm. Nous présentons aussi les spectres rééchantillonnés en fonction des bandes d'ASTER pour voir les informations que l'on peut distinguer seulement avec les bandes de ce capteur. L'interprétation des bandes d'absorption liées aux minéraux spécifiques est basée sur nos travaux de terrain et sur les travaux d'autres chercheurs (Biron, 1982 ; Tourani, 1988 ; Nefly, 1998 ; El Qayedy *et al*., 2001) qui ont étudié la géologie de la région (macroscopique et microscopique). Sur le tableau 3, tiré de Longhi *et al.* (2001), on présente les différentes bandes d'absorption possibles en fonction des processus d'absorption dans les minéraux dans le domaine du visible, de l'infrarouge proche et de l'infrarouge moyen. Ce tableau a permis d'identifier les minéraux responsables de la forme des spectres.

TABLEAU 3 :. Bandes d'absorption et processus d'interaction tirés de Longhi et al. (2001). *Absorption band features and interaction process extracted from Longhi et al. (2001)*

Bande d'absorption en (nm)	**Élément chimique et processus d'interaction**
850/1200-420/430-480/500-650/680	Fe^{3+}/Fe^{2+} processus chimique des ions des oxydes et des hydroxydes
680	chlorophylle
2334/2336-1752/1760-1880-1990/1978-2156/2160	CO_3^{2-} vibration moléculaire dans la calcite
2316/2318-1740-1860-1970/1978-2136/2140	CO_3^{2-} vibration moléculaire dans la dolomite
2316/2336	CO_3^{2-} vibration moléculaire dans la calcite-dolomite
1540-1828	OH^- vibration moléculaire dans l'épidote
1912-1408-2200-2340-2432	H_2O et OH^- vibration moléculaire dans les feldspaths
1912-1408-2200-2256-2188	H_2O et OH^- vibration moléculaire dans les feldspaths riches en Ca
2200-1404-2344-2428-2120-(1904)	Al-OH et OH^- vibration moléculaire dans la muscovite
1392-1408-2160-2200-2308-2372	OH^- et Al-OH vibration moléculaire dans la kaolinite
2308-2388-1392-2116-(2468)	Mg-OH vibration moléculaire dans les amphiboles
2250	Fe-OH vibration moléculaire dans les épidotes, la biotite, la tourmaline, la chlorite, la phlogopite

3.1.1 Spectres des formations rouges, permo-triasiques et quaternaires

Sur les figures 5a, b, c et d, on présente les spectres mesurés sur l'ensemble des faciès des affleurements d'âges permien et triasique ainsi que les sols développés sur ces derniers. L'examen de ces spectres permet d'observer la grande ressemblance de leurs signatures spectrales dans les domaines du VNIR et du SWIR, sauf pour le spectre du sol rouge triasique qui est un peu différent par sa faible réflectance dans l'intervalle 1-1,82 µm (sol graveleux avec galets de grès rouges). On observe différentes longueurs d'absorption caractéristiques. Dans le visible et l'infrarouge proche, on distingue trois bandes d'absorption liées à la présence d'oxydes de fer. La première couvre l'intervalle 0,46-0,55 µm (bande 1), la deuxième l'intervalle 0,64-0,69 µm (bande 2) et la troisième l'intervalle 0,78-0,98 µm. Ces trois zones sont bien individualisées sur les signatures spectrales des argiles, des siltites, des sols triasiques et du microconglomérat. Ceci peut être expliqué par le dépôt des polycations de fer sur les argiles, ce qui donne la couleur rouge (Robert *et al*., 1983). Dans le cas des grès, c'est la pente des spectres dans ce domaine (visible et infrarouge proche) qui augmente du grès à patine noire, où il y a plus de dépôts d'oxydes de fer (figure 6f), au grès clair. Ces grès sont des grès massifs (plus de grains de quartz et moins de ciment argileux, porosité faible). Une autre bande très restreinte centrée à 1,12 µm (Fe^{2+}) est visible seulement sur les grès. Les signatures spectrales de l'hématite et de la goethite (figure 6e) présentent les mêmes bandes d'absorption que celles qui ont été identifiées sur les formations et sols rouges étudiés. Ceci confirme la présence des oxydes de fer (hématite et goethite) dans ces formations, dont la couleur rouge à l'affleurement peut expliquer la présence.

Dans l'infrarouge moyen (SWIR), les signatures spectrales présentent les deux bandes d'absorption de l'eau liée (H_2O, OH^-) à 1,40 et 1,90 µm, dont certains spectres ont été perturbés par l'absorption liée à la vapeur d'eau atmosphérique (nous avons supprimé l'intervalle 1,82-1,92 µm pour éviter une confusion entre les minéraux et l'eau). De plus, ces formations montrent une zone d'absorption caractéristique à la longueur 2,20 µm (Al-OH), qui est liée à la présence des minéraux argileux. Le spectre des siltites rouges montre une absorption centrée à 2,34 µm, moins marquée que celle qui est présente sur le microconglomérat centré à 2,33 µm (calcite). Ceci permet de préciser la lithologie des siltites rouges et du microconglomérat par des siltites argilo-carbonatés et des microconglomérats à ciment argilo-carbonatés respectivement.

Les spectres rééchantillonnés en fonction des bandes du capteur d'ASTER gardent l'allure générale des signatures spectrales. On peut observer la différence de la pente entre les bandes vert-rouge et rouge-infrarouge proche (oxydes de fer), ainsi que la bande d'absorption caractéristique des argiles (bande 6), bien individualisée avec sa symétrie par rapport à celle-ci, sauf pour le microconglomérat qui a une absorption dans la bande 8.

3.1.2 Spectres du socle, des schistes, des basaltes, des carbonates et de la végétation

Les spectres mesurés sur le socle précambrien ont été divisés en deux groupes : un groupe de spectres obtenus sur le complexe gneissique de l'Ourika (Nou) et un groupe de spectres représentant les roches acides et intermédiaires plutoniques et volcaniques.

Sur la figure 6a, on présente les spectres mesurés sur les faciès composant le complexe métamorphique de gneiss. On observe que les signatures spectrales ont une allure similaire dans l'ensemble. Le gneiss noir, riche en ferromagnésien (Fe,Mg-OH) et formé essentiellement de biotite et d'amphibole (Nefly, 1998), montre des faibles valeurs de réflectance, alors que le gneiss clair, riche en quartz, en muscovite et avec un peu de biotite, présente de fortes valeurs de réflectance. Ces spectres présentent plusieurs bandes d'absorption dans le VNIR et le SWIR. Dans le VNIR, on peut distinguer les bandes d'absorption du fer ferrique et ferreux à 0,42 ; 0,48 ; 0,62-0,73 ; 0,85-0,98 et 1,12 µm, qui sont de plus en plus larges avec l'accroissement de la teneur en minéraux ferromagnésiens, en allant du gneiss clair au gneiss noir.

Dans le SWIR, on distingue les bandes d'absorption de l'eau à 1,40 et 1,90 µm (perturbée par l'absorption de la vapeur d'eau atmosphérique) qui sont bien individualisées sur le spectre du gneiss clair (muscovite). Les bandes d'absorption à 2,20, 2,26 et 2,35 µm sont présentes sur l'ensemble des spectres, sauf pour le gneiss noir qui n'absorbe pas à 2,20 µm. Ceci confirme la présence de muscovites et de biotites. Le gneiss noir présente deux autres bandes d'absorption à 2,36 (muscovite) et 2,38 µm (amphibole). Les spectres présentent une autre bande d'absorption à 2,46 µm (amphibole), que l'on peut voir sur le spectre du paragneiss vert (hornblende et amphibole, Nefly, 1998), sauf que la forte variation dans cette zone les masque un peu. Les deux bandes d'absorption à 2,26 et 2,35 µm sont liées aux ferromagnésiens, dans notre cas, la biotite, l'amphibole et la hornblende. Les bandes d'absorption à 1,40, 1,91 et 2,20 µm sont bien marquées sur le gneiss clair du fait de sa richesse en muscovite. De même, la bande à 2,35 µm justifie la présence de la muscovite (Rowan *et al*., 2004, 2005). Les spectres rééchantillonnés en fonction des bandes d'ASTER (figure 6b) nous permettent de définir deux groupes dans le VNIR (faible pente et forte pente) et deux groupes dans le SWIR (absorption dans la bande 6 (Al-OH) et 8 (Fe,Mg-OH), absorption dans la bande 8 seulement)

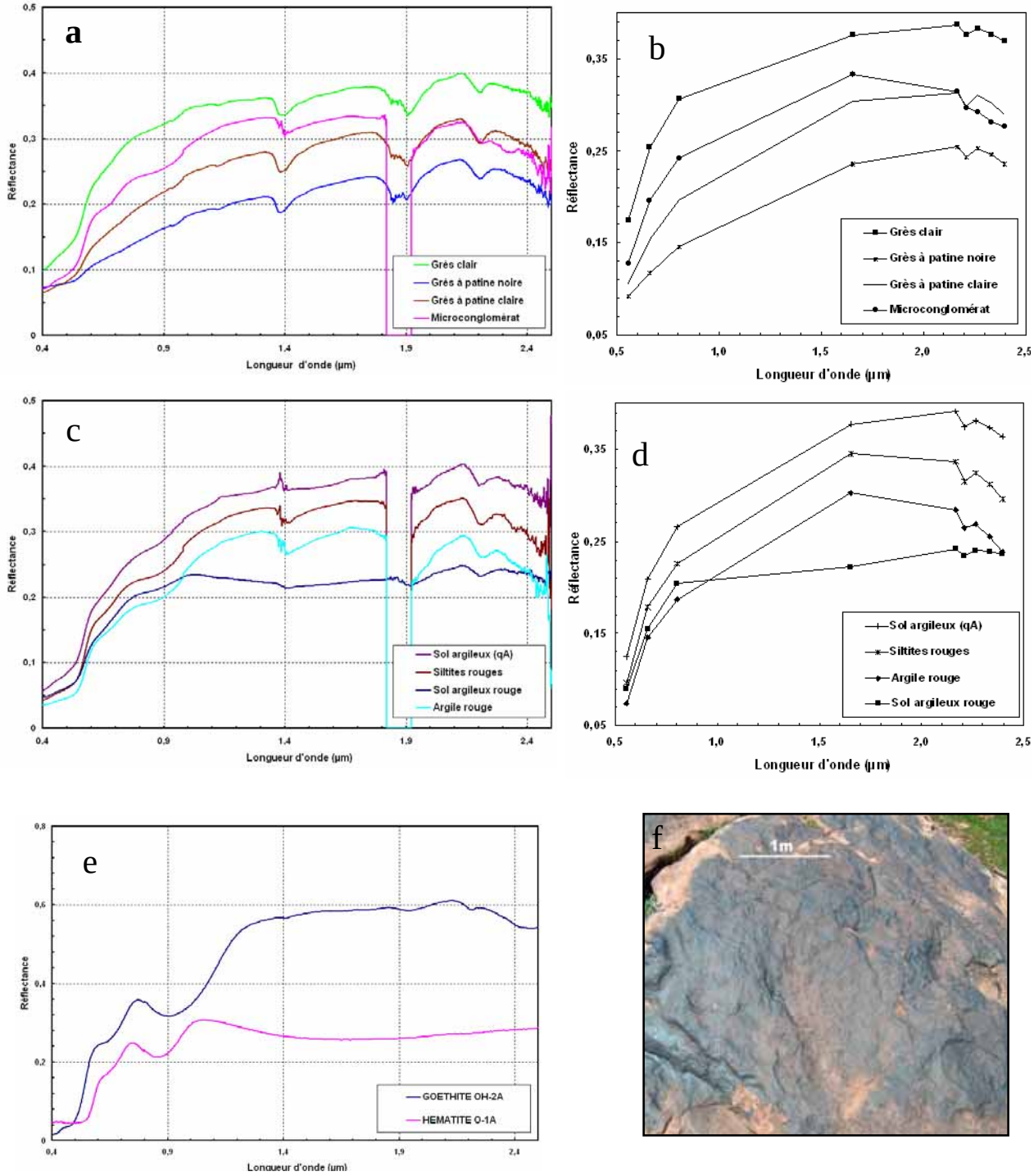
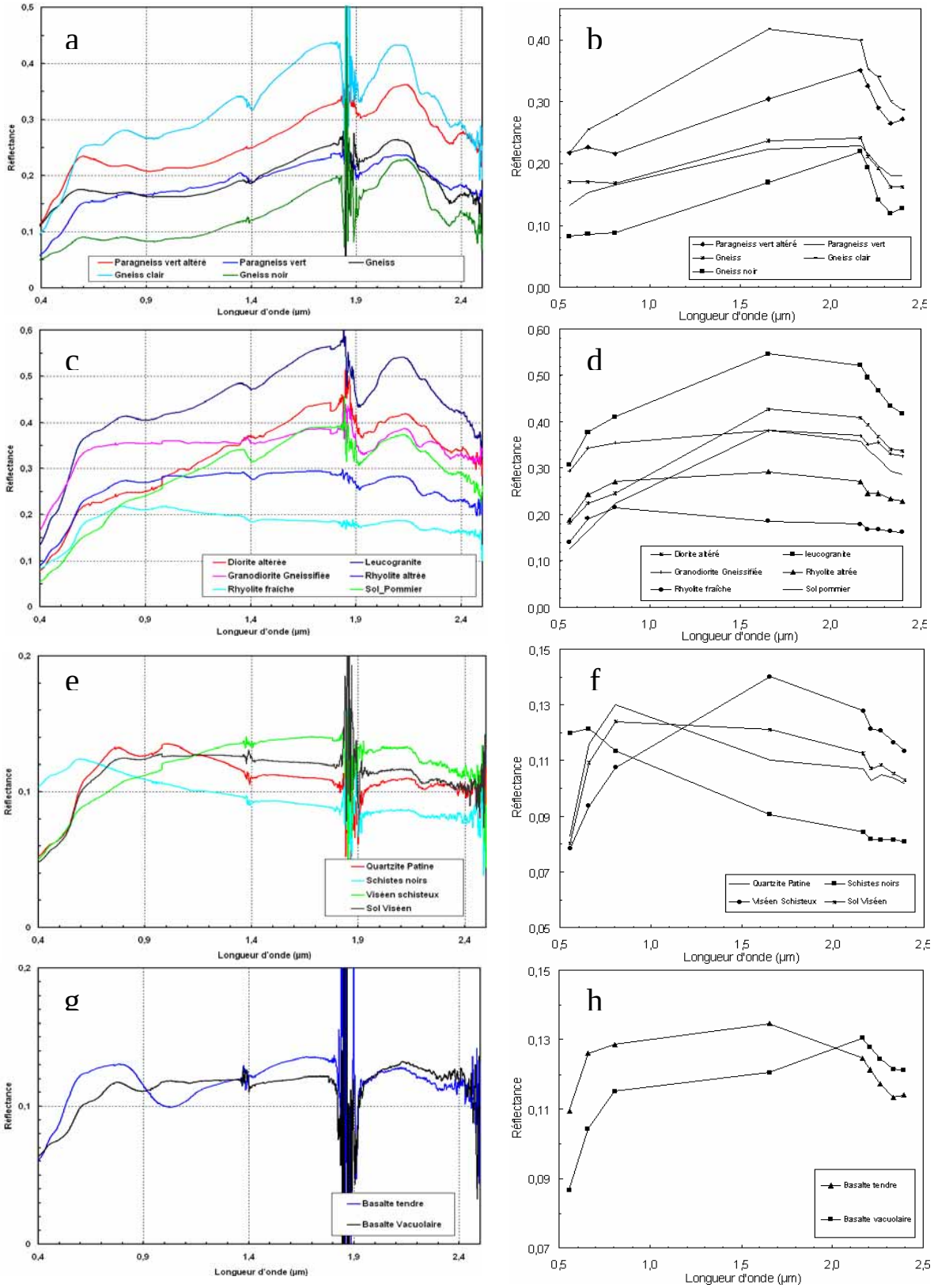


FIGURE 5 : Spectres de réflectance des formations rouges : a) grès rouges massifs et du microconglomérat ; c) argiles rouges, siltites rouges et sol argileux (qA) ; b et d) spectres rééchantillonnés en fonction des bandes d'ASTER ; e) hématite et goethite de la librairie spectrale du JPL (Jet Propulsion Laboratory) (Grove et al., 1992) ; f) dépôts d'oxyde de fer à la surface des grès rouges. *Reflectance spectra of red rocks and minerals : a) red sandstones and microconglomerate spectra ; c) red clay, red silt, and argillaceous soil (qA) spectre ; b and d) resampled spectra to ASTER bands ; e) hematite and goethite spectra from the JPL (Jet Propulsion Laboratory) spectral library (Grove et al., 1992) ; f) iron oxide deposits over red sandstone surfaces.*


a
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Paragneiss vert altéré
Paragneiss vert
Gneiss
Gneiss clair
Gneiss noir
b
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Paragneiss vert altéré
Paragneiss vert
Gneiss
Gneiss clair
Gneiss noir
c
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Diorite altérée
Leucogranite
Granodiorite Gneissifiée
Rhyolite altrée
Rhyolite fraîche
Sol_Pommier
d
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Diorite altéré
leucogranite
Granodiorite Gneissifiée
Rhyolite altrée
Rhyolite fraîche
Sol pommier
e
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Quartzite Patine
Schistes noirs
Viséen schisteux
Sol Viséen
f
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Quartzite Patine
Schistes noirs
Viséen Schisteux
Sol Viséen
g
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Basalte tendre
Basalte Vacuolaire
h
Réflectance
Longueur d'onde (µm)
Basalte tendre
Basalte vacuolaire

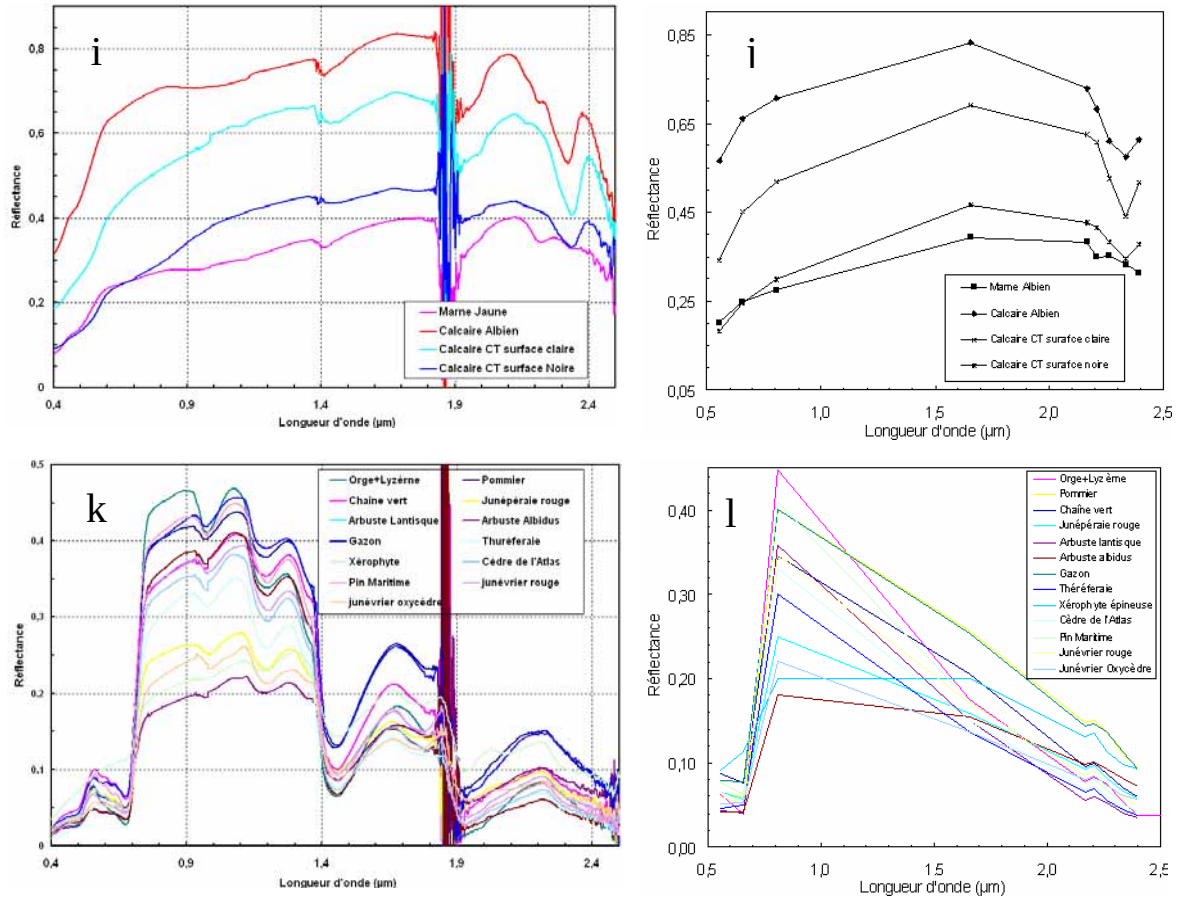


FIGURE 6 :. Spectres mesurés sur le terrain : a) complexe gneissique de l'Ourika ; c) roches acides et intermédiaires ; e) schistes viséens ; g) basaltes ; i) calcaires et marnes ; k) différents types de végétation ; b, d, f, h, j et l) Spectres correspondants rééchantillonnés en fonction des bandes d'ASTER. *Reflectance spectra measured in the field : a) Ourika gneissic complex ; c) acid and intermediate rocks ; e) Visean shales ; g) basalts ; i) limestones and marls ; k) different types of vegetation ; b, d, f, h, j, and l) spectra resampled to the ASTER bands.*

Les signatures spectrales des roches acides et intermédiaires sont présentées sur les figures 6c et d. Le leucogranite représente les roches acides plutoniques, les rhyolites et les laves acides magmatiques, alors que la granodiorite et la diorite représentent les roches intermédiaires. Les spectres du leucogranite et de la diorite ont la même tendance, sauf que les valeurs sont plus grandes pour le leucogranite. La granodiorite gneissifiée montre une signature spectrale presque plate dans l'intervalle 0,60-2,5 µm. Les spectres montrent des bandes d'absorption liées au fer ferrique et ferreux à 0,48 ; 0,70 ; 0,85-0,98 et 1,10 µm dans le VNIR qui sont moins visibles pour la granodiorite, sauf à 0,48 µm, alors que, dans le SWIR, on distingue les bandes à 1,40 ; 1,78 ; 1,82-1,90 ; 1,92 ; 2,20 (Al-OH) et 2,35 µm (Fe,Mg-OH). La bande 2,20 µm est bien marquée pour la granodiorite à cause de sa richesse en muscovite, alors que la bande 1,92 µm est bien marqué pour le leucogranite à cause de sa richesse en feldspaths. La signature mesurée sur le sol d'une terrasse plantée de pommiers laisse voir la similitude de sa signature avec sa roche mère (diorite altérée) qui alimente en aval la terrasse par ses produits d'altération.

Les spectres acquis sur les laves volcaniques (rhyolites) montrent des bandes d'absorption liées au fer ferrique et ferreux à 0,54 ; 0,63-0,75 et 0,82-0,98 µm, des bandes liées à l'eau 1,40 et 1,90 µm et des bandes liées aux feldspaths à 2,20 et 2,34 µm. Les spectres rééchantillonnés en fonction des bandes d'ASTER (figure 6d) permettent de voir la difficulté de différencier les roches acides et intermédiaires seulement avec les bandes dans le VNIR (pente similaire). Les bandes dans le SWIR, de leur côté, permettent une distinction entre ces deux groupes, soit par le niveau de la réponse spectrale, soit par les bandes d'absorption liées aux feldspaths et aux ferromagnésiens (bandes 6 et 8).

Les signatures spectrales obtenues sur le Viséen schisteux sont présentées sur les figures 6e et f. Les

niveaux de réflectance sont relativement faibles à cause de la couleur foncée (schistes noirs). Les spectres sont plus ou moins aplatis (présence de la silice, Haboudane, 1999) et montrent des bandes d'absorption liées au fer à 0,46-0,56 ; 0,67 ; 0,83-0,98 et 1,12 µm dans le VNIR et à 2,20 µm (minéraux argileux) dans le SWIR. Le spectre des schistes noirs montre une diminution de la pente et une faible réflectance après la bande 2 à cause de la richesse en oxydes de fer de ces derniers. De même, pour le spectre de la quartzite à patine (oxydes de fer), on peut voir la même tendance après la bande 3. Les spectres rééchantillonnés montrent l'absorption liée aux minéraux argileux dans la bande 6.

Sur les figures 6g et h, on présente les spectres mesurés sur les basaltes tholéitiques triasiques sous leurs deux formes : les basaltes doléritiques tendres verdâtres et les basaltes vacuolaires sombres. La signature spectrale du basalte vacuolaire (quartz cristallisé dans les vacuoles) est caractérisée par sa faible variabilité dans le domaine de l'infrarouge proche et SWIR (silice). Les spectres de ces basaltes présentent des bandes d'absorption du fer à 0,50 ; 0,68 ; 0,90 et 1,12 µm dans le VNIR et à 2,31 µm (Fe,Mg-OH) dans le SWIR liées aux plagioclases. La bande d'absorption du fer ferreux à 1,02 µm est plus marquée pour le basalte tendre. Les spectres rééchantillonnées montrent que la bande d'absorption de la bande 8 est moins marquée du fait que la bande d'absorption des minéraux ferromagnésiens se situe entre les bandes 7 et 8.

Les affleurements carbonatés sont très limités sur la zone. Leurs signatures spectrales montrent la forte réponse spectrale des calcaires. Ceux-ci montrent les bandes d'absorption liées à la calcite à 2,33 µm et au fer à 0,48 ; 0,68 ; 0,92 ; 1,12 µm. Le calcaire jaune de l'Albien montre deux autres bandes d'absorption à 2,16 et à 2,21 µm (minéraux argileux), alors que le calcaire du Cénomano-Turonien (CT) à surface claire ne montre que celle à 2,16 µm. Cette dernière a été masquée sur le calcaire CT à surface noire à cause de l'altération météorique de sa surface. Les deux bandes d'absorption à 1,74 et 1,98 µm (dolomite) sont plus ou moins visibles sur les calcaires CT. Les marnes jaunes de l'Albien montrent une bande caractéristique des argiles à 2,21 µm et celle de la calcite à 2,33 µm. Cette dernière est moins marquée. Les spectres rééchantillonnés montrent l'abondance de la calcite dans les calcaires CT non altérés.

Les spectres obtenus sur les différents types de formations végétales du Haut Atlas nous ont permis de les classer en trois groupes, en nous basant sur leurs réponses spectrales dans le domaine de l'infrarouge proche. Le premier groupe est formé par les cultures (pommiers, orge, luzerne, etc.) et la végétation naturelle basse (herbe, gazon, etc.) qui ont une réponse spectrale relativement supérieure à 0,4 (bande 3). Les deux groupes restants se distinguent dans les formations végétales de la forêt. Un groupe est formé par la végétation d'arbres à feuilles (chêne vert, thuriféraire, genévrier rouge, arbuste lentisque, cèdre de l'Atlas, etc.) qui ont réponse spectrale entre 0,3 et 0,4. Le dernier groupe, formé par la végétation épineuse (xérophyte épineuse, genévrier oxycèdre, arbuste albidus, genévrier rouge, etc.), présente une réponse spectrale inférieure à 0,3.

Les spectres rééchantillonnés en fonction des bandes d'ASTER montrent la difficulté de distinguer ces trois groupes. Par contre, on peut voir la différence par le niveau de la réflectance dans la bande 3 (structure des feuilles et chlorophylle). De plus, ils permettent de distinguer la végétation purement épineuse (xérophyte épineuse et arbuste albidus), dont la forme en aiguille, par un spectre presque plat entre les bandes 3 et 4.

3.2. Analyse des données image

3.2.1. Étalonnage des données dans le VNIR et le SWIR

Après rééchantillonnage des bandes dans le SWIR à celles dans le VNIR (15 m), l'image a été étalonnée avec les spectres acquis au sol sur les grès rouges à patine noire sur le plateau d'Oukaimden (Adrar Tizerag). Les spectres obtenus sur cette surface n'ont pas été perturbés par les bandes d'absorption liées à la vapeur d'eau atmosphérique (1,9 µm) et le ciel était bien dégagé (figure 5a). Le rapport entre la moyenne de ces spectres et la moyenne des pixels correspondants sur l'image a été utilisé pour étalonner les neuf bandes dans le VNIR et le SWIR. Par la suite, nous avons évalué l'apport de l'étalonnage sur un certain nombre de cibles présentes sur l'image en choisissant les pixels correspondants aux points de mesure sur le terrain. L'observation des spectres avant étalonnage permet de voir la grande valeur de la réflectance dans la bande 4 par rapport aux autres bandes dans le SWIR (Iwasaki *et al.*, 2001, Iwasaki and Tonooka, 2005). Quant aux spectres étalonnés, ils permettent de retrouver la forme réelle de leurs signatures spectrales avec la mise en évidence des bandes d'absorption des bandes dans le SWIR et les changements de pente dus à la présence du fer ferrique et ferreux dans les bandes dans le VNIR (figure 7).

L'étalonnage a permis d'améliorer la qualité spectrale, en éliminant les effets atmosphériques résiduels (faible valeur dans la bande 2, vert). Les surfaces très homogènes où l'on a trouvé des grands affleurements, comme c'est le cas des grès rouges et les surfaces structurales des calcaires du Cénomano-Turonien, ont des spectres très similaires à ceux acquis sur le terrain avec le spectroradiomètre ASD.

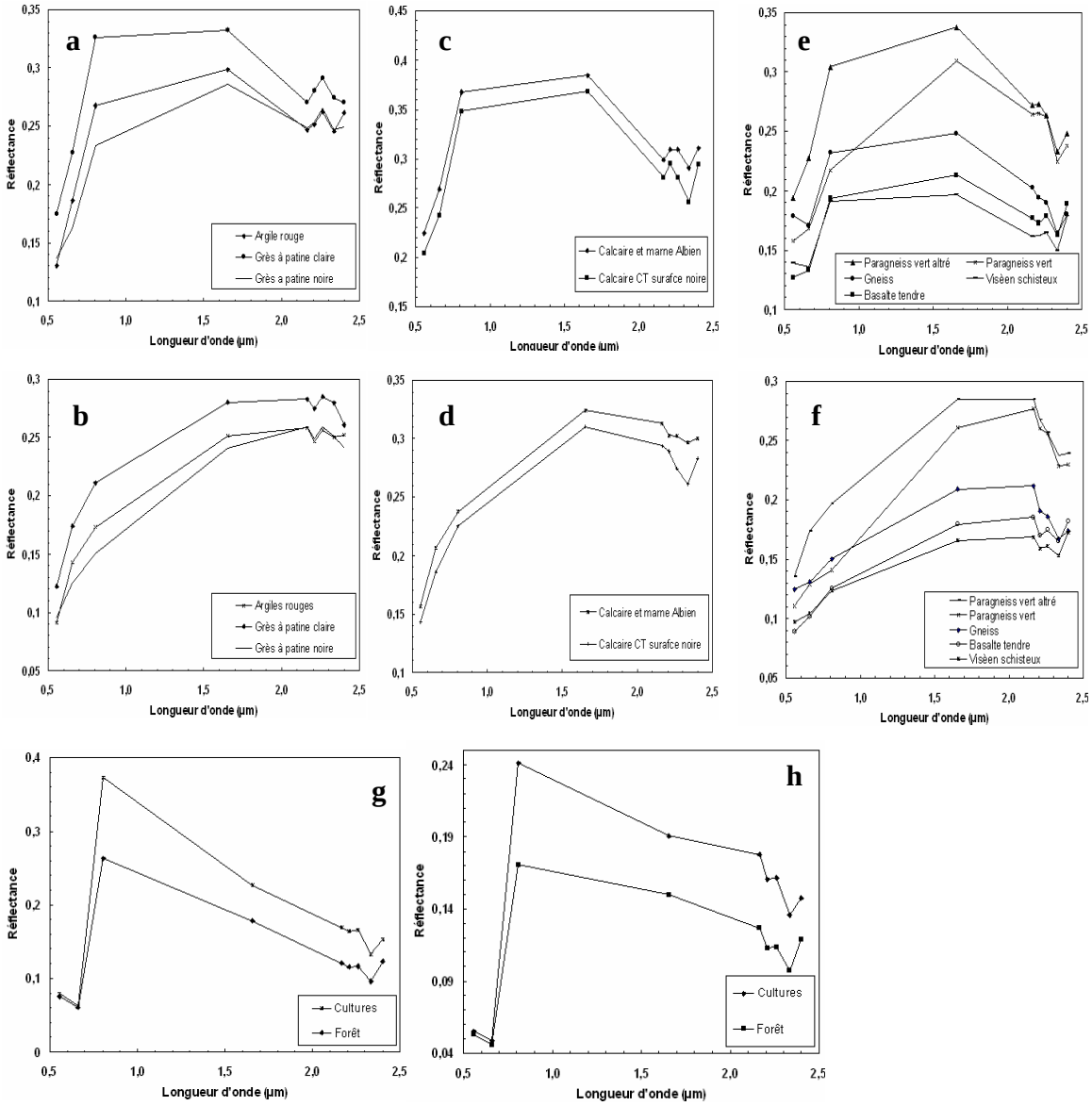


FIGURE 7 : Spectres selon les bandes d'ASTER : a) grès et les argiles rouges triasiques ; c) marnes et calcaires du Crétacé ; e) socle, basaltes et schistes viséens ; g) cultures et forêt ; b, d, f, h) Spectres correspondants après étalonnage. *Reflectance spectra according to ASTER bands : a) Triassic red sandstones and red clays ; c) Cretaceous limestones and marls ; e) basement lithology, basalts, and Visean shales ; g) crops and forest ; b, d, f, h) Corresponding spectra after calibration.*

3.2.2. Rapports et indices de bandes dans le VNIR

L'analyse spectrale des formations permo-triasique rouges a montré la présence de plusieurs bandes d'absorption d'oxydes de fer (hématite, goethite) dans le domaine du visible et de l'infrarouge proche. Pour mettre en évidence ces bandes d'absorption, nous avons appliqué plusieurs rapports de bandes et indices spectraux (tableau 2). Les indices ont été choisis de manière à permettre de distinguer, avec les données dans le VNIR d'ASTER, entre le fer ferrique (Fe^{3+}) et le fer ferreux (Fe^{2+}), ainsi que de déterminer la répartition des oxydes de fer, comme l'hématite et la goethite, dans les sols et formations rouges permo-triasiques.

Les résultats obtenus sont présentés sur la figure 8. Le rapport de bande 2 / bande 1, l'indice de coloration IC21 et l'indice de rougeur RI (héma-

tite / hématite + goethite) donnent des résultats similaires pour la cartographie des oxydes de fer. Des valeurs élevées de rapport sont observées sur les formations rouges et les sols rouges quaternaires, mais les plus fortes sont observées sur les faciès à dominance argileuse d'âge permo-triasique (argile rouge brique tMo, argiles brunes tIt, siltites et argiles rouges rTy, argiles indurées rouge foncé tIh) et du Crétacé (argiles rouge brique cGw). Ceci confirme les résultats obtenus avec les spectres mesurés sur ces formations par les fortes bandes d'absorption du fer dans le domaine du VNIR.

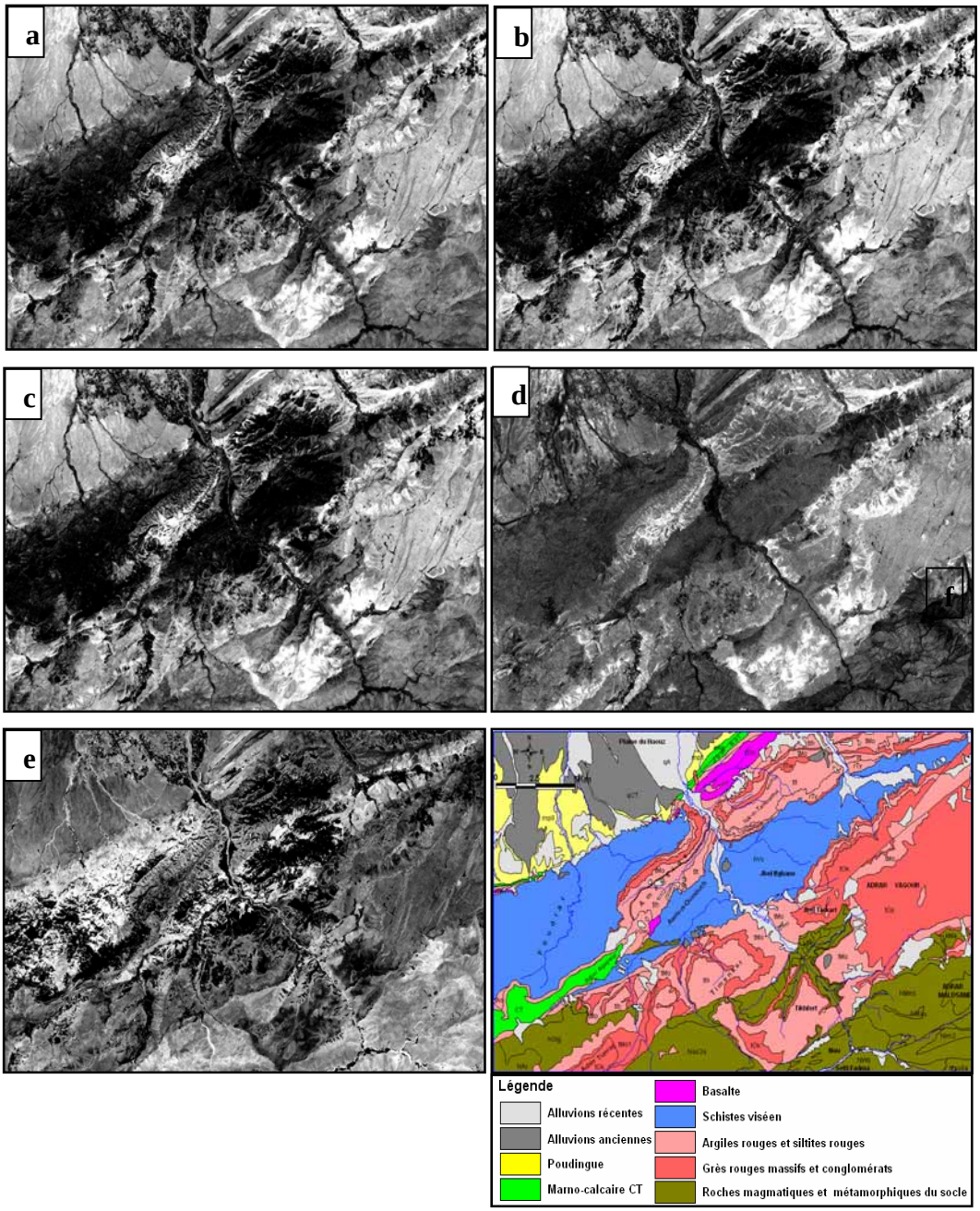


FIGURE 8 : Rapports de bandes et indices : a) rapport de bande 2 / bande 1 ; b) indice de coloration IC21 ; c) indice de rougeur RI ou indice ferrique IFe. ; d) indice d'hématite Ihm ; e) rapport de bande 1 / bande 2 et f) carte géologique des faciès ; image de 30 km par 20 km. *Band ratios and indices : a) band 2 / band 1 ratio ; b) IC21 color index ; c) RI redness index or ferric index IFe ; d) hematite index Ihm ; e) band 1 / band 2 ratio and f) facies geological map ; 30 km by 20 km image.*

L'indice d'hématite I_{hm} permet une meilleure cartographie de ces formations, car ce dernier a mis en évidence les différentes unités lithologiques formant la zone d'étude. Les fortes teneurs en hématite sont dans les formations à dominance argilosilteuse. De plus, il permet de différencier le Mio-pliocène (mpII) des sols et des formations meubles quaternaires de la plaine du Haouz. Les fortes teneurs en oxyde de fer dans ces formations sont expliquées par le milieu et le climat qui a régné pendant leur sédimentation. C'était un climat chaud et humide, car le Maroc à l'époque du Permien et du Trias se trouvait à 10° N de latitude (Biron, 1982).

Le rapport de la bande 1 / bande 2 (figure 8e) a été utilisé pour mettre en évidence la répartition du fer ferreux (Fe^{2+}, Rowan *et al.*, 2005) dans ces affleurements. Dans un premier temps, nous avons masqué la végétation avec l'indice TSAVI pour éliminer l'effet d'absorption de celle-ci dans la bande 2 (rouge). Le rapport a permis de distinguer le socle cristallin (Fe^{2+} dans les minéraux ferromagnésiens) où l'on peut voir une forte valeur sur les formations meubles quaternaires issues de l'altération des granodiorites (biotite, au nord du massif d'Adrar Meltsane). Il en est de même sur les basaltes triasiques et les formations de l'Éocène (calcaire dolomitique, substitution du Mg^{2+} par Fe^{2+}), alors que ces roches présentent un rapport plus faible que celui des schistes viséens, où l'on enregistre de fortes valeurs, surtout dans les schistes noirs (figure 3). Ceci peut s'expliquer par les conditions du milieu réducteur (Fe^{2+}) qui a régné pendant la sédimentation de ces formations dans un milieu marin profond (Tourani, 1988).

3.2.3. Rapports et indices de bandes dans le SWIR

Plusieurs minéraux argileux présentent des bandes d'absorption au niveau des bandes 5 à 7 du capteur ASTER (figure 9). Pour mettre ce phénomène en évidence, nous avons choisi d'appliquer des rapports les combinant entre elles. Le rapport (bande 6 + bande 8) / bande 7 (RBD, *Relative Absorption Band Depth*, Crowley *et al.*, 1989) a été utilisé pour mettre en évidence les calcaires dolomitiques (Rowan and Mars, 2003). Un autre rapport combinant les bandes 6 à 8 sera évalué (bande 8 – bande 6 / bande 7).

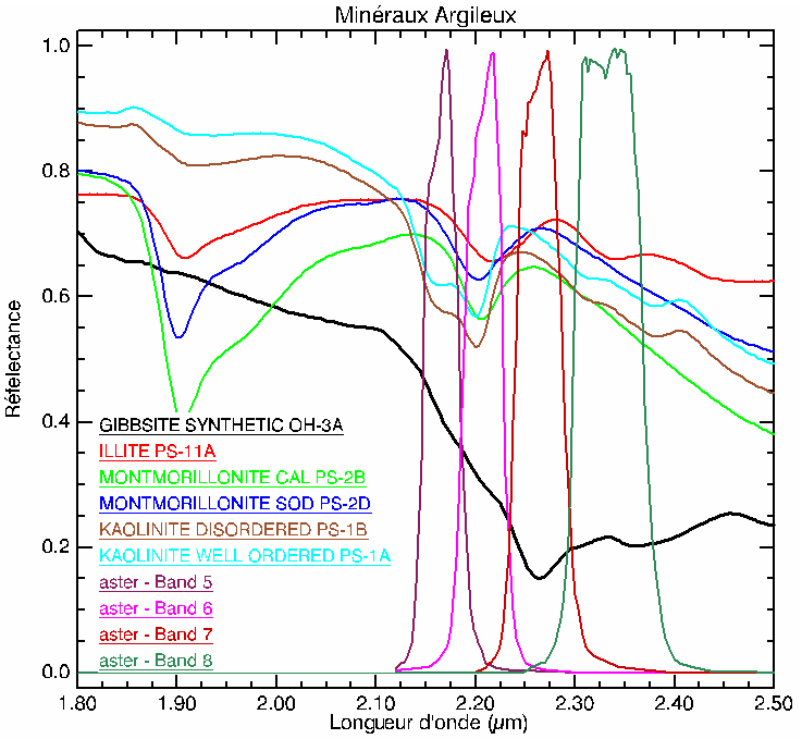


FIGURE 9 : Spectres des minéraux argileux (JPL, Grove et al., 1992). *Spectra of argillaceous minerals (JPL, Grove et al., 1992).*

Sur les figures 10a et b, on présente les deux rapports qui mettent en évidence les surfaces ayant une absorption caractéristique dans la bande 6 (2,20 µm). On peut observer une grande ressemblance entre les résultats des deux rapports. Les valeurs élevées sont enregistrées sur les formations rouges triasiques (grès rouge tOk, argiles rouges tMO, tIh et tAs) et les formations meubles quaternaires (plaine du Haouz), ainsi que sur les schistes viséens (hVs). Ceci s'explique par la dominance des minéraux argileux dans les formations permo-triasiques, ainsi que dans les produits d'altération des roches granitiques. C'est le cas des granites roses alcalins (feldspaths, NMml) très altérés et des granites blanc et gris (hGtg), qui présentent des rapports plus élevés par rapport aux autres roches du socle. Les minéraux argileux qui contribuent possiblement à cette absorption sont l'illite et la montmorillonite (Biron, 1982).

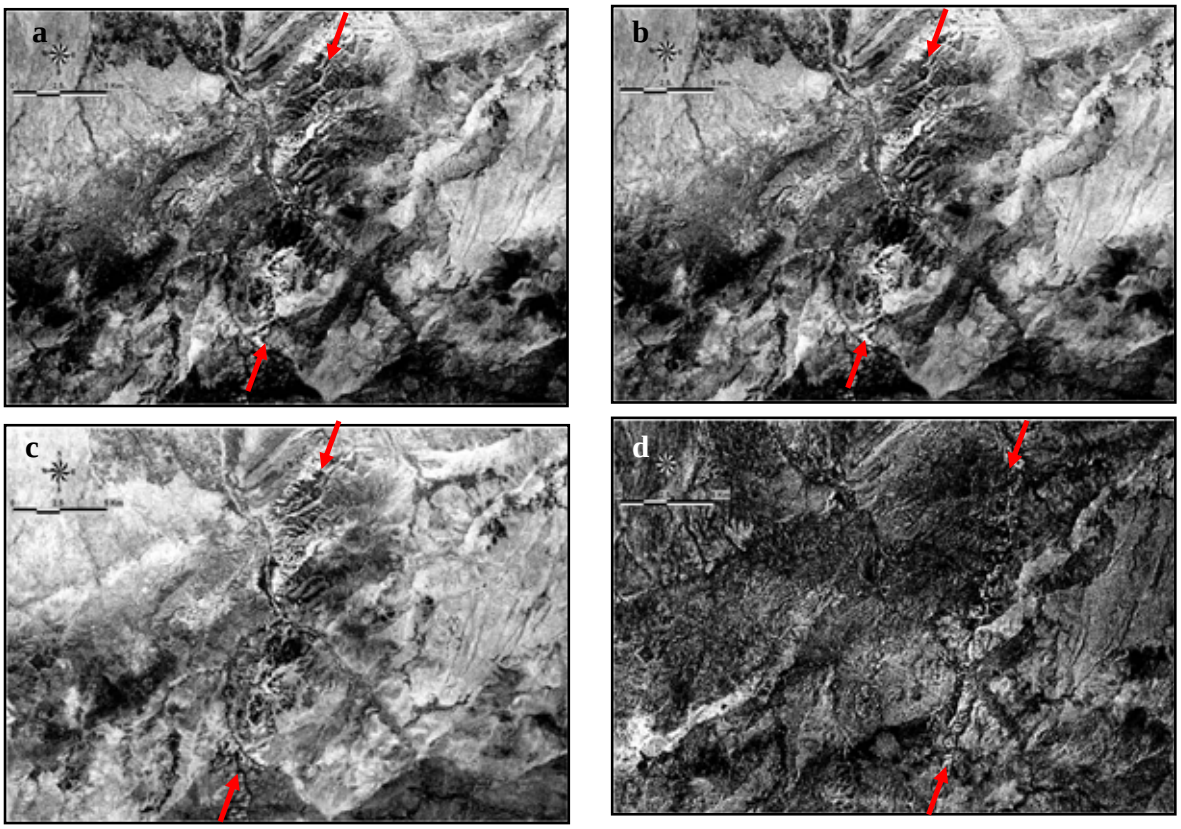


FIGURE 10 : Différences de bandes : a) (bande 7 – bande 5) / bande 6 ; b) (bande 7 – bande 5) / (bande 7 + bande 5) ; c) (bande 8 – bande 6) / bande 7 ; d) (bande 8 + bande 6) / bande 7 ; images de 30 km par 20 km. *Band differences : a) (band 7 – band 5) / band 6 ; b) (band 7 – band 5) / (band 7 + band 5) ; c) (band 8 – band 6) / band 7 ; d) (band 8 + band 6) / band 7 ; 30 km by 20 km image.*

Sur la figure 10c, on présente un rapport combinant les caractéristiques des bandes 6 (2,20 µm) et 8 (2,33 µm). Ce rapport compare le degré d'absorption des minéraux qui ont une absorption dans la bande 6 (argiles, muscovite, etc.) avec les minéraux absorbants dans la bande 8 (calcite, ferromagnésiens). Il permet une bonne différenciation entre les faciès à dominance argileuse (tMo, tIh, tAs, tIt, rTy) des grès rouges (tOk) dans les formations permo-triasiques. Les formations meubles quaternaires (qCT) et les schistes viséens ont un rapport élevé (altération) comme celui des argiles et des siltites permo-triasiques. De plus, ce rapport différencie mieux les calcaires dolomitiques (figure 10d) par leur faible rapport (calcaire CT). Ceci laisse supposer que ce rapport explique aussi le degré d'altération de ces surfaces.

L'ensemble des rapports de bandes de la figure 10 montre un bruit instrumental (*Scratch Blurring*, Iwasaki and Oyama, 2005) lié aux détecteurs de la sonde dans le SWIR qui est observé seulement lorsqu'on utilise des rapports ou indices de ces bandes. Le bruit se manifeste par de fortes et de faibles valeurs de rapports le long d'une ligne parallèle à la trace au sol du capteur. Iwasaki et Oyama (2005) ont étudié ce problème et ils ont développé un algorithme pour sa correction. Notre étude a été réalisée en parallèle à

leur travail. C'est ainsi que nous n'avons pas pu faire ces corrections. Ceci n'affecte pas cependant les résultats des analyses spectrales.

3.2.4. Analyse spectrale des données dans le VNIR et le SWIR

Avant de faire l'analyse spectrale par correspondance (Research Systems Inc., 2003) à l'aide de l'algorithme d'analyse spectrale par correspondance (Harsanyi and Chang, 1994), nous avons analysé l'image étalonnée (bandes dans le VNIR et le SWIR) avec la transformation MNF (*Minimum Noise Fraction)*. Cette dernière consiste en l'application de deux analyses en composante principale cascadée (Boardman and Kruse, 1994). Ceci a permis de distinguer les grandes unités présentes dans la zone. Sur la figure 12, on montre une composition colorée des trois bandes de la transformation MNF 3 à 5. On peut voir les unités constituantes du socle (gneiss, diorite et granodiorite, granite rose), les formations du Permo-Trias bien individualisées (couleur rouge), les deux unités du Viséen schisteux, les calcaires, les marnes et la végétation.

Dans une deuxième étape, nous avons utilisé les pixels étalonnés correspondant à chaque point de mesure sur le terrain (9 pixels, du fait de la différence de résolution entre les deux capteurs dans le VNIR et le SWIR, 15 m et 30 m) dans l'analyse spectrale. L'analyse consiste en une comparaison entre les spectres prototypes (figure 11) avec une projection de ces signatures prototypes (vecteur) dans un espace à n dimensions (nombre de bandes) et l'ensemble des pixels de l'image. Le résultat se présente sous forme d'une image de correspondance (des valeurs entre 0 et 1) ou une image d'abondance relative des prototypes.

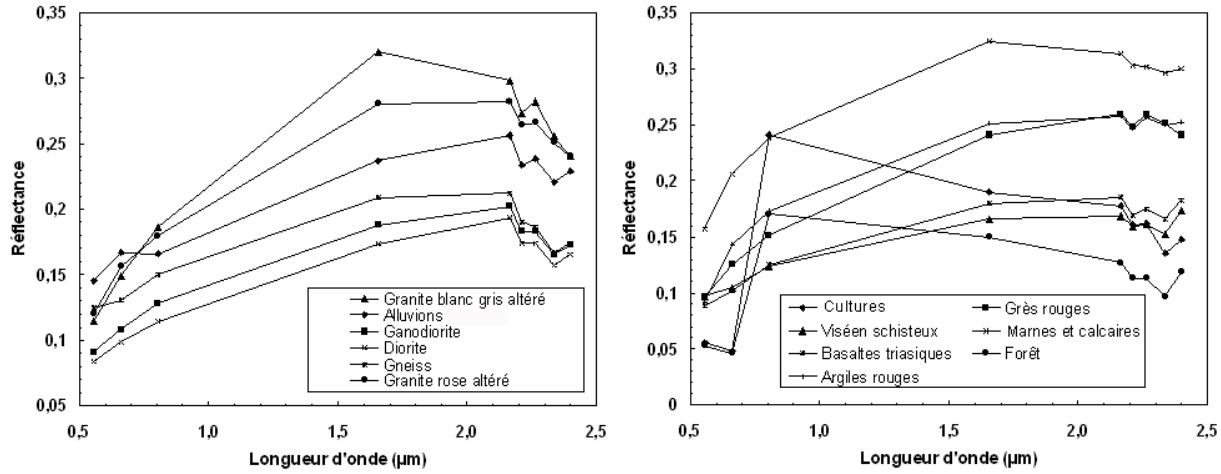


FIGURE 11 : Signatures prototypes utilisées dans la classification. *Image endmembers used in the classification.*

Les signatures de la diorite et de la granodiorite sont similaires (roches plutoniques intermédiaires). Ainsi, nous avons utilisé seulement la signature de la diorite dans l'analyse spectrale. De même, les signatures spectrales des granites roses ainsi que des granites blanc et gris très altérés sont similaires et elles ont été regroupées dans une seule classe. Les argiles rouges et les grès rouges ont des signatures qui se rapprochent, mais leur pente dans le visible et l'infrarouge proche sont différentes. Dans le SWIR, les argiles ont deux bandes d'absorption caractéristiques (bandes 6 et 8), alors que les grès rouges ont une seule bande d'absorption (bande 6). Cette caractéristique des argiles rouges est due à la présence de l'illite (Biron, 1982) ou de la calcite. La signature spectrale des basaltes triasiques se rapproche de celle des schistes viséens, car les basaltes sont altérés et ils sont déposés en alternance avec des couches minces d'argiles rouges (bande 6) et de calcaires lacustres (bande 8). Par contre, leur pente dans le visible (bandes 1 et 2) est différente (pente faible dans les schistes due à leur richesse en Fe^{2+}). Les alluvions sédimentées dans le lit de l'oued ont été classées dans une classe à part. Leur signature spectrale se caractérise par une faible pente dans l'infrarouge (bande 3) attribuable à leur richesse en oxydes de fer, alors que dans le domaine du SWIR, elle présente deux bandes d'absorption caractéristiques (bandes 6 et 8) car les alluvions sont constituées par un mélange de débris de différents types de roches affleurant dans la zone d'étude.

Sur les figures 12b, c et d, on présente les images d'abondance caractéristiques respectivement des cultures, des argiles rouges et des schistes viséens. Ces images permettent de voir la répartition de chaque composante spectrale. Par exemple, on peut voir que les cultures sont bien contrastées par rapport à la

végétation naturelle (forêt) du fait de leur forte activité chlorophyllienne (irriguée). Les argiles rouges sont très dominantes dans les formations rouges permo-triasiques à dominance argileuse (tMo, tIt, tIh, rTy, tAs) et les formations meubles quaternaires dans la plaine du Haouz (sols rouges). On peut voir aussi le contraste entre les grès rouges et les argiles rouges par leur différence caractéristique au niveau des bandes d'absorption (plateau de Yagour et de Tikhfert). L'abondance des schistes viséens (minéraux phylliteux, Al-OH) est plus contrastée par rapport à celle des basaltes triasiques.

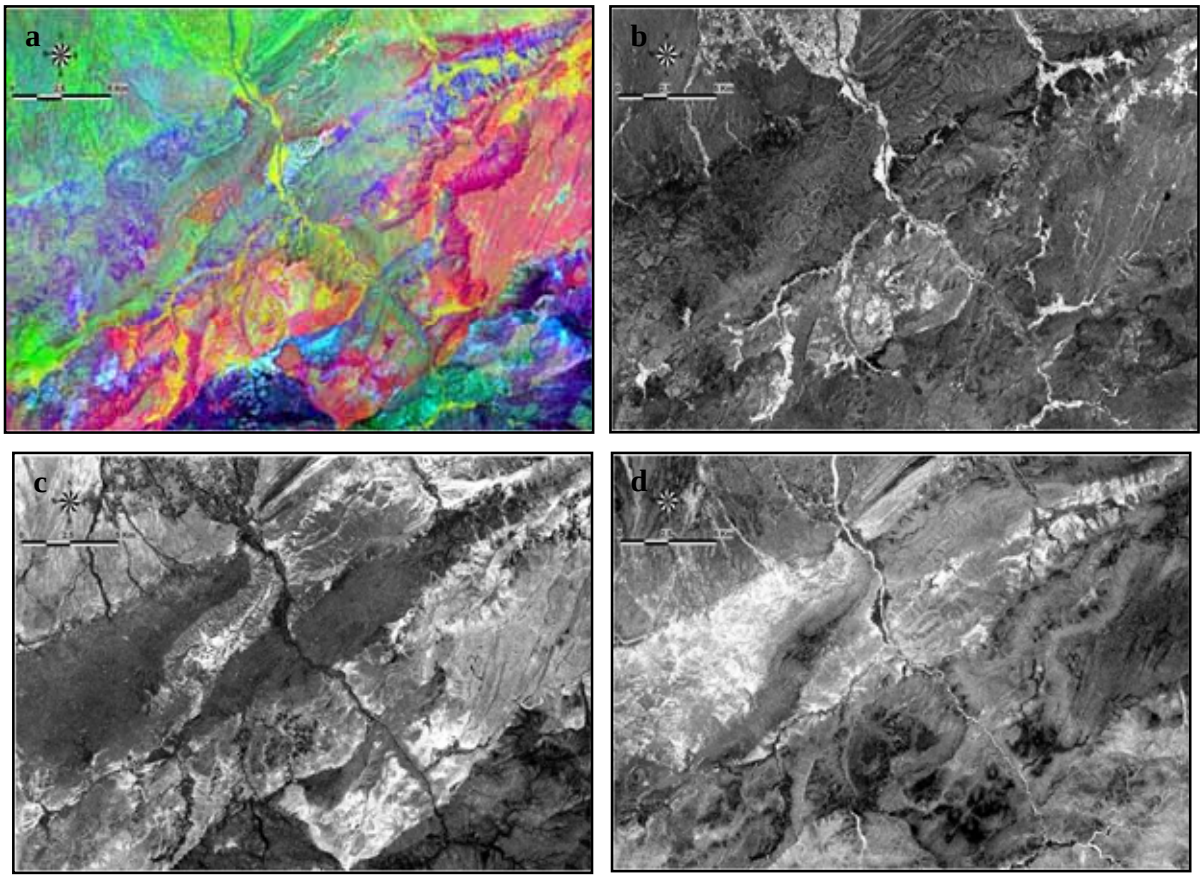


FIGURE 12: Synthèse couleur : a) composé coloré MNF 435 (R : MNF4, V : MNF3, B : MNF5). Résultats du filtrage adaptatif des cultures (b) des argiles rouges et (c) des schistes viséens ; image de 30 km par 20 km. *Colour composition : a) color composite image MNF 435 (R : MNF4, V : MNF3, B : MNF5). Matched filtering results for crops (b) red clays and (c) Visean shales ; 30 km by 20 km image.*

L'ensemble des images d'abondance relative de chaque signature prototype a été segmenté par seuillage pour obtenir les classes présentées sur la figure 13. Dans le seuillage, on prend les valeurs de correspondance supérieures à 0,5, car c'est cette composante qui domine le signal au capteur (Smith *et al.*, 1990). La comparaison du résultat avec la carte géologique permet de distinguer l'ensemble des faciès affleurant dans la zone d'étude. Il existe par contre des confusions qui s'expliquent par le degré d'altération de la surface et la végétation naturelle éparse (dominance inférieure à 0,5). Par exemple, la forte activité agricole (anthropique) sur le plateau de Timenkar a causé une confusion entre les argiles et les grès. Les zones non classées (blanc) sont liées à la forte hétérogénéité du milieu.

Dans la forêt, nous avons distingué deux classes en fonction de la forte correspondance avec la signature prototype, comparativement à l'indice de végétation TSAVI et à la réalité de terrain. Dans une première étape, nous avons masqué les cultures et nous avons segmenté les valeurs supérieures à 0,7, comme la forêt dense, et les valeurs entre 0,5 et 0,7, comme la forêt clairsemée. Dans cette classe, on peut voir l'effet d'exposition sur la répartition de la végétation. Les versants exposés au nord (Jbel Ifghane, Adrar

Agaiouar) présentent une végétation dense par rapport à ceux qui sont exposés au sud. Ceci est contrôlé par les effets atmosphériques. De plus, les arbres fruitiers sur les terrasses ont été classés avec la forêt (plaine du Haouz).

Le socle est bien classé car la végétation y est presque absente, mais il est très difficile de distinguer les différentes classes de roche du fait de leur composition minéralogique similaire dans les trois ensembles de roches acides, intermédiaires et basiques.

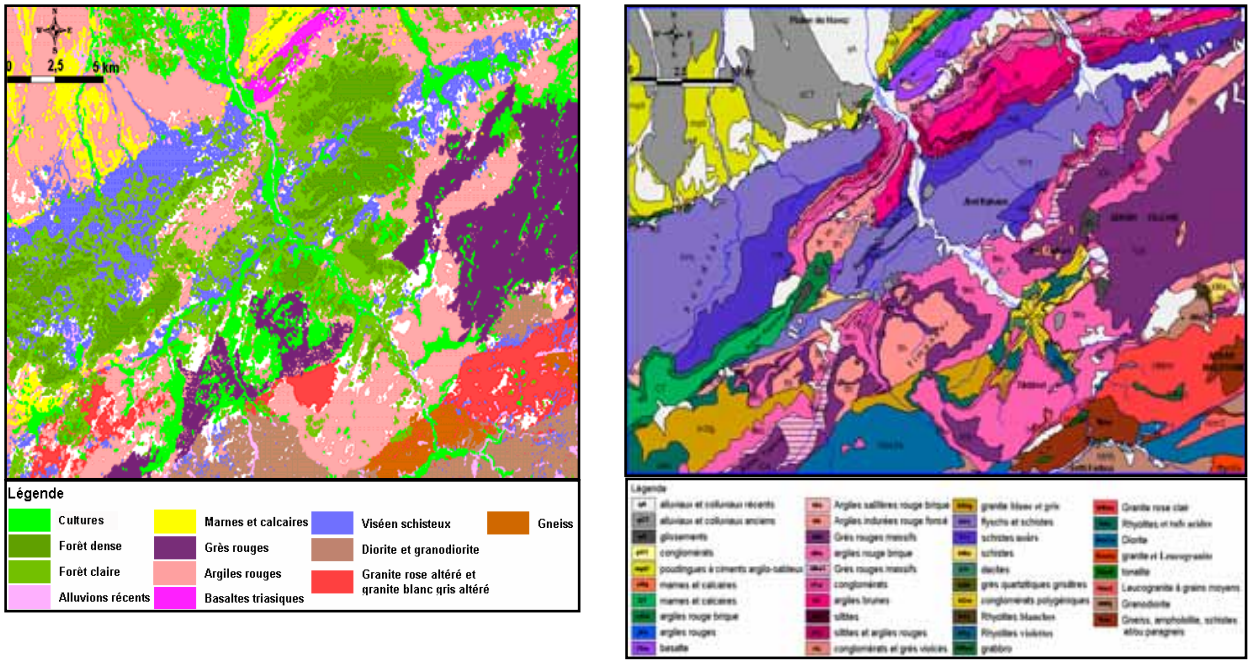


FIGURE 13. Résultat comparé de la segmentation par seuillage des images de correspondance ou d'abondance relative de chaque signature prototype et la carte géologique. Les pixels blancs sont des zones non classifiées. *Comparison of the segmentation result using thresholding of the correspondance or relative abundance images of each endmember with the geological map. White pixels are unclassified areas.*

4. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'utilisation des données acquises sur le terrain a permis une bonne caractérisation de l'ensemble des surfaces naturelles (sols, roches, végétation). Les diverses minéralogies ont été bien caractérisées par les différentes bandes d'absorption. Celles-ci sont liées au fer ferrique et ferreux dans le domaine du visible et de l'infrarouge proche alors que, dans l'infrarouge moyen, les bandes d'absorption des minéraux argileux (2,20 µm) ont permis de caractériser les formations rouges permo-triasiques, les formations meubles quaternaires et les schistes viséens. Les roches du socle cristallin, riches en feldspaths et en ferromagnésiens, présentent des bandes d'absorption des minéraux phylliteux à 2,20 µm (muscovite, feldspaths) dans les granites, les granodiorites, les diorites et les gneiss, alors que les minéraux riches en ferromagnésienne (biotite, amphibole, hornblende) ont des bandes d'absorption caractéristiques à 2,26, 2,32 et 2,35 µm.

L'étalonnage de l'image de réflectance du capteur ASTER (dans le VNIR et le SWIR), par rapport aux spectres acquis au sol, a permis d'éliminer le bruit instrumental dans le SWIR et les effets atmosphériques résiduels. De plus, les signatures spectrales des surfaces étudiées ont été retrouvées.

Les rapports de bandes et indices appliqués aux données image dans le VNIR (oxydes de fer) ont permis de bien caractériser les formations et les sols rouges. L'indice d'hématite de Madeira a donné le meilleur résultat. Les faciès ou les sols à dominance argileuse présentent les plus fortes valeurs de rapports (I_{hm}, IC21, bande 2 / bande 1). Ceci explique leur richesse en oxydes de fer, surtout en hématite et en goethite. Le rapport de la bande 1 sur la bande 2 a permis de mettre en relief les faciès où il y a plus de fer ferreux. Les rapports de bandes SWIR utilisant les bandes 5, 6, 7 et 8 ont permis de réaliser une cartographie des minéraux argileux dans leurs faciès (argilo-silteux) et leurs produits d'altération (schisteux, granitique). Le rapport utilisant les bandes 6, 7 et 8 a permis la séparation entre les argiles rouges et les grès rouges triasiques à cause de leur différence d'absorption dans la bande 6 et 8. Les argiles rouges ont deux bandes d'absorption, soit les bandes 6 et 8, du

fait de leur richesse en illite et aussi de la présence de calcite.

L'analyse spectrale par correspondance utilisant l'algorithme d'analyse spectrale par correspondance a permis de mettre en évidence l'ensemble des unités lithologiques de la zone d'étude. Les différents traitements appliqués à l'image étalonnée ont montré leur intérêt dans la caractérisation de ces types de surface à l'aide des données du capteur ASTER. Toutefois, il y a des limitations qui sont liées à ce type de milieu semi-aride caractérisé par une végétation éparse et un degré d'altération des roches.

Nous avons montré le potentiel des données du capteur ASTER pour la cartographie des zones à fort risque d'érosion en utilisant une approche indirecte pour la mise en évidence de ces zones, car les faciès riches en argiles ont un haut potentiel d'érosion une fois le couvert végétal détruit. Dans notre zone d'étude, nous avons utilisé la vallée d'Ammassine pour valider les résultats. Sur la figure 1, nous montrons les formes d'érosion présentes sur ces faciès permo-triasiques. En parallèle, la carte résultante de la classification ou les indices appliqués montrent la dominance des argiles rouges dans cette zone d'où le haut risque d'érosion que présente cette zone.

Nos perspectives de recherches portent sur l'approfondissement de certains points soulevés à travers les traitements appliqués à l'image, comme la corrélation entre les rapports de bandes et les indices spectraux des bandes dans le VNIR et la teneur en oxydes de fer (hématite et goethite), la corrélation entre les rapports des bandes dans le SWIR et la minéralogie des argiles des formations rouges triasiques ainsi que les minéraux argileux provenant de l'altération (gibbsite, kaolinite). Pour cela, nous envisageons établir des corrélations entre la gibbsite et les rapports combinant les bandes 6 à 8, car la gibbsite est le seul minéral argileux qui a une forte absorption dans la bande 7 (figure 9).

Finalement, l'évaluation des données thermiques du capteur ASTER va compléter les informations que l'on a pu extraire dans le visible, l'infrarouge proche et l'infrarouge moyen, car plusieurs minéraux comme le quartz et les feldspaths formant les roches ont des émissivités caractéristiques dans le domaine thermique.

Remerciements

Nous remercions l'Agence universitaire de la Francophonie (AUF) pour la bourse de formation à la recherche, le Centre d'applications et de recherches en télédétection (CARTEL) et l'Université de Sherbrooke pour son soutien scientifique, l'utilisation de ses laboratoires et de ses appareils de mesure. Nous remercions la Direction régionale des eaux et forêts de Marrakech pour son soutien logistique lors de la mission de terrain, le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) (subvention RGP6043 de Ferdinand Bonn) pour son soutien financier durant toutes les étapes de réalisation de ce travail. Nous tenons à remercier également Patrick Cliche, du Laboratoire de spectroradiométrie de l'Université de Sherbrooke, pour son soutien technique lors des travaux sur le terrain et Paul Gagnon pour son aide dans l'amélioration linguistique du texte.

Références

Abrams, M. and Hook, S.J. (1995) Simulated Aster Data for Geologic Studies. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 33, n° 3, p. 692-699.

Aït Fora, A. (1995) Modélisation spatiale de l'érosion hydrique dans un bassin versant du Rif marocain : validation de l'approche géomatique par la sédimentologie, les traceurs radioactifs et la susceptibilité magnétique des sédiments. Thèse de doctorat, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke (Québec), 251 p.

Biron, P.E. (1982) Le permo-trias de la région de l'Ourika (Haut Atlas de Marrakech, Maroc) : Lithostratigraphie, sédimentologie, tectonique et minéralisation. Thèse de 3e cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 2 tomes, 170 p.

Boardman, J.W. and Kruse, F.A. (1994) Automated spectral analysis : a geological example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada. In Proceedings of ERIM Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor (MI), p. 407-418.

Bonn, F. et Escadafal, R. (1996) La télédétection appliquée aux sols. In Bonn, F. (dir.) Précis de télédétection, vol. 2 - Applications thématiques, Chapitre 3. Presses de l'Université du Québec / AUPELF, Sainte-Foy, p. 91-136.

Chikhaoui, M., Bonn, F. et Merzouk, A. (2004) Cartographie de la fraction argileuse du sol dans le Rif marocain à l'aide du capteur ASTER et de l'analyse géostatistique. Géomatique, vol. 14, p. 359-377.

Chikhaoui, M. (2005) Apport des données ASTER et d'un réseau de neurones à rétropropagation à la modélisation de la dégradation du sol d'un bassin marneux du Rif marocain. Thèse de doctorat, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, Sherbrooke (Québec), 170 p.

Crowley, J.K., Brickey, D.W. and Rowan, L.C. (1989) Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: mineral discrimination using relative absorption band-depth images. Remote Sensing of Environment, vol. 29, p. 121-134.

Davey, B.G., Russel, J.D. and Wilson, M.J. (1975) Iron oxide and clay minerals and their relation to colours of red and yellow podzolic soils near Sydney, Australia. Geoderma, vol. 14, p. 125-138.

Devineau, J. L. et Zombre, N. P. (1995) Utilisation de l'indice de rougeur de Madeira pour la reconnaissance des sols de la région de Bondoukuy (ouest burkinabé) à partir d'images satellitaires SPOT. Actes du Symposium : Surveillance des sols dans l'environnement par télédétection et systèmes d'information géographique. International AISS (groupes de travail RS et DM), Ouagadougou (Burkina Faso), 6 au 10 février 1995, p. 121-134.

El Qayedy, J., El Mahiri, L. et Aabir, S. (2001) Étude environnementale, géotourisme et promotion culturelle dans la vallée de l'Ourika : cartographie thématique à base du Système d'Information Géographique (SIG). Mémoire de D.E.S.A, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech, 192 p.

Escadafal, R. (1989) Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection. Études et thèses, ORSTOM, Paris, 312 p.

Escadafal, R. (1993) Remote sensing of soil color : principles and applications. Remote Sensing Reviews, vol. 7, p. 261-279.

Escadafal, R. (1998) Relationships between satellite-based radiometric indices simulated using laboratory reflectance data and typic soil color of arid environment. Remote Sensing of Environment, vol. 66, p. 17-28.

Escadafal, R. and Huete A. R. (1991) Improvement in remote sensing of low vegetation cover in arid regions by correcting vegetation indices for soil noize. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, no 312, Série II, Paris, p. 1385-1391.

Fujisida, H., Sakuma, F., Ono, A. and Kudho, M. (1998) Design and pre-flight performance of ASTER instrument protoflight model.

IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 36, p. 1152-1160.

Grove, C.I., Hook, S.J. and Paylor, E.D. (1992) Laboratory reflectance spectra for 160 minerals 0.4-2.5 micrometers. JPL Publication 92-2, Jet Propulsion Laboratory, Padadena, (CA), http://asterweb.jpl.nasa.gov/speclib/

Haboudane, D. (1999) Intégration des données spectrales et géomorphométriques pour la caractérisation de la dégradation des sols et l'identification des zones de susceptibilité à l'érosion hydrique. Thèse de doctorat, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke (Québec), 180 p.

Haboudane, D., Bonn, F., Royer, A, Sommer, S. and Mehl, W. (2002) Land degradation and erosion risk mapping by fusion of spectrally based information and digital geomorphometric attributes. International Journal of Remote Sensing, vol. 18, p. 3795-3820.

Harsanyi, J.C. and Chang, C.I. (1994) Hyperspectral image classification and dimensionality reduction : An orthogonal subspace projection approach. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 32, p. 779-785.

Hewson, R.D., Cudahy, T.J., Mizuhiko, S., Ueda, K. and Mauger, A.J. (2005) Seamless geological map generation using ASTER in the Broken Hill-Curnamona province of Australia. Remote Sensing of Environment, vol. 99, p. 159-172.

Hunt, G. R. (1977) Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near- infrared. Geophysics, vol. 42, n° 3, p. 501-513.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W. and Lenhoff, C.J. (1971) Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks, III. Oxides and hydroxides. Modern Geology, vol. 2, p. 195-205.

Iwasaki, A., Fujisada, H., Akao, H., Shindou, O. and Akagi, S. (2001) Enhancement of spectral separation performance for ASTER / SWIR. Infrared Spaceborne Remote Sensing IX, San Diego, California, The International Society for Optical Engineering, vol. 4486, p. 42-50.

Iwasaki, A. and Tonooka, H. (2005) Validation of a Crosstalk Correction Algorithm for ASTER / SWIR. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 43, n° 12, p. 2747-2751.

Iwasaki, A. and Oyama, E. (2005) Correction of Stray Light and Filter Scratch Blurring for ASTER Imagery. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 43, n° 12, p. 2763-2768.

Jackson, R.D., Pinter, P.J., Reginato, R.J., Robert, J. and Idso, S.B. (1980) Hand-held radiometry. Agricultural Reviews and Manuals ARM-W-19, U.S. Department of Agriculture, Science and Education Administration, Phoenix (Arizona), 66 p.

Karamanova, L.A. (1981) Effect of various iron compounds on the spectral reflectance and color of soils. Soviet Soil Science, vol. 5, p. 53-60.

Longhi, I., Sgavetti, M., Chiari, R. and Mazzoli, C. (2001) Spectral analysis and classification of metamorphic rocks from laboratory reflectance spectra in the 0.4-2.5 µm interval : a tool for hyperspectral data interpretation. International Journal of Remote Sensing, vol. 22, n° 18, p. 3763-3782.

Madeira, J. (1993) Étude qualitative des relations constituants minéralogiques-réflectance, diffusion des latosols brésiliens : applications à l'utilisation pédologique des données satellitaires TM (région de Brasilia). Collection Études et Thèses, ORSTOM, Paris, 236 p.

Madeira, J., Bedidi, A., Pouget, J., Cervelle, B. and Flay, N. (1997) Spectrometric indices of hematite (Hm) and goethite (Gt) content in lateritic soils : Application to a Thematic Mapper (TM) image for soil mapping in Brasilia, Brazil. International Journal of Remote Sensing, vol. 18, n° 13, p. 2835-2852.

Michard, A. (1976) Éléments de géologie marocaine. Note et mémoires, Service géologique du Maroc, Rabat, n° 252.

Nefly, M. (1998) Le massif cristallophyllien précambrien de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech, Maroc) : Exemple d'un dôme gneissique d'origine diapirique. Thèse de doctorat, Université Hassan II, Casablanca, KU Leuven, Belgique, 176 p.

Pouget, M., Madeira, J., Le Floc'h, E. et Kamal, S. (1991) Caractéristiques spectrales des surfaces sableuses de la région côtière nord-ouest de 1'Egypte : application aux données satellitaires SPOT. Deuxièmes Journées de Télédétection, Bondy, 4-6 décembre 1990. Colloques et séminaires, ORSTOM, Paris, p. 27-38.

Proust, F. (1961) Étude stratigraphique et structurale du bloc oriental du massif ancien du Haut Atlas (Maroc). Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 272 p.

Research Systems Inc. (2003) ENVI 4.0 User's Guide. Boulder (CO), 1284 p. http://www.ittvis.com/envi/.

Robert, M., Veneau, G. et Hervio, M. (1983) Influence des polycations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles. Science du sol, vol. 3-4, p. 235-251.

Rowan, L.C. and Mars, J.C. (2003) Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. Remote Sensing of Environment, vol. 84, p. 350-366.

Rowan, L.C., Simpson, C.J. and Mars, J.C. (2004) Hyperspectral analysis of the ultramafic complex and adjacent lithologies at Mordor, NT, Australia. Remote Sensing of Environment, vol. 91, p. 419-431.

Rowan, L.C., Mars, J.C. and Simpson, C.J. (2005) Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). Remote Sensing of Environment, vol. 99, p. 105-126.

Segal, D.B. and Merin, I.S. (1989) Successful Use of Landsat Thematic Mapper Data for Mapping Hydrocarbon Microseepage-Iduced Minearologic Alteration, Lisbon Valley, Utah. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 55, n° 8, p. 1137-1145.

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, Série Pédologie, vol. 7, p. 113-236.

Service Géologique du Maroc (2001) Carte géologique de Douar Eçour. Note et mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat, n°421, 1 : 50 000.

Service Géologique du Maroc (2002a) Carte géologique de l'Arbaa Tighdwine Note et mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat, n°445, 1 : 50 000.

Service Géologique du Maroc (2002b) Carte géologique de Tahnaout. Note et mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat, n°446, 1 : 50 000.

Smith, M.O., Ustin, S.L., Adams, J.B. and Gillespie, A.R. (1990) Vegetation in deserts : I. A regional measure of abundance from multispectral images. Remote Sensing of Environment, n° 31, p. 1-26.

Yamaguchi, Y. and Naito, C. (2003) Spectral indices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. International Journal of Remote Sensing, vol. 24, n° 22, p. 4311-4323.

Teillet, P.M., Guindon, B. and Goodenough, D.G. (1982) On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 8, n° 2, p. 84-106.

Tourani, A. (1988) Étude sédimentologique, micropaléotologique et ichnologique du Carbonifère inférieur dans le Haut Atlas de Marrakech (Maroc). Thèse de 3è cycle, Laboratoire de sédimentologie, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 147 p.

Vogel, D.E, Missotten, R. et Desutter, F. (1980) Carte géologique du Maroc au 1 : 100 000, feuille Oukaïmeden-Toubkal, Note explicative, Mémoire, KU Leuven, p. 131.