Télédétection, 2004, vol. 4, n°3, p. 251–262
Droit de photocopie soumis à l'autorisation

© 2004 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions scientifiques GB*
Imprimé en France

ÉTUDE SPECTRORADIOMÉTRIQUE DES ROCHES DES JEBILET CENTRALES (MAROC) : PERSPECTIVE D'UTILISATION DE LA TÉLÉDÉTECTION HYPERSPECTRALE POUR LA CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE

ABDERRAZAK EL-HARTI[1,a], ABDERRAZAK BANNARI [a], MOSTAFA BACHAOUI [b], EL-MOSTAFA AARAB [c] et ADBERRAHMENE EL-GHMARI [b]

[a] *Laboratoire de télédétection et de géomatique de l'environnement, Département de géographie, Université d'Ottawa, 60, rue Université, Ottawa (Ontario) K1N 6N5. Téléphone : (613) 562-5800 (poste 1042) ; télécopieur : (613) 562-5145 courriel [(1)] : abannari@uottawa.ca ;*

[b] *Laboratoire de télédétection et système d'information géographique appliqués aux géosciences et à l'environnement, Faculté des sciences et techniques, Université Cadi Ayyad, Béni-Mellal, Maroc*

[c] *Laboratoire de pétrologie, Département de géologie, Université Cadi Ayyad Faculté des sciences Semlalia, Marrakech, Maroc*

(soumis : 1er mars 2004 ; révisé : 13 mars 2004 ; accepté 20 avril 2004)

Dans la perspective d'utiliser la télédétection hyperspectrale pour la cartographie géologique et minérale dans la région des Jebilet centrales, au Maroc, les signatures spectrales des roches métamorphiques schisteuses, magmatiques acides, basiques et ultrabasiques et des roches de chapeaux de fer ont été analysées. Les échantillons ont été mesurés au laboratoire à l'aide d'un spectroradiomètre ASD entre 350 et 2500 nm. Également, la minéralogie et la géochimie de ces faciès ont été analysées afin d'étudier le potentiel de la spectroradiométrie comme indicateur de la minéralogie. À la lumière des résultats obtenus, nous constatons que les signatures spectrales des quatre groupes de roches considérés sont bien distinctes et montrent des fenêtres d'absorption de différents minéraux, ce qui permettrait d'effectuer la cartographie géologique du site d'étude à partir de l'imagerie hyperspectrale. Toutefois, bien que les signatures spectrales soient de bons indicateurs du degré d'altération des roches, elles ne permettent pas de déterminer leur minéralogie de façon exacte.

Mots-clefs : spectroradiométrie ; télédétection ; hyperspectral ; géologie ; minéralogie ; pétrographie.

SPECTRORADIOMETRY STUDY OF THE ROCKS OF THE CENTRAL JEBILET (MOROCCO): PROSPECT FOR USE OF TELEDETECTION HYPERSPECTRALE FOR THE GEOLOGICAL CARTOGRAPHY

With the objective to use hyperspectral remote sensing in geological and mineral mapping in the region of central Jebilet in Morocco, the spectral signatures of the schist metamorphic rocks, acid magmatic rocks, basic and ultra-basic magmatic rocks and the iron caps rocks were analyzed. The samples were measured at the laboratory using an ASD spectroradiometer between 350 and 2500 nm. Also, the mineralogy and the geochemistry of these rocks were analyzed in order to study the potential of spectroradiometry as an indicator of the mineralogical content. The results show a very good distinction between the spectral signatures of the rocks and illustrate the absorption bands of various minerals ; these show the potential of hyperspectral imagery for geological mapping. However, although the spectral signatures are good indicators of the rocks alteration degree, they do not allow us the possibility to determine their mineralogy accurately.

Keywords : remote sensing ; hyperspectral ; spectroradiometry ; geology ; mineralogy ; petrography.

1. INTRODUCTION

Depuis le lancement du premier satellite d'observation de la Terre, en 1972, les développements méthodologique et technique de la cartographie géologique et minérale à partir d'images de télédétection multibande ont été suffisamment améliorées (Resmini *et al.,* 1997). Toutefois,

malgré cette révolution dans le domaine d'acquisition de l'information à partir de l'espace, la cartographie géologique à partir des capteurs multibandes a longtemps été limitée par les faibles résolutions spatiales et spectrales (Hunt and Salisbury, 1976 ; Hunt *et al.,*1974 ; Hunt, 1979 ; Blom *et al.*, 1980 ; Bonn, 1996 ; Longhi *et al.*, 2001 ; Gallie *et al.*, 2002). Par ailleurs, durant la dernière décennie, l'apparition d'une nouvelle génération de capteurs à très haute résolution spatiale (HRS de SPOT-5, Quickbird, Ikonos, *etc.*) et spectrale (capteurs hyperspectraux) a fait de la télédétection un outil technologique de première importance pour la gestion et l'aménagement des ressources naturelles en général et pour la cartographie géologique en particulier. En effet, la télédétection hyperspectrale est un domaine qui commence à s'imposer comme nouvelle technologie de télédétection optique pour la cartographie géologique et minérale (Curran, 1994 ; Rubin, 1993 ; Resmini *et al.,* 1997 ; Clark *et al.*, 1990 ; Kruse *et al.*, 1990 ; Clark and Swayze, 1995 ; Beratan *et al.*, 1993, 1997). Au début des années 1990, la spectroradiométrie hyperpectrale a été utilisée pour la première fois pour identifier des zones potentielles à la découverte des minéraux et des métaux précieux, surtout les dépôts d'or, dans le Carlin Gold Mine et dans la Cedar Mountain au Nevada (Murphy, 1995; Ferrier and Wadge, 1996). À ce jour, plusieurs capteurs hyperspecraux aéroportés (AVIRIS, GERIS, CASI, Probe-I, HYDIS, *etc.*) et satellitaires (MERIS, Hyperion et CHRIS) sont en phase d'expérimentation, tandis que d'autres capteurs satellitaires en voie de conception (HERO au Canada et SpectralSat au U.S.A.) seront très bientôt en orbite. Ce développement ouvrira de nouvelles perspectives pour l'opérationalisation de la télédétection hyperspectrale spatiale (Staenz, 1992).

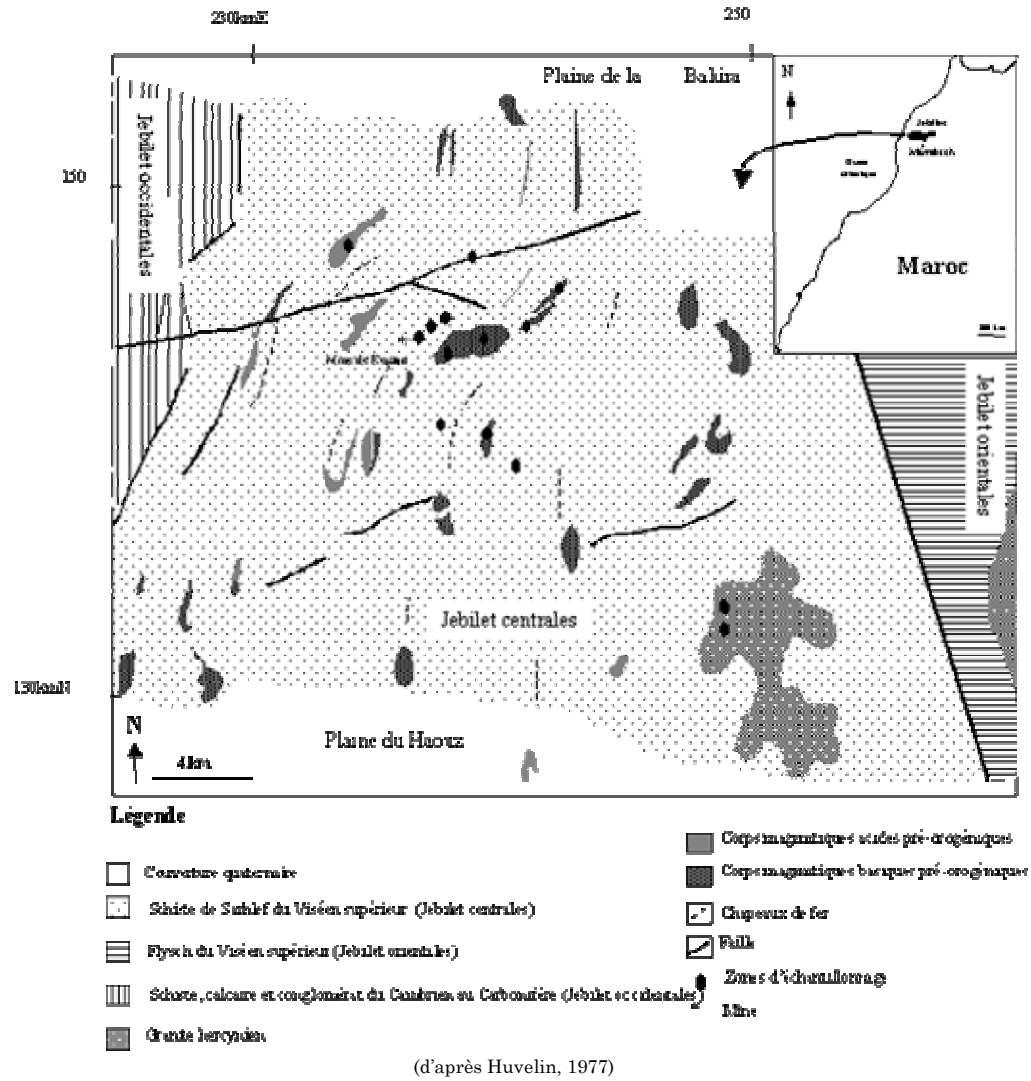
L'imagerie hyperspectrale consiste en une acquisition simultanée d'images en de nombreuses bandes spectrales étroites et contiguës. Dans ce type d'imagerie, chaque pixel est pourvu d'une signature spectrale détaillée entre 350 et 2 500 nm, permettant un examen beaucoup plus approfondi que ne pourraient le faire les données de télédétection multibandes acquises en quelques bandes larges et non contiguës (Staenz, 1992). En effet, étant donné que les capteurs hyperspectraux peuvent avoir jusqu'à 300 bandes spectrales, l'identification de faciès, de minéraux ou d'assemblages minéralogiques devient relativement facile (Goetz and Herring, 1989 ; Kruse and Hauff, 1991). Évidemment, les spectres de roches présentent des bandes d'absorption typiques qui sont, en général, des indicateurs indirects des compositions minéralogique et chimique des faciès. La plupart des fenêtres d'absorption observées dans les signatures spectrales des minéraux sont dues à des transitions électroniques produites par le fer sous forme d'ions ferreux Fe^{2+} ou ferriques Fe^{3+} (Guyot, 1989). Bien que le fer ne soit pas l'un des principaux composants de nombreux minéraux, il peut également se substituer facilement dans les formes cristallines octaédriques à Al^{3+} et Mg^{2+}, et parfois même au silicium dans les formes tétraédriques. Les processus vibratoires qui conduisent à l'apparition de bandes d'absorption au niveau des signatures spectrales correspondent à la vibration de l'anion entier, qui le fait comme une seule entité à l'intérieur du réseau cristallin. C'est le cas, en particulier, des anions OH^- et CO_3^- (Bothorel *et al.,* 1984). Les bandes d'absorption produites par ces processus vibratoires sont généralement plus étroites que celles des transitions électroniques et apparaissent dans le proche et le moyen infrarouge. Quant à la présence d'eau dans les minéraux sous ses différents états (piégée, inter-cristalline ou adsorbée), elle se manifeste par des bandes d'absorption caractéristiques à 1,45, 1,95 et 2,5 μm. Les caractéristiques de ces fenêtres d'absorption peuvent être des indicateurs de l'état de l'eau présente dans le minéral (Goetz and Herring, 1989 ; Guyot, 1989).

Le but de cette recherche est une analyse spectroradiométrique entre 350 et 2 500 nm des roches des Jebilet centrales au Maroc afin de localiser les bandes spectrales les plus discriminantes pour les différentes formations géologiques dans la perspective d'une meilleure exploitation de l'imagerie hyperspectrale pour la cartographie géologique et minérale. Nous avons essayé d'établir, entre autres, une relation entre la minéralogie, la géochimie et la spectroradiométrie des roches considérées dans cette étude. Il est pertinent de noter ici qu'il y a vingt ans, Bothorel *et al.* (1984) ont réalisé une étude spectroradiométrique sur le même site d'étude (Jebilet centrales au Maroc) en considérant uniquement les régions du visible et du proche infrarouge (400 et 1 100 nm). Leur objectif était l'utilisation des données multibandes du capteur HRV (*haute résolution dans le visible*) de SPOT afin de caractériser les chapeaux de fer rencontrés dans cette région. Toutefois, l'originalité de la présente recherche réside au niveau de l'exploitation du domaine spectral allant de 350 à 2 500 nm, dont le moyen infrarouge est le domaine spectral semble le mieux approprié pour la cartographie minérale et géologique. Aussi, nous considérons toutes les classes de roches existantes sur le site d'étude en tenant compte de leur minéralogie et de leur géochimie.

2. MATÉRIEL ET MÉTHODE

2.1. Site d'étude

Cette étude a été faite sur la boutonnière des Jebilet (petites montagnes) centrales du Maroc (figure 1). Ce site d'étude a été choisi à cause de sa diversité lithologique, l'absence du couvert végétal, son potentiel minier et la richesse des études géologiques déjà effectuées dans le secteur par les méthodes conventionnelles (Huvelin, 1977 ; Aarab, 1995 ; El-Harti, 1995). Le massif des Jebilet est l'un des principaux affleurements des terrains paléozoïques du Maroc. Il est situé à environ 8 km au nord de Marrakech et s'étend, en direction est-ouest, sur une longueur de 170 km et une largeur de 7 à 40 km (8° 20' O, 7° 40' O; 31° 40' N, 32° N). Il forme une suite de petites collines allongées selon la direction NNE-SSO à NE-SO, d'altitudes variables entre 500 et 900 m. La géologie du secteur se caractérise par la juxtaposition de trois grandes unités, qui sont de l'ouest à l'est : *1)* l'unité des Jebilet occidentales, *2)* l'unité des Jebilet centrales et *3)* l'unité des Jebilet orientales (Huvelin, 1977). Les Jebilet occidentales se composent de schistes, de calcaires et de conglomérats dont l'âge varie du Cambrien au Carbonifère. Les Jebilet centrales sont formées d'une série schisteuse datée du Viséen supérieur (schiste de Sarhlef).



(d'après Huvelin, 1977)

FIGURE 1 Carte géologique simplifiée du secteur d'étude. *Simplified geological map of the study site (After Huvelin, 1977).*

Cette série est intensément déformée et métamorphisée, et comporte un cortège magmatique acide et basique varié. Cette unité présente un potentiel minier important d'amas sulfurés stratiformes, orientés NNE-SSO, de plomb, de zinc, de cuivre et d'argent, dont les chapeaux de fer affleurent le long de couloirs de cisaillement de même direction. Les Jebilet orientales se composent d'une série flyschoïde d'âge Viséen supérieur.

Les roches faisant l'objet de mesures spectroradiométriques, d'analyses pétrographi-ques et géochimiques ont été échantillonnées dans la boutonnière des Jebilet centrales de façon à couvrir tous les faciès géologiques de cette zone. Quatorze échantillons ont été sélectionnés et subdivisés en fonction des affinités pétrographiques et géochimiques en quatre groupes : *1)* les schistes, *2)* les chapeaux de fer des amas sulfurés, *3)* les roches magmatiques basiques et ultrabasiques et *4)* les roches magmatiques acides.

2.2. Données pétrographiques et géochimiques

Une campagne de terrain a été entreprise à l'automne 2001 dont le but d'avoir une idée sur la réalité de terrain et de prélever des échantillons pour les analyses spectroradiométriques, pétrographiques et géochimiques. Le choix des échantillons a été minutieux pour assurer une bonne représentativité de chaque faciès et de la réalité de terrain. Pour l'étude pétrographique des roches, une série de lames minces a été confectionnée au laboratoire et étudiée au microscope. Les résultats de cette étude sont résumés sur le tableau 1. Pour leur part, les analyses chimiques des éléments majeurs des différentes roches ont été effectuées sur des poudres de roches totales par fluorescence X. Dix échantillons de chaque faciès ont été analysés et les moyennes des résultats ont été retenues. Les résultats de ces analyses chimiques sont présentés sur le tableau 2. Les commentaires et les interprétations des tableaux 1 et 2 seront abordés dans la section 3 portant sur l'analyse des résultats.

Notons que la télédétection hyperspectrale est utilisée pour la cartographie des minéraux d'altération. Dans la région d'étude, les altérations superficielles des roches sont de type ferrugineux et se développent au voisinage des chapeaux de fer et dans les corps magmatiques basiques et ultrabasiques.

Les altérations hydrothermales (profondes) sont homogènes dans toutes les Jebilet centrales à cause de l'uniformité du degré du métamorphisme régional.

Les variations interclasses des altérations hydrothermales observées sont liées aux variations minéralogiques et géochimiques des faciès altérés. Lors de l'échantillonnage sur le terrain, une attention particulière a été prêtée à cette caractéristique propre au site d'étude.

TABLEAU 1 Caractéristiques pétrographiques des roches des Jebilet centrales. *Petrographic characteristics of the central Jebilet rocks.*

Roche	**Couleur**	**Minéralogie**
Sériciteschiste	Gris clair	Quartz+plagioclase (50 %), muscovite+chlorite (50 %)
Chloritoschiste	Vert foncé	Quartz+plagioclase (20 %), muscovite+chlorite (80 %)
Schiste rubéfié	Rouge brique	Quartz+plagioclase (20 %), muscovite+chlorite (70 %), oxydes de fer (10 %)
Chapeau de fer	Rouge brique	Hématite (50 %), goethite (50 %)
Remplissage quartzeux des failles	Blanc rouillé	Quartz
Wehrlite plagifère	Très sombres	Olivine (65 %), plagioclase (23 %), clinopyroxène (10%), spinelle (2 %)
Mésogabbro	Sombre	Plagioclases (55 %), olivine (25 %), clinopyroxène (20%)
Leucogabbro	Grise	Plagioclase (70 %), clinopyroxène (25 %), olivine (5 %)
Dolérite	Gris sombre	Plagioclases (50 %), clinopyroxènes (47 %), minéraux opaques (3 %)
Lamprophyre	Grise	Plagioclase (40 %), amphibole (35 %), biotite chloritisée (10 %), minéraux opaques (4 %), quartz et orthose (6 %)
Granitoïde	Gris claire	Feldspath potassique (43 %), quartz (32 %), biotite (15%), plagioclase (10 %)
Leucogranite	Beige	Feldspath potassique (60 %), quartz (25 %), plagioclase (10 %), muscovite (5 %)
Trondhjemite	Beige rouillé	Phénocristaux de plagioclase (11 %) noyés dans un fond quartzo-feldspathique

TABLEAU 2 Analyses géochimiques des roches des Jebilet centrales. Geochemical analyses of the central Jebilet rocks.

	W	MG	LG	DOL	Lamp	Trj	Gran	Lgran	Ssch	Csch	SchRub	ChapFer
SiO2	40,33	48,99	46,78	48,33	51,89	74,96	68,39	75,78	64,15	62,44	60,25	13,67
Al2O3	7,19	15,19	22,41	15,42	16,25	12,82	14,49	13,83	12,25	12,57	5,38	0,62
TiO2	0,43	1,26	0,41	1,00	1,61	0,39	0,62	0,2	0,75	0,58	0,4	0,33
Fe2O3	10,07	9,35	4,67	9,53	9,15	2,11	4,24	0,44	4,25	5,17	21,7	70
MnO	0,16	0,18	0,09	0,15	0,15	0,03	0,07	0,01	0,08	0,09	0,005	0,09
MgO	28,05	8,34	7,16	9,75	4,11	0,34	1,09	0,22	7,25	6,83	0,03	1,16
CaO	5,08	10,42	12,57	10,78	4,09	2,73	1,71	0,43	5,26	4,95	0,34	0,04
Na2O	0,22	2,27	2,23	1,78	4,84	4,54	2,75	1,2	3,55	3,22	0,87	0,41
K2O	0,17	0,60	0,45	0,50	2,41	0,55	4,62	5,89	0,95	0,94	0,43	0,24
P2O5	0,11	0,22	0,06	0,14	0,93				0,15	0,17	0,23	0,56
PF	7,97	2,83	3,13	3,01	2,7	1,51	1,1	1,01	1,26	2,67	10,58	11,96
TOTAL	100,07	99,87	99,87	100,31	98,13	100,00	99,08	99,01	99,9	99,62	100,22	99,08

W : wehrlite plagifère, MG : mésogabbro, LG : leucogabbro, Dol : dolérite, Lamp : lamprophyre, Trj : trondhjemite, Gran : granitoïde, Lgran : leucogranite, Ssch : séricitoschiste, Csch : chloritoschiste, SchRub : schiste rubéfié, ChapFer : chapeau de fer

2.3. Données spectrales

Les mesures spectroradiométriques ont été effectuées à l'aide du spectroradiomètre ASD, *Analytical Spectral Devices*. Cet instrument est doté de trois détecteurs qui opèrent dans le visible, le proche et le moyen infrarouge, soit entre 350 et 2 500 nm. Il permet un balayage spectral continu avec un pas d'échantillonnage de 1,4 nm dans les régions spectrales de 350 à 1 000 nm et de 2 nm dans les régions de 1 000 à 2 500 nm. Le système rééchantillonne les mesures à un pas de 1 nm, ce qui permet l'acquisition de 2 151 bandes contiguës par spectre. Le capteur se caractérise par la capacité de programmation du temps d'intégration, ce qui permet une excellente performance du rapport signal/bruit, ainsi qu'une grande stabilité (ASD Inc., 1999).

Les mesures ont été effectuées au laboratoire sur les surfaces naturelles des échantillons en utilisant une lampe halogène de 500 W dotée d'un régulateur du courant électrique. Les données ont été acquises au nadir avec un angle d'éclairement d'environ 5° par rapport à la verticale, et un FOV (*Field of View*) de 25°. Le spectroradiomètre était installé sur un trépied à une hauteur d'environ 14 cm de la cible, ce qui permet d'observer une surface d'environ 38 cm². Un rayon laser a été utilisé pour localiser le centre de la fibre optique du ASD par rapport au centre de chaque échantillon. Le facteur de réflectance de chaque cible a été calculé conformément à la méthode décrite par Jackson *et al.* (1980), en utilisant l'équation suivante :

$$\rho_{cible} = \frac{L_{cible}}{L_{réf}} \cdot \frac{\rho_{réf}}{C} \quad (1)$$

où

ρ_{cible} est la réflectance de la cible,

$\rho_{réf}$ est la réflectance de la surface de référence,

L_{cible} est la luminance de la cible mesurée par le spectroradiomètre,

$L_{réf}$ est la luminance de la surface de référence mesurée par le spectroradiomètre,

C est le facteur de correction relatif à la surface de référence.

3. ANALYSE SPECTRORADIOMÉTRIQUE DES ROCHES

Dans les sous sections suivantes, nous allons analyser la spectroradiométrie des roches considérées dans cette étude avec une mise au point sur les longueurs d'ondes les plus discriminantes pour les différentes formations géologiques. Nous établissons, entre autres, des relations entre leur minéralogie, leur géochimie et leur spectroradiométrie.

3.1. Signatures spectrales des schistes

Les schistes de Sarhlef sont le faciès dominant des Jebilet centrales. Il s'agit de roches métamorphiques schisteuses, à débit en feuillets parallèles selon le plan de schistosité régionale hercynienne de direction NNE-SSO. On distingue deux faciès : des séricitoschistes et des chloritoschistes. D'après les analyses pétrographiques, ces faciès sont formés de quartz, de plagioclase et de micas, mais avec un peu plus de micas dans les chloritos-

chistes (tableau 1). Les analyses géochimiques montrent que ces deux faciès sont de composition géochimique presque similaire (tableau 2).

Sur la figure 2, on présente les signatures spectrales des deux faciès. On constate que leurs réflectances sont bien distinctes dans le visible et l'infrarouge (proche et moyen), notamment, par les absorptions dues à la présence du fer et d'hydroxyles. La réflectance des séricitoschistes est trop élevée à cause de la couleur gris-clair de ces roches en comparaison avec celle des chloritoschistes de couleur vert-foncé. Par ailleurs, en considérant ces deux faciès on remarque la présence simultanée de deux bandes d'absorption d'eau autour de 1 400 et 1 900 nm. En plus de ces deux fenêtres d'absorption, la signature des séricitoschistes est marquée par l'individualisation d'une petite bande d'absorption du fer, probablement celui de la chlorite à 880 nm et d'une autre bande à 2 225 nm due au groupement hydroxyle des micas. Le spectre des chloritoschistes se caractérise par l'apparition des fenêtres d'absorption du fer de la chlorite à 700 et à 1 050 nm, de trois bandes d'absorption des hydroxyles des muscovites et chlorites à 2 222, 2 286 et 2 370 nm. Bien entendu, la présence des bandes d'absorption des hydroxyles dans le spectre des chloritoschistes est due à la teneur en micas relativement élevée dans ce faciès. Mentionnons que la présence du quartz dans ces roches a comme effet de réduire (ou masquer) les bandes d'absorption des différents constituants de la roche, c'est pourquoi les bandes d'absorptions caractéristiques du fer, de l'eau et des hydroxyles sont peu accentuées (figure 2).

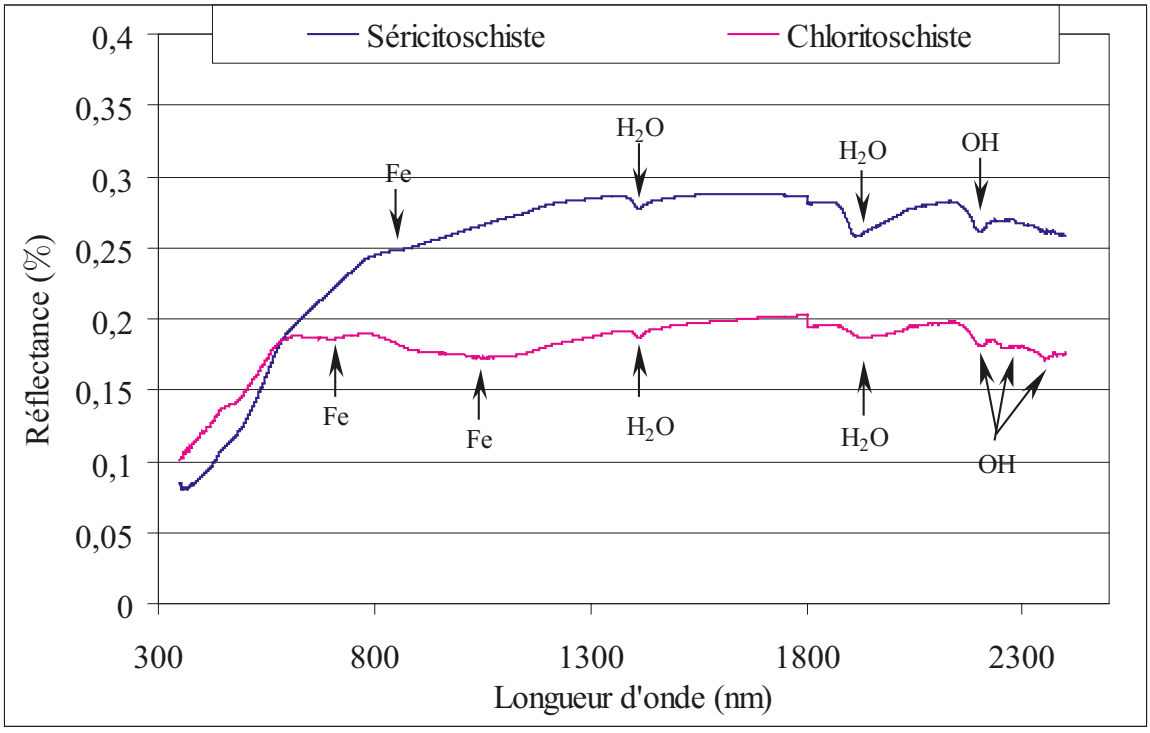


FIGURE 2 Signatures spectrales des schistes. *Spectral signatures of the schists.*

3.2. Signatures spectrales des chapeaux de fer

Les minéralisations sulfurées des Jebilet centrales ont fait l'objet d'altérations supergènes. Les produits de ces altérations appartiennent à ce que la tradition minière a qualifié de « chapeaux de fer ». L'analyse pétrographique montre qu'ils sont essentiellement formés d'oxydes et d'hydroxydes de fer (tableau 1). Dans cette catégorie de roches, on intègre aussi bien les remplissages quartzeux imprégnés d'oxydes de fer des failles est-ouest qui jalonnent les Jebilet centrales et les schistes rubéfiés riches en oxydes de fer (tableau 2) qui se développent au voisinage des chapeaux de fer. Pour l'analyse spectroradiométrique de ce groupe de roches, nous avons considéré quatre échantillons à différents niveaux de richesse en fer : schiste rubéfié, chapeau de fer bréchique à dominance d'hématite (hématite et

goethite bréchique), chapeau de fer à texture pulvérulente et à dominance de goethite (hématite et goethite pulvérulente) et un échantillon des remplissages quartzeux des failles (quartz ferrugénisé).

Les signatures spectrales de ces échantillons montrent des fenêtres d'absorption à 1 440 et 1 940 nm causées par l'eau adsorbée par le minéral (figure 3). Nous constatons que le quartz ferrugénisé (couche ferrugineuse entourant un noyau quartzeux) se distingue des trois autres faciès par de très fortes fenêtres d'absorption d'eau, ainsi que la présence d'une autre fenêtre due aux hydroxyles à 2 212 nm. À 850 nm, on remarque une faible bande d'absorption d'oxydes de fer qui imprègnent la surface de cet échantillon. Ce dernier est d'une couleur blanc-rouille, de brillance relativement élevée, ce qui permet à sa signature d'avoir une forte réflectance dans le visible et l'infrarouge. Ces constations concordent avec les travaux de Clark *et al.* (1993) qui ont caractérisé spectralement des remplissages quartzeux ferrugénisés aux États-Unis.

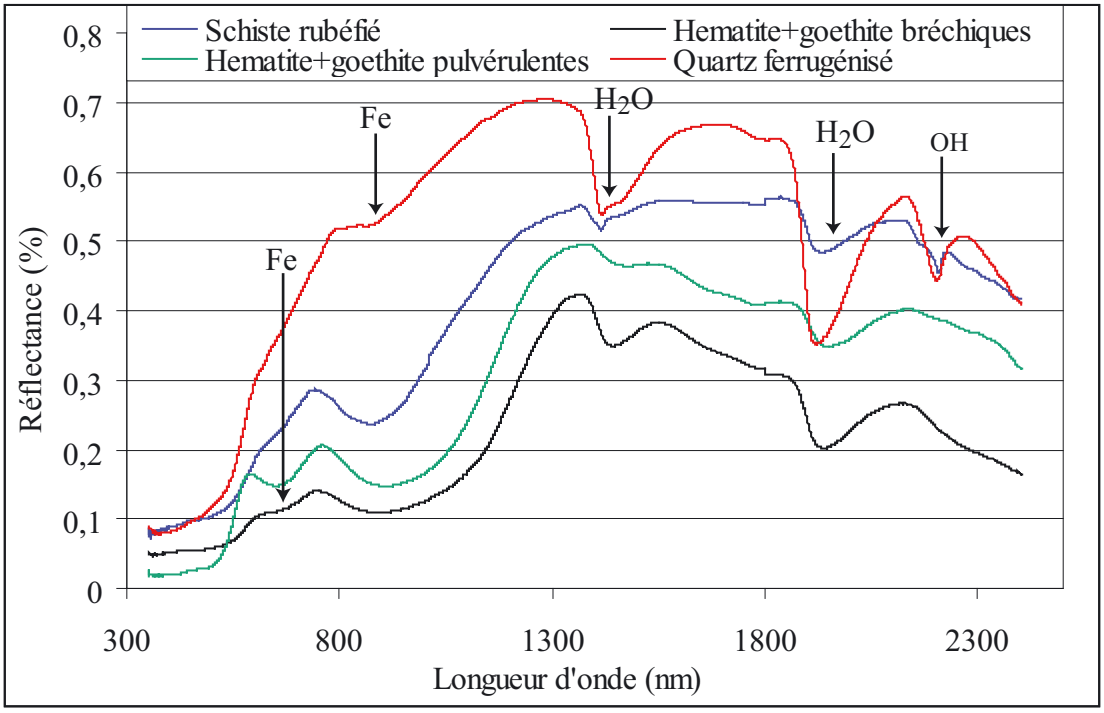


FIGURE 3 Signatures spectrales des chapeaux de fer. *Spectral signatures of the iron caps.*

La richesse du schiste rubéfié en oxydes de fer se manifeste dans sa signature spectrale par une forte fenêtre d'absorption à 900 nm. Une autre fenêtre à 2 212 nm souligne la forte présence d'hydroxyles des micas (muscovite et chlorite). Également, la richesse des échantillons bréchiques (à dominance d'hématite) et pulvérulents (à dominance de goethite) en oxydes et hydroxydes de fer est mise en relief par la présence de grandes bandes d'absorption de fer aux alentours de 610 et de 910 nm. Ces constations concordent avec les travaux de Bothorel *et al.* (1984) qui ont analysé des roches de même nature provenant du même site d'étude, ainsi qu'avec les travaux de Hunt *et al.* (1971) et Clark *et al.* (1993) qui ont étudié des roches similaires. Les signatures spectrales de ces trois dernières roches montrent des allures presque similaires, mais avec des valeurs de réflectance différente dans le visible et l'infrarouge, et une différence notable au niveau de l'intensité d'absorption du fer et d'hydroxyles.

3.3. Signatures spectrales des roches magmatiques basiques et ultrabasiques

Les schistes des Jebilet centrales sont lardés par des intrusions et des filons de roches magmatiques basiques et ultrabasiques métriques à kilométriques. Ce groupe de roches comprend cinq faciès (figure 4) : wehrlite plagifère, mésogabbro, leucogabbro, dolérite et lamprophyre. L'analyse pétrographique montre que ces roches sont essentiellement constituées de plagioclases, d'olivines et de pyroxènes (tableau 1). Sous l'effet du métamorphisme régional et de l'altération

supergène, les minéraux primaires sont le plus souvent transformés en minéraux secondaires d'altération (muscovite, chlorite, trémolite, actinote, épidote).

Les mesures spectroradiométriques indiquent que le spectre des wehrlites plagifères est marqué par l'individualisation de cinq fenêtres d'absorption : le fer à 900 nm, les hydroxyles des produits d'altération vers 2 270 et 2 330 nm et l'eau aux alentours de 1 400 et 1 970 nm (figure 4). La signature spectrale du mésogabbro est similaire à celle du faciès précèdent, avec une différence au niveau de l'amplitude du spectre. Cette différence s'explique par la teneur comparativement élevée en SiO_2 et Al_2O_3 (tableau 2), ainsi que par la différence relative de leurs couleurs (tableau 1). Les signatures spectrales des leucogabbros et des dolérites présentent des caractéristiques similaires dus aux absorptions par le fer à 900 nm et les hydroxyles, avec une croissance soutenue de la réflectance dans le visible et le moyen infrarouge. Quant aux fenêtres d'absorption des hydroxyles, elles sont bien identifiables à 2 140, 2 220, 2 270 et 2 330 nm, aussi bien pour les mésogabbros que pour les leucogabbros et les dolérites (figure 4). Elles sont dues aux groupements hydroxyles des produits d'altération du faciès (muscovite, chlorite, actinote, trémolite et épidote). Les lamprophyres, elles, se caractérisent par une signature spectrale similaire aux précédentes, mais avec les bandes d'absorptions masquées par la présence de silice (tableau 2). Sur la figure 4, on montre, entre autres, que la réflectance des roches dépend de leur couleur et de leur brillance (tableau 1), de leur minéralogie et de leur géochimie (tableau 2). Ainsi, les roches sombres et riches en minéraux ferromagnésiens (olivine, clinopyroxène, *etc.*) présentent une réflectance inférieure à celle des roches claires et riches en silicates d'alumine (SiO_2 et Al_2O_3).

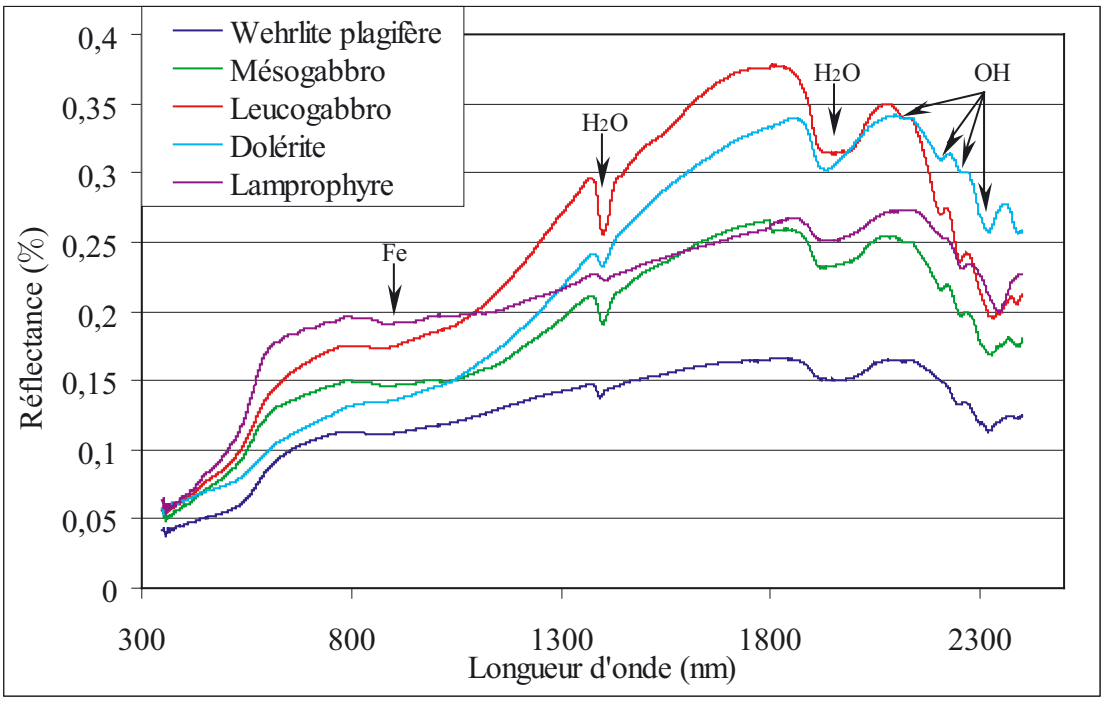


FIGURE 4 Signatures spectrales des roches magmatiques basiques et ultrabasiques. *Spectral signatures of the basic and ultra-basic magmatic rocks.*

3.4. Signatures spectrales des roches magmatiques acides

À côté des roches magmatiques basiques, les faciès acides affleurent en intrusions et en filons, dont la longueur peut être métrique ou kilométrique. Ce groupe de roches comprend trois sous-groupes : les granitoïdes, les leucogranites et les trondhjemites (figure 5). Les analyses pétrographiques montrent que les constituants des roches magmatiques acides sont essentiellement le quartz, le feldspath et le plagioclase (silicates d'alumines) (tableau 1). Cependant, la silice, l'aluminium et l'oxygène en tétraèdre ne

produisent pas de fenêtres d'absorption spécifiques. Les fenêtres d'absorption observées dans les spectres de ces roches ne sont pas toujours celles des minéraux essentiels de la roche mais sont généralement celles des produits d'altération ou d'autres éléments de substitution, tel que le fer. Ces constations concordent avec les travaux de Hunt *et al.* (1973) et Goetz et Herring (1989), qui rapportent que le quartz et le feldspath ne présentent aucun trait d'absorption spectrale dans la région spectrale allant de 350 à 2 500 nm. Par contre, il est possible d'identifier ces minéraux dans la région spectrale de l'infrarouge thermique, soit entre 8 et 12 µm (Kahle and Goetz, 1983).

Sur la figure 5, on montre que les signatures spectrales des granitoïdes, des leucogranites et des trondhjemites se caractérisent par trois fenêtres d'absorption. Les deux premières, celles de 1 430 et de 1 930 nm, sont dues à l'eau, alors que la troisième, celle de 2 220 nm, est attribuée aux groupements hydroxyles des micas, surtout les muscovites qui résultent de l'altération des feldspaths. Toutefois, par rapport aux granitoïdes, les leucogranites et les trondhjemites montrent une bande d'absorption du fer à 900 nm. Cette bande spectrale est associée aux oxydes de fer des produits d'altération superficielle. Finalement, la signature spectrale de la trondhjemite se distingue par une autre fenêtre d'absorption vers 675 nm. Cette dernière serait due aux oxydes et aux hydroxydes de fer de la surface issus des minéralisations ferrugineuses associées à ces corps magmatiques acides (figure 5). Le spectre des trondhjemites présente deux fenêtres d'absorption des hydroxyles à 2 220 et 2 370 nm, alors que ceux des granitoïdes et des leucogranites ne présentent qu'une seule fenêtre à 2 220 nm : cela serait dû au degré d'altération plus poussé des trondhjemite par rapport aux deux autres faciès acides.

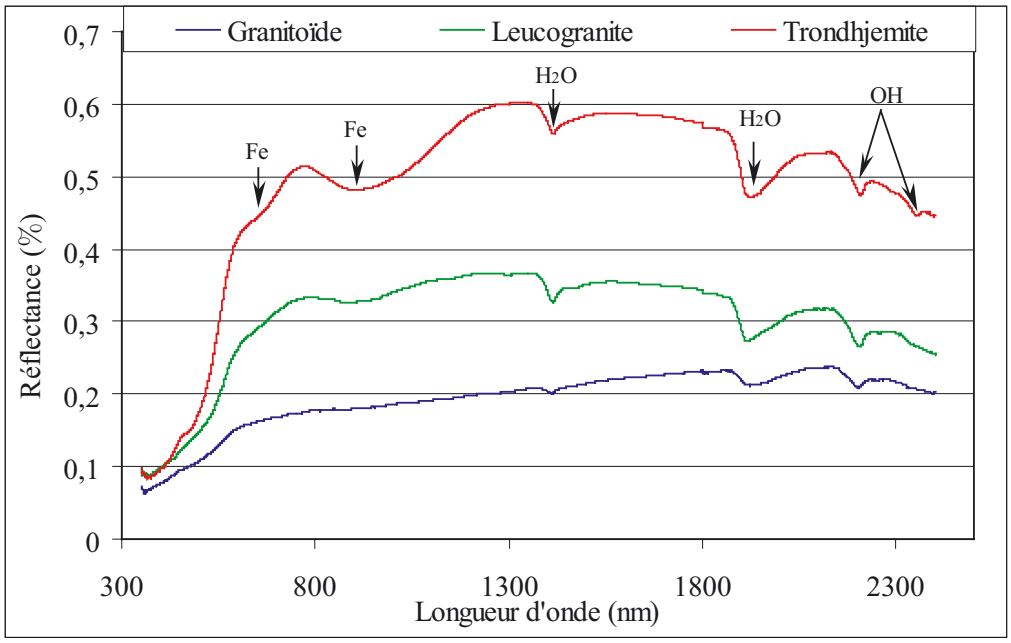


FIGURE 5 Signatures spectrales des roches magmatiques acides. *Spectral signatures of the acid magmatic rocks.*

4. DISCUSSION

La figure 6 illustre les signatures spectrales des roches magmatiques acides (trondhjemite) et basiques (leucogabbro), du chapeau de fer et du schiste (chloritoschiste). Tel que mentionné précédemment, ces quatre groupes de roches se distinguent par leurs différences pétrographiques et géochimiques. Nous constatons que, contrairement aux schistes (chloritoschiste), les signatures spectrales du chapeau de fer montrent une différence notable de réflectance, en particulier dans l'intervalle de longueurs d'onde compris entre 350 et 1 000 nm. Il est certain que le calcul de rapport de bandes (indices spectraux) dans cet intervalle permettrait une bonne identification des chapeaux de fer. En outre, les principales différences spectrales entre les schistes et les

chapeaux de fer reposent sur les différences des bandes d'absorption dans le visible et le moyen infrarouge au-delà de 2 000 nm. Par ailleurs, les signatures spectrales des roches acides se distinguent des signatures des autres roches et présentent trois types de bandes d'absorption (figures 5 et 6) : la fenêtre d'absorption du fer à 900 nm, liée à l'oxydation ferrugineuse de surface de la roche, les fenêtres d'absorption de l'eau vers 1 400 et 1 900 nm et, enfin, les fenêtres d'absorption des hydroxyles des muscovites et des chlorites vers 2 222 et 2 370 nm. Les signatures spectrales des roches magmatiques acides sont bien distinctes et présentent des niveaux de réflectance différents dans le proche et le moyen infrarouge. Ces constats rendent possible l'identification et la cartographie des différents faciès acides au moyen de l'imagerie hyperspectrale. Les fenêtres d'absorption des hydroxyles sont moins nombreuses dans les roches acides que dans les roches basiques et ultrabasiques, ce qui s'explique, sur le plan minéralogique, par la richesse de ces dernières en minéraux d'altération hydroxylés et, sur le plan géochimique, par des valeurs de perte au feu (PF) relativement plus élevées dans les roches basiques et ultrabasiques que dans les roches acides (tableau 2).

Vu la complexité de la composition minéralogique des roches et la présence de tous les minéraux d'altération dans les différents faciès, il est difficile de faire une correspondance avec une très grande précision entre les fenêtres d'absorption des hydroxyles et les différents minéraux d'altération. Toutefois, nous pouvons dire que la spectroradiométrie peut être un très bon indicateur du degré d'altération des roches, alors que la minéralogie ne peut pas être déduite facilement et avec exactitude à partir des études spectroradiometriques pour trois raisons principales. D'abord, parmi les principaux constituants des roches analysées, en trouve le quartz, le feldspath et le plagioclase (silicates d'alumines). Or, la silice, l'aluminium et l'oxygène en tétraèdres ne produisent pas de fenêtres d'absorption spécifiques. Ensuite, les minéraux primaires des roches magmatiques sont en grande partie transformés en minéraux secondaires sous l'effet des différents processus de l'altération et, par conséquent, les fenêtres d'absorption observées dans le spectre de ces roches ne sont pas celles des minéraux primaires mais plutôt celles des minéraux secondaires d'altération. Enfin, les signatures spectrales des roches sont influencées par les altérations ferrugineuses de leur surface.

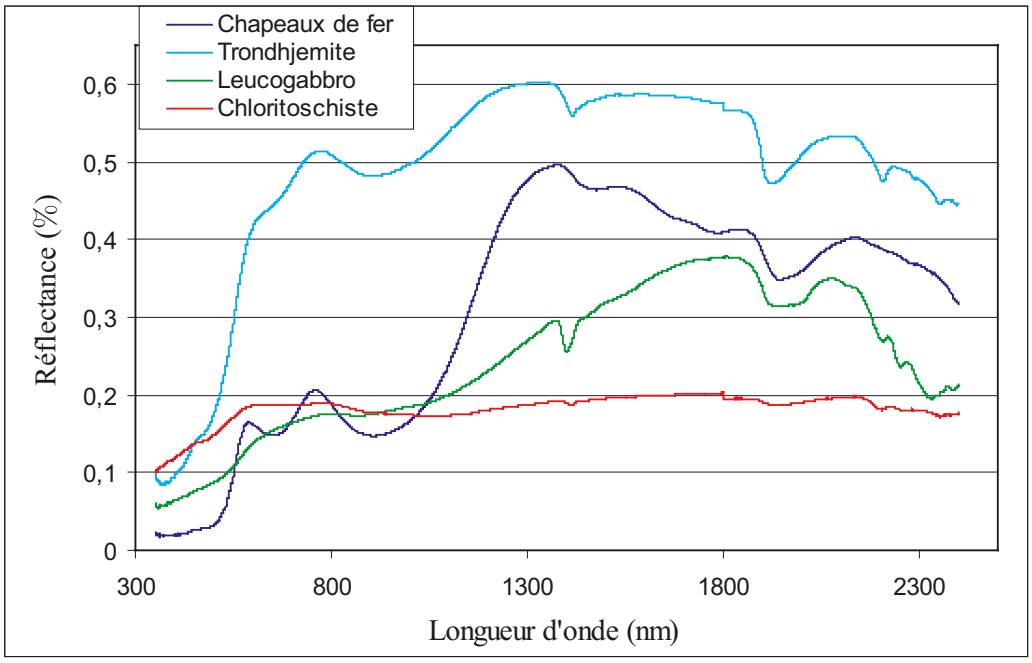


FIGURE 6 Comparaison entre les signatures spectrales des roches magmatiques acides (trondhjemite) et basiques (leucogabbro), des chapeaux de fer et des schistes (chloritoschiste). *Comparison between the spectral signatures of the acid magmatic rocks (trondhjemite), basic magmatic rocks (leucogabbro), the iron hats and the schists (chloritic schist).*

5. CONCLUSIONS

La spectroradiométrie, la pétrographie et la géochimie de quatre groupes de roches des Jebilet centrales au Maroc ont été analysées dans la perspective d'utiliser les données hyperspectrales pour la cartographie géologique et minérale. L'analyse des signatures spectrales montre qu'elles sont différentes et qu'elles présentent des bandes d'absorption qui permettent d'obtenir des informations pertinentes pour une meilleure différenciation des roches, notamment les chapeaux de fer. Les faciès les plus altérés (roches magmatiques basiques et ultrabasiques) montrent des signatures spectrales avec de nombreuses fenêtres d'absorption des hydroxyles. Ceci a un intérêt capital pour la prospection minière, puisqu'une grande partie des gisements sont liés aux altérations hydrothermales. À la lumière de cette étude, nous pouvons donc formuler les conclusions suivantes :

– les mesures spectroradiométriques permettent une excellente différenciation spectrale des différents faciès, soit métamorphique schisteux, magmatique (acides basiques et ultrabasiques) et chapeaux de fer ;

– les mesures spectroradiométriques permettent le repérage des indicateurs de certains minéraux et éléments chimiques : fer, minéraux d'altération (grâce aux hydroxyles) et quartz ferrugénisé ;

– il y a possibilité d'établissement d'une correspondance entre les signatures spectrales et la composition géochimique, en particulier les teneurs en SiO_2 et le Al_2O_3 ;

– il y aurait des perspectives de mise au point d'indices spectraux pour la cartographie de certains minéraux en utilisant la télédétection hyper spectrale ;

– il serait possible d'exploitation des fenêtres d'absorption qui caractérisent différents faciès lors de l'utilisation des signatures spectrales pures (*endmembers*) nécessaires pour l'analyse de mixtures spectrales ;

– il y a un intérêt pour les mesures sprectroradiométriques de laboratoire et la nécessité de les renforcer par d'autres mesures sur le terrain pour une meilleure caractérisation des faciès lors de l'utilisation de l'imagerie hyperspectrale satellitaire.

Remerciements

Les auteurs remercient l'OTAN et l'Université d'Ottawa, pour leur soutien financier, ainsi que la la Faculté des sciences et techniques de Beni Mellal et l'Université de Nancy I en France, pour le support scientifique et logistique lors de l'utilisation de leurs laboratoires. Également, ils remercient les évaluateurs qui ont permis d'améliorer le texte et les professeurs Driss Haboudane (Université du Québec à Chicoutimi) et André Desrochers (Université d'Ottawa) pour la révision et la critique de ce travail.

Références

Aarab, E.M. (1995) Genèse et différentiation d'un magma tholéïtique en domaine extensif intracontinental : l'exemple du magmatisme pré-orgénique des Jebilet (Maroc Hercynien). Thèse de doctorat, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech, Maroc, 253 p.

ASD Inc. (1999) Precision Solution To Your Spectroradiometer and Near-IR Analyser Needs : Technical Guide. http://www.asdi.com.

Beratan, K.K., Dellilo, N., Jacobson, A., Blom, R. and Chapin, C.E (1993) Lithologic discrimination and alteration mapping from AVIRIS data, Soccoro, New Mexico. *In* Proceeding of Fourth Annual JPL Airborne Geoscience Workshop, Pasadena, California, 25-29 October 1993, V.1 AVIRIS Workshop, JPL Publication 93-26, Jet Propultion Laboratory, Passadena, p. 7-11.

Beratan, K.K., Peer, B., Dunbar, N.W. and Blom, R.G. (1997) A remote sensing approach to alteration mapping : AVIRIS data and extension-related potassium metasomatism, Socorro, New Mexico. International Journal of Remote Sensing, vol. 18, p. 3594-3609.

Blom, R.G., Abrams, M.J. and Adams, N.G. (1980) Spectral reflectance and discrimination of plutonic rocks in the 0.45 to 2.45 □m region. Journal of Geophysical Research, vol. 85, n° B5, p. 2638-2648.

Bonn, F. (réd.) (1996) Précis de télédétection ; Vol. 2 - Applications thématiques. Presses de l'Université du Québec/AUPELF, Sainte-Foy, 485 p.

Bothorel, A., Cervelle, B., Choriwicz, J., Tamain, G. and Alem, E. (1984) Spectral signatures (visible/near infrared) of rocks and ores; application to remote sensing of three types of orebodies from S. Morrocco. Modern Geology, vol. 8, p. 277-294.

Clark, R.N. and Swayze, G.A. (1995) Mapping minerals, amorphous materials, environmental materials, vegetation, water, ice and snow and other materials: the USGS Tricorder Algorithm. *In* Summaries of the Fifth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, Pasadena, California, 23-26 January, 1995, V. 1, AVIRIS Workshop, JPL Publication 95-1, Jet Propultion Laboratory, Passadena, p. 39-40.

Clark, R.N., King, T.V.V., Klejma, M., Swayze, G.A. and Vergo, N. (1990) High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. Journal of Geophysical Research, vol. 95, p. 12653-12680.

Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A.J., King, T.V.V. and Calvin, W.M. (1993) The US Geological Survey, digital spectral library : Version 1 : 0.2 to 3.0 microns. US Geological Survey, Open File Report 93-592, http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib04/spectral-lib.desc+plots.html.

Curran, P. J. (1994) Attempts to Drive Ecosystem Simulation Models at Local to Regional Scales. *In* G.M. Foody and P.J. Curran (réd.) Environmental Remote Sensing from Regional to Global Scales. John Wiley & Sons Canada Ltd., Mississauga (Ontario), p. 146-166.

El-Harti, A. (1995) Mode de gisement, étude structurale et contexte de mise en place des corps magmatiques preorogéniques des Jebilet centrales. Sur l'exemple des intrusions de Koudiat Kettara (Maroc Hercynien). Thèse de doctorat, Université Cadi Ayyad, Faculté des sciences Semlalia, Marrakech, Maroc, 142 p.

Ferrier, G. and Wadge, G. (1996) The application of imaging spectrometry data to mapping alteration zones associated with gold mineralization in southern Spain. International Journal of Remote Sensing, vol. 17, n° 2, p. 331-350.

Gallie, E.A., Mcardle, S., Rivard, B. and Fraicis, H. (2002) Estimating sulfide ore grade in broken rock using visible/infrared hyperspectral reflectance spectra. International Journal of Remote Sensing, vol. 23, n°11, p. 2229-2246.

Goetz, A.F.H. and Herring, M. (1989) The High Resolution Imaging Spectrometer (HIRIS) for Eos. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 27, nº 2, p. 136-143.

Guyot, G. (1989) Signatures spectrales des surfaces naturelles. Collection « Télédétection stellitaire », vol. 5, Édition Paradigme, Caen, 178 p.

Hunt, G.R. (1979) Near infrared (1.3-2.4 □m) spectra of alteration minerals, potential for use in remote sensing. Geophysics, vol. 44, p. 1974-1986.

Hunt, G. R. and Salisbury, J.W. (1976) Visible and near infrared spectra of minerals and rocks XII : Metamorphic rocks. Modern Geology, vol. 5, p. 219-228.

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

Hunt, G.R., Salisbury, J.W. and Lenhoff, G.J. (1973) Visible and near infrared spectra of minerals and rocks VII : Acidic igneous rocks. Modern Geology, vol. 4, p. 217-224.

Hunt, G.R., Salisbury, J.W. and Lenhoff, G.J. (1974) Visible and near infrared spectra of minerals and rocks IX : Basic and Ultrabasic igneous rocks. Modern Geology, vol. 5, p. 15-22.

Huvelin, P. (1977) Étude géologique et gîtologique du massif Hercynien des Jebilet (Maroc Occidental). Note et Mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat, n° 232 bis, 307 p.

Jackson R.D., Ninter, P.J., Paul, J., Reganato, R.J., Robert, J. and Adso, S.B. (1980) Haud-held radiometry. Departement of Agriculture, Science and Education Administration, Agricultural reviews and Manuals ARM-W-19, Oakland (California), 84 p.

Kahle, A.B. and Goetz, A.F.H. (1983) Mineralogic information from a new airborne thermal infrared multispectral scanner. Science, vol. 222, p. 24-27.

Kruse, F.A. and Hauff, P.L. (1991) Identification of Illite Polytype Zoning in Disseminated Gold Deposits Using Reflectance Spectroscopy and X-Ray Diffraction-Potential For Mapping With Imaging Spectrometers. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 29, nº 1, p. 101-104.

Kruse, F.A., Kieren-Young, K.S. and Boarbman, J.W. (1990) Mineral mapping at cuprite, Nevada with a 63-channel imaging spectrometer. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 56, p. 83-92.

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 □m intervalle : a tool for hyperspectral data interpretation. International Journal of Remote Sensing, vol. 22, n° 18, p. 3763-3782.

Murphy, R.J. (1995) Mapping of jasperoid in the Cedar Mountains, Utah, U.S.A., using imaging spectrometer data. International Journal of Remote Sensing, vol., 16, nº 6, p. 1021-1041.

Resmini, R.G., Kappus, M.E., Aldrich, W.S., Harsanyi, J.C. and Anderson, M. (1997) Mineral mapping with Hyerspectral Digital Imagery collection Experiment (HYCIDE) sensor data at Cuprite, Nevada, U.S.A. International Journal of Remote Sensing, vol. 18, n° 7, p. 1553-1570.

Rubin, T.D. (1993) Spectral Mapping with Imaging Spectrometers. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 59, nº 2, p. 215-220.

Staenz, K. (1992) A Decade if Imaging Spectrometry in Canada. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 18, n° 4, p. 197-197.