

G

Département de géographie et télédétection
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

GA
102.4
R44P39
2003
THESE

Caractérisation de l'émissivité
des surfaces terrestres à partir de données
multispectrales en infrarouge médian et thermique

Véronique Payan, 1978-

I-2023

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.) en géographie, cheminement Télédétection

Septembre 2003

© Véronique Payan, 2003

Directeur de recherche : **Alain Royer**

Membres du jury :

Ferdinand Bonn (Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection,
Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke)

Françoise Nerry (Ecole Nationale Supérieure de Physique de Strasbourg, Laboratoire
des Sciences de l'Image, de l'Informatique et de la Télédétection, Université
Louis Pasteur de Strasbourg, France)

Résumé

Évaluer le potentiel de l'émissivité en infrarouge médian et thermique afin de caractériser les surfaces terrestres est un défi qui fait l'objet de nombreuses recherches. Il demeure toujours d'actualité avec l'arrivée de nouveaux produits satellitaires fournissant des images d'émissivité spectrale couvrant de grandes étendues.

Notre étude propose en premier lieu une analyse de sensibilité d'un algorithme d'extraction émissivité-température (l'algorithme *Temperature Emissivity Separation*, TES, développé pour le capteur ASTER), que nous avons adapté pour des mesures radiométriques au niveau du sol. La relation empirique entre le minimum d'émissivité et le contraste spectral, relation sur laquelle est basé le TES, a été validée pour un radiomètre 3 bandes et un radiomètre 5 bandes en infrarouge thermique, avec un très large ensemble de données. D'après nos simulations numériques, le TES permet de retrouver l'émissivité avec une précision de 0,03 et la température avec une précision de 1,2K.

En deuxième lieu, les émissivités fournies par les produits ASTER (algorithme TES) et MODIS (basé sur 2 algorithmes différents, "Méthode basée sur la classification de l'émissivité" et algorithme "Jour/Nuit") ont été comparées pour des images situées sur des régions nordiques canadiennes. Nous avons relevé des disparités entre les dynamiques des émissivités retrouvées par les algorithmes et un biais existe pour les données fournies par l'algorithme "Jour/Nuit" de MODIS. Enfin, les images d'émissivité MODIS et ASTER ont été mises en relation avec des données de couverture du sol, aussi dérivées de MODIS. Des valeurs d'émissivité pour les classes présentes ont été déterminées, mais l'homogénéité spatiale de l'émissivité pour une même classe peut être remise en question.

L'analyse des différents produits d'émissivité a permis de mettre en évidence un certain potentiel de ce type de données. La méthode TES sur des mesures au sol apparaît comme une méthode particulièrement efficace pour dériver l'émissivité spectrale des surfaces, sans aucune hypothèse *a priori*.

Mots-clés : émissivité, température, infrarouge thermique, ASTER, MODIS

Abstract

Evaluating the potential of middle wave and long wave infrared emissivity for land surface characterization is the challenge of many researches. It remains a topical research subject with the arrival of new remote sensing products giving spectral emissivity images with a large spatial cover.

First, we propose a sensitivity analysis of the Temperature Emissivity Separation algorithm (TES) developed for the ASTER sensor and that we adapted for ground based radiometric measurements. The empirical relationship between minimum emissivity and spectral emissivity contrast, on which the TES is based, was validated for 3 and 5 band radiometers in the thermal infrared, with a large dataset. According to our digital simulations, it is possible to derive emissivity and temperature with an accuracy of 0,03 and 1.2K respectively.

Secondly, emissivities provided by ASTER (TES algorithm) and MODIS (based on 2 different algorithms, "Classification based emissivity method" and "Day/Night land surface temperature algorithm") were compared for images over northern Canadian regions. We observed disparities in emissivity dynamic range between each algorithm and a bias exists for the MODIS "Day/Night" algorithm. Finally MODIS and ASTER emissivity images were connected with land cover data, also derived from MODIS. Emissivity values were determined for each class encountered but the emissivity spatial homogeneity for a given class is not satisfying.

The analysis of different emissivity products has shown a certain potential for this type of data, the TES method applied to ground measurements appearing as a particularly effective method for deriving surface spectral emissivity, without any a priori assumption.

Key words: *emissivity, temperature, thermal infrared, ASTER, MODIS*

Table des matières

Liste des figures	iii
Liste des tableaux	v
Glossaire	vii
Remerciements	ix
1. Introduction	1
1.1 Problématique	1
1.2 Hypothèses et objectifs	4
2. Cadre théorique	4
2.1 Comment exprimer la luminance mesurée par un capteur ?	5
2.1.1 Équation générale du bilan radiatif dans le domaine thermique	5
2.1.2 Hypothèses de simplification possibles	7
2.1.3 Intégration par bande	9
2.1.4 Exprimer l'émissivité	10
2.2 Le TES	11
2.3 Les algorithmes d'extraction d'émissivité pour le capteur MODIS	15
2.3.1 " <i>Classification based emissivity method</i> "	15
2.3.2 " <i>Day/night land surface temperature algorithm</i> "	16
3. Cadre expérimental	16
3.1 Analyse d'un algorithme d'extraction émissivité température	17
3.1.1 Implémentation de l'algorithme TES	17
3.1.2 Données simulées en entrée du TES	19
3.1.3 Méthodologie de la vérification de la relation MMD	23
3.1.4 Méthode d'analyse de sensibilité	23
3.1.5 Confrontation de mesures réelles	24
3.2 Observations satellitaires	24
3.2.1 Zones d'étude	25
3.2.2 Données	29
3.2.3 Méthodologie pour l'étude comparée des algorithmes ASTER et MODIS	31
3.2.4 Étapes de la détermination des signatures spectrales des classes	33
4. Présentation et analyse des résultats	34
4.1 Analyse du TES	34

4.1.1	Vérification de la relation empirique MMD	34
4.1.2	Sensibilité du TES	37
4.1.3	Exemples de mesures expérimentales	41
4.2	Observations satellitaires	43
4.2.1	Algorithmes ASTER et MODIS	43
4.2.2	Signatures spectrales des classes	45
5.	Interprétation et discussion des résultats	51
6.	Conclusion	54
7.	Références	55
Annexe 1 -	Notions théoriques de luminance, d'éclairement et de réflectance	62
Annexe 2 -	Article : " <i>Analysis of Temperature Emissivity Separation (TES) algorithm applicability and sensitivity</i> "	69
Annexe 3 -	Calcul des coefficients d'étalonnage a, b, n pour les radiomètres CIMEL	92
Annexe 4 -	Fichiers de réflectance de la bibliothèque ASTER utilisés dans les simulations du TES	94
Annexe 5 -	Écozones du Canada	95
Annexe 6 -	Caractéristiques des images ASTER et MODIS utilisées	98

Liste des figures

- Figure 1 - Réponse spectrale des capteurs MODIS et ASTER en IRT (fichiers numériques des réponses spectrales disponibles en ligne en 2003; *MODIS*: ftp.mcst.ssai.biz/pub/permanent/MCST/PFM_L1B_LUT_4-30-99/Reference_RSR_Dataset/; *ASTER*: <http://asterweb.jpl.nasa.gov/instrument/character.htm>)3
- Figure 2 - Simulation de la luminance émise par une surface (trait plein noir), au niveau d'un capteur au sol, sans tenir compte de l'éclairement solaire (trait gris) et en en tenant compte (trait pointillé). Les paramètres des simulations sont les suivants : code de transfert radiatif MODTRAN 4.0, modèle standard d'atmosphère 1976 US, angle solaire zénithal=45°, spectre d'émissivité du SiO₂, T_s=20°C8
- Figure 3 - Organigramme de l'algorithme TES (Temperature Emissivity Separation), adapté de Gillespie *et al.* (1996). L_{capteur} est la luminance au niveau de capteur, L_{env} est la luminance en provenance de l'environnement (atmosphère, objets voisins), ε est l'émissivité, T est une température radiative, R est une luminance intermédiaire corrigée du rayonnement environnant et R^* est sa valeur pour la bande où l'émissivité est maximale; L_{capteur} , L_{env} , ε , T , R , et β sont des vecteurs dont le nombre de composantes correspond au nombre de bandes du capteur utilisé. T_{NEM} et T_{TES} sont les estimations de la température de surface. $B(T)$ est une fonction permettant de calculer la luminance émise par un corps noir à la température T (loi de Planck ou ses approximations par exemple), $B^{-1}(R/\varepsilon)$ est la fonction inverse de B permettant de retrouver la température d'un corps noir ayant une luminance R/ε (corrigée de l'émissivité). t_1 and t_2 sont des seuils ajustables. Le test de convergence (Conv) est $RMSE(R) < t_2$, et le test de divergence (Div) est $|\Delta RMSE/\Delta i| > t_1$ 14
- Figure 4 - Organigramme méthodologique du projet.....17
- Figure 5 - Réponse spectrale des radiomètres CIMEL.....18
- Figure 6 - Luminances atmosphériques descendantes ($\text{mW}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$) modélisées avec MODTRAN pour un ciel clair. Les luminances intégrées ($\text{mW}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$) correspondantes, qui seraient mesurées avec les capteurs CIMEL, sont représentées par des ronds (6 bandes) et des losanges (3 bandes), localisés à la longueur d'onde centrale de chaque bande21
- Figure 7 - Exemples de spectres d'émissivité issus de la bibliothèque ASTER (*a* : conifères, *b* : quartz) où on a indiqué les émissivités intégrées et pondérées sur les

bandes spectrales du radiomètre CIMEL 3 bandes (losanges) et du radiomètre CIMEL 6 bandes (ronds).....	22
Figure 8 - Localisation des images MODIS (parallélépipèdes verts) et localisation des images ASTER (petits carrés noirs et gris)	25
Figure 9 - Classification de la couverture du sol sur les trois zones étudiées : <i>Labrador</i> (a, b), <i>Nord</i> (c, d), <i>SaskManit</i> (e, f). Les figures a, c, e montrent la classification NBIOME issue d'images AVHRR de 1995 et les figures b, d, f la classification IGPB issue du produit MODIS MOD12Q1 pour la période 15/10/2000-15/10/2001	28
Figure 10 - Exemples d'images d'émissivité MODIS en bande 31, sur la zone " <i>Labrador</i> ", pour le 31/07/2001, pour les produits MOD11A1 (a) et MOD11B1 (b). Les pixels masqués sont en gris (eau ou nuages), le nombre de pixels de chaque image est indiqué sur les bords des cadres. L'échelle d'émissivité est différente pour les deux images afin d'optimiser un affichage contrasté. Noter que la dynamique totale de l'image (a) correspond à la teinte rouge de l'image (b).....	30
Figure 11 - Exemple d'image d'émissivité ASTER (a, produit AST_05, bande 11). On a placé à droite une image en composé coloré des bandes visibles ASTER pour la même zone à la même date (b). Noter que la dynamique totale de l'image (a) correspond au rouge de l'image MODIS de la Figure 10b	31
Figure 12 - Relation MMD recalculée pour nos spectres intégrés sur 3 bandes (a) et sur 5 bandes (b).....	36
Figure 13 - Erreur quadratique moyenne ($rmse = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\sum_{surf=1}^n (\varepsilon_{j,surf}^{TRUE} - \varepsilon_{j,surf}^{NEM})^2}$) sur l'émissivité calculée pour chaque bande (axes de gauche) et sur la température (axes de droite) pour 521 surfaces, à la sortie du NEM (a) et à la sortie du TES (b). Les deux figures ont la même légende.....	37
Figure 14 - Erreur calculée après le TES sur l'émissivité (axe de gauche, $\varepsilon_{j,surf}^{VRAI} - \varepsilon_{j,surf}^{TES}$) et sur la température (axes de droite, $T_{surf}^{VRAI} - T_{surf}^{TES}$) en fonction de la distance entre l'émissivité de chaque surface et la droite de relation MMD, en d'autres mots, la différence entre ε_{min} du spectre initial ("vrai") et ε_{min} estimé par la relation MMD. Un losange entourant le symbole de température identifie les surfaces avec un faible ε_{max} (c'est à dire <0,9). On a entouré en pointillés les erreurs associées aux surfaces à fort contraste (MMD>0,6).....	38
Figure 15 - Relation empirique MMD originale et identification des surfaces posant problème	39

Figure 16 - Émissivité pour des poudres de SiO ₂ (a) and SiC (b) pour différentes tailles de grains. CIMEL signifie que les émissivités multibandes ont été déterminées avec le TES à partir de mesures acquises par un radiomètre CIMEL 312-2. Les lignes identifiées par JPL et ONERA sont des émissivités calculées en intégrant les spectres issus de ces laboratoires	42
Figure 17 - Comparaison bande à bande des émissivités IRT fournies par ASTER en abscisse (produit AST_05) et MODIS en ordonnée (a, c : produit MOD11A1; b, d, e : produit MOD11B1). La taille du symbole est proportionnelle à la densité de point (pour MOD11A1) ou au nombre de points élevé au carré (pour MOD11B1), la valeur maximale est indiquée sur le graphique. On a tracé la droite y=x sur chaque graphique	44
Figure 18 - Signature spectrale (émissivité MOD11B1) par classes IGPB (cf. Tableau 1 pour les bandes spectrales et Tableau 4 pour les classes de couverture du sol)	46
Figure 19 - Moyenne des écarts types sur l'émissivité de chaque classe (écart type calculé initialement pour chaque image).....	47
Figure 20 - Signature spectrale des classes pour les bandes ASTER. Les émissivités sont des moyennes sur toutes les images contenant une classe donnée.....	48

Liste des tableaux

Tableau 1 - Correspondance des bandes ASTER et MODIS en IRT	3
Tableau 2 - Simulation numérique des différences absolues (sans unité) entre les deux définitions de l'émissivité par bande [équations (11) - (12)]. La température choisie est 20°C. Les spectres sont issus de la bibliothèque ASTER (http://speclib.jpl.nasa.gov), intégrés sur quatre bandes spectrales exemples	11
Tableau 3 - Caractéristiques techniques des appareils utilisés dans l'étude du TES.....	18
Tableau 4 - Index des classes pour le schéma développé par le IGPB, adapté de Strahler <i>et al.</i> (1999, p.16)	27
Tableau 5 - Index des classes pour le schéma développé dans le cadre du NBIOME ...	27
Tableau 6 - Comparaison des différentes formes de régression entre l'émissivité minimale et le contraste en émissivité.....	36

Tableau 7 - Rmse après le TES 5 bandes sur l'émissivité et la température pour 521 surfaces utilisées pour simuler le signal d'entrée et pour différentes relations empiriques	36
Tableau 8 - Rmse calculées sur l'émissivité après le TES pour les surfaces avec une faible émissivité maximale (<0,9). La 1 ^{ère} colonne concerne les données traitées avec le TES avec un $\varepsilon_{\max}^{\text{entrée}}$ de 0,97 et la 2 ^{ème} colonne concerne les données traitées avec le NEM seulement avec un $\varepsilon_{\max}^{\text{entrée}}$ de 0,87	40
Tableau 9 - Rmse calculée sur l'émissivité après le TES pour 2 relations empiriques : la relation MMD originale et la relation MMR recalculée pour les surfaces à fort contraste (MMD>0,6)	40
Tableau 10 - Description des données MODIS utilisées pour chaque classe	45
Tableau 11 - Écarts-types sur les émissivités moyennes, calculées pour toutes les images MODIS contenant une classe donnée	46
Tableau 12 - Description des données ASTER utilisées pour chaque classe	48
Tableau 13 - Écarts-types sur la moyenne spatiale (correspondant aux émissivités par classe retrouvées sur chaque image) et sur la moyenne temporelle (correspondants aux moyennes sur toutes les images contenant une classe donnée)	49
Tableau 14 - Valeurs d'émissivité en IRM _e et IRT tirées de diverses sources pour diverses bandes spectrales. Les valeurs obtenues avec le produit AST_05 dans notre étude ont également été mentionnées pour comparaison, ainsi que les émissivités par bande intégrées à partir des spectres de la bibliothèque ASTER (cf. Figure 7).....	50

Glossaire

Liste des principaux symboles utilisés

$B_\lambda(T)$: luminance d'un corps noir calculée avec la loi de Planck pour la température T

$E_{\text{soleil},\lambda}(\theta_s)$: éclairement spectral solaire direct au niveau du sol pour un angle zénithal solaire (θ_s)

$L_{\text{atm}\downarrow,\lambda}(\theta, \varphi)$: luminance spectrale atmosphérique descendante dans la direction (θ, φ)

ε_λ : émissivité spectrale

$\rho_{b,\lambda}$: réflectance bidirectionnelle en sr^{-1}

$\rho_{\text{hd},\lambda}$: réflectance hémisphérique-directionnelle

$\tau_{\text{atm}\uparrow,\lambda}$: facteur de transmission spectral de l'atmosphère entre la cible et le capteur

Liste des acronymes utilisés

ASTER : *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*, capteur sur TERRA

AST_05 : produit ASTER fournissant la température et l'émissivité en bande 10 à 14

CIMEL ce312-2, CIMEL ce332 : radiomètres en infrarouge thermique

JHU : *John Hopkins University*

JPL : *Jet Propulsion Laboratory*

IRMé : infrarouge médian

IRT : infrarouge thermique

Labrador : zone-image MODIS h14v03, couvrant le Labrador, une partie du nord-est du Québec et une partie de la péninsule d'Ungava

MMD : *Minimum Maximum Difference*

MMR : *Minimum Maximum Ratio*

MODIS : *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, capteur sur TERRA

MOD11A1 : produit MODIS fournissant l'émissivité en bandes 31 et 32 et la température en utilisant les algorithmes "*Classification based method*" et "*Generalized split window algorithm*"

MOD11B1 : produit MODIS fournissant l'émissivité en bandes 20, 22, 23, 29, 31 et 32 et la température en utilisant l'algorithme "*Day/night land surface temperature*"

MODTRAN : logiciel de modélisation atmosphérique

Nord : zone-image MODIS h13v02, couvrant une partie du Nunavut et des Territoires du Nord-Ouest depuis la Baie d'Hudson jusqu'au Golfe d'Admunsen

ONERA : Office National d'Etude et Recherches Aérospatiales (Toulouse, France)

Rmse : *root mean square error*, erreur quadratique moyenne

TES : *Temperature Emissivity Separation Algorithm*

SaskManit : zone-image MODIS h12v03, traversant l'Ontario, le Manitoba et le nord du Saskatchewan

USGS : United State Geological Survey Reston Office

UTM : *Universal Transverse Mercator*, projection cartographique

Remerciements

Ce travail a été financé par le Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG), ainsi que par le programme FQRNT-Action concertée du Ministère des Transports du Québec. Je suis également reconnaissante au Centre d'Application et de Recherches en Télédétection (CARTEL) pour son aide financière octroyée sous forme de bourses et au centre de Recherche et Développement pour la Défense Canada - Valcartier ainsi qu'à l'Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales (Toulouse) pour leur soutien logistique.

Cette maîtrise s'est déroulée avec succès au sein du CARTEL et je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de maîtrise Alain Royer pour son encadrement, son suivi et ses commentaires, qui ont toujours été profitables à l'avancement mon travail et qui m'ont encouragés tout au long de ma recherche.

Je remercie également Patrick Cliche et Frédéric Chagnon pour leurs remarques avisées et pour leur aide précieuse, notamment en ce qui concerne les prises de mesures.

Je voudrais aussi témoigner ma reconnaissance à Françoise Nerry et à Ferdinand Bonn pour avoir accepté de faire partie de mon jury et pour leurs commentaires constructifs sur mon travail.

*

**

Enfin, je suis très reconnaissante à tous ceux qui sont passés au Département de géographie et de télédétection d'avoir réussi à faire régner une atmosphère de travail aussi exceptionnelle sans laquelle je ne serais pas ici aujourd'hui.

1. Introduction

1.1 Problématique

L'étude et la compréhension des échanges de chaleur à la surface de la Terre sont nécessaires pour évaluer et modéliser la dynamique de notre climat. Du transport d'énergie en général dépendent aussi tous les systèmes biologiques, physiques et chimiques terrestres. Or les flux de chaleur sont directement liés à la température de surface des objets. La mesure à distance de cette température à partir de satellites est donc particulièrement intéressante, car elle permet une large couverture de la Terre (Norman *et al.*, 1995; Seguin *et al.*, 1999).

Les capteurs placés en orbite permettent de mesurer le rayonnement électromagnétique émis et réfléchi par la Terre, dans une large gamme de longueurs d'ondes, à l'intérieur des fenêtres atmosphériques, c'est à dire les intervalles de longueur d'onde pour lesquels l'atmosphère est quasi transparente au rayonnement. Pour les températures des surfaces terrestres, l'émission radiométrique correspondante est maximale dans l'infrarouge moyen. Celui-ci comprend deux fenêtres définies dans Royer *et al.* (2002) : l'infrarouge médian (3,4–5,2 μm , IRMé) et l'infrarouge thermique (7.5–14 μm , IRT). Bien que ce domaine spectral fasse l'objet de nombreux travaux, les études n'y sont pas aisées, car beaucoup de facteurs peuvent avoir une influence sur la luminance mesurée, tels que la température de l'atmosphère, l'humidité, la couverture nuageuse qui est opaque en infrarouge thermique, les propriétés et la structure du sol et de la végétation ainsi que la géométrie de prise de vue (Norman et Becker, 1995). L'incidence de l'atmosphère nécessite en particulier d'effectuer des corrections.

La mesure multispectrale thermique donne accès non seulement à la température radiométrique de surface mais aussi à l'émissivité, paramètre thermo-optique caractéristique de la surface et de son état. L'émissivité est une propriété intrinsèque qui varie spectralement et permet de différencier non seulement les types de surfaces (sol nu, végétation, eau, etc.) mais aussi leur état. Dans de nombreuses études, l'émissivité est seulement vue comme un intermédiaire à la détermination de la

température; nous proposons de la considérer aussi comme un paramètre ayant une utilité à part entière, notamment en ce qui concerne la caractérisation des surfaces.

D'un point de vue méthodologique, la décorrélation de l'émissivité et de la température n'est pas une opération triviale. Nous savons que dans une mesure de luminance sur une surface, nous avons à la fois des informations intrinsèques à la surface (rayonnement émis) et des informations provenant de l'environnement (rayonnements atmosphérique et solaire réfléchis ou non par la surface). En supposant que la contribution de l'environnement soit connue (mesurée, modélisée ou négligeable), il reste le rayonnement émis, qui est le produit de l'émissivité et du rayonnement du à l'émission thermique de la surface (liée à la température), c'est-à-dire la luminance émise par un corps noir qui aurait la même température. Ces deux paramètres, émissivité et température, ont donc chacun un rôle dans le signal observé. Ainsi une luminance plus forte peut être l'effet d'une température plus élevée ou d'une émissivité plus forte. Il faut décorrélérer ces deux grandeurs. Nous avons pour chaque mesure, un système de n équations (n valeurs de luminance correspondant aux n bandes du capteur) à $n+1$ inconnues (n émissivités, puisque de manière générale l'émissivité varie d'une bande spectrale à une autre, plus une température, l'atmosphère étant connue). Ce système n'étant pas déterministe, les méthodes d'extraction doivent nécessairement poser des hypothèses qui permettent de contourner cette difficulté. On trouvera une bonne synthèse des méthodes existantes et de l'arrière plan théorique qui leur est associé dans l'article de Dash *et al.* (2002).

De nouveaux capteurs satellitaires en infrarouge thermique et médian ont été mis en service récemment. Ainsi la plateforme TERRA (*Earth Observing System AM1*, NASA) a été mise en orbite en décembre 1999. TERRA regroupe, entre autres, le capteur *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS, Justice *et al.*, 1998) qui possède notamment 6 bandes en infrarouge médian et thermique utilisables pour l'étude du sol, à une résolution de 1km et le capteur *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER, Yamaguchi *et al.*, 1998) avec 5 bandes en IRT à une résolution de 90m (Tableau 1 et Figure 1). Les données acquises par ces capteurs sont actuellement disponibles, bien qu'étant encore en période de validation (les données validées ne sont disponibles que depuis février

2003). Le potentiel de ces données suscite notre d'intérêt et ouvre de nouvelles perspectives sur l'étude et la caractérisation des surfaces (Snyder *et al.*, 1998; Kruse, 2002; Petitcolin et Vermote, 2002; Schmugge *et al.*, 2002), en particulier dans les régions nordiques. Signalons de plus qu'une autre plate-forme similaire, AQUA (*Earth Observing System PM*, NASA) est en orbite depuis mai 2002, elle porte également un capteur de type MODIS, son mode ascendant (qui coupe l'équateur en début d'après-midi) permettra de compléter les données de TERRA qui est en mode descendant (qui coupe l'équateur le matin).

Tableau 1 - Correspondance des bandes ASTER et MODIS en IRT

ASTER		MODIS	
Bande	Limites (μm)	Bande	Limites (μm)
		20	3,66–3,84
		22	3,929–3,989
		23	4,02–4,080
10	8,125–8,475		
11	8,475–8,825	29	8,4–8,7
12	8,925–9,275		
13	10,25–10,95		
14	10,95–11,65	31	10,78–11,28
		32	11,77–12,27

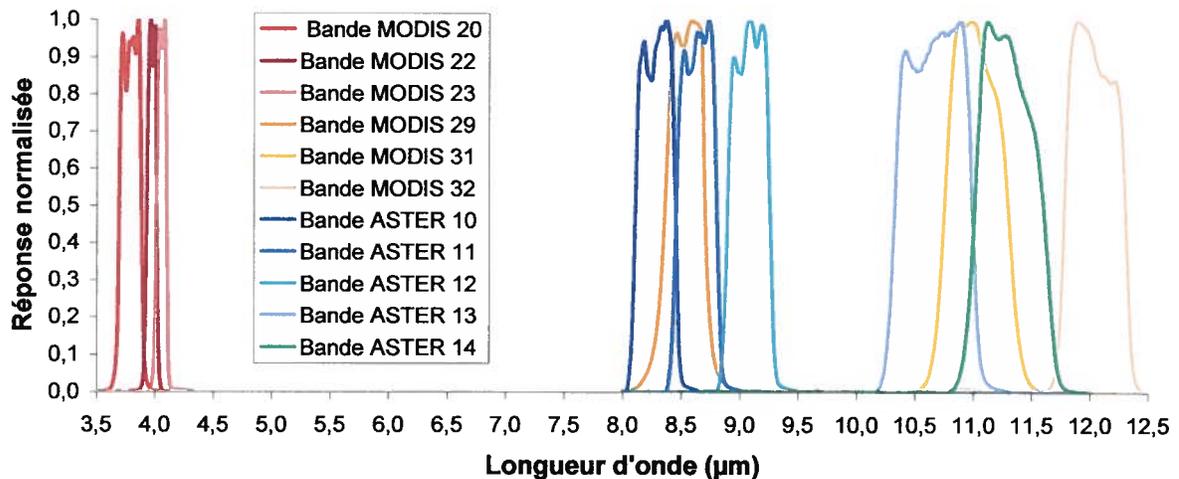


Figure 1 - Réponse spectrale des capteurs MODIS et ASTER en IRT (fichiers numériques des réponses spectrales disponibles en ligne en 2003;

MODIS : ftp.mcst.ssai.biz/pub/permanent/MCST/PFM_L1B_LUT_4-30-99/Reference_RSR_Dataset/;
 ASTER : <http://asterweb.jpl.nasa.gov/instrument/character.htm>)

Notre étude propose en premier lieu une analyse théorique poussée d'un algorithme d'extraction émissivité-température (l'algorithme *Temperature Emissivity Separation*, TES, développé pour les données du capteur ASTER, Gillespie *et al.* 1998) adapté pour des mesures radiométriques au niveau du sol. En deuxième lieu, nous avons comparé les émissivités fournies par les algorithmes de séparation émissivité température utilisés pour les données MODIS et ASTER. Enfin nous avons tenté de relier l'émissivité issue des images MODIS et ASTER avec des types de couverture du sol nordiques.

1.2 Hypothèses et objectifs

La première hypothèse que nous formulons est que le découplage température de surface/émissivité à partir de la mesure radiative à plusieurs longueurs d'onde est réalisable grâce à des algorithmes d'inversion (Wan et Li, 1997; Gillespie *et al.*, 1998). La deuxième hypothèse avancée est que l'émissivité permet de caractériser les différents types de surfaces, ainsi que leur état et leur comportement thermique (Salisbury et D'Aria, 1992 ; Salisbury et D'Aria, 1994; Snyder *et al.*, 1997).

Nous tenterons de vérifier la pertinence et la validité de l'utilisation de l'émissivité comme paramètre caractéristique d'une surface. Plus spécifiquement, cela nous conduit à considérer deux objectifs :

- identifier plusieurs méthodes d'inversion émissivité/température, comparer leurs résultats et analyser leurs limitations,
- évaluer le potentiel de l'émissivité en infrarouge médian et thermique, dans le but de caractériser la surface terrestre.

2. Cadre théorique

Afin de comprendre le type de signal mesuré dans notre domaine d'étude, et également pour introduire les simulations numériques effectuées dans notre recherche, nous présentons, dans cette partie théorique, quelques équations permettant d'exprimer le signal mesuré par un capteur en infrarouge médian ou thermique. Nous détaillerons également le fonctionnement de l'algorithme TES, puis

nous évoquerons les autres algorithmes d'extraction émissivité/température abordés dans cette étude.

2.1 Comment exprimer la luminance mesurée par un capteur ?

2.1.1 Équation générale du bilan radiatif dans le domaine thermique

La luminance mesurée au niveau d'un satellite provient de quatre sources principales :

- le rayonnement émis par la surface,
- le rayonnement émis par l'environnement de la cible (atmosphère et voisinage) et réfléchi par celle-ci en direction du capteur,
- le rayonnement émis par le soleil en direction de la cible et réfléchi par celle-ci en direction du capteur,
- le rayonnement émis par l'atmosphère directement en direction du capteur.

De plus, les trois premières contributions sont atténuées lors de leur transport dans l'atmosphère.

La luminance spectrale directionnelle incidente sur le détecteur dans la direction (θ_r, φ_r) s'écrit donc ainsi :

$$L_\lambda(\theta_r, \varphi_r) = \left(\begin{array}{l} \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) B_\lambda(T_s) + \\ \int_{\Omega_i} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) L_{atm \downarrow, \lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos \theta_i d\omega_i + \\ \rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) E_{soleil, \lambda}(\theta_s) \end{array} \right) \tau_{atm \uparrow, \lambda}(\theta_r, \varphi_r) + L_{atm \uparrow, \lambda}(\theta_r, \varphi_r) \quad (1)$$

Avec l'indice r pour récepteur, i pour incident, T_s pour température de surface. Cette luminance s'exprime en général en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$.

- $B_\lambda(T_s)$ est la luminance spectrale ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) émise par un corps noir à la température de surface réelle T_s , elle est calculée avec la loi de Planck (voir annexe 3, équation A3.1). La luminance émise par la surface est obtenue en pondérant $B_\lambda(T_s)$ par $\varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)$, émissivité spectrale directionnelle propre de la surface (sans unité).

- $\rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r)$ est la réflectance bidirectionnelle spectrale (en sr^{-1}) correspondant à la fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (*bidirectional reflectance distribution function*, BRDF) définie par Nicodemus *et al.* (1977) (voir annexe 1, équation A1.17).
- $L_{atm\downarrow,\lambda}$ est la luminance descendante (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$) émise et diffusée par l'atmosphère dans toutes les directions. Pour avoir la contribution globale de l'atmosphère, on intègre le produit de $\rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r)$ et $L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_i, \varphi_i)$ sur la demi-sphère incidente (notée *hi*).
- $E_{soleil,\lambda}(\theta_s) = \tau_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_s, \varphi_s) E_{o,\lambda} \cos \theta_s$ est l'éclairement solaire direct au niveau du sol (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$), avec : $E_{o,\lambda}$, éclairement solaire au sommet de l'atmosphère; θ_s , angle solaire zénithal et $\tau_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_s, \varphi_s)$, transmittance de l'atmosphère totale. Pour obtenir la luminance réfléchi par la surface dans la direction (θ_r, φ_r) , $E_{soleil}(\theta_s)$ est multiplié par $\rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r)$, réflectivité spectrale bidirectionnelle. L'éclairement solaire direct est négligeable en infrarouge thermique mais significatif en infrarouge médian comme illustré à la Figure 2. De plus, il est à noter que nous ne tenons pas compte du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère. En effet, la diffusion moléculaire est pratiquement inexistante en infrarouge thermique et la diffusion par les aérosols peut être raisonnablement négligée dans ce domaine pour une faible quantité d'aérosols (Malaplate, 2001, p.10).
- $\tau_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r)$ est la transmittance (sans unité) de la couche d'atmosphère entre la cible et le capteur.
- $L_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r)$ est la luminance (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$) émise directement vers le capteur par la couche d'atmosphère entre la cible et le capteur.

De plus, si l'on suppose la luminance descendante émise par l'atmosphère vers la surface isotrope, c'est à dire ne dépendant pas de la direction (Norman et Becker, 1995, approximation valide pour des angles entre 0° et 60°), elle peut être sortie de l'intégrale. Et nous montrons dans l'annexe 1 que l'intégration de la réflectance bidirectionnelle sur l'hémisphère incident peut être considérée comme une réflectance hémisphérique directionnelle.

L'intégrale, dans l'équation (1), devient donc :

$$\begin{aligned}
 & \int_{hi} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta, \varphi) \cos \theta_i \, d\omega_i \\
 &= L_{atm\downarrow,\lambda} \int_{hi} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_i \, d\omega_i \\
 &= \rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) L_{atm\downarrow,\lambda} \quad [W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}] \quad (2)
 \end{aligned}$$

Signalons que $\rho_{b,\lambda}$ est en sr^{-1} , mais que $\rho_{hd,\lambda}$ est sans unité.

De plus, la relation de Kirchhoff (voir annexe 1) nous permet d'écrire :

$$\rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) = 1 - \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) \quad (3)$$

Finalement l'équation (1) devient :

$$L_\lambda(\theta_r, \varphi_r) = \left(\begin{array}{l} \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) B_\lambda(T_s) + \\ (1 - \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)) L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) + \\ \rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) E_{soleil,\lambda}(\theta_s) \end{array} \right) \tau_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) + L_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) \quad (4)$$

2.1.2 Hypothèses de simplification possibles

➤ *Pour des mesures au niveau du sol :*

Par exemple, les radiomètres concernés par cette étude sont utilisés pour des mesures au sol (distance cible-capteur ~1m). Sur cette distance l'absorption de l'atmosphère peut être négligée, de même que la luminance émise par l'atmosphère vers le capteur (l'erreur sur le signal simulé total est inférieure à -0,02% en IRT et est de -2% environ en IRM_é, d'après des simulations MODTRAN). Par contre, pour des mesures au niveau d'un satellite (ASTER ou MODIS par exemple), on doit tenir compte de l'atmosphère.

➤ *Pour des mesures en infrarouge thermique*

Sur le domaine infrarouge thermique (7.5-14.2 μ m), l'éclairement solaire est négligeable (l'erreur commise sur le signal mesuré total en négligeant ce seul terme est de 0,09%). Ceci peut être illustré par la Figure 2 montrant chaque contribution dans le domaine infrarouge.

➤ *Pour des mesures au sol, en infrarouge thermique nous obtenons l'équation :*

$$L_\lambda(\theta_r, \varphi_r) = \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) B_\lambda(T_s) + (1 - \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)) L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \quad (5)$$

➤ *Pour des mesures en infrarouge médian*

Dans ce domaine spectral l'éclairement solaire ne peut pas être négligé, il sera soit mesuré avec le rayonnement environnant, soit modélisé (avec MODTRAN par exemple). La réflectance bidirectionnelle sera alors une inconnue supplémentaire qui devra être mesurée indépendamment ou exprimée en fonction d'autres paramètres. Si nous supposons que la surface est lambertienne, alors nous pouvons exprimer la réflectance bidirectionnelle en fonction de l'émissivité, notre paramètre d'intérêt. D'après les équations (A1.22) et (A1.25), nous obtenons :

$$\pi\rho_{h,\lambda} = \rho_{\lambda} = 1 - \varepsilon_{\lambda} \quad (6)$$

L'équation (4) du signal mesuré devient alors, pour des mesures au sol d'une surface lambertienne en IRMé :

$$L_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T_s) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) \left(L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_p, \varphi_p) + \frac{1}{\pi} E_{soleil,\lambda}(\theta_s, \varphi_s) \right) \quad (7)$$

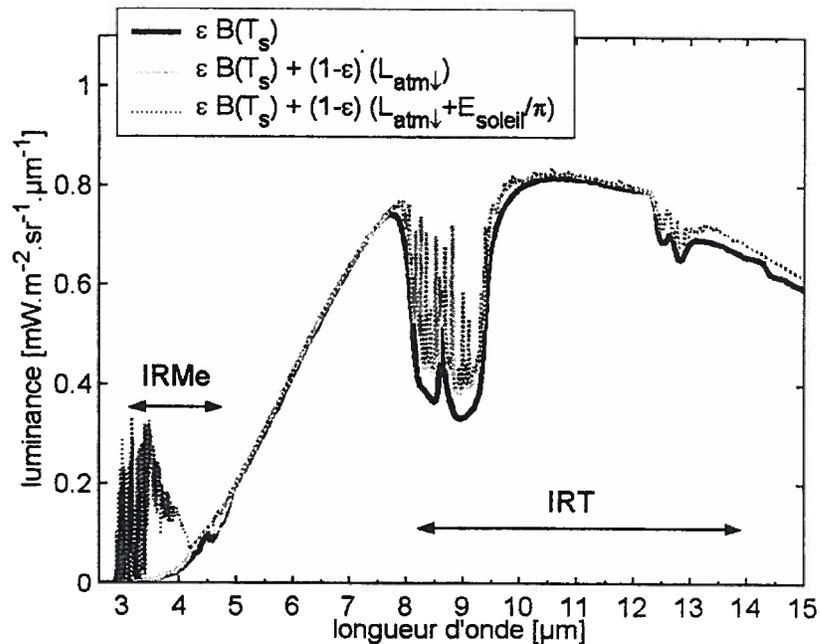


Figure 2 - Simulation de la luminance émise par une surface (trait plein noir), au niveau d'un capteur au sol, sans tenir compte de l'éclairement solaire (trait gris) et en en tenant compte (trait pointillé). Les paramètres des simulations sont les suivants : code de transfert radiatif MODTRAN 4.0, modèle standard d'atmosphère 1976 US, angle solaire zénithal=45°, spectre d'émissivité du SiO₂, T_s=20°C

2.1.3 Intégration par bande

La luminance mesurée par le capteur est une grandeur spectrale intégrée sur une bande et dépend de la réponse spectrale du capteur, notée f_λ . Ce qui s'écrit, dans le cas général (équation 4) et pour une bande j :

$$\begin{aligned}
 L_{j,\text{capteur}}(\theta_r, \varphi_r) &= \int_{\lambda} f_{\lambda} L_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r) d\lambda \\
 &= \int_{\lambda} f_{\lambda} \tau_{\text{atm}\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) \varepsilon_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r) B_{\lambda}(T_s) d\lambda + \\
 &\quad \int_{\lambda} f_{\lambda} \tau_{\text{atm}\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) (1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r)) L_{\text{atm}\downarrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) d\lambda + \\
 &\quad \int_{\lambda} f_{\lambda} \tau_{\text{atm}\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) \rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) E_{\text{soleil},\lambda}(\theta_s) d\lambda + \int_{\lambda} f_{\lambda} L_{\text{atm}\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) d\lambda
 \end{aligned} \tag{8}$$

Cette équation pose des difficultés de résolution, puisque tous les paramètres sont couplés dans les intégrales. Nous ne détaillerons pas ici la résolution utilisée dans le cas général, mais mentionnons tout de même qu'une hypothèse sur la transmission atmosphérique peut être posée pour isoler celle-ci. Si l'on considère que la transmission atmosphérique varie peu en longueur d'onde sur les fenêtres atmosphériques, alors la transmission atmosphérique moyennée et pondérée par la réponse spectrale de l'instrument peut être mise en facteur hors des intégrales de l'équation (8).

En posant les hypothèses correspondant au cas de simulation qui nous intéresse (radiomètres multibandes en infrarouge thermique, mesurant au niveau au sol, (équation 5)), nous obtenons :

$$\begin{aligned}
 L_{j,\text{capteur}}(\theta_r, \varphi_r) &= \int_{\lambda} f_{\lambda} L_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r) d\lambda \\
 &= \int_{\lambda} f_{\lambda} \varepsilon_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r) B_{\lambda}(T_s) d\lambda + \int_{\lambda} f_{\lambda} (1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r)) L_{\text{atm}\downarrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) d\lambda
 \end{aligned} \tag{9}$$

Remarquons que, dans notre simulation théorique, f_λ n'est pas normalisée et tient compte de l'amplitude de la réponse de l'instrument.

Mais estimer une émissivité par bande à partir de l'équation (9) n'est pas facile, puisque les luminances et l'émissivité sont couplées dans les intégrales. Afin de surmonter cette difficulté, nous utilisons, pour simuler la luminance au niveau du

capteur, une expression communément admise en télédétection infrarouge thermique (Becker et Li, 1995) :

$$L_{j,capteur} = \varepsilon_j B_j(T_s) + (1 - \varepsilon_j) L_{atm\downarrow,j} \quad (10)$$

Dans l'équation (10), B_j et $L_{atm\downarrow,j}$ sont définis comme $X_j = \int f_\lambda X_\lambda d\lambda$. Par contre la définition de l'émissivité pose problème et fait l'objet d'un développement dans la section suivante.

Il faut remarquer que l'équation (10) n'est pas mathématiquement équivalente à l'équation (9), mais elle peut être justifiée si le comportement spectral de la surface est relativement constant sur les bandes considérées (Malaplate, 2001).

2.1.4 Exprimer l'émissivité

Notre but est de remonter à une émissivité définie sur un intervalle spectral et de pouvoir inverser l'équation (10). La définition de cette émissivité n'est pas évidente. Est-ce une émissivité moyenne sur un intervalle spectral donné, dépendant de la réponse spectrale du capteur comme dans l'équation (11) ou est-ce, de manière analogue à la définition radiométrique de l'émissivité (A1.23), le rapport entre la luminance émise par un corps sur la luminance émise par un corps noir à la même température, en tenant toujours compte de la réponse spectrale de l'appareil, comme dans l'équation (12) ?

$$\overline{\varepsilon_j} = \frac{\int f_\lambda \varepsilon_\lambda d\lambda}{\int f_\lambda d\lambda} \quad (11)$$

$$\langle \varepsilon_j \rangle = \frac{\int f_\lambda \varepsilon_\lambda B_\lambda(T_s) d\lambda}{\int f_\lambda B_\lambda(T_s) d\lambda} \quad (12)$$

La 2^{ème} définition donne une émissivité dépendante de la température, d'autant plus que l'émissivité varie fortement spectralement dans l'intervalle d'intégration considéré (Staaf et al., 1996) et d'autant plus que la bande considérée est large. Notons néanmoins que, pour un corps d'émissivité spectralement constante, il n'y a pas de dépendance en température. Des exemples numériques des différences entre les deux définitions sont présentées au Tableau 2 pour trois surfaces. Pour l'herbe, qui possède une signature spectrale à peu près constante, l'écart entre les deux définitions peut être considéré comme négligeable. Pour des sols (contenant du

quartz par exemple), la différence est significative pour les bandes larges des capteurs (ici, bande 8-14 μ m).

Finalement, la première définition est préférée, étant indépendante de la température comme le recommande Becker et Li (1990). Nous considérons que l'émissivité ainsi définie caractérise plus fidèlement la surface en elle-même. Nous la notons ε_j . Il faut néanmoins garder à l'esprit que ces valeurs d'émissivité par bande dépendent bien sûr de la largeur de bande du capteur et de la forme de sa réponse spectrale.

Tableau 2 - Simulation numérique des différences absolues (sans unité) entre les deux définitions de l'émissivité par bande [équations (11) - (12)]. La température choisie est 20°C. Les spectres sont issus de la bibliothèque ASTER (<http://speclib.jpl.nasa.gov>), intégrés sur quatre bandes spectrales exemples

Largeur de bande (μ m)	8-14	11.71-13.50	9.96-11.91	8.21-9.47
Herbe	-0.0005	0.0001	-0.0002	0.0007
Quartzite	-0.0223	0.0004	-0.0016	-0.0013
Granit	-0.0189	0.0004	-0.0026	0.0004

2.2 Le TES

L'équation (10) précédemment établie permet d'exprimer l'émissivité ou la température, mais pas de les dissocier. Nous avons toujours n équations (n bandes) et $n+1$ inconnues (n émissivités et 1 température). Un algorithme d'extraction est alors nécessaire pour résoudre ce problème. De nombreux algorithmes ont été développés pour cela, reposant sur diverses hypothèses, Li *et al.* (1999) et Dash *et al.* (2002) en font un résumé assez complet.

Certaines de ces méthodes ont uniquement pour but de corriger efficacement les données de l'influence de l'atmosphère et/ou d'obtenir la température, l'émissivité est alors la plupart du temps une hypothèse préalable de l'algorithme. Entrent dans cette catégorie les méthodes de "*split-window*" (Becker et Li, 1990; Sobrino *et al.*, 1994; Becker et Li, 1995) dont le principe est résumé au paragraphe 2.3.1. On peut aussi citer en référence les pages 2572 à 2576 de l'article de synthèse de Dash *et al.* (2002).

Les méthodes de restitution de l'émissivité "avec référence" (par exemple, *Reference channel method*, Kahle et Alley, 1992; Hook *et al.*, 1992; Li *et al.*, 1999; *Normalized emissivity method*, Gillespie *et al.*, 1996) se basent sur l'hypothèse d'une valeur connue de l'émissivité (valeur maximale ou valeur particulière dans un canal donné) qui est

limitative pour retrouver la valeur absolue de l'émissivité. D'autres méthodes évaluées par Li *et al.* (1999) donnent aussi accès à une émissivité relative (forme du spectre retrouvée uniquement, la valeur étant dépendante des hypothèses initiales). Par exemple les méthodes TISI (*Temperature-Independent Spectral Indices*, Becker et Li, 1990; Li et Becker, 1993) donnent accès à un indice directement relié à l'émissivité relative.

Enfin, d'autres méthodes souvent qualifiées de "physiques" (Wan et Li, 1997; Ma *et al.* 2000), utilisent une résolution numérique poussée du système d'équation décrit plus haut (et impliquent un lourd traitement statistique et mathématique des données) pour retrouver simultanément les paramètres géophysiques des surfaces mesurées.

Le but est ici d'étudier une méthode aisément applicable permettant d'extraire l'information d'émissivité à partir de mesures effectuées sur le terrain. Or il n'existe que peu de méthodes simples et efficaces pour cela, sans connaissance *a priori* de la surface. Par exemple, la méthode de mesure de la boîte à émissivité développée par Nerry *et al.* (1990) est très précise mais demande beaucoup de manipulations qui peuvent être fastidieuses sur le terrain. Nous avons, au cours d'un rapport précédent (Payan, 2000), déjà examiné en détails une méthode expérimentale de détermination de l'émissivité et de la température, basée sur des mesures faites alternativement à l'ombre et au soleil sur une même surface, afin de rajouter une information supplémentaire, tout en gardant les mêmes inconnues. Mais les méthodes Ombre/soleil (Malaplate, 2001) ou Jour/nuit (Snyder *et al.*, 1998), outre la nécessité de manipuler un écran ou de décaler les mesures, reposent sur des hypothèses de stabilité temporelle de la température et/ou de l'émissivité qui peuvent causer des difficultés.

Le TES est un algorithme qui est facilement utilisable, puisqu'il ne demande que deux mesures multispectrales : une sur l'échantillon et une sur une plaque réfléchissante de référence pour obtenir la contribution de l'environnement. De plus, aucune connaissance préalable de la surface n'est nécessaire. Enfin, c'est l'algorithme utilisé pour les données ASTER, auxquelles nous nous sommes particulièrement intéressé dans ce travail.

Détaillons maintenant le fonctionnement de l'algorithme TES. Il utilise des itérations et une contrainte empirique.

L'algorithme TES a été développé par Gillespie *et al.* (1996, 1998) pour les cinq bandes en infrarouge thermique du capteur imageur ASTER. Le TES combine trois modules reliés entre eux comme indiqué dans la Figure 3. Ces trois modules sont :

- le module *Normalized Emissivity Method* (NEM), qui enlève la luminance environnementale et donne un premier estimé de la température et des émissivités en fixant comme hypothèse une valeur maximum pour les émissivités;
- le module *Ratio* (Watson, 1992), dans lequel les émissivités du NEM sont divisées par leur moyenne;
- le module *Minimum Maximum Difference* (MMD), qui permet de retrouver une émissivité absolue en utilisant une relation empirique pour calculer ε_{\min} :

$$\varepsilon_{\min} = r + s \times MMD^t \quad (13)$$

avec $r = 0,994$, $s = -0,687$, $t = 0,737$ pour les bandes ASTER (Gillespie *et al.*, 1998).

Une autre relation empirique a été proposée par Gu et Gillespie (2000). Cette relation, nommée dans la suite *Minimum Maximum Ratio* (MMR), est définie comme suit:

$$\ln \varepsilon_{\min} = m \times \ln(MMR) + p \quad (14)$$

avec $MMR = \varepsilon_{\min} / \varepsilon_{\max}$ and $m = 1,056$, $p = -0,01$ pour les bandes ASTER.

Ces coefficients et ceux de l'équation (13) ont été établis pour les bandes ASTER en utilisant une centaine de spectres de surfaces naturelles de la bibliothèque ASTER (<http://speclib.jpl.nasa.gov/>).

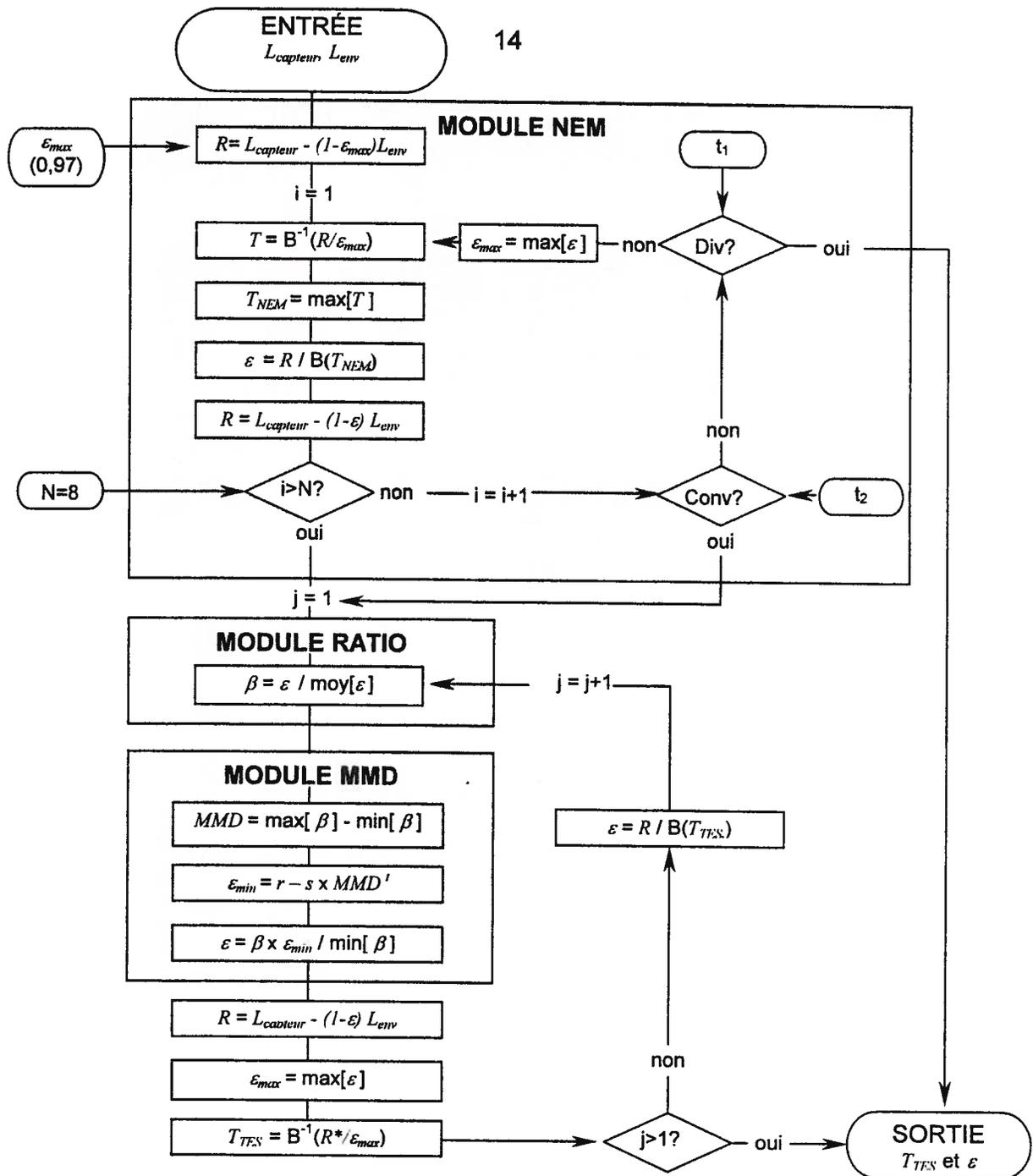


Figure 3 - Organigramme de l'algorithme TES (Temperature Emissivity Separation), adapté de Gillespie et al. (1996). L_{capteur} est la luminance au niveau de capteur, L_{env} est la luminance en provenance de l'environnement (atmosphère, objets voisins), ε est l'émissivité, T est une température radiative, R est une luminance intermédiaire corrigée du rayonnement environnant et R^* est sa valeur pour la bande où l'émissivité est maximale; L_{capteur} , L_{env} , ε , T , R , et β sont des vecteurs dont le nombre de composantes correspond au nombre de bandes du capteur utilisé. T_{NEM} et T_{TES} sont les estimations de la température de surface. $B(T)$ est une fonction permettant de calculer la luminance émise par un corps noir à la température T (loi de Planck ou ses approximations par exemple), $B^{-1}(R/\varepsilon)$ est la fonction inverse de B permettant de retrouver la température d'un corps noir ayant une luminance R/ε (corrigée de l'émissivité). t_1 and t_2 sont des seuils ajustables. Le test de convergence (Conv) est $RMSE(R) < t_2$, et le test de divergence (Div) est $|\Delta RMSE/\Delta i| > t_1$

2.3 Les algorithmes d'extraction d'émissivité pour le capteur MODIS

Nous allons brièvement décrire deux autres algorithmes de décorrélation température/émissivité, puisque ce sont ceux définis pour les produits MODIS utilisés dans cette étude. Ces deux algorithmes sont totalement indépendants. L'un, appelé "*Classification based emissivity method*", fournit l'émissivité dans les bandes MODIS 31 et 32 et l'autre, appelé "*Day/night Land Surface Temperature algorithm*", fournit l'émissivité dans les bandes MODIS 21, 22, 23, 29, 31 et 32. Ils sont tous les deux décrits dans le document théorique écrit par Wan (1999).

2.3.1 "*Classification based emissivity method*"

Cette méthode de détermination de l'émissivité basée sur une classification a été proposée par Snyder *et al.* (1998). Lors de la conception de l'algorithme, une base de données de 14 classes d'émissivités en bandes 31 et 32 a été constituée, chacune des classes d'émissivité est caractéristique d'un type de couverture de sol (forêt, herbe, sol nu...) associé ou non à un stade phénologique (croissance ou sénescence dans le cas de la végétation). Les valeurs d'émissivité de ces classes ont été calculées à partir de modèles de réflectance dont les coefficients découlent de spectres d'émissivité mesurés en laboratoire (entre autre tirés de Salisbury et D'Aria, 1992; 1994). Ces modèles prennent aussi en compte la structure de la surface considérée pour chaque classe.

Lors du traitement de l'image acquise par MODIS, chaque pixel est affecté à une classe d'émissivité en fonction notamment de sa couverture du sol (déterminée par un autre produit MODIS) et de la date d'acquisition. Chaque pixel se voit donc affecté une valeur d'émissivité en bande 31 et 32, tirée d'une table de correspondance "classe/émissivité".

Cette information sur l'émissivité est une entrée pour un autre module servant à la détermination de la température de surface (nommé "*Generalized split window algorithm*", Wan et Dozier, 1996; Wan, 1999). Pour s'affranchir des effets de l'atmosphère, celui-ci se base sur la propriété d'absorption de la vapeur d'eau qui est différente dans deux bandes spectrales adjacentes. Ainsi, la différence entre les deux températures radiatives mesurées dans chacune des bandes est une indication de la

correction atmosphérique à apporter. La température de surface est alors exprimée comme une simple combinaison linéaire empirique des températures radiatives de ces deux bandes. Les coefficients de la relation sont, quant à eux, dépendants de l'émissivité, d'où la nécessité de la table "émissivité/classe" précédemment introduite.

2.3.2 "Day/night land surface temperature algorithm"

Cet algorithme développé par Wan et Li (1997) permet de déterminer simultanément l'émissivité et la température en inversant un système d'équations avec des méthodes de régression statistiques. Aucune information précise sur l'atmosphère n'est requise. Les mesures d'une même surface acquises de jour et de nuit donnent $2N$ équations (N bandes du capteur) exprimant la luminance en fonction des paramètres à trouver. Ces inconnues sont : l'émissivité pour les N bandes, la température de jour et de nuit et 4 variables atmosphériques, soit $N+7$ inconnues. Pour avoir une ou plusieurs solutions, le système doit comporter plus d'équations que d'inconnues, c'est à dire $2N \geq N+7$, ce qui implique que le nombre de bandes soit supérieur ou égal à 7. Initialement, ce sont les bandes 20, 22, 23, 29, 31, 32 et 33 qui étaient prévues pour cette résolution, mais les produits MODIS ne fournissent pas l'émissivité en bande 33, car elles sembleraient trop affectées par l'atmosphère. Par contre, nous n'avons pas de détails quant au fonctionnement de l'algorithme avec 6 bandes seulement.

L'hypothèse sous-jacente à cette méthode est que les émissivités sont considérées constantes entre le jour et la nuit. De plus, l'algorithme a l'intérêt de combiner une mesure de jour dans l'IRMé (incluant le rayonnement solaire réfléchi par la surface et donc radicalement différente de la mesure de nuit) et des mesures de jour et de nuit en IRT, correspondant seulement à l'émission de la surface. C'est une sorte de méthode active.

3. Cadre expérimental

Notre sujet de recherche s'articule en deux grandes parties, une première partie d'analyse théorique de l'algorithme TES à partir de simulations numériques et de mesures au sol et une deuxième partie d'étude appliquée, sur des données images acquises par les capteurs ASTER et MODIS. Les différentes étapes de la méthodologie sont résumées dans la Figure 4.

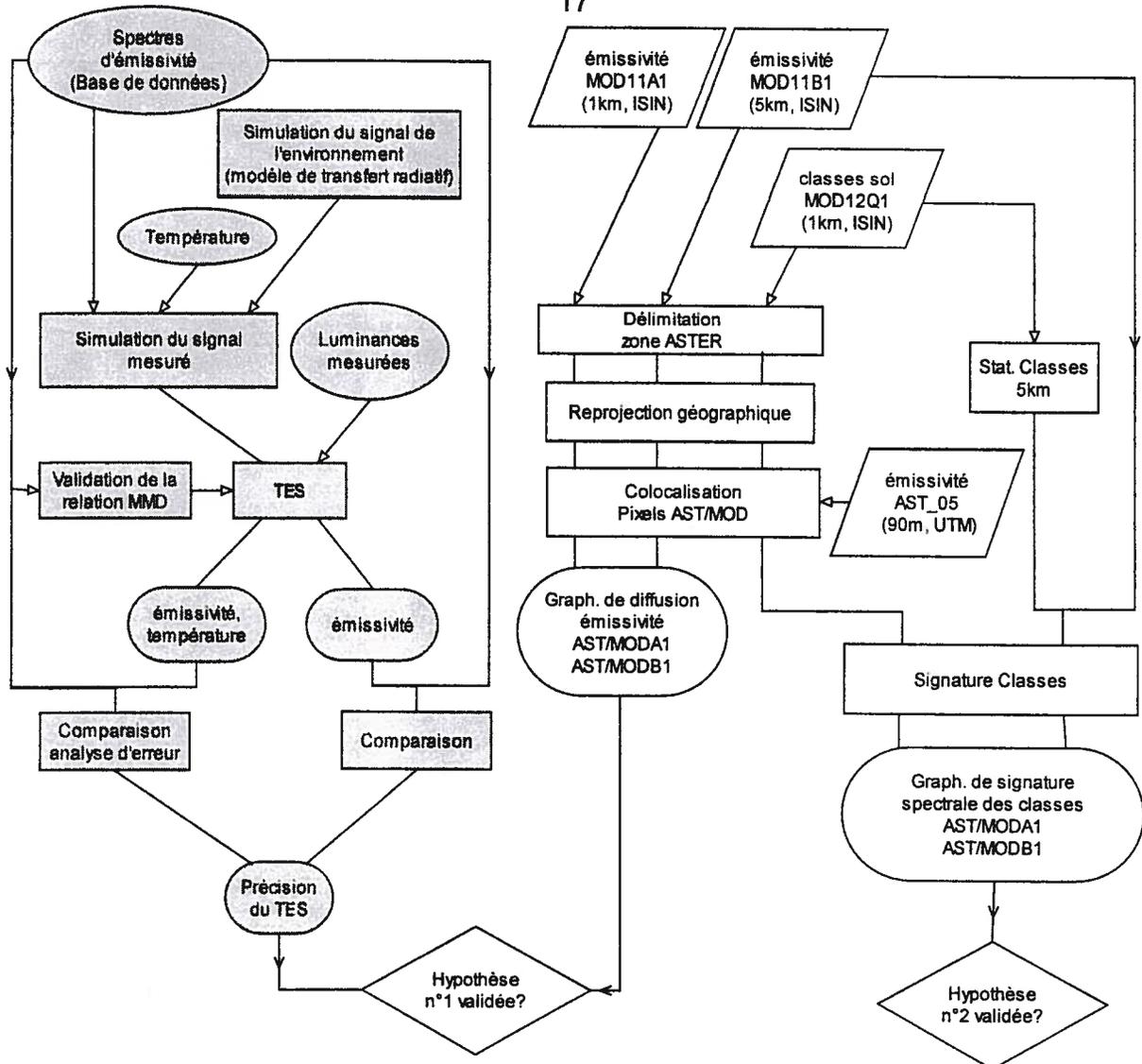


Figure 4 - Organigramme méthodologique du projet

3.1 Analyse d'un algorithme d'extraction émissivité température

3.1.1 Implémentation de l'algorithme TES

Dans le cadre d'un stage effectué en 2001 au Centre d'applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL) sous la direction d'Alain Royer et en collaboration avec Jean-Marc Thériault du Centre de Recherches pour la Défense Valcartier, nous avons adapté et implémenté l'algorithme TES. Cette adaptation concernait des données multibandes acquises par des radiomètres et des données hyperspectrales acquises par un spectroradiomètre, dans le cas de mesures au sol. Le détail de ce travail peut être consulté dans le rapport de stage écrit par Payan (2001). Par la suite nous avons

effectué nos simulations en utilisant les réponses spectrales (Figure 5) des appareils CIMEL (Tableau 3). Ces appareils sont décrits dans Payan (2001). Il est à noter que les bandes du CIMEL 312-2 sont similaires à celles du capteur ASTER (à part la bande large 8-14 μ m).

Les simulations numériques et l'analyse de sensibilité effectuées pour le TES hyperspectral ne seront pas détaillées dans ce mémoire, bien qu'elles soient basées sur le même principe qui va être décrit plus loin. En effet, cette partie de l'étude faite pour le spectroradiomètre (Tableau 3) constituait un essai parallèle, suite logique de notre stage. On pourra trouver une synthèse des résultats obtenus pour l'étude du TES hyperspectral dans l'article fourni en annexe, à la fin de ce document (Annexe 2).

Tableau 3 - Caractéristiques techniques des appareils utilisés dans l'étude du TES

Appareil	Compagnie	Type	Nb de bandes	Domaine spectral	Références
CIMEL ce312-2	CIMEL Electronique, France	Radiomètre multibandes	6	IRT	Sicard <i>et al.</i> (1999) Legrand <i>et al.</i> (2000) Payan (2001)
CIMEL ce332	CIMEL Electronique, France	Radiomètre multibandes	3	IRT	Sicard <i>et al.</i> (1999) Legrand <i>et al.</i> (2000) Payan (2001)
BOMEM MB100 modifié	BOMEM	Spectroradiomètre à transformée de Fourier		2-20 μ m	Revercomb <i>et al.</i> (1988) Payan (2001)

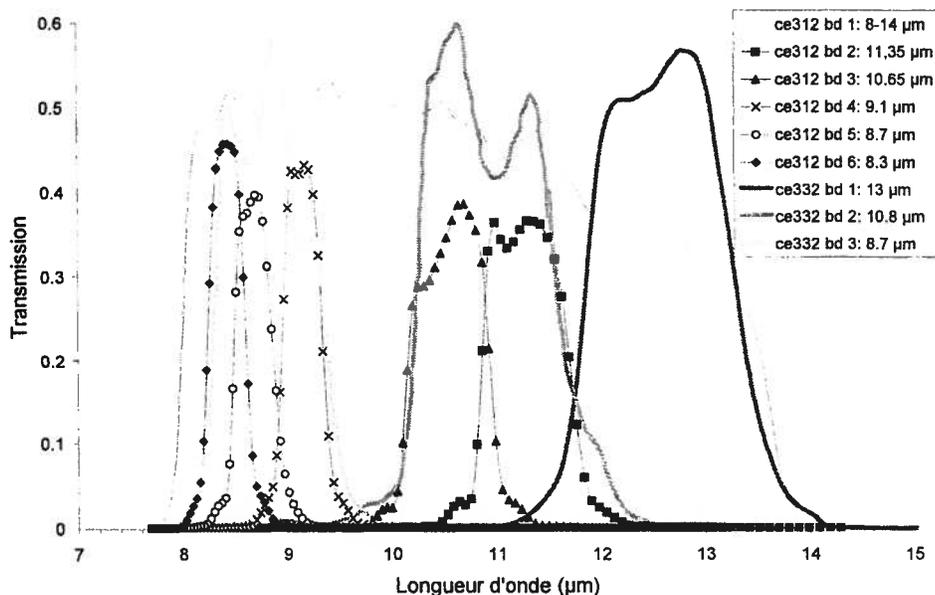


Figure 5 - Réponse spectrale des radiomètres CIMEL

3.1.2 Données simulées en entrée du TES

Nous détaillons ici les différentes étapes employées pour les simulations du signal mesuré.

Pour faire fonctionner le TES, nous avons besoin de la luminance de l'environnement et de la luminance qui serait mesurée par le capteur. Nous allons nous attarder d'abord à la luminance environnementale, puis à la luminance corps noir par bande et enfin à l'émissivité par bande, qui définissent la luminance du capteur (équation (10)).

➤ Luminance environnementale

De manière générale, la luminance de l'environnement inclut la luminance atmosphérique descendante et la luminance provenant des objets voisins. Dans notre simulation nous n'avons pas pris en compte le dernier terme. Nous souhaitons donc simuler le terme suivant :

$$L_{atm\downarrow,\lambda} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f_{\lambda} L_{atm\downarrow,\lambda} d\lambda \quad [\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}] \quad (15)$$

Nous utilisons le logiciel MODTRAN-PCModwin 4.0 pour modéliser $L_{atm\downarrow,\lambda}$. La luminance atmosphérique descendante ayant été supposée isotrope (équation (2)), nous pouvons estimer sa valeur moyenne en divisant le flux thermique provenant de l'hémisphère complet (noté $F_{ciel,\lambda}$) par π , angle solide correspondant à cet hémisphère. De plus, on montre numériquement que cette valeur de luminance moyenne peut être approchée avec une précision de 1,1% par la luminance atmosphérique descendante angulaire à 53° (pour le modèle d'atmosphère US 1976 de MODTRAN 4.0). La valeur de cet angle peut être affinée si l'on utilise un autre modèle d'atmosphère. Un calcul similaire a été effectué par Otterman *et al.* (1994) pour relier les températures radiatives directionnelle et hémisphérique sur un terrain recouvert de végétation. La luminance atmosphérique s'exprime donc :

$$L_{atm\downarrow,\lambda} = \frac{F_{ciel,\lambda}}{\pi} \approx L_{atm\downarrow,\lambda}(53^{\circ}) \quad (16)$$

Les paramètres de simulation utilisés sont les suivants (tous les autres paramètres non spécifiés ici sont laissés à leur valeur par défaut) :

- Mode : *thermal radiance*;
- Type de trajet : *slant path to space*;
- Type de nuages : aucun;
- Modèle d'atmosphère : 1976 US Standard;
- Paramètres spectraux : simulation de 695 à 1300 cm^{-1} ;
- Géométrie : *Observer height, zenith angle*, H1=0, $\theta = 53^{\circ}$.

MODTRAN simule la luminance en $\text{W.cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm}$ pour des valeurs de nombre d'onde espacées de 1 cm^{-1} (c'est la résolution maximale par défaut, elle peut être modifiée). Nous désirons avoir la luminance en fonction des longueurs d'onde en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ avec un intervalle entre chaque valeur constant en longueur d'onde.

La correspondance entre les longueurs d'onde (λ) et les nombres d'onde (σ) est la suivante :

$$\lambda = \frac{1}{\sigma} \text{ [SI]} \quad \text{ou de manière pratique} \quad \lambda [\mu\text{m}] = \frac{10^4}{\sigma [\text{cm}^{-1}]} \quad (17)$$

Pour les luminances, on a :

$$L_\lambda d\lambda = L_\sigma d\sigma \text{ soit } L_\lambda = \sigma^2 L_\sigma \quad (18)$$

Remarquons qu'un intervalle de 1cm^{-1} à $\sigma = 695\text{cm}^{-1}$ équivaut environ à un intervalle de $0,02\mu\text{m}$ à $\lambda=14,4\mu\text{m}$, tandis qu'un intervalle de 1cm^{-1} à $\sigma = 1300\text{cm}^{-1}$ équivaut environ à un intervalle de $0,006\mu\text{m}$ à $\lambda=7,7\mu\text{m}$. Nous avons simulé les luminances à 1 cm^{-1} pour ensuite convertir les valeurs en longueur d'onde, puis interpoler les données à un pas constant de $0,02\mu\text{m}$. La réponse spectrale du capteur est également interpolée tous les $0,02\mu\text{m}$, pour les mêmes longueurs d'ondes.

Une manière possible de calculer l'intégrale de l'équation (16) numériquement est d'utiliser la méthode des rectangles :

$$L_{atm\downarrow,j} = \int_{\lambda} f_{\lambda} L_{atm\downarrow,\lambda} d\lambda = \sum_k f(\lambda_k) \times L_{atm\downarrow}(\lambda_k) \times (\lambda_k - \lambda_{k+1}) \quad (19)$$

La luminance n'est pas normalisée par la réponse spectrale du capteur pour rester homogène avec le calcul approché de la luminance corps noir (voir annexe 3). La Figure 6 présente les luminances simulées en utilisant l'équation (19) et les réponses spectrales des capteurs CIMEL (Figure 5). Les valeurs intégrées sont plus faibles que les valeurs spectrales, car les réponses spectrales des instruments ne sont pas normalisées à 1, mais tiennent compte de l'atténuation de l'instrument (Figure 5).

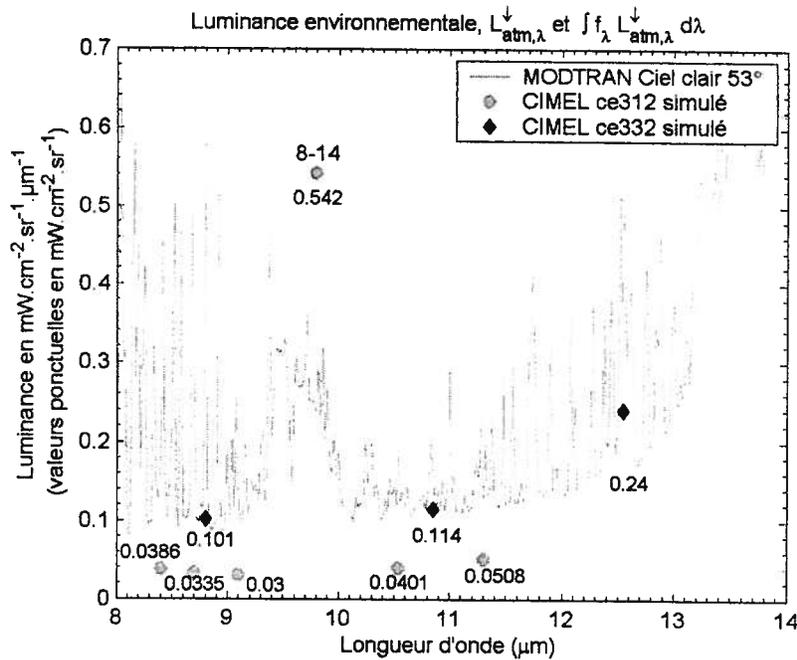


Figure 6 - Luminances atmosphériques descendantes ($\text{mW.cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) modélisées avec MODTRAN pour un ciel clair. Les luminances intégrées ($\text{mW.cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) correspondantes, qui seraient mesurées avec les capteurs CIMEL, sont représentées par des ronds (6 bandes) et des losanges (3 bandes), localisés à la longueur d'onde centrale de chaque bande

➤ *Luminance corps noir*

La luminance émise par un corps noir sur une bande spectrale particulière pourrait se calculer à l'aide de la fonction de Planck (équation A3.1) en intégrant sur la bande spectrale considérée. Nous allons plutôt directement utiliser une fonction qui permet d'approcher Planck pour les bandes des capteurs CIMEL dans l'intervalle de température normal (environ -20 à 40°C), ceci pour être en conformité avec la procédure employée par CIMEL, qui utilise l'équation (20) (Legrand *et al.* 2000).

$$B_j(T_s) = \int f_{\lambda} B_{\lambda}(T_s) d\lambda \approx a_j e^{-b_j/T_s^{n_j}} \quad [\text{mW.cm}^{-1}.\text{sr}^{-1}] \quad (20)$$

Cette relation fait intervenir les coefficients a , b , n fournis par CIMEL (voir annexe 3) et donne des luminances non normalisées par la réponse spectrale. Dans toutes les simulations la température est fixée à 20°C .

➤ *Émissivités par bandes*

Nous avons utilisé les données issues d'un CDROM, *ASTER SPECTRAL LIBRARY Ver. 1.2* regroupant les bibliothèques de spectres de réflectance (proche infrarouge et infrarouge) de plusieurs laboratoires :

- JHU : Johns Hopkins University à Baltimore, MD, et USGS : United States Geological Survey Reston Office in Reston, VA (mesures effectuées par A. D'Aria sous la direction de J.W Salisbury).
- JPL : Jet Propulsion Laboratory (bibliothèque originalement publiée dans *Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0,4 to 2.5 Micrometers*, by C.I. Grove, S.J. Hook, and E.D. Paylor II. Grove, C.I., Hook, S.J., Paylor, E.D.).
- USGS: United States Geological Survey Reston Office.

La bibliothèque ASTER est également disponible sur internet : <http://speclib.jpl.nasa.gov/>.

Nous avons choisi les spectres de réflectance directionnelle-hémisphérique qui contenaient des données en infrarouge médian et thermique (en général mesurées avec un spectroradiomètre avec sphère intégrante). L'émissivité est déduite de la loi de Kirchhoff (A1.25) : $\varepsilon_\lambda = 1 - \rho_{dh,\lambda}$. Les spectres ont été interpolés en nombre d'ondes tous les 5cm^{-1} pour correspondre avec les données des réponses spectrales de nos radiomètres (Figure 5). Les données ont ensuite été intégrées (en nombre d'ondes) pour tenir compte de la réponse spectrale des capteurs en utilisant la méthode numérique des rectangles :

$$\varepsilon_j = \frac{\int f_\sigma \varepsilon_\sigma d\sigma}{\int f_\sigma d\sigma} \approx \frac{\sum_k f(\sigma_k) \times \varepsilon(\sigma_k) \times (\sigma_k - \sigma_{k+1})}{\sum_k f(\sigma_k) \times (\sigma_k - \sigma_{k+1})} \quad (21)$$

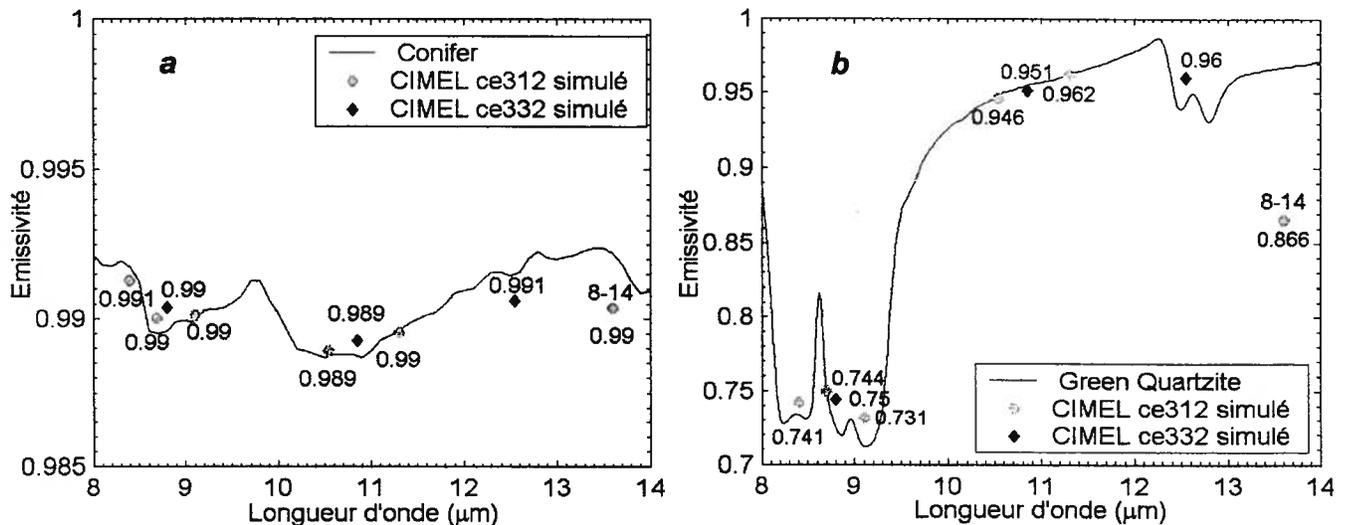


Figure 7 - Exemples de spectres d'émissivité issus de la bibliothèque ASTER (a : conifères, b : quartz) où on a indiqué les émissivités intégrées et pondérées sur les bandes spectrales du radiomètre CIMEL 3 bandes (losanges) et du radiomètre CIMEL 6 bandes (ronds)

3.1.3 Méthodologie de la vérification de la relation MMD

Dans un premier temps, nous avons vérifié la validité des relations MMD et MMR (équations 13 et 14) pour un ensemble plus important de données provenant néanmoins de la même base de données (*ASTER spectral library*, voir le détail des fichiers utilisés en annexe 4). Nous avons testé les relations sur des données intégrées par bande en IRT (équation 21), pour les deux types de radiomètres CIMEL (3 bandes et 5 bandes, la 6^{ème} bande large du ce312 n'étant pas utilisée pour le TES).

3.1.4 Méthode d'analyse de sensibilité

Dans un deuxième temps, afin d'étudier la précision théorique du TES, nous avons simulé le signal mesuré par un capteur sur des surfaces de température et d'émissivité fixées. La température ne variait pas et était fixée à une valeur de 20°C. Nous avons par contre fait varier l'émissivité en utilisant les mêmes fichiers de spectres d'émissivité que ceux sélectionnés pour l'optimisation de la relation MMD (voir annexe 4). Nous avons également simulé de façon indépendante la luminance environnementale avec un logiciel de transfert radiatif (MODTRAN 4), pour des conditions de ciel clair. Le choix de l'équation de MMD dépend du résultat de l'analyse précédente.

Ces données d'entrée ont été soumises au TES, puis les spectres d'émissivité et la température obtenus ont été comparés aux spectres et à la valeur de température de référence afin de quantifier l'erreur moyenne associée à l'algorithme. Les erreurs moyennes résultantes concernent donc un grand nombre de surfaces différentes.

Nous avons vérifié l'influence du paramètre d'entrée "émissivité maximale" (valeur variant de 0,81 à 0,99 par pas de 0,02), à la sortie du NEM et à la sortie du TES.

Nous avons ensuite étudié l'influence de la relation MMD dans l'algorithme TES. Nous avons pour cela calculé l'écart entre l'émissivité minimale du spectre initial à 5 bandes de chaque surface et l'émissivité minimale qui serait prévue par la relation MMD à partir du contraste du spectre "vrai". Cet écart représente le degré avec lequel la surface vérifie la relation MMD. Nous avons ensuite tracé la relation entre l'erreur pour chaque surface en sortie de l'algorithme et cette distance à la relation MMD.

3.1.5 Confrontation de mesures réelles

Enfin, nous avons testé le TES avec des mesures réalisées pendant notre stage (Payan, 2001). Nous disposions également de mesures réalisées par d'autres étudiants du CARTEL (Vallée, 1999; Chagnon, 2002) avec les radiomètres CIMEL.

Nous ne reprendrons pas ici la description de toutes les conditions de mesures. Mentionnons simplement que les mesures ont été effectuées avec les appareils décrits au Tableau 3, à l'extérieur, dans des conditions de ciel clair, pour différentes dates entre la fin du printemps et de l'été. Les mesures sur les surfaces étaient effectuées à température ambiante et alternées avec des mesures sur une plaque de référence réfléchissante (Infragold de Labsphère inc.) afin d'estimer la contribution de l'environnement. Les surfaces retenues ici sont des poudres de quartz (SiO_2) et de carbure de silicium (SiC) de plusieurs granulométries (SiC : $14\mu\text{m}$, $45\mu\text{m}$, $120\mu\text{m}$ et SiO_2 : $65\mu\text{m}$, $300\text{-}400\mu\text{m}$). Nous avons choisi le SiO_2 (quartz), car c'est un constituant commun de la surface terrestre (dans le sable et les sols) et qu'il a une signature caractéristique en IRT (bande d'absorption vers $9\mu\text{m}$). Nous avons également choisi le SiC pour sa signature caractéristique en IRT (forte absorption vers $12\mu\text{m}$), bien que ce ne soit pas un matériau naturel très courant.

Malgré la non-disponibilité de spectres de référence pour les surfaces mesurées, nous avons comparé les spectres d'émissivités obtenus en sortie du TES avec d'autres spectres issus de la littérature ou mesurés par d'autres laboratoires.

3.2 Observations satellitaires

Un deuxième pan de notre méthodologie concerne une étude réalisée à une échelle plus globale à l'aide d'images satellitaires. Cette partie s'inscrit dans le cadre de notre deuxième hypothèse concernant la caractérisation du sol par l'émissivité et contribue également à la validation de notre première hypothèse sur les algorithmes. Cette étude analyse trois types de données d'émissivité différents (c'est à dire issus de trois algorithmes d'inversion distincts) et se divise en deux axes :

- comparaison des algorithmes d'extraction émissivité/température des produits ASTER et MODIS;
- détermination de la signature spectrale en émissivité (ASTER puis MODIS) pour les classes de couverture du sol définies dans un autre produit MODIS.

3.2.1 Zones d'étude

Nous avons privilégié les zones de sol nu ou de végétation peu abondante (régions subarctiques) afin de se concentrer sur la caractérisation des sols. Nous avons aussi essayé d'étudier un transect nord-sud permettant de suivre une évolution dans la densité de végétation (région boréale). Pour ces mêmes raisons nous avons limité notre zone temporelle d'étude à l'été 2001 pour éviter la couverture de neige (juillet-août, les données 2000 n'étant pas exploitables). En accord avec les zones disponibles avec MODIS (carreaux prédéfinis) nous avons sélectionné trois zones (Figure 8) :

- une zone-image centrée en $55,58^\circ$ de latitude nord et $61,36^\circ$ de longitude ouest, couvrant le Labrador, une partie du nord-est du Québec et une partie de la péninsule d'Ungava (zone notée "Labrador" dans la suite);
- une zone-image centrée en $66,88^\circ$ de latitude nord et $106,77^\circ$ de longitude ouest, couvrant une partie du Nunavut et des Territoires du Nord-Ouest depuis la Baie d'Hudson jusqu'au Golfe d'Admunsen (notée "Nord" dans la suite);
- une troisième image-zone centrée en $55,94^\circ$ de latitude nord et $96,34^\circ$ de longitude ouest, traversant l'Ontario, le Manitoba et le nord de la Saskatchewan (notée "SaskManit" dans la suite).

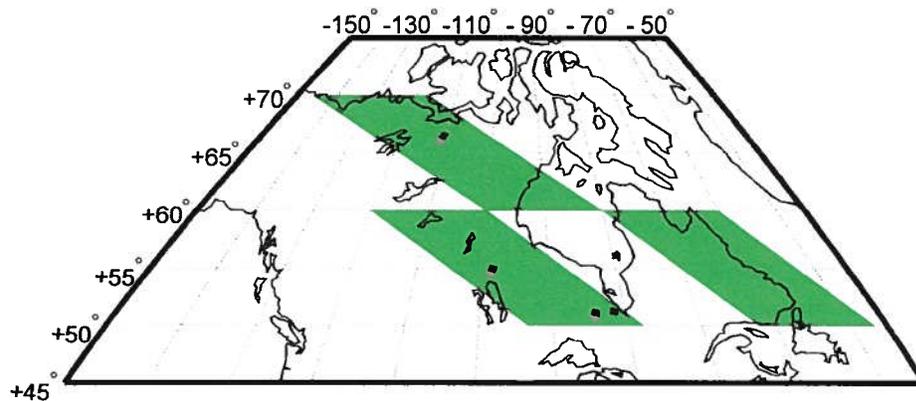


Figure 8 - Localisation des images MODIS (parallépipèdes verts) et localisation des images ASTER (petits carrés noirs et gris)

Les données MODIS de couverture du sol choisies correspondent au produit MOD12Q1 (Strahler *et al.*, 1999). Nous avons sélectionné dans celui-ci le schéma de classification IGPB (*International geosphere-biosphere programme data and information system*) présenté au Tableau 4. Afin de se familiariser avec nos données

et de caractériser les classes pour nos zones, nous avons comparé la classification MODIS IGPB avec la classification issue d'images AVHRR (Cihlar *et al.* 2001) développée dans le cadre du *Northern biome experiment* (NBIOME) et dont les classes sont listées au Tableau 5. On peut visualiser les deux classifications pour chaque zone sur la Figure 9. Nous décrivons ci-dessous brièvement la couverture de surface de nos trois zones à partir des observations faites sur la Figure 9, notre propos n'est pas ici de décrire exhaustivement la biosphère de ces régions, mais plutôt de donner une idée générale du type de végétation décelable à l'échelle de notre étude. On trouvera en annexe 5 une description détaillée de la localisation géographique et de la végétation des écozones que l'on distingue sur nos sites d'étude, telles que définies par le Comité canadien de la classification écologique du territoire (CCCET).

Notre zone "*Labrador*" est recouverte au sud par la forêt de conifères du sud (classes NBIOMES 2 et 4, classes IGPB 1), plus au nord, ainsi que entre la pointe du Labrador et la péninsule d'Ungava, on distingue une couverture de type forêt du Nord (classes NBIOME 3 et 5, classes IGPB 8). On peut noter la transition arbres-arbustes autour du 55^{ième} parallèle (classes NBIOME 13, classes IGPB 7 et 6). Dans la région de la péninsule d'Ungava, on trouve une couverture d'herbes, de buissons et de lichens (classes NBIOME 17 à 19, classes IGPB 7 et 9), dans la péninsule du Labrador, la partie ouest est caractérisée par une couverture arbustive (classes NBIOME 18, classes IGPB 7), on trouve une zone avec une faible densité de végétation à l'est (classes NBIOME 20 à 22, classe IGPB 16) correspondant aux Monts Torngat.

La zone "*Nord*" est assez homogène avec une couverture d'herbes, de buissons et de lichens (classes NBIOME 17 à 19, classes IGPB 7) et des zones très faiblement végétées (régolithe, étendues rocheuses sans végétation, classes NBIOME 20 et 22, classe IGPB 16).

La zone "*Saskmanit*" est presque exclusivement recouverte de forêt d'après l'image MODIS, on y retrouve surtout une forêt de conifères (classes NBIOME 2 et 4, classe IGPB 1), avec un peu de forêt mixte dans le sud-est (classes NBIOME 7 à 9, classe IGPB 5).

Les zones de brûlis indiquées dans l'image NBIOME (classes 11 et 12), soit ne sont pas détectables dans la classification IGPB, soit n'existent plus en 2001.

Tableau 4 - Index des classes pour le schéma développé par le IGPB, adapté de Strahler et al. (1999, p.16)

1 Forêt conifères (persistant)	10 Couvert herbeux
2 Forêt feuillus (persistant)	11 Terres inondées
3 Forêt conifères (caduc)	12 Terres d'assolement
4 Forêt feuillus (caduc)	13 Zones urbaines ou bâties
5 Forêt mixte	14 Mosaïque de végétation naturelle
6 Végétation arbustive >60%	15 Neige et glace
7 Végétation arbustive 10-60%	16 Sol nu ou végétation <10%
8 Couvert herbeux+forêt 30-60%	17 Non-classifié
9 Couvert herbeux+forêt 10-30%	18 Eau

Tableau 5 - Index des classes pour le schéma développé dans le cadre du NBIOME

FORÊT	ZONES OUVERTES	ZONES DÉVELOPPÉES
Forêt conifères (persistants)	13 Transition arbres-arbustes	Terres d'assolement
1 Grande densité	Terres inondées/arbustes	23 Forte biomasse
Moyenne densité	14 Grande densité	24 Moyenne Biomasse
2 Forêt du Sud	15 Moyenne densité	25 Faible Biomasse
3 Forêt du Nord	16 Couvert herbeux	Mosaïque de végétation
Faible densité	Sol nu	26 Agriculture/forêt
4 Forêt du Sud	Buissons et lichen	27 Forêt/agriculture
5 Forêt du Nord	17 Lichen et autres	28 Agriculture/autre
6 Forêt feuillus (caducs)	18 Buissons/lichen dominants	29 Zones urbaines ou bâties
Forêt mixte	Sans arbres	
7 Forêt mixte conifères	19 Bruyère et herbes	SANS VÉGÉTATION
Forêt mixte intermédiaire	20 Faible végétation	30 Eau
8 Forêt mixte interm. uniforme	21 Très faible végétation	31 Neige/glace
9 Forêt mixte interm. hétérogène	22 Sol nu et roches	
10 Forêt mixte feuillus		
Brûlis		
11 Faible végétation verte		
12 Végétation verte		

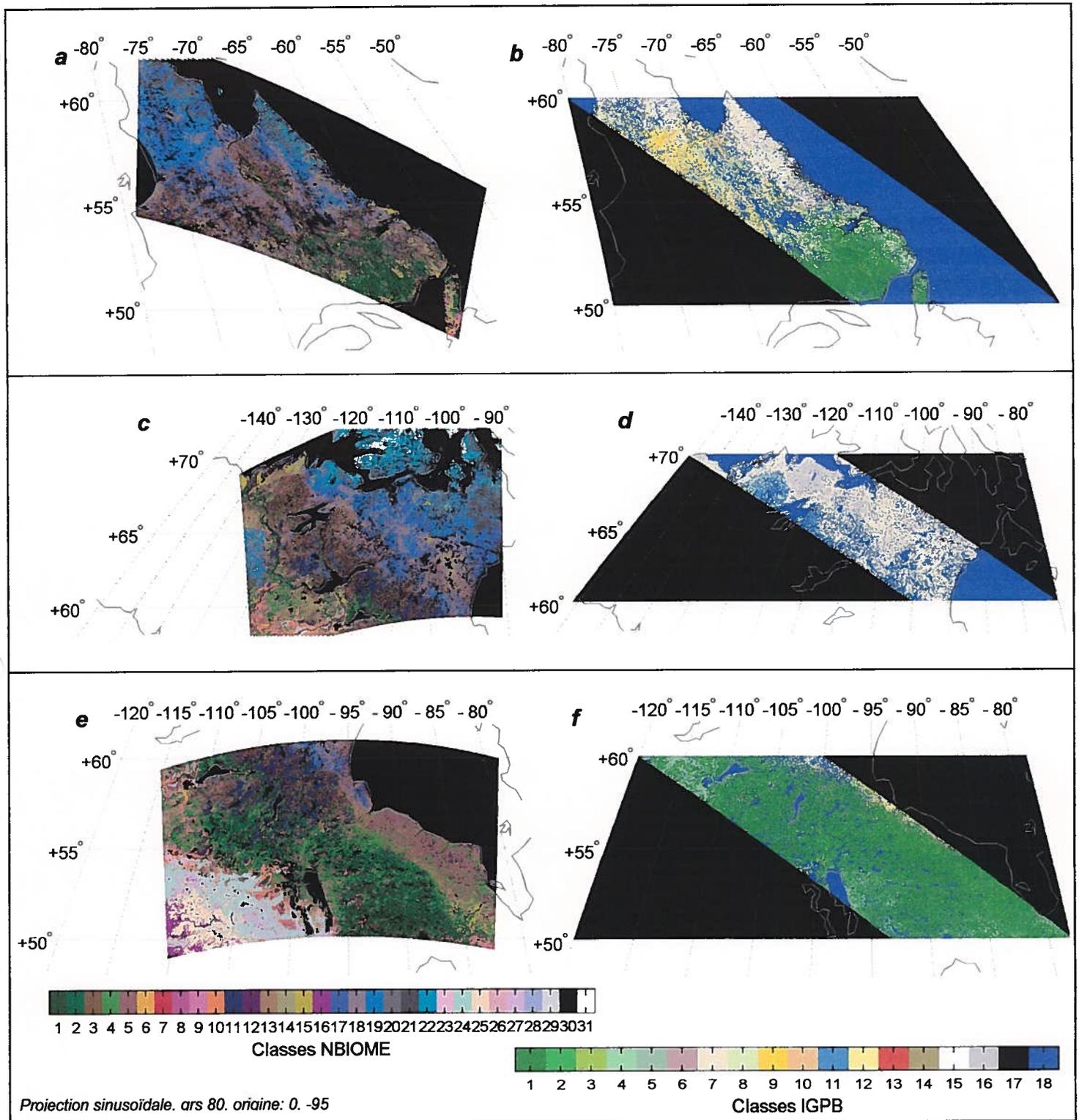


Figure 9 - Classification de la couverture du sol sur les trois zones étudiées : Labrador (a, b), Nord (c, d), SaskManit (e, f). Les figures a, c, e montrent la classification NBIOME issue d'images AVHRR de 1995 et les figures b, d, f la classification IGPB issue du produit MODIS MOD12Q1 pour la période 15/10/2000-15/10/2001

3.2.2 Données

MODIS est placé à bord du satellite *Earth observing system* TERRA qui évolue sur une orbite héliosynchrone à 705 km d'altitude, coupant l'équateur à 10 h 30 UTC. MODIS est un capteur multispectral (36 bandes) à balayage. Les bandes 1 à 19 et la bande 26 sont situées dans le visible et le proche infrarouge et les autres bandes, dans le domaine thermique entre 3 et 15 μm (Tableau 1 et Figure 1). Il acquiert des images de jour ou de nuit de n'importe quel point de la Terre avec un taux de répétition de 1 ou 2 jours. La résolution des images dans les bandes thermiques est environ de 1 km au nadir. MODIS fournit un grand nombre de produits à des niveaux de traitement différents (niveaux 1, 2 et 3), depuis les images radiométriquement et géométriquement corrigées jusqu'aux produits les plus évolués, reprojétés et transformés (Masuoka *et al.*, 1998). Les produits que nous utilisons sont de niveau 3, c'est à dire que les images ont été rééchantillonnées et projetées dans une projection sinusoïdale propre aux produits-sol MODIS, (*Integerized sinusoidal grid*, ISIN Grid, Masuoka *et al.*, 1998; remarque : cette projection est remplacée par une projection sinusoïdale classique pour les produits validés disponibles depuis février 2003). Chaque image couvre environ $10^\circ \times 10^\circ$ et correspond à un carreau prédéterminé sur le planisphère (ainsi deux images de la même région pour deux produits différents ou deux dates d'acquisition différentes couvrent exactement la même zone). La résolution des produits MODIS utilisés est de 1 ou 5km.

Nous avons sélectionné le produit MOD11A1 qui fournit la température et l'émissivité à 1 km de résolution dans les bandes 31 et 32. Ce produit est basé sur l'algorithme nommé *Generalized split-window* associé au *Classification based emissivity method* (Wan et Dozier, 1996; Snyder *et al.*, 1998) décrits au paragraphe 2.3.1. Un exemple d'image d'émissivité MOD11A1 est présenté à la Figure 10a. Nous avons aussi sélectionné le produit donnant la température et l'émissivité à 5km de résolution dans les bandes 20, 22, 23, 29, 31 et 32 (noté MOD11B1 dans la suite). La température et l'émissivité sont obtenues à partir de l'algorithme d'extraction émissivité/température (ϵ/T) nommé *Day/night MODIS LST method* développé par Wan et Li (1997) et décrit au paragraphe 2.3.2. Un exemple d'image d'émissivité MOD11B1 est également montré à la Figure 10b.

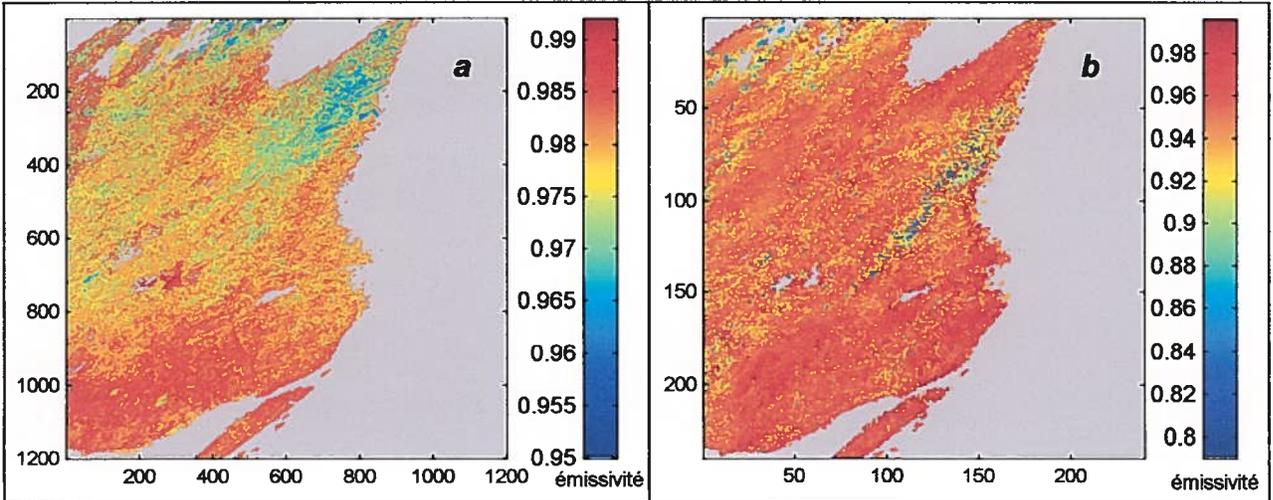


Figure 10 - Exemples d'images d'émissivité MODIS en bande 31, sur la zone "Labrador", pour le 31/07/2001, pour les produits MOD11A1 (a) et MOD11B1 (b). Les pixels masqués sont en gris (eau ou nuages), le nombre de pixels de chaque image est indiqué sur les bords des cadres. L'échelle d'émissivité est différente pour les deux images afin d'optimiser un affichage contrasté. Noter que la dynamique totale de l'image (a) correspond à la teinte rouge de l'image (b)

ASTER est situé sur le même satellite que MODIS. Celui-ci est un radiomètre imageur utilisant différents types de capteurs CCD, pour le visible et le proche infrarouge (3 bandes, 15m de résolution au sol), pour l'infrarouge de courtes longueurs d'ondes (6 bandes, 30m) et pour l'infrarouge thermique (5 bandes, 90m, n°10 à 14, situées entre 8.1 et 11.65 μm , Tableau 1 et Figure 1). Les scènes couvrent des zones de 60x60km et la période de revisite d'une zone est de 16 jours, l'acquisition se faisant sur commande. La disponibilité temporelle et géographique des images ASTER étant limitée (une image tous les 16 jours, 8 min d'acquisition par orbite, zones prédéfinies), notre choix était relativement réduit quant au site d'étude. Nous avons sélectionné évidemment des images situées dans les zones MODIS précédemment décrites (Figure 8), aux dates correspondant aux acquisitions MODIS déjà sélectionnées. Les images sont en projection UTM (*Universal transverse mercator*). Le produit ASTER utilisé (noté AST_05) fournit la température et l'émissivité à 90m de résolution dans les bandes 10 à 14. Les données de ce produit sont issues de l'algorithme TES précédemment décrit. La Figure 11 montre l'émissivité ASTER dans la bande 11 et l'image composé-coloré des bandes visibles pour la même date et même la zone. Certaines de nos images ASTER présentaient des nuages qui n'étaient que partiellement masqués et que nous avons masqué manuellement.

Les images ASTER et MODIS sont archivées au format HDF-EOS (*Hierarchical data format - Earth observing system*). Les fichiers contiennent des informations globales (date, heure et coordonnées des coins de l'image...) et des tableaux de données scientifiques (émissivité, température, rapport de qualité...).

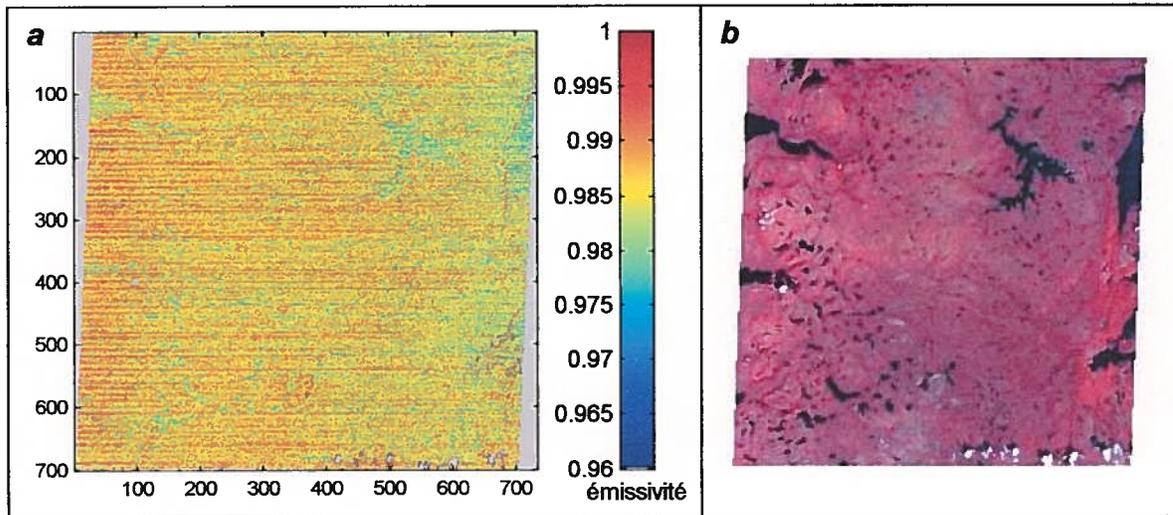


Figure 11 - Exemple d'image d'émissivité ASTER (a, produit AST_05, bande 11). On a placé à droite une image en composé coloré des bandes visibles ASTER pour la même zone à la même date (b). Noter que la dynamique totale de l'image (a) correspond au rouge de l'image MODIS de la Figure 10b

On trouvera en annexe 6 la liste des images utilisées dans l'étude avec les dates et les localisations géographiques correspondantes.

3.2.3 Méthodologie pour l'étude comparée des algorithmes ASTER et MODIS

Nous décrivons ici la méthode utilisée pour faire la comparaison multiéchelle entre des images d'émissivité ASTER et des images d'émissivité MODIS pour une même zone géographique et une même date. Toutes les opérations (sauf mention contraire) ont été codées dans le logiciel de traitement scientifique de données MATLAB. Le procédé décrit ci-dessous a été appliqué aussi bien aux images MOD11A1 (1km) qu'aux images MOD11B1 (5km) et correspond aux cases de processus "Délimitation zone ASTER", "Reprojection géographique", "Colocalisation AST/MOD" de l'organigramme de la Figure 4.

Les données ASTER et MODIS ne sont pas dans la même projection. Il est relativement aisé à partir des informations sur la projection ASTER et des données de géolocalisation fournies dans chaque fichier ASTER de calculer une matrice de latitudes et une matrice de longitudes donnant la localisation de chaque pixel (calcul effectué dans MATLAB à l'aide du "Mapping Toolbox"). Par contre la projection ISIN de MODIS n'étant pas facilement calculable, nous avons utilisé un logiciel de reprojection (*Modis reprojection tool*) développé par le *EROS data center (EDC)-Distributed active archive center (DAAC)* et disponible en ligne: <http://edcdaac.usgs.gov/tools/modis/>. La zone MODIS correspondant à l'image ASTER a été reprojctée en coordonnées géographiques avec l'algorithme de rééchantillonnage du plus proche voisin et en conservant une résolution similaire mais régulière en degrés pour modifier le moins possible l'information radiométrique. Deux matrices, latitudes et longitudes, ont ensuite été déduites pour la sous-zone de l'image MODIS.

Une fois connue la position géographique des pixels de chacune des deux images, on détermine la position du centre d'un pixel MODIS dans l'image ASTER, on identifie les pixels ASTER entièrement contenus dans les bornes latitude/longitude du pixel MODIS. On effectue ensuite la moyenne sur ces pixels ASTER, qui devient la valeur du pixel de la nouvelle image ASTER agrégée. Le processus est répété pour tous les pixels MODIS. Nous obtenons ainsi une image ASTER agrégée de la même taille et à la même résolution que l'image MODIS.

Le changement d'échelle entre MODIS et ASTER n'est pas évident, puisqu'en toute rigueur l'émissivité n'est pas une propriété linéaire. Néanmoins, nous avons limité le processus d'agrégation à une moyenne des émissivités (Becker et Li, 1995; Chehbouni *et al.*, 1995; Nerry *et al.*, 1998; Coret *et al.*, 2001; Coret, 2002) sachant qu'à l'échelle de 90m l'émissivité est de toutes les façons déjà un paramètre agrégé.

La comparaison pixel à pixel des deux produits d'émissivité est alors envisageable sur un graphe de diffusion par exemple. Les bandes 13 et 14 ASTER peuvent être comparées avec la bande 31 MODIS, pour les produits MOD11A1 comme pour les produits MOD11B1. La bande 11 ASTER peut être confrontée avec la bande 29

MOD11B1. Le chevauchement des bandes MODIS et ASTER est visible sur le Tableau 1 et la Figure 1.

3.2.4 Étapes de la détermination des signatures spectrales des classes

Nous décrivons ici la mise en relation des types de couverture du sol (produit MOD12Q1) avec l'émissivité donnée par ASTER d'une part et par MODIS d'autre part.

La comparaison de l'image de couverture du sol MODIS et des images d'émissivité ASTER commence par le même principe de colocalisation des pixels MODIS/ASTER décrit précédemment. Après agrégation de l'image ASTER et délimitation de l'image MODIS de couverture du sol MOD12Q1, nous avons deux images superposables. Nous avons ensuite établi des statistiques sur la signature spectrale de chaque type de classe : pour tous les pixels d'une classe nous avons calculé l'émissivité moyennée par bande et sa dispersion. Cette étape correspond à la case-processus "Sign. classes" dans l'organigramme de la Figure 4.

Pour la comparaison de l'image d'émissivité MOD11B1 à 5km et de l'image de classes MOD12Q1 à 1km, nous étions confrontés au problème inverse (c'est à dire une image de classes de résolution plus fine que l'image d'émissivité). Les images étant dans la même projection et correspondant exactement à la même zone, les matrices des deux images se superposent exactement avec un facteur 5x5 entre les deux. Nous avons, pour chaque bloc de 5 par 5 pixels MOD12Q1, calculé le nombre de pixels de chaque classe. Nous avons ensuite identifié les blocs contenant plus de 80% d'une même classe (considérés comme "purs"). Une image de classe de résolution inférieure (5km) a alors été reconstruite, ne contenant que les pixels ou blocs "purs" (les blocs non purs étant masqués). C'est cette dernière image de classes pures à 5km que l'on a mise en rapport avec l'image d'émissivité MOD11B1 (5km) pour établir les signatures spectrales des classes, comme pour l'image ASTER.

Dans les deux cas (signature spectrale MODIS et signature spectrale ASTER), les classes sous-représentées, c'est à dire représentant moins de 1% des pixels de l'image MODIS MOD12Q1 à 1km, n'ont pas été retenues.

Nous avons, de plus, calculé des signatures spectrales moyennes pour toutes les dates afin de représenter synthétiquement les résultats. La stabilité temporelle de l'émissivité a été estimée en calculant les écarts types sur cette moyenne. En effet, les variations des caractéristiques du sol dues à l'humidité de surface ou aux conditions météorologiques antérieures sont des facteurs qui peuvent affecter le signal mesuré, bien que les images aient été prises par temps clair, à des heures similaires dans la journée et limitées à la saison estivale.

La cohérence des algorithmes d'inversion a ensuite été évaluée en comparant les signatures spectrales entre elles et avec des valeurs d'émissivité de sol ou de végétation tirées de la littérature.

4. Présentation et analyse des résultats

4.1 Analyse du TES

Ces résultats ont fait l'objet d'un article accepté pour publication dans *International Journal of Remote Sensing* en janvier 2003 (voir annexe 2). Nous allons reprendre la description de ces résultats en détaillant la vérification de la relation MMD et MMR, à la fois pour un radiomètre 3 bandes et pour un radiomètre 5 bandes. Par contre, comme expliqué précédemment, nous ne répèterons pas ici l'analyse hyperspectrale qui est abordée dans l'article (annexe 2).

4.1.1 Vérification de la relation empirique MMD

La Figure 12 présente les relations MMD vérifiées sur l'ensemble des données précédemment décrites, pour 5 bandes et pour 3 bandes. Remarquons que les coefficients calculés pour nos données 5 bandes diffèrent peu de ceux proposés par Gillespie *et al.* (1998) pour les bandes ASTER, ce qui est normal puisque la réponse spectrale du CIMEL ce312 utilisée pour les simulations a été prévue pour simuler le capteur ASTER. Pour le capteur 3 bandes, une relation en loi de puissance fonctionne également bien avec des coefficients adaptés.

Il est à noter qu'une relation linéaire entre l'émissivité minimale et le MMD est également envisageable. L'erreur quadratique moyenne (*root mean square error* ou

rmse) entre les points et la courbe de régression est alors supérieure de 1% par rapport à la relation puissance (Tableau 6). La relation de type MMR (équation 14) donne des résultats acceptables mais n'améliore pas la corrélation.

Nous avons également testé l'algorithme TES entier avec les 3 types de relation définis dans le Tableau 6, dans le cas 5 bandes. Les rmse résultantes en sortie de l'algorithme (erreur calculée par rapport aux données d'entrées) sont données dans le Tableau 7. Ces simulations nous poussent à conserver la relation originale de Gillespie *et al.* (1998) pour l'étude de sensibilité.

Il est intéressant de noter que nous avons utilisé dans la simulation des matériaux de construction, donc un peu différents des matériaux habituellement qualifiés de naturels. La relation MMD semble bien se vérifier dans ce cas également. Par contre, nous sommes conscients qu'utiliser la bibliothèque ASTER dans son ensemble, sans discriminer de surfaces particulières d'un point de vue géologique, est un peu arbitraire. En effet cette bibliothèque a été établie pour un très large ensemble d'échantillons de quelques cm², en laboratoire et comporte notamment des matériaux rares qu'il est peu probable de rencontrer sur de grandes surfaces de manière pure dans la nature (ceci est encore plus vrai pour des mesures à l'échelle d'un satellite). En ce sens la représentativité des ces échantillons peut être limitée. Cependant, il est intéressant de constater que même dans ces cas rares la relation MMD reste valide. Enfin, ces spectres sont acquis par réflectivité et la transformation en émissivité implique des hypothèses supplémentaires. Nous faisons cependant l'hypothèse que, a priori, les erreurs associées à ces mesures et à leur inversion restent négligeables.

Nous avons remarqué que les métaux ne vérifient absolument pas de relation empirique du type MMD. Cela est compréhensible puisque ceux-ci ont une émissivité globalement très faible et sont habituellement caractérisés par leur réflectivité. Définir l'émissivité d'un métal n'est pas un but en soi, mais il faut être conscient que le TES appliqué à une surface métallique ne fonctionnera pas, d'autant plus qu'elle ne vérifie pas l'hypothèse initiale du TES, à savoir une émissivité maximale proche de 0,97 et que la correction atmosphérique entraînera des erreurs importantes, car la plupart du signal d'entrée sera alors enlevée.

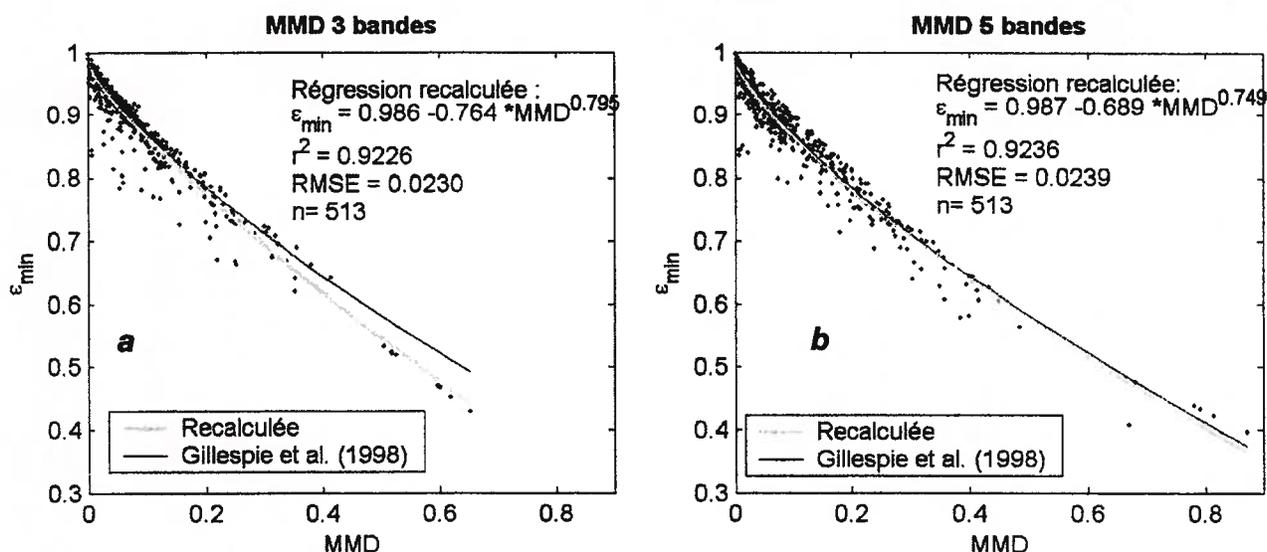


Figure 12 - Relation MMD recalculée pour nos spectres intégrés sur 3 bandes (a) et sur 5 bandes (b)

Tableau 6 - Comparaison des différentes formes de régression entre l'émissivité minimale et le contraste en émissivité

Nb de bandes	Relation	Équation	r^2	Rmse	n
5	MMD puissance	$\varepsilon_{\min} = 0,987 - 0,689 * MMD^{0,749}$	0,9236	0,0239	513
5	MMD linéaire	$\varepsilon_{\min} = 0,9552 - 0,7907 * MMD$	0,9236	0,0288	513
5	MMR	$\ln(\varepsilon_{\min}) = 1,050 * \ln(\varepsilon_{\min}/\varepsilon_{\max}) - 0,033$	0,958	0,029	513
3	MMD puissance	$\varepsilon_{\min} = 0,986 - 0,764 * MMD^{0,795}$	0,9226	0,023	513
3	MMD linéaire	$\varepsilon_{\min} = 0,9634 - 0,9022 * MMD$	0,9226	0,0255	513
3	MMR	$\ln(\varepsilon_{\min}) = 1,077 * \ln(\varepsilon_{\min}/\varepsilon_{\max}) - 0,032$	0,943	0,028	513

Tableau 7 - Rmse après le TES 5 bandes sur l'émissivité et la température pour 521 surfaces utilisées pour simuler le signal d'entrée et pour différentes relations empiriques

n=521	MMD (originale)	MMD (recalculée)	MMR (originale)	MMR (recalculée)
Bande 1	0,024	0,024	0,031	0,024
Bande 2	0,021	0,021	0,027	0,021
Bande 3	0,021	0,021	0,027	0,021
Bande 4	0,023	0,024	0,031	0,025
Bande 5	0,027	0,027	0,035	0,028
Bande 6	0,030	0,030	0,039	0,031
T (K)	1.21	1.24	1.53	1.21

4.1.2 Sensibilité du TES

L'étude de sensibilité n'a été faite que pour les données 5 bandes, en supposant que le comportement du TES serait comparable dans le cas de données 3 bandes, pour le même domaine spectral.

➤ *Paramètres d'entrée ε_{\max}*

Le module NEM est très sensible au paramètre d'entrée ε_{\max} . L'erreur minimum se trouve aux alentours de $\varepsilon_{\max, \text{entrée}} = 0,97$ comme illustré à la Figure 13a. Par contre le TES est beaucoup moins dépendant vis à vis de ce paramètre (Figure 13b). Nous fixerons donc dans la suite une valeur de 0,97 à ce paramètre afin d'optimiser les résultats, mais l'influence est minime sur le TES global.

➤ *Influence de la relation empirique*

Regardons maintenant le rôle de la relation empirique dans le TES. Nous remarquons à la Figure 14 que la précision des valeurs retrouvées est fortement corrélée au degré avec lequel la surface considérée vérifie la relation MMD. Cette relation est donc l'hypothèse clé du TES, les surfaces doivent satisfaire cette relation afin que le TES fonctionne correctement.

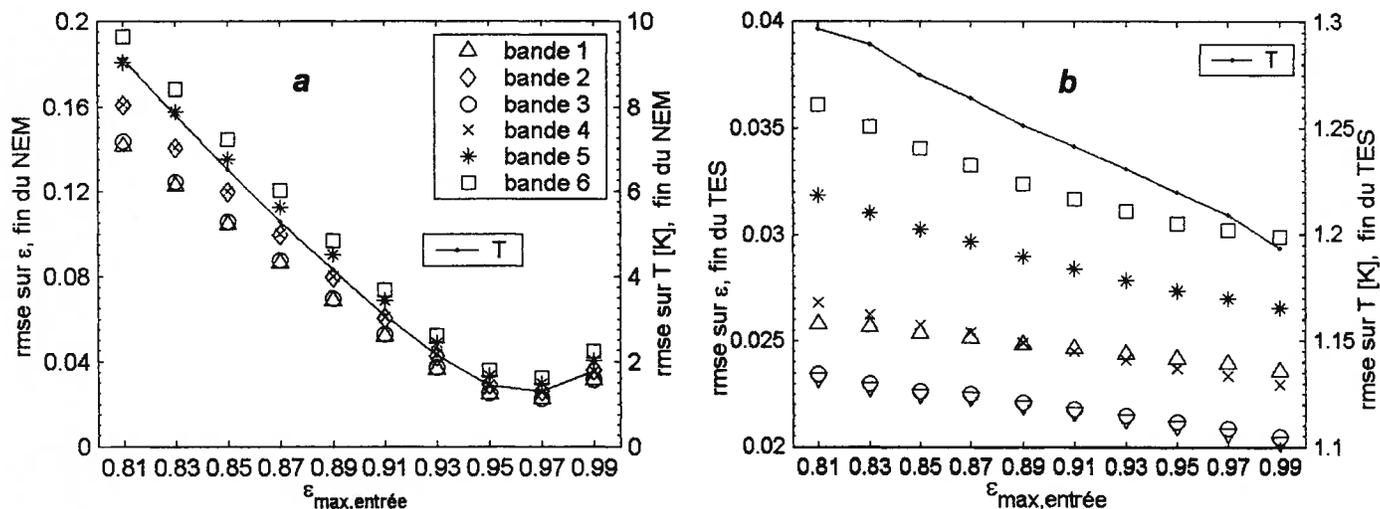


Figure 13 - Erreur quadratique moyenne ($\text{rmse} = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\sum_{\text{surf}=1}^n (\varepsilon_{j, \text{surf}}^{\text{TRUE}} - \varepsilon_{j, \text{surf}}^{\text{NEM}})^2}$) sur

l'émissivité calculée pour chaque bande (axes de gauche) et sur la température (axes de droite) pour 521 surfaces, à la sortie du NEM (a) et à la sortie du TES (b). Les deux figures ont la même légende

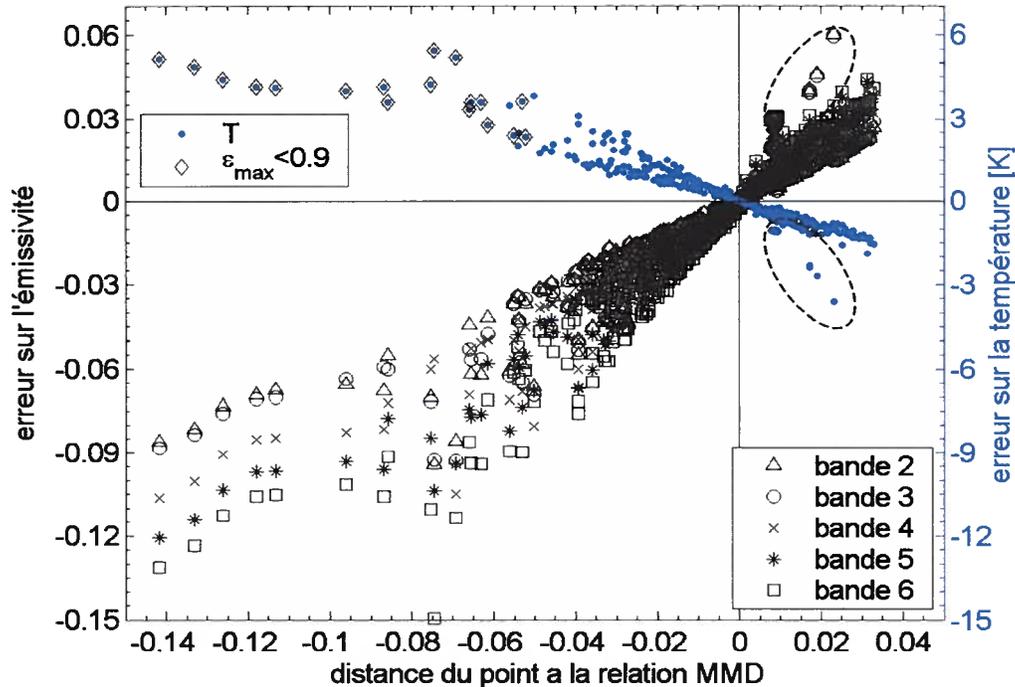


Figure 14 - Erreur calculée après le TES sur l'émissivité (axe de gauche, $\epsilon_{f,surf}^{VRAI} - \epsilon_{f,surf}^{TES}$) et sur la température (axes de droite, $T_{surf}^{VRAI} - T_{surf}^{TES}$) en fonction de la distance entre l'émissivité de chaque surface et la droite de relation MMD, en d'autres mots, la différence entre ϵ_{min} du spectre initial ("vrai") et ϵ_{min} estimé par la relation MMD. Un losange entourant le symbole de température identifie les surfaces avec un faible ϵ_{max} (c'est à dire <0,9). On a entouré en pointillés les erreurs associées aux surfaces à fort contraste (MMD>0,6)

➤ Surfaces particulières

Deux types de surface particuliers présentaient des erreurs plus fortes dans l'étude de sensibilité (identifiées sur la Figure 14). Nous avons déterminé leurs caractéristiques communes. Un groupe possède une émissivité maximale relativement faible (inférieure au seuil arbitraire de 0,9) et l'autre groupe présente un très fort contraste spectral (supérieur au seuil arbitraire de 0,6). Nous les avons isolées sur la Figure 15 et ainsi nous avons remarqué que les spectres avec $\epsilon_{max} < 0,9$ vérifiaient également moins bien la relation empirique MMD et que les surfaces à fort contraste étaient isolées.

En recherchant les types de surface concernés par le seuil sur ϵ_{max} , on découvre des minéraux naturels courants appartenant aux familles des carbonates (calcite), quelques silicates, des oxydes ferreux ainsi qu'une roche basaltique et également

quelques minéraux plus rares. Les spectres de fort contraste, quant à eux, ne sont pas non plus d'une famille de minéraux particulière et sont peu nombreux.

Une manière de ramener les surfaces avec un faible ε_{max} à des erreurs moins grandes serait de ne les traiter qu'avec la partie NEM de l'algorithme, en prenant comme hypothèse d'entrée un $\varepsilon_{max}^{entrée}$ de 0,87. Le Tableau 8 montre les résultats de ce test. Mais, de manière pratique, cela suppose de connaître à l'avance la surface traitée, ce qui n'est pas réaliste pour un traitement automatisé des mesures acquises par télédétection. Liang (2001) a également fait la remarque que la valeur de l'émissivité maximale influait sur le type de relation vérifiée et propose de développer une relation empirique pour chaque intervalle donné de valeurs d' ε_{max} , ce qui suppose également une connaissance *a priori* de la surface.

Les surfaces à fort contraste peuvent, quant à elles, être mieux caractérisées par une relation de type MMR, ainsi que démontré dans le Tableau 9. Mais soulignons que ce problème serait moins crucial pour les données d'un capteur aéroporté ou satellitaire. En effet, le contraste devrait être réduit en raison de l'hétérogénéité de la surface analysée.

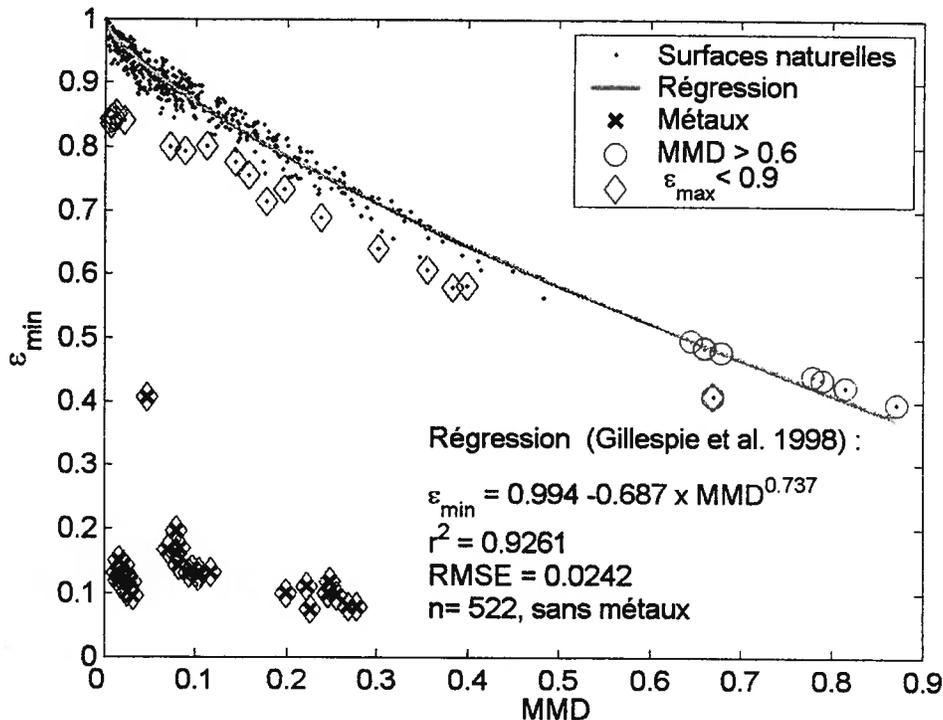


Figure 15 - Relation empirique MMD originale et identification des surfaces posant problème

Tableau 8 - Rmse calculées sur l'émissivité après le TES pour les surfaces avec une faible émissivité maximale (<0,9). La 1^{ère} colonne concerne les données traitées avec le TES avec un $\varepsilon_{\max}^{\text{entrée}}$ de 0,97 et la 2^{ème} colonne concerne les données traitées avec le NEM seulement avec un $\varepsilon_{\max}^{\text{entrée}}$ de 0,87

n=18	TES, $\varepsilon_{\max}^{\text{input}} = 0,97$	NEM, $\varepsilon_{\max}^{\text{input}} = 0,87$
Bande 1	0,078	0,015
Bande 2	0,067	0,013
Bande 3	0,068	0,013
Bande 4	0,075	0,015
Bande 5	0,088	0,018
Bande 6	0,103	0,020
T (K)	4,02	0,85

Tableau 9 - Rmse calculée sur l'émissivité après le TES pour 2 relations empiriques : la relation MMD originale et la relation MMR recalculée pour les surfaces à fort contraste (MMD>0,6)

n=9	MMD (originale)	MMR (recalculée)
Bande 1	0,043	0,014
Bande 2	0,045	0,014
Bande 3	0,044	0,014
Bande 4	0,025	0,008
Bande 5	0,039	0,012
Bande 6	0,054	0,015
T (K)	2,62	0,86

➤ *Erreur globale*

Pour une valeur ε_{\max} de 0,97 en entrée du module NEM et en utilisant la relation initiale MMD (équation 13), les erreurs quadratiques moyennes (rmse) sur les émissivités estimées pour les spectres sélectionnés de la bibliothèque ASTER sont comprises entre 0,02 to 0,03 suivant la bande, et la rmse sur la température estimée est de 1,2K.

Concernant le comportement global du TES, nous avons remarqué que une contribution de l'environnement trop forte (présence de nuages ou surestimation de la luminance de l'environnement modélisée) induisait une correction atmosphérique trop importante dans le processus itératif du NEM (non illustré ici). Cela est particulièrement visible dans les zones du spectre où il y a des phénomènes

physiques d'absorption (faible émissivité et donc forte réflectance de la luminance environnementale), car la luminance estimée de l'échantillon est alors anormalement diminuée de même que le spectre d'émissivité ensuite.

4.1.3 Exemples de mesures expérimentales

La Figure 16a montre les émissivités par bande pour le SiO_2 pour différentes tailles de grains. Nous avons comparé les spectres obtenus après le TES à partir de luminances acquises avec le radiomètre CIMEL ce312-2 et les émissivités intégrées par bande à partir des spectres issus de la bibliothèque JPL (voir description de la bibliothèque ASTER p.19). La forme des spectres est en accord avec ce qui est disponible dans les références (voir les spectres de quartz dans Korb *et al.* (1999), ainsi que les valeurs d'émissivité par bande pour un sol de quartzite - échantillon 0135 par exemple - dans Salisbury et D'Aria (1992)). Nous trouvons effectivement un minimum pour la bande centrée à $9,14\mu\text{m}$ et deux valeurs faibles pour les bandes à $8,43$ et $8,68\mu\text{m}$, ce qui correspond aux bandes de restahlen (forte absorption et donc faible émissivité due à la vibration moléculaire de la liaison Si-O). Les spectres du JPL ont tendance à présenter des structures d'absorption plus marquées, ce qui peut venir d'une différence de pureté ou d'état de surface des les échantillons comparés. Par exemple, le spectre de quartzite présenté à la Figure 7b (également issu de la bibliothèque ASTER) a un minimum plutôt proche de 0,7 pour une granulométrie comprise entre 500 et $1500\mu\text{m}$. Comparer des spectres d'échantillons différents est toujours délicat d'autant plus que différents sables existent. Le but de cette comparaison est seulement de vérifier de manière qualitative la forme de nos spectres.

En ce qui concerne la poudre SiC, nous montrons sur la Figure 16b les mesures effectuées avec le CIMEL ce312-2, ainsi que les émissivités par bande, issues de l'intégration du spectre de réflectance mesuré en laboratoire (Briottet, 2001) par l'Office national d'études et de recherches aérospatiales (ONERA, Toulouse, France), à l'aide d'une sphère intégrante. Pour des tailles de grain similaires ($120\mu\text{m}$ par exemple), les deux types de mesures se rejoignent et nous savons que, pour la poudre de SiC, les échantillons analysés dans les deux cas étaient purs et vraiment similaires. Cependant, des variations des spectres peuvent survenir selon les

conditions de mesures et la comparaison faite ici sur un nombre limité d'expériences reste encore une fois indicative et qualitative.

De plus, on peut observer sur la Figure 16a et la Figure 16b que le contraste se réduit lorsque la taille de grain diminue, aussi bien pour nos spectres mesurés que pour les spectres de référence. Cela est en accord avec l'analyse faite par Salisbury et Wald (1992).

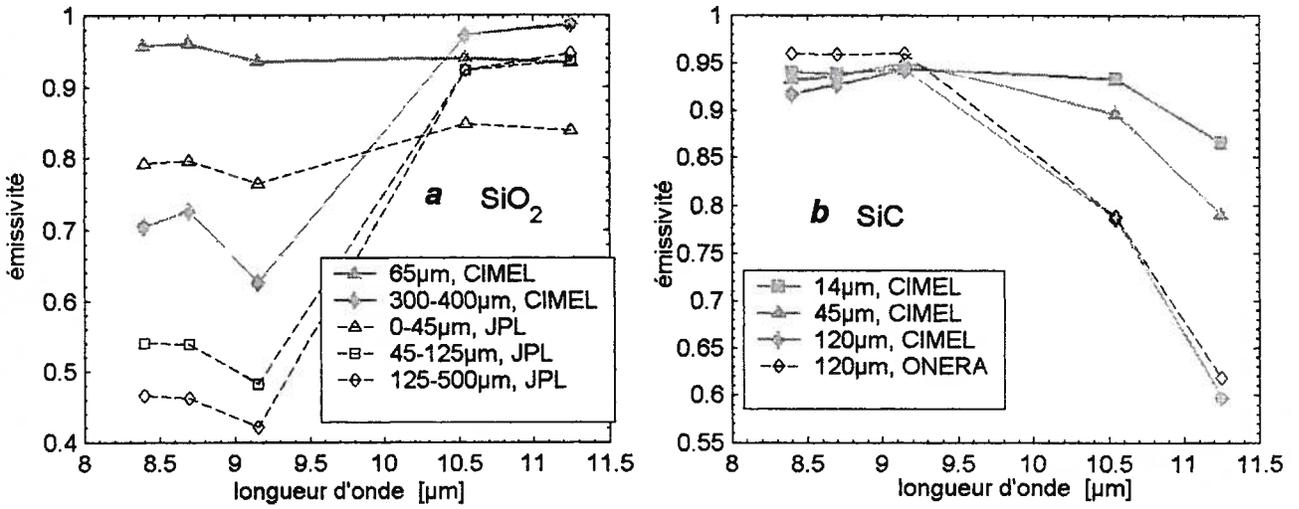


Figure 16 - Émissivité pour des poudres de SiO₂ (a) and SiC (b) pour différentes tailles de grains. CIMEL signifie que les émissivités multibandes ont été déterminées avec le TES à partir de mesures acquises par un radiomètre CIMEL 312-2. Les lignes identifiées par JPL et ONERA sont des émissivités calculées en intégrant les spectres issus de ces laboratoires

Dans ce premier axe de notre recherche, nous avons vérifié attentivement l'applicabilité de la relation MMD à un large ensemble de surfaces et avons fait ressortir ses limitations. La sensibilité du TES à divers paramètres d'entrée a été testée, prouvant que celui-ci était robuste mais très dépendant de la validité de la relation MMD. Cette relation est le seul maillon sensible de l'algorithme, l'émissivité retrouvée pourrait être ainsi considérée comme relative puisque intimement liée à la valeur fournie par cette relation. La valeur restituée, si elle n'est pas absolue, est néanmoins proche d'une valeur que l'on sait être valable pour des échantillons purs en laboratoire. Enfin nous avons utilisé le TES avec des mesures réelles et les spectres retrouvés étaient en accord avec ceux fournis dans les références. Ces résultats seront discutés plus en détails dans la section 5.

4.2 Observations satellitaires

Nous présentons dans cette partie les résultats obtenus lors de notre étude sur les images ASTER et MODIS.

4.2.1 Algorithmes ASTER et MODIS

Nous avons comparé bande à bande les résultats fournis par les différents algorithmes (Figure 17). Ces diagrammes de dispersion montrent la correspondance pixel à pixel sur les zones couvertes par les images ASTER et ce, pour toutes les images disponibles. Ainsi les comparaisons ont été faites pour les couples d'images MODIS et ASTER avec des dates concordantes et toutes les dates sont regroupées sur un même graphique. L'écart quadratique moyen entre les deux ensembles de données est également noté sur chaque graphique. Nous n'avons pas montré ici de comparaison directe entre les produits MOD11A1 et MOD11B1 en raison du volume important de données à représenter graphiquement (240*240 points), néanmoins puisque nous comparons chacun de ces produits avec le produit AST_05, le comportement de MOD11A1 par rapport à MOD11B1 peut aisément être déduit.

En observant la Figure 17, nous remarquons immédiatement les différences de dynamique des émissivités retrouvées par les différents algorithmes, ce qui était déjà décelable dans la comparaison visuelle des images de la Figure 10 et de la Figure 11. La dynamique de MOD11B1 est plus grande que celle de AST_05 qui est elle-même plus grande que celle de MOD11A1. La bande 31 MODIS étant à cheval sur les bandes 13 et 14 ASTER (Figure 1), nous avons vérifié la relation entre les émissivités dans chaque cas. La bande ASTER 14 semble mieux correspondre avec la bande MODIS 31 dans le cas de MOD11A1 comme dans celui de MOD11B1 (biais et rmse inférieur dans les cas *c* et *d* de la Figure 17). On peut noter de plus sur la Figure 17*d* et *e*, que l'algorithme MOD11B1 sous-estime l'émissivité par rapport à AST_05 (biais négatif).

Bien que nous ayons relevé une disparité entre les dynamiques des produits, la concordance globale (exprimée par la rmse) entre les émissivités retrouvées par les différents algorithmes reste de l'ordre de grandeur des incertitudes attendues pour ces algorithmes ($rmse < 0,03$ pour le TES d'après notre étude par exemple).

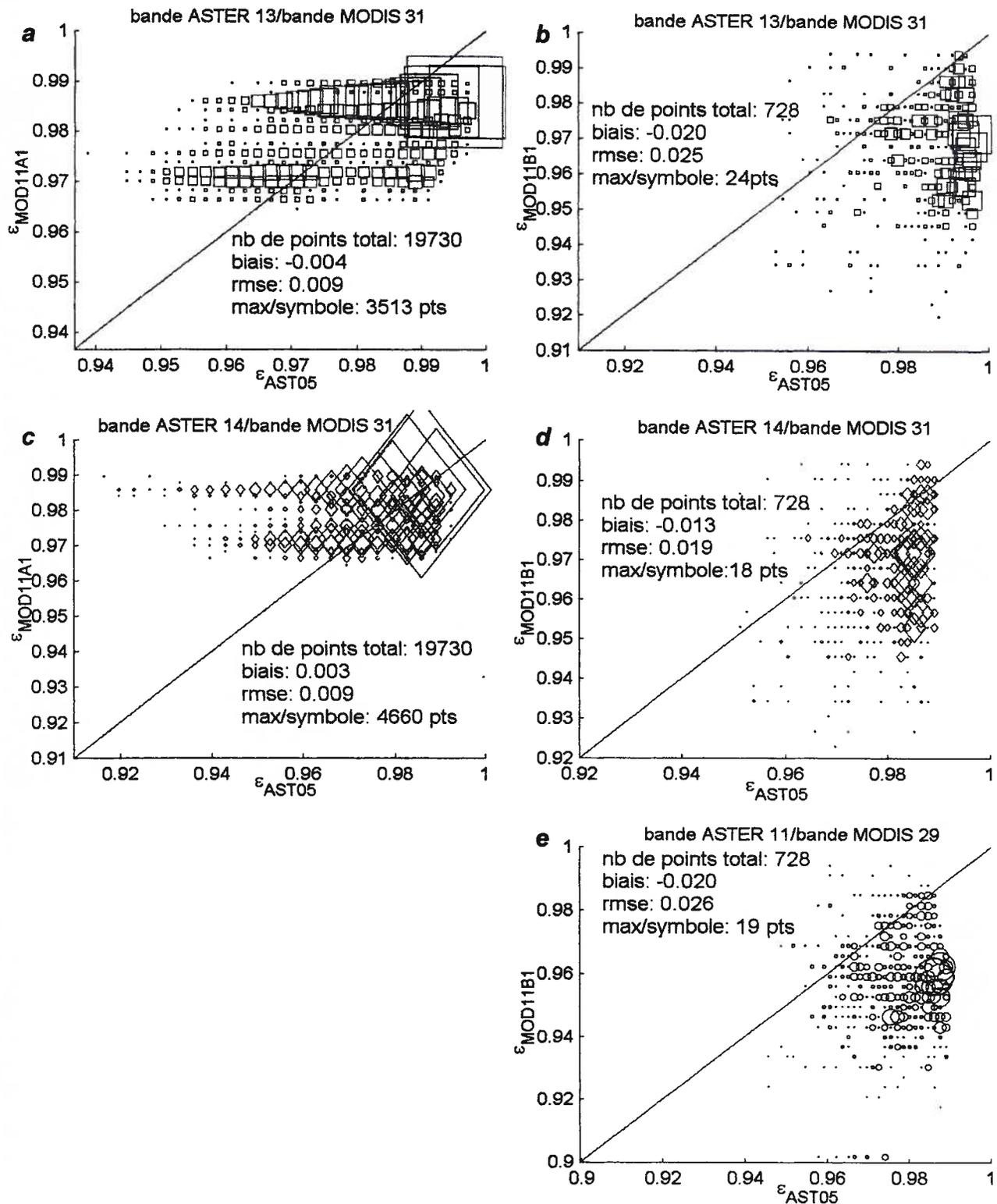


Figure 17 - Comparaison bande à bande des émissivités IRT fournies par ASTER en abscisse (produit AST_05) et MODIS en ordonnée (a, c : produit MOD11A1; b, d, e : produit MOD11B1). La taille du symbole est proportionnelle à la densité de point (pour MOD11A1) ou au nombre de points élevé au carré (pour MOD11B1), la valeur maximale est indiquée sur le graphique. On a tracé la droite $y=x$ sur chaque graphique

4.2.2 Signatures spectrales des classes

Nous avons tout d'abord extrait la signature spectrale en émissivité (issue de MOD11B1) pour chacune des classes majoritaires dans les images MOD12Q1 (pour les trois zones et pour chacune des dates). Nous donnons une idée du poids relatif de chaque classe dans le Tableau 10, avec le nombre d'images utilisées et le nombre total de pixels de chaque classe. La classe de forêt est clairement la plus représentée et nous pouvons également accorder une certaine confiance à la représentativité des autres classes, au vu du nombre d'images et du nombre de pixels utilisés.

La Figure 18 montre les signatures spectrales obtenues en moyennant sur toutes les images (dates et lieux confondus) les émissivités par classes (note : le graphique est montré en fonction des bandes et non des longueurs d'ondes, la forme des spectres n'est donc pas à interpréter comme telle puisque les domaines IRT et IRM_e sont artificiellement rapprochés). On a regroupé, après ce calcul, les signatures des classes 1 et 5, car elles étaient très similaires. En infrarouge thermique (bande 29, 31 et 32), on ne parvient à différencier que deux grands groupes de couvertures de surface qui diffèrent principalement par leur densité de végétation arborée (classes de forêt et de taïga vis à vis des classes de végétation arbustives ouvertes et de sol nu). En infrarouge médian, les 4 classes sont distinctes dans la bande 23 et l'émissivité augmente avec la densité de végétation, cette dernière remarque est aussi valable en IRT.

La précision associée à ces signatures spectrales n'est pas évidente à saisir. L'écart type sur la moyenne effectuée sur toutes les images (moyenne qui nous a permis de tracer le graphique de la Figure 18) est une indication de la reproductibilité de notre résultat. Les écarts types associés à chaque classe sont indiqués dans le Tableau 11. Ces écarts types sont faibles et confirment que nos signatures spectrales sont semblables d'une image à l'autre.

Tableau 10 - Description des données MODIS utilisées pour chaque classe

Classe IGPB	Description	Lieu	Nb d'images	Nb total de pixels 5km utilisés
1+5	Forêt	<i>Labrador et SaskManit</i>	22	319494+8604
8	Couvert herbeux +forêt 30-60% (taïga)	<i>Labrador</i>	10	6443
7	végétation arbustive ouverte (toundra)	<i>Labrador et Nord</i>	17	91437
16	Sol nu	<i>Nord</i>	7	17725

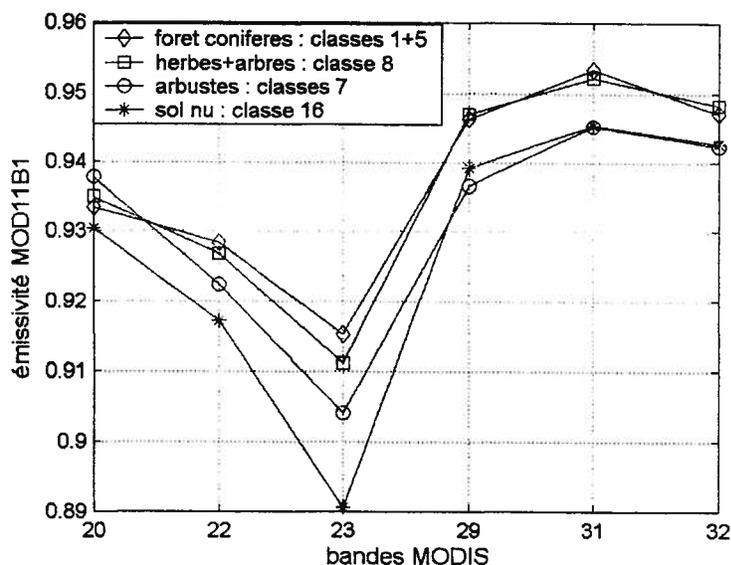


Figure 18 - Signature spectrale (émissivité MOD11B1) par classes IGPB (cf. Tableau 1 pour les bandes spectrales et Tableau 4 pour les classes de couverture du sol)

Tableau 11 - Écarts-types sur les émissivités moyennes, calculées pour toutes les images MODIS contenant une classe donnée

Classe IGPB	Bande MODIS	20	22	23	29	31	32
1+5	écart type	0,005	0,006	0,010	0,006	0,007	0,008
7	écart type	0,007	0,006	0,010	0,005	0,005	0,006
8	écart type	0,008	0,003	0,006	0,006	0,007	0,007
16	écart type	0,004	0,005	0,011	0,006	0,008	0,010

L'homogénéité spatiale des classes est un autre critère de cohérence de nos signatures. On la quantifie par l'écart type sur le nombre de pixels utilisé pour caractériser chaque classe. Nous possédons cette information pour chaque image, une moyenne de ces écarts types sur toutes les images donne une idée du comportement global de l'homogénéité spatiale. Ces valeurs sont regroupées à la Figure 19. On remarque que pour certaines bandes (23 par exemple) la variation spatiale de l'émissivité pour une classe est plus forte. De plus, de manière générale, les écarts types sont d'un autre ordre de grandeur que ceux du Tableau 11 (supérieurs d'un facteur 5 environ) et qu'ils sont supérieurs à la distance qui sépare les signatures spectrales sur la Figure 18 (< 0,01).

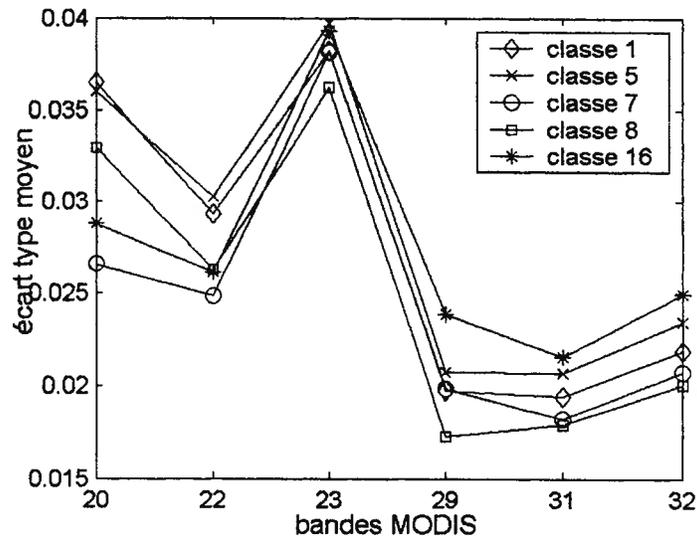


Figure 19 - Moyenne des écarts types sur l'émissivité de chaque classe (écart type calculé initialement pour chaque image)

Examinons maintenant la signature spectrale des classes obtenues à partir des données ASTER. Une moins grande confiance est accordée à ces valeurs étant donné le faible nombre d'images ASTER disponibles (Tableau 12). En effet, les images de la zone "Labrador" n'étaient pas utilisables, car une forte proportion des images était constituée de pixels d'eau et dans certains cas, seulement 2 images étaient exploitables par classe. Les signatures spectrales sont présentées à la Figure 20. Les signatures des différentes classes sont d'allures similaires, bien que la classe forêt semble se démarquer, notamment dans la bande 13. L'émissivité augmente encore une fois avec la densité de végétation. On remarque, par ailleurs, que les valeurs d'émissivité sont plus hautes que celles déterminées avec les images MODIS. Par exemple, la bande 29 MODIS donne des émissivités comprises entre 0,935 et 0,95 pour toutes les classes, tandis que la bande 11 ASTER (longueurs d'onde comparables) donne des émissivités entre 0,97 et 0,98. Enfin la tendance d'augmentation de l'émissivité entre les bandes 29 et 31 MODIS ne se retrouve pas entre les bandes 11 et 14 ASTER.

Nous avons calculé le même genre d'écarts types que pour l'analyse des spectres MODIS, regroupés au Tableau 13. On remarque que l'écart type sur la moyenne temporelle comme l'écart type sur la moyenne spatiale sont inférieurs à 0,012 et sont du même ordre de grandeur, contrairement au cas précédent. L'homogénéité spatiale des classes semble donc être meilleure dans le cas d'ASTER. On peut donc avancer

ici que, si la séparabilité des classes n'est pas validée vu le faible nombre d'images ASTER disponibles, elle est du moins concevable.

Toutefois, rappelons que cette homogénéité spatiale fait référence aux zones constituées d'une même classe avec comme unité l'ensemble des pixels d'émissivité ASTER agrégés à 1km, de plus l'étendue de la région considérée pour le calcul est évidemment beaucoup moins grande dans le cas de l'image ASTER (60x60km contre 1200x1200km pour MODIS). Ainsi nous considérons que la comparaison des variabilités spatiales dans chaque cas ne peut être que limitée.

Tableau 12 - Description des données ASTER utilisées pour chaque classe

Classe IGPB	Description	Lieu	Nb d'images	Nb total de pixels 1km utilisés
1+5	Forêt	SaskManit	5	8726+2208
7	végétation arbustive ouverte (toundra?)	Nord	2	855
16	Sol nu	Nord	2	2081

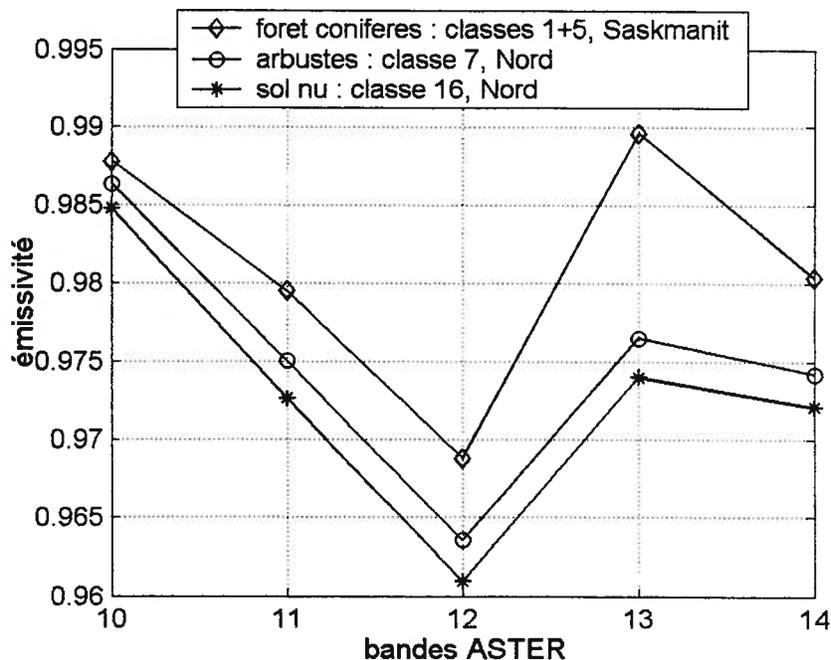


Figure 20 - Signature spectrale des classes pour les bandes ASTER. Les émissivités sont des moyennes sur toutes les images contenant une classe donnée

Tableau 13 - Écart-types sur la moyenne spatiale (correspondant aux émissivités par classe retrouvées sur chaque image) et sur la moyenne temporelle (correspondants aux moyennes sur toutes les images contenant une classe donnée)

Bande ASTER		10	11	12	13	14
1+5	écart type sur moy. spatiale	0,008	0,008	0,009	0,007	0,007
	écart type sur moy. temporelle	0,003	0,008	0,008	0,007	0,005
7	écart type sur moy. spatiale	0,008	0,011	0,013	0,011	0,010
	écart type sur moy. temporelle	0,003	0,006	0,007	0,005	0,003
16	écart type sur moy. spatiale	0,007	0,011	0,012	0,011	0,010
	écart type sur moy. temporelle	0,004	0,008	0,010	0,006	0,004

Enfin nous avons collecté différentes valeurs d'émissivités (mesurées en extérieur ou en laboratoire et en utilisant diverses méthodes de séparation émissivité température), dans le but de confronter nos résultats à des valeurs de référence. Nous avons essayé de regrouper des mesures réalisées sur des types de surfaces comparables aux classes identifiées ici et pour des bandes spectrales proches de celles de notre étude. Notons que la confrontation ne peut être que qualitative, puisque trop de disparités existent entre les techniques de mesures, les dimensions des échantillons mesurés, les bandes spectrales considérées et les méthodes d'extractions de l'émissivité pour les valeurs présentées au Tableau 14. Toutefois, nous pouvons remarquer que, en général, l'émissivité augmente avec la densité de végétation, ainsi que nous l'avions relevé précédemment, et que les valeurs d'émissivité sont, de manière générale, supérieures aux signatures obtenues avec MODIS (celles-ci sont toutes en deçà de 0.95), en particulier pour les conifères. Par contre, les valeurs trouvées avec ASTER sont comprises entre 0,95 et 0,99 et sont comparables à celles issues des références.

Tableau 14 - Valeurs d'émissivité en IRM_é et IRT tirées de diverses sources pour diverses bandes spectrales. Les valeurs obtenues avec le produit AST_05 dans notre étude ont également été mentionnées pour comparaison, ainsi que les émissivités par bande intégrées à partir des spectres de la bibliothèque ASTER (cf. Figure 7)

			20	29	31	32	
	bd MODIS		(3,66-3,84 µm)	(8,4-8,7µm)	(10,78-11,28µm)	(11,77-12,27µm)	
	bd AVHRR		3 (3,55-3,93µm)		4 (10,3-11,3µm)	5 (11,5-12,5µm)	
	bd ASTER (CIMEL)			11 (8,45-8,9µm)	14 (10,8-11,7µm)		8-14µm
	type de surface	pour	min-max ou moy,	moy,	min-max ou moy,	min-max ou moy,	moy,
ASTER Spectral Library	Quartzite	CIMEL/ASTER		0,75	0,962		0,866
AST05	sol nu	ASTER		0,973	0,972		
Snyder et al. (1998)	sol	MODIS bd 31-32			0,97		
Goïta et Royer (1997)	lichen-roches	AVHRR	0,886-0,935		0,97-0,98		
Goïta et Royer (1997)	lichen		0,942-0,957		0,975-0,984		
Salisbury et D'Aria (1992, 1994)	lichen	AVHRR	0,9364-0,9507		0,9687-0,9711	0,9783-0,9798	
Salisbury et D'Aria (1992, 1994)	lichen	TIMS bd 6					
Ringenbach (2000)	lichen	CIMEL/ASTER				0,9734-0,9745	
Rees (1993)	mousse verte sèche	8-14µm		0,968	0,949		0,963
AST05	toundra			0,975	0,974		
Goïta et Royer (1997)	toundra		0,937-0,973		0,971-0,977		
Rubio et al. (1997)	arbustes	8-14µm					0,984
Snyder et al. (1998)	arbustes épars				0,972		
Ringenbach (2000)	bouleaux nains			0,975	0,958		
Snyder et al. (1998)	savane arbustive				0,988	0,991	
ASTER Spectral Library	Conifères			0,99	0,99		
AST05	Forêt			0,98	0,98		
Ringenbach (2000)	épinette			0,982	0,985		
Goïta et Royer (1997)	forêt conifères ouverte		0,952-0,96		0,967-0,977		
Goïta et Royer (1997)	forêt conifères dense		0,98-1		0,975-1		
Salisbury et D'Aria (1992, 1994)	conifère		0,9768		0,9796	0,9796	
Salisbury et D'Aria (1992, 1994)	conifère						
Rubio et al. (1997)	pin					0,9804	
Snyder et al. (1998)	forêt conifères				0,989	0,991	0,982

5. Interprétation et discussion des résultats

Après avoir présenté et analysé nos résultats selon les deux axes d'étude, nous présentons ici une synthèse des apports de notre travail, et nous les discutons dans la perspective des travaux antérieurs.

La première hypothèse sur laquelle était basée notre recherche concernait la décorrélation des deux paramètres physiques à la base de la luminance, l'émissivité et la température. Au vu de notre analyse poussée du TES, nous sommes maintenant convaincus de la possibilité d'extraire ces informations, moyennant des hypothèses parfois limitatives. En effet, d'après nos simulations numériques, les erreurs trouvées sont de l'ordre de grandeur de celles mentionnées dans Gillespie *et al.* (1996, 1998). De plus, la forme du spectre est aisément retrouvée mais l'efficacité du calcul de la valeur absolue de l'émissivité dépend de la validité de la relation empirique MMD. Cette relation peut être étendue à un ensemble plus large de surfaces (notamment des matériaux artificiels) ou optimisée pour des bandes spectrales particulières, mais son domaine de validité se doit d'être connu, sous peine de limiter sérieusement la précision de l'algorithme. L'originalité du TES est de fournir une valeur d'émissivité améliorée par rapport à d'autres méthodes ne fournissant que la forme du spectre d'émissivité, la relation MMD étant applicable à un très large ensemble de types de surfaces. Enfin, le TES ne nécessite pas connaître à l'avance de la nature de la surface mesurée. Une fois cette confiance dans l'algorithme établie, il faut noter que les conditions de mesures réelles apportent des incertitudes supplémentaires non négligeables. Notamment, la contribution de l'environnement doit être déterminée avec le plus de fidélité possible, car elle influence la forme du spectre retrouvée (la profondeur des bandes d'absorption se trouve artificiellement accentuée par l'algorithme). Néanmoins, nous considérons que la caractérisation de l'émissivité de la surface est possible et que le résultat est réaliste.

En passant au niveau des observations satellitaires, nous constatons que différents algorithmes d'extraction émissivité/température, appliqués sur des mêmes zones géographiques pour des mêmes dates, ne donnent pas des émissivités tout à fait concordantes. Bien que nous puissions comparer entre eux les résultats fournis par les différents algorithmes et que l'accord global des émissivités soit acceptable, nous notons des disparités (par exemple, les dynamiques totales des émissivités rencontrées dans les images divergent) et la comparaison directe des produits MOD11B1 et AST_05, comme l'analyse des spectres d'émissivité obtenus à partir de chacun de ces produits, laissent penser que l'algorithme "Jour/nuit" sous-estime l'émissivité par rapport au TES.

La mise en perspective de nos résultats est délicate, car ces produits sont au début de leur période d'utilisation active. Peu de travaux concernant l'inter-comparaison des produits d'émissivité MODIS et ASTER existent. Toutefois, une comparaison similaire a été effectuée par Petitcolin *et al.* (2002), son étude comportant une comparaison avec un algorithme de séparation température/émissivité supplémentaire, le *Temperature Independent Spectral Indices* (TISI, Becker et Li, 1990), appliqué aux données MODIS brutes. Ses sites d'étude se situent plutôt dans des régions arides (Afrique et Nouveau Mexique). Ses résultats sur les comparaisons d'algorithmes sont semblables aux nôtres, car ils présentent également des différences de dynamiques marquées entre les résultats de MOD11B1 et du TISI.

Plusieurs pistes peuvent être explorées pour expliquer les résultats mitigés que nous avons trouvés. Nous pouvons évoquer une correction défectueuse, une méthode différente de correction des effets atmosphériques, un problème dû au changement de résolution effectué dans notre comparaison (mais les produits MOD11A1 et MOD11B1 ne correspondent pas non plus malgré leur résolution similaire) ou encore une divergence des algorithmes sur la signification des émissivités retrouvées.

Notre deuxième hypothèse définissait l'émissivité comme caractéristique de la surface. Les mesures que nous avons utilisées pour tester le TES ainsi que les nombreuses études sur les signatures spectrales des surfaces attestent que, au moins au niveau du sol, les signatures en émissivité caractérisent les surfaces. Il n'est plus à prouver que la végétation donne des valeurs fortes d'émissivité et une

signature spectrale plate en infrarouge thermique et que les sols nus présentent de larges variations dans leurs signatures, dues à la présence de bandes d'absorption caractéristiques des composants des sols (absorption à 9 μ m des silicates par exemple, comme illustré par la signature du quartz à la Figure 7b et à la Figure 16). La granulométrie des échantillons peut aussi être caractérisée de manière relative. Pourtant, à l'échelle des mesures satellitaires, la caractérisation des surfaces semble plus problématique. Certes, la comparaison entre des données prises au sol et des données mesurées à partir d'un satellite soulève le problème de changement d'échelle, lequel fait l'objet de nombreuses recherches (Chehbouni *et al.* 1995; cf. thèse et bibliographie de Coret, 2002), mais notre propos n'est pas ici de l'étudier en profondeur. Nous mentionnerons simplement que notre tentative de définir les signatures spectrales des classes de couvertures du sol définies par le IGPD et présentes dans un milieu nordique, ne donne pas des résultats évidents, la séparabilité des signatures en émissivité pouvant être remise en question et la variabilité spatiale de l'émissivité pour une classe étant importante à l'échelle des images MODIS. Les fortes valeurs des écarts types sur les moyennes spatiales en infrarouge médian en particulier (Figure 19) nous amènent à penser que le critère de classe, tel qu'il est défini dans le produit MOD12Q1, n'est peut être pas le bon et que l'émissivité contient une information différente. Pourtant Snyder *et al.* (1998) ont défini des classes d'émissivités dans les bandes 31 et 32 en se basant sur les classes IGPD, sur des modèles de réflectance et sur la base de données de spectres ASTER (cf. paragraphe 2.3.1). Ce sont ces valeurs tabulées qui sont utilisées dans l'algorithme du produit MOD11A1.

Petitcolin et Vermote (2002) présentent une étude poussée sur des images MODIS de zones semi-désertiques. Ils appliquent l'algorithme TISIE (une variante de l'algorithme TISI précédemment cité) et retrouvent des signatures spectrales de zones de sol nu et de végétation avec des résultats plus conformes aux attentes (impact de la végétation, plus faibles valeurs pour les sols nus).

En résumé, nos résultats semblent plutôt infirmer notre deuxième hypothèse que la confirmer. Devons-nous encore une fois incriminer la qualité de nos images (ASTER notamment) ou l'algorithme d'extraction émissivité/température employé ? Nous ne pouvons répondre à ces questions avec certitude. Notre étude a cependant

l'originalité de s'appliquer à des régions nordiques qui sont encore peu étudiées actuellement du point de vue de l'émissivité. La détermination précise de ces paramètres (émissivité et température) peut devenir cruciale dans le contexte actuel d'interrogations sur les variations climatiques globales, sachant que les premiers impacts de ces changements se pourraient se faire sentir sur ces régions et notamment sur le Canada.

6. Conclusion

Nous avons étudié différents algorithmes d'extraction émissivité/température, pour des données acquises soit au niveau du sol, soit au niveau d'un satellite. Ne disposant pas de données de référence absolue, nous ne pouvons conclure quant à la véracité des émissivités fournies par l'un ou l'autre des algorithmes. Nous sommes conscients que notre étude ne peut qu'apporter un jugement relatif entre les algorithmes. Pour comparer rigoureusement les algorithmes, il faudrait appliquer chacune des méthodes aux données brutes (luminances) fournies par chacun des capteurs. Mais l'ampleur du travail demandé sortait du cadre de notre maîtrise. Une autre méthode de validation rigoureuse passe par la confrontation des données satellitaires par rapport à des données terrain, sur les même zones, pour les mêmes dates; ces validations sont en cours pour chacun des capteurs et, encore une fois, n'étaient pas accessibles dans le cadre de notre travail. Néanmoins, notre étude constitue une première étape dans le processus de mise en confiance vis à vis de ces algorithmes et nous qualifierons d'encourageants les résultats mentionnés, en considérant la nouveauté de la production des images satellitaires d'émissivité. Nous n'excluons pas la possibilité de vérifier nos résultats en renouvelant l'étude sur des images plus récentes, validées et plus nombreuses dans le cas d'ASTER. Nous pensons également avoir fait ressortir la difficulté de l'exercice de caractérisation des surfaces par leur émissivité dans le domaine infrarouge et soulevons la question de savoir ce que représente l'émissivité à grande échelle.

7. Références

- Badenas, C. (1997) Comments on Kirchhoff's law in thermal-infrared remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, n°1, p. 229-234.
- Becker, F. (2001) Communication personnelle. Livre à paraître. École Nationale Supérieure de Physique, Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- Becker, F. and Li, Z.L. (1990) Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, vol. 32, p. 17-33.
- Becker, F. and Li, Z.L. (1995) Surface temperature and emissivity at various scales : definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, vol. 12, p. 225-253.
- Briottet X. (2001) Communication personnelle. ONERA, Toulouse, France.
- Chagnon, F. (2002) Communication personnelle. Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Qc, Canada.
- Chehbouni, G., Njoku, E.G., Lhomme, J.P. and Kerr, Y.H. (1995) Approaches for averaging surface parameters and fluxes over heterogeneous terrain. *Journal of climate*, vol. 8, p. 1386-1393.
- Cihlar, J., Beaubien, J., and Park, B. (2001) BOREAS Follow-On DSP-01 NBIOME Level-4 AVHRR Land Cover, Canada, Version 1.1, 1995. Données disponibles en ligne [<http://www.daac.ornl.gov>] du Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Coret, L., Briottet, X., Kerr, Y.H. and Chehbouni, G. (2001) Change of spatial scale over heterogeneous surface in thermal infrared remote sensing, *Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing Symposium, Aussois, France*, p. 91-98.
- Coret, L. (2002) Impact de l'hétérogénéité de surface sur le signal en entrée d'un capteur infrarouge thermique. Prise en compte de l'aspect directionnel. *Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure de l'Aéronautique et de l'Espace, Toulouse, France*, 208 p.
- Dash, P., Göttsche, F.-M., Olesen, F.-S. and Fischer, H. (2002) Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-

current trends. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, n°13, p. 2563-2594.

Gaussorgues, G. (1999) *La Thermographie infrarouge : principes, technologies, applications*. Ed. Technique et Documentation Lavoisier, Paris, p. 6-106.

Gillespie, A., Rokugawa, S., Hook, S., Matsunaga, T. and Kahle, A.B. (1996) Temperature/emissivity separation algorithm theoretical basis document, Version 2.3. NASA Contract NAS5-31372, 61p. Disponible en ligne : http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos_homepage/for_scientists/atbd/viewInstrument.php?instrument=ASTER

Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothorn, J.S., Hook, S. and Kahle, A.B. (1998) A Temperature and Emissivity Separation Algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, n°4, p. 1113-1126.

Goïta, K. and Royer, A. (1997) Surface temperature and emissivity separability over land surface from combined TIR and SWIR AVHRR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, n°3, p. 718-733.

Gu, X.F. and Gillespie, A. (2000) A new approach for temperature and emissivity separation. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, n°10, p. 2127-2132.

Hook, S., Gabell, A.R., Green, A.A. and Kealy, P.S. (1992) A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. *Remote Sensing of Environment*, vol. 42, p. 123-135.

Huetz-Aubert, M. (1977) *Thermique - Rayonnement : Définitions et lois fondamentales*. Polycopié de cours, Ecole Centrale des Arts et Manufactures, Toulouse, France, p. 28-52.

Justice, C.O., Vermote, E., Townshend, J.R.G., Defries, R., Roy, D.P., Hall, D.K., Salomonson, V.V., Privette, J.L., Riggs, G., Strahler, A., Lucht, W., Myneni, R., Knyazikhin, Y., Running, S., Nemani, R.R., Wan, Z., Huete, A.R., van Leeuwen, W., Wolfe, R.E., Giglio, L., Muller, J.P., Lewis, P. and Barnsley, M.J. (1998) The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : Land Remote Sensing for Global Change Research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, n°4, p. 1228-1249.

Kahle, A.B. and Alley, R.E. (1992) Separation of temperature and emittance in remotely sensed radiance measurements. *Remote Sensing of Environment*, vol. 42, p. 107-111.

- Korb, A.R., Salisbury, J.W. and D'Aria, D.M. (1999) Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law: 2. Field measurements. *Journal of Geophysical Research*, part B, vol. 104, n°7, p. 15,339-15,350.
- Kruse, F.A. (2002) Combined SWIR and LWIR mineral mapping using MASTER/ASTER. *Compte rendu de conférence, International Geosciences and Remote Sensing, Toronto, Canada*, 3 p.
- Laug, M. et Crausse, P. (1993) *Transfert de chaleur*. Polycopié de cours, Ecole Nationale Supérieure de l'aéronautique et de l'espace, Toulouse, p. 9-21.
- Legrand, M., Pietras, C., Brogniez, G., Haeffelin, M., Abuhassan, N.K. and Sicard, M. (2000) A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part 1 : characterization of the instrument. *American Meteorological Society*, vol. 17, p. 1203-1214.
- Lenoble, J. (1993) *Atmospheric Radiative Transfer*, A.Deepak Publishing, USA, p.5-27.
- Li, Z.L. and Becker, F. (1993) Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 43, p. 67-85.
- Li, Z.L., Becker, F., Stoll, M.P. and Wan, Z. (1999) Evaluation of six methods for extracting relative emissivity spectra from thermal infrared images. *Remote Sensing of Environment*, vol. 69, p. 197-214.
- Liang, S. (2001) An optimization algorithm for separating land surface temperature and emissivity from multispectral thermal infrared imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, n°2, p. 264-274.
- Ma, X.L., Wan, Z., Moeller, C.C., Menzel, W.P., Gumley, L.E. and Zhang, Y. (2000) Retrieval of geophysical parameters from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer thermal infrared data : evaluation of a two-step physical algorithm. *Applied Optics*, vol. 39, n°20, p. 3537-3550,
- Malaplate, A. (2001) Radiométrie infrarouge : développement et validation de méthodes utilisant la bande 3-5 μ m pour la détermination des paramètres de surface à haute résolution spatiale. *Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg, École Nationale Supérieure de Physique de Strasbourg, Strasbourg, France*, 153 p.
- Masuoka, E., Fleig, A., Wolfe, R.E. and Patt, F. (1998) Key Characteristics for MODIS

Data Products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, n°4, p. 1313-1323.

Nerry, F., Labed, J. and Stoll, M.P. (1990) Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared – 2. Field method for spectrally averaged emissivity measurements. *Journal of Geophysical Research*, part B, vol. 95, n°5, p. 7045-7054.

Nerry, F., Petitcolin, F. and Stoll, M.P. (1998) Bidirectional reflectivity in AVHRR channel 3: application to a region in northern Africa. *Remote Sensing of Environment*, vol. 66, p. 298-316.

Nicodemus, F.E. (1965) Directional reflectance and emissivity of an opaque surface. *Applied Optics*, vol. 4, n°7, p. 767-773.

Nicodemus, F.E., Richmond, J.C. and Hsia, J.J. (1977) Geometrical considerations and nomenclature for reflectance. Monograph 160, *National Bureau of Standards, Washington, DC, U.S.A.*, p. 1-12.

Ninomiya, Y., Matsunaga, T., Yamaguchi, Y., Ogawa, K., Rokugawa, S., Uchida, K., Muraoka, H. and Kaku, M. (1997) A comparison of thermal infrared emissivity spectra measured in situ, in the laboratory, and derived from thermal infrared multispectral scanner (TIMS) data in Cuprite, Nevada, U.S.A. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, n°7, p. 1571-1581.

Norman, J.M. and Becker, F. (1995) Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Agricultural and forest meteorology*, vol. 77, p. 153-166.

Norman, J.M., Divakarla, M. and Goel, N.S. (1995) Algorithms for extracting information from thermal-IR observations of the Earth's surface. *Remote Sensing of Environment*, vol. 51, p. 157-168.

Otterman, J., Susskind, J., Brakke, T., Pielke, R. and Lee, T.J. (1994) Inferring the thermal-infrared hemispheric emission from a sparsely-vegetated surface by directional measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 74, p. 163-180.

Payan, V. (2000) Mesures infrarouges sur des éléments de scène en environnement extérieur : description et évaluation d'une méthode de détermination de l'émissivité et de la température de surface en bande 3-5 μ m. *Rapport de stage, ONERA DOTA-CERT, Toulouse, France*, 55 p.

Payan, V. (2001) Caractérisation des objets par leur signature multispectrale dans l'infrarouge thermique. *Rapport de stage, CARTEL, Université de Sherbrooke*,

Sherbrooke, QC, Canada, 65 p.

Petitcolin, F., Jacob, F., Vermote, E., Schmugge, T. and French, A.N. (2002) Comparison of land surface emissivity and temperature derived from MODIS and ASTER. *Compte rendu de conférence, European Geophysical Society, XXVII General Assembly, Nice, France, 21-26 April 2002.*

Petitcolin, F. and Vermote, E. (2002) Land surface reflectance, emissivity and temperature from MODIS middle and thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 83, p. 112-134.

Rees, W.G. (1993) Infrared emissivities of arctic land cover types. *International Journal of Remote Sensing*, n°5, vol. 14, p. 1013-1017.

Revercomb, H.E., Buijs, H., Howell, H.B., LaPorte, D.D., Smith, W.L. and Stromovsky, L.A. (1988) Radiometric calibration of IR Fourier transform spectrometers: solution to a problem with the High-Resolution Interferometer Sounder. *Applied Optics*, vol.27, n°15, p. 3210-3218.

Ringenbach, N. (2000) Caractérisation des surfaces végétales à partir de l'émissivité spectrale dans l'infrarouge thermique. *Rapport de recherche, CARTEL, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, Canada, 49 p.*

Royer, A., Nerry, F. et Bonn, F. (2002) Proposition d'une nouvelle terminologie : l'infrarouge médian. *Télé-détection*, vol. 2, n°3, p. 177-182.

Rubio, E., Caselles, V. and Badenas, C. (1997) Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μ m wave band : analysis of two field methods. *Remote Sensing of Environment*, vol. 59, p. 490-521.

Salisbury, J.W. and D'Aria, D.M. (1992) Infrared (8-14 μ m) remote sensing of soil particle size. *Remote Sensing of Environment*, vol. 42, p. 157-165.

Salisbury, J.W. and D'Aria, D.M. (1994) Emissivity of terrestrial materials in the 3-5 μ m atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, vol. 47, p. 345-361.

Salisbury, J.W. and Wald, A.E. (1992) The role of volume scattering in reducing spectral contrast of reststrahlen bands in spectra of powdered minerals. *Icarus*, vol. 96, p. 121-128.

Schmugge, T., Jacob, F., French, A.N., Richtie, J.C., Chopping, M. and Rango, A. (2002) ASTER thermal infrared observations over New Mexico. *Compte-rendu de conférence, International Geosciences and Remote Sensing, Toronto, Canada, 3 p.*

- Seguin, B., Becker, F., Phulpin, T., Gu, X.F., Guyot, G., Kerr, Y., King, C., Lagouarde, J.P., Ottlé, C., Stoll, M.P., Tabbagh, A. and Vidal, A. (1999) IRSUTE : a minisatellite project for land surface heat flux estimation from field to regional scale. *Remote Sensing of Environment*, vol. 68, p. 357-369.
- Sicard, M., Spyak, P.R., Brogniez, G., Legrand, M., Abuhassan, N.K., Pietras, C. and Buis, J.P. (1999) Thermal infrared field radiometer for vicarious cross-calibration : characterization and comparisons with other field instruments. *Optical Engineering*, vol. 38, n°2, p. 345-356.
- Snyder, W.C., Wan, Z., Zhang, Y. and Feng, Y.-Z. (1997) Thermal infrared (3-14 μm) bidirectional reflectance measurements of sands and soils. *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, p. 101-109.
- Snyder, W.C., Wan, Z., Zhang, Y. and Feng, Y.-Z. (1998) Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 19, n°14, p. 2753-2774.
- Sobrino, J.A., Li, Z.L., Stoll, M.P. and Becker, F. (1994) Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, n°2, p. 243-253.
- Staaf, Ö., Ribbing, C.G. and Andersson, S.K. (1996) Temperature dependence of the band emittance for nongray bodies. *Applied Optics*, vol. 35, n°31, p. 6120-6125.
- Stoll, P. (1998) *Radiométrie infrarouge des fonds terrestres, vol.1 : étude de l'art, prospective*. Rapport d'activité, Ecole Nationale Supérieure de Physique de Strasbourg, Strasbourg, p. 1-30.
- Strahler, A., Muchoney, D., Friedl, M., Gopal, S., Lambin, E. and Moody, A. (1999) MODIS Land Cover and Land Cover Changes Algorithm Theoretical Basis Document. *NASA Contract NAS5-31370*, version 5.0, 72 p. Disponible en ligne : http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/land_atbd.html.
- Vallée, G. (1999) Caractérisation des surfaces naturelles avec l'infrarouge thermique multispectral. *Rapport de recherche, CARTEL, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, Canada*, 63 p.
- Wan, Z. (1999) MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD). *NASA Contract NAS5-31370*, 75 p. Disponible en ligne : http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/land_atbd.html.

Wan, Z. and Dozier, J. (1996) A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, n°4, p.892-905.

Wan, Z. and Li, Z.L. (1997) A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, n°4, p. 980-996.

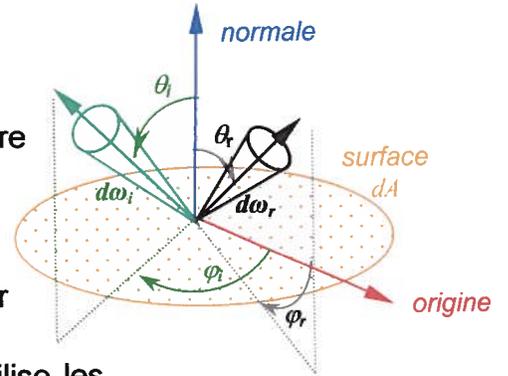
Watson, K. (1992) Spectral ratio method for measuring emissivity. *Remote Sensing of Environment*, vol. 42, p. 113-116.

Yamaguchi, Y., Kahle, A.B., Tsu, H., Kawakami, T. and Pniel, M. (1998) Overview of advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, n°4, p. 1062-1071.

Annexe 1 - Notions théoriques de luminance, d'éclairement et de réflectance

1. Notations angulaires

- θ, φ : angles zénithal et azimutal dans un repère sphérique (en rad);
- $d\omega$: angle solide élémentaire, il vaut $\sin\theta d\theta d\varphi$ en coordonnées sphériques (en stéradians, sr);
- indices : i pour incident ou s pour source, r pour réfléchi ou récepteur.



Si on intègre l'angle solide sur un hémisphère h , on utilise les notations suivantes :

$$\int_h \cos\theta d\omega = \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\varphi=0}^{2\pi} \cos\theta \sin\theta d\theta d\varphi = \int_{\theta=0}^{\pi/2} \cos\theta \sin\theta d\theta \int_{\varphi=0}^{2\pi} d\varphi = \left[\frac{\cos^2 \theta}{2} \right]_0^{\pi/2} [\varphi]_0^{2\pi} = \frac{1}{2} 2\pi = \pi$$

(A1.1) (au signe près)

2. Grandeurs radiométriques

2.1 Caractéristiques énergétiques des sources

2.1.1 Luminance

On définit une source par sa luminance, c'est la puissance rayonnée dans une direction (θ, φ) , par unité d'angle solide et par unité de surface projetée perpendiculairement à cette direction (Laug et Crausse, 1993).

$$L(\theta, \varphi) = \frac{d^2 P}{dA \cos\theta d\omega} \quad [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}] \quad (\text{A1.2})$$

2.1.2 Loi de Lambert

Une surface suit la loi de Lambert si sa luminance est la même dans toutes les directions (θ, φ) , c'est à dire si $L(\theta, \varphi) = L$ (Laug et Crausse, 1993; Lenoble, 1993)
On dit aussi que la surface qui émet cette luminance est isotrope ou lambertienne.

2.2 Caractéristiques énergétiques à la réception

Les paragraphes traitants de l'éclairement sont adaptés de Becker (2001), sauf indication contraire.

2.2.1 Éclairement

L'éclairement est la puissance élémentaire par unité de surface, traversant un élément de surface dA (Laug et Crausse, 1993) :

$$E = \frac{dP}{dA} \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (\text{A1.3})$$

L'éclairement d'une surface correspond à la luminance incidente intégrée sur un angle solide :

$$E_\lambda = \int_{\Omega} L_\lambda(\theta, \varphi) \cos\theta \, d\omega = \int_{\theta} \int_{\varphi} L_\lambda(\theta, \varphi) \cos\theta \sin\theta \, d\theta \, d\varphi \quad (\text{A1.4})$$

2.2.2 Éclairement solaire direct

Plaçons-nous dans le cas de l'éclairement de la terre par le soleil, c'est à dire l'éclairement d'une surface par une source sphérique lambertienne de rayon R , située à une distance d très grande par rapport à R et de luminance isotrope L , éclairant un plan sous une incidence égale à θ .

On peut alors montrer que :

$$E_{\text{soleil}} = L_s \cos\theta_s \, d\omega_s \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (\text{A1.5})$$

Avec $d\omega_s$ angle solide sous lequel on voit le soleil du point éclairé.

$L_s d\omega_s$ est relié simplement à la constante solaire $C_0 = 1\,353,21 \text{ W.m}^{-2}$:

$$E_{\text{soleil}} = L_s \cos\theta_s \, d\omega_s = C_0 F \cos\theta_s \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (\text{A1.6})$$

avec $F = \left(\frac{d_{ts, \text{moy}}}{d_{ts, \text{jour}}} \right)^2$ où $d_{ts, \text{moy}}$ est la distance terre-soleil moyenne, et $d_{ts, \text{jour}}$ la distance terre-soleil le jour de la mesure.

En fait, nous avons exprimé ici l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère, puisque nous n'avons pas tenu compte de l'atténuation due à l'atmosphère, exprimée par un coefficient τ_{atm} . L'éclairement au niveau du sol est :

$$E_{\text{soleil}} = \tau_{\text{atm}} C_0 F \cos\theta_s = E_0 \cos\theta_s \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (\text{A1.7})$$

L'éclairement solaire direct est souvent assimilé à un éclairement "directionnel".

2.2.3 Éclairement solaire diffus

Le rayonnement solaire peut aussi être diffusé par l'atmosphère, il faut donc dans ce cas ajouter toutes les contributions $L_d(\theta, \varphi)$ provenant de l'hémisphère supérieur :

$$E_{sd} = \int_h L_d(\theta, \varphi) \cos\theta d\omega \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (\text{A1.8})$$

2.2.4 Luminance atmosphérique descendante

Si on intègre les contributions de luminance provenant de l'hémisphère supérieur comme précédemment, on obtient un éclairage atmosphérique descendant (A1.9).

$$E_{ad} = \int_h L_{atm\downarrow}(\theta, \varphi) \cos\theta d\omega \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (\text{A1.9})$$

2.2.5 Surface lambertienne

Pour une surface lambertienne, et en considérant que l'on intègre sur un hémisphère :

$$E_\lambda = L_\lambda \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \cos\theta \sin\theta \, d\theta d\varphi = \pi L_\lambda \quad (\text{A1.10})$$

2.3 Grandeurs spectrales et intégrées

En considérant l'ensemble des grandeurs radiométriques dans un intervalle très étroit de longueurs d'ondes, on peut définir des grandeurs spectrales (Stoll, 1998) :

$$X_\lambda = \frac{dX}{d\lambda} \quad (\text{A1.11})$$

L'expression de la luminance spectrale est alors donnée par (Laug et Crausse, 1993) :

$$L_\lambda(\theta, \varphi) = \frac{d^3 P}{dA \cos\theta \, d\omega \, d\lambda} \quad [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}] \quad (\text{A1.12})$$

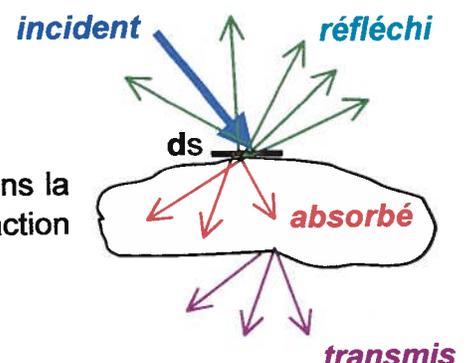
La luminance intégrée sur un intervalle $[\lambda_1, \lambda_2]$ du spectre a donc pour expression :

$$L(\lambda_1, \lambda_2, \theta, \varphi) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_\lambda(\theta, \varphi) \, d\lambda \quad [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}] \quad (\text{A1.13})$$

3. Propriétés optiques des surfaces

3.1 Facteurs radiatifs

Une surface ds qui reçoit une puissance incidente dP_i dans la direction (θ, φ) , la répartit en trois fractions : une fraction



réfléchi dP_r , dans le demi-espace supérieur, une fraction absorbée dP_a dans le corps et une fraction transmise dP_t .

On définit alors de manière générale sans tenir compte de la surface :

- $\rho(\theta_p, \varphi_i)$, facteur de réflexion ou réflectance (*reflectance*) rapport entre la puissance réfléchi dans l'hémisphère supérieur et la puissance incidente dans une direction (θ_p, φ_i) .
- $\tau(\theta_p, \varphi_i)$, facteur de transmission, rapport entre la puissance transmise dans l'hémisphère inférieur et la puissance incidente dans une direction (θ_p, φ_i) .
- $\alpha(\theta_p, \varphi_i)$, facteur d'absorption ou absorptivité ou absorptance (*absorptance*) rapport entre la puissance absorbée dans le corps et la puissance incidente dans une direction (θ_p, φ_i) .

Les facteurs dépendent également de la température T , mais on omet généralement de le faire figurer.

La conservation de l'énergie implique :

$$\rho(\theta_p, \varphi_i) + \tau(\theta_p, \varphi_i) + \alpha(\theta_p, \varphi_i) = 1 \quad (\text{A1.14})$$

Une surface opaque a un facteur de transmission nul, donc :

$$\rho(\theta_p, \varphi_i) + \alpha(\theta_p, \varphi_i) = 1 \quad (\text{A1.15})$$

3.2 Réflectance

Les définitions et les paragraphes sur la réflectance sont adaptés de Huetz et Aubert (1977) et Becker (2001).

En télédétection, on mesure le plus souvent la luminance provenant de la réflexion diffuse, la réflexion spéculaire n'apparaissant que dans le cas de surfaces lisses (aspérités $< 0,08 \mu\text{m}$ dans le domaine visible et infrarouge où λ est de l'ordre du μm). Cette réflectance "diffuse" dépend de la direction d'incidence et de la direction de réflexion.

3.2.1 Réflectance bidirectionnelle

Le schéma : surface irradiée par une source sous les angles (θ_s, φ_s) (par exemple le soleil), observée sous l'angle (θ_r, φ_r) (par exemple par un radiomètre) représente une situation courante en télédétection. On définit à partir de là, la notion de réflectance bidirectionnelle comme le rapport de la luminance de la surface dans la direction (θ_r, φ_r) sur l'éclairement énergétique dans la direction (θ_s, φ_s) (Becker, 2001) :

$$\rho_{b\lambda} = \frac{L_{r\lambda}(\theta_r, \varphi_r)}{E_{i\lambda}(\theta_s, \varphi_s)} \quad [\text{sr}^{-1}] \quad (\text{A1.16})$$

Avec $E_{i\lambda}(\theta_s, \varphi_s)$ éclaircissement "directionnel" pour le soleil ou élément d'éclaircissement $E_{i\lambda}(\theta_s, \varphi_s) = dE_{i\lambda} = L_{i\lambda}(\theta_s, \varphi_s) d\theta_i d\omega_i$ pour une source non directionnelle.

On peut apparenter cette définition à celle de la fonction de distribution de réflectance bidirectionnelle (FDRB) ou *bidirectional reflectance distribution function (BRDF)* introduite par Nicodemus en 1977, définie pour des angles solides infiniment petits :

$$FBRD = BRDF = f_r(\theta_p, \varphi_p; \theta_r, \varphi_r) = \frac{dL_r}{dE_i} \quad [\text{sr}^{-1}] \quad (\text{A1.17})$$

Si on considère une mesure réaliste, les angles solides seront évidemment finis, on conservera néanmoins l'appellation bidirectionnelle en ayant conscience de l'approximation (Nicodemus préconisait "*biconical*" et faisait intervenir une intégration sur des angles solides finis).

3.2.2 Réflectance directionnelle-hémisphérique ou hémisphérique ou monodirectionnelle :

Cette réflectance tient compte de toutes les contributions réfléchies. La puissance spectrale réfléchie dans tous l'hémisphère supérieur est :

$$\begin{aligned} P_{r\lambda}(\theta_r, \varphi_r) &= \int_{\text{hr}} L_{r\lambda}(\theta_p, \varphi_p; \theta_r, \varphi_r) dA \cos \theta_r d\omega_r \\ &= E_{i\lambda}(\theta_p, \varphi_p) dA \int_{\text{hr}} \rho_b(\theta_p, \varphi_p; \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_r d\omega_r \quad [\text{W} \cdot \mu\text{m}^{-1}] \end{aligned} \quad (\text{A1.18})$$

d'où $\int_{\text{hr}} \rho_b(\theta_p, \varphi_p; \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_r d\omega_r = \frac{P_{r\lambda}}{E_{i\lambda}(\theta_p, \varphi_p) dA} = \frac{P_{r\lambda}}{dP_{i\lambda}(\theta_p, \varphi_p)}$ ce dernier rapport est la définition de la réflectance directionnelle-hémisphérique (grandeur sans unité).

$$\rho_{dh\lambda}(\theta_p, \varphi_p) = \int_{\text{hr}} \rho_b(\theta_p, \varphi_p; \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_r d\omega_r \quad [] \quad (\text{A1.19})$$

3.2.3 Réflectance hémisphérique-directionnelle

Définir une réflectance hémisphérique-directionnelle nous paraît utile pour rendre compte de la situation où l'on veut exprimer la luminance réfléchie dans une direction d'observation, en fonction d'un éclaircissement total incident diffus, dû par exemple à la luminance atmosphérique descendante.

Plusieurs approches peuvent être envisagées pour définir cette réflectance, nous choisissons celle décrite ci-dessous, car elle met en évidence une relation simple avec la réflectance bidirectionnelle.

On peut définir la réflectance hémisphérique-directionnelle comme un facteur de réflectance, c'est à dire comme le rapport de la luminance réfléchie par la cible sur la

luminance réfléchiée par un réflecteur diffuseur lambertien (il réfléchit totalement le rayonnement incident de manière isotrope dans l'hémisphère supérieur, donc la luminance mesurée dans une direction sera : l'éclairement total incident divisé par $\int \cos\theta_i d\omega_i = \pi$).

$$\rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) = \frac{\int_{\omega_i} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) L_{i,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos\theta_i d\omega_i}{1/\pi \text{ éclairement total incident}}$$

$$\rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) = \frac{\int_{\omega_i} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) L_{i,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos\theta_i d\omega_i}{1/\pi \int_{\omega_i} L_{i,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos\theta_i d\omega_i} \quad (\text{A1.20})$$

avec $L_{i,\lambda}(\theta_i, \varphi_i)$ luminance de la source dans la direction (θ_i, φ_i)

Si la luminance de la source est supposée isotrope, on peut écrire :

$$\rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) = \frac{L_i \int_{\omega_i} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \cos\theta_i d\omega_i}{1/\pi L_i \int_{\omega_i} (\theta_i, \varphi_i) \cos\theta_i d\omega_i}$$

donc $\rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) = \int_{\omega_i} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \cos\theta_i d\omega_i$ (A1.21)

Cette dernière relation confirme la relation de réciprocité d'Helmutz (Nicodemus 1965) qui postule que les réflectances directionnelle-hémisphérique et hémisphérique-directionnelle sont équivalentes pour des angles (θ_i, φ_i) et (θ_r, φ_r) symétriques.

Dans le cas d'une surface lambertienne, on a simplement, pour toutes les directions :

$$\rho_\lambda = \rho_{hd,\lambda} = \rho_{dh,\lambda} = \pi\rho_{b,\lambda} \quad [] \quad (\text{A1.22})$$

3.2.4 Émissivité

L'émissivité directionnelle est définie comme étant le rapport entre la luminance du corps à la température T et la luminance d'un corps noir à la même température T (Norman et Becker, 1995).

$$\varepsilon_\lambda(\theta, \varphi, T) = \frac{L_\lambda(\theta, \varphi, T)}{L_{cn,\lambda}(T)} \quad [] \quad (\text{A1.23})$$

Donc l'émissivité d'un corps noir est égale à 1.

3.2.5 Relation entre la réflectance et l'émissivité

La loi de Kirchhoff met en relation l'émissivité globale et l'absorptance globale, sans considération de la direction ou de la longueur d'onde, dans des conditions d'équilibre thermique (Nicodemus, 1965; Salisbury, 1994; Badenas, 1997):

$$\varepsilon = 1 - \rho = \alpha \quad (\text{A1.24})$$

Comme nous travaillons avec des facteurs directionnels, nous ne pouvons utiliser cette loi directement. Néanmoins, la loi de conservation de l'énergie appliquée à une surface éclairée par un corps noir en équilibre thermique avec celui-ci et la loi de réciprocité de Helmholtz nous permettent d'écrire (Nicodemus, 1965) :

$$\begin{aligned} \varepsilon_{\lambda}(\theta_1, \varphi_1) &= 1 - \rho_{hd,\lambda}(\theta_1, \varphi_1) \\ &= 1 - \rho_{dh,\lambda}(\theta_1, \varphi_1) = \alpha_{\lambda}(\theta_1, \varphi_1) \end{aligned} \quad (\text{A1.25})$$

L'applicabilité de la loi de Kirchhoff sous la forme (A1.25) à des surfaces naturelles, en laboratoire et en extérieur, a été testée par plusieurs auteurs (Salisbury *et al.*, 1994; Nimomiya *et al.*, 1997; Badenas, 1997; Korb *et al.*, 1999) qui concluent que celle-ci est généralement applicable sauf pour des surfaces de faible granulométrie ($\sim < 75 \mu\text{m}$).

Annexe 2 - Article : "*Analysis of Temperature Emissivity Separation (TES) algorithm applicability and sensitivity*"

Soumis et accepté pour publication dans *International Journal of Remote Sensing* en janvier 2003. Attention, la version présentée ci-après est celle renvoyée par l'éditeur pour correction. Les corrections à apporter sont mentionnées à la fin de l'article.

Analysis of Temperature Emissivity Separation (TES) algorithm applicability and sensitivity

V. PAYAN* and A. ROYER

Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, J1K 2R1, Québec, Canada

Abstract. The purpose of this paper is to assess the spectral Temperature Emissivity Separation algorithm (TES) proposed by Gillespie *et al.* (1998) as a simple method to retrieve surface emissivity from ground-based measurements. First, we validate different empirical relationships for the Minimum Maximum Difference (MMD) module, on which the TES is based, with a large dataset (about 500 surfaces from the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) spectral library including manmade materials) for multiband data in the long wave infrared (LWIR: 7.5–14 μm) and hyperspectral data in the middle wave infrared (MWIR: 3.4–5.2 μm) and LWIR. We show the applicability of TES for hyperspectral data using a specific empirical relationship; this is confirmed by experimental measurements. For multiband data, we improve the TES for high contrast emissivity surfaces by integrating broadband 8–14 μm measurements in the iterative algorithm. We also found that metals do not confirm these empirical relationships. TES accuracy, extensively assessed by simulations, remains for multiband simulations (respectively for hyperspectral) within about 0.03 (0.02) for emissivity and within about 1.2 K (0.3 K) for temperatures. However, surfaces with low maximum emissivity give higher errors. Except for these particular surfaces, the TES approach, applied on measurements from a portable multiband thermal radiometer, appears as the most efficient and accurate method for emissivity determination in the field without any *a priori* assumption on the surface nature.

1. Introduction

Heat transfer estimation and modelling at global scale are needed for understanding climate processes and relationships between soils and the environment. For climate and environmental studies, global monitoring of temperature is of particular interest.

For the range of Earth temperatures (except fires and volcanoes), maximum radiometric emission is found in the infrared spectral region, which contains two atmospheric windows: middle wave infrared (MWIR: 3.4–5.2 μm) and long wave infrared (LWIR: 7.5–14 μm , also referred as thermal infrared). Moreover, radiance measurements made in these two windows allow emissivity estimation, which is a

*Corresponding author; tel: 819 821 8000 #2956; fax: 819 821 7944; e-mail: vpayan@hermes.usherb.ca

thermo-optical intrinsic property of the surface and of its physical state. Recent spaceborne thermal infrared multispectral sensors, such as the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) sensor on the National Aeronautics and Space Administration (NASA)'s Earth Observing System TERRA satellite (Yamaguchi *et al.* 1998), are carrying out such measurements at local and global scale.

Decorrelation of emissivity and temperature from infrared measurements is not a trivial task. Since the surface is characterized by its temperature and by one emissivity for each spectral band, there always remain more unknowns than measurements. Inversion methods have to make assumptions to bypass this difficulty. Some of these methods are described in Becker and Li (1990, 1995), Hook *et al.* (1992), Sobrino *et al.* (1994), Wan and Li (1997), Li *et al.* (1999), Ma *et al.* (2000) and reviewed by Dash *et al.* (2002). In particular, the Temperature Emissivity Separation (TES) algorithm, developed for ASTER data by Gillespie *et al.* (1998), combines the iterative removal of atmospheric radiance and an empirical relationship allowing absolute emissivity recovery.

This paper presents a theoretical study of the TES algorithm adapted for a multiband radiometer operating in LWIR and for a hyperspectral spectroradiometer operating in LWIR and MWIR in order to characterize surfaces from ground-based field measurements.

First, we recall some fundamental points of theory, we briefly describe the adapted TES algorithm flowchart and we detail our methodology for the simulations. Then we compare different empirical relationships and we analyse the TES algorithm sensitivity with numerical simulations for both multiband and hyperspectral approaches. Next, we propose improvements to overcome limitations of the original TES algorithm. Finally, we present some experimental results obtained with a multiband radiometer (CIMEL 312-2) and with a hyperspectral Fourier transform infrared (FTIR) spectroradiometer in emission (BOMEM MB100) to illustrate the applicability of the TES algorithm.

2. Theory and methodology

2.1. At-sensor radiance and approximations on atmosphere

The general form of the spectral radiance sensed by a radiometer in the direction (θ_r, φ_r) is:

$$L_\lambda(\theta_r, \varphi_r) = \left[\int_{ih} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos \theta_i d\omega_i + \rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) E_{sun,\lambda}(\theta_s) \right] \tau_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) + L_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) \quad (1)$$

$B_\lambda(T_s)$ is the spectral radiance emitted by a blackbody at the surface temperature T_s , calculated with Planck's law. The surface emitted radiance is obtained by multiplying the blackbody radiance by $\varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)$, the spectral directional emissivity. $\rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r)$ is the bidirectional spectral reflectance (in steradians) corresponding to the bidirectional reflectance distribution function (BRDF) from Nicodemus *et al.* (1977). $L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_i, \varphi_i)$ is the downwelling radiance emitted and diffused by the atmosphere. To obtain the global contribution of the atmosphere, one must integrate $\rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r)$ and $L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_i, \varphi_i)$ over the incident hemisphere (noted *ih*). $E_{sun,\lambda}(\theta_s) = \tau_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_s) E_{o,\lambda} \cos \theta_s$ is the direct solar irradiance at ground level, with $E_{o,\lambda}$ the direct solar irradiance at the top of

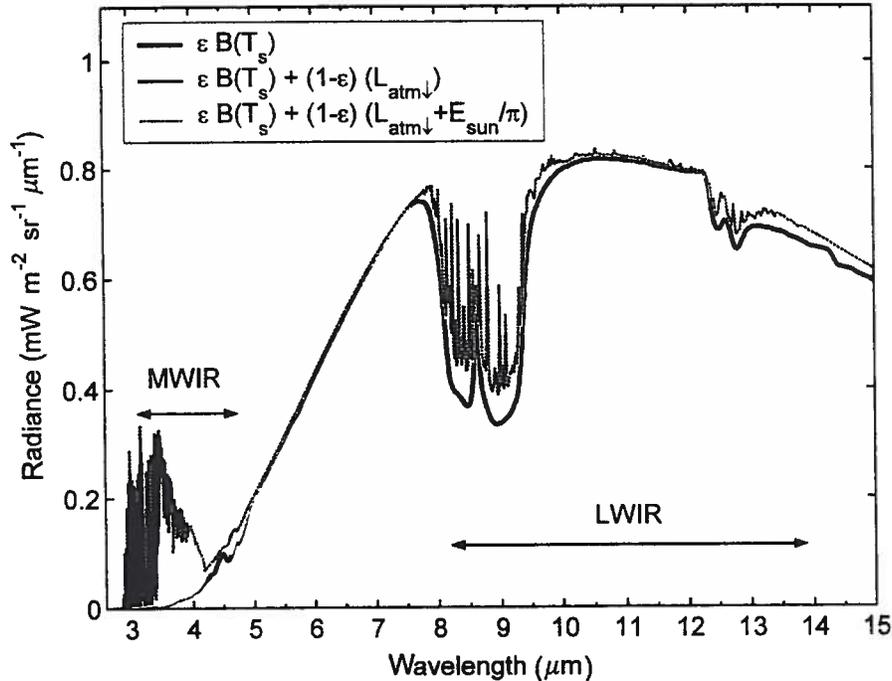


Figure 1. Ground-level radiance simulations for surface emitted signal and at-sensor signal. The simulation parameters are as follows: MODTRAN 4.0 radiative transfer code; 1976 US Standard model atmosphere; solar zenith angle=45°; SiO₂ emissivity spectrum; T_s=20°C.

atmosphere, θ_s the zenithal solar angle and $\tau_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_s)$ the total atmosphere transmittance. To obtain the reflected solar radiance in the direction (θ_r, φ_r) , $E_{sun,\lambda}(\theta_s)$ is multiplied by $\rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r)$. The direct solar irradiance is negligible in LWIR but is significant in MWIR as illustrated in figure 1. It should be noted that we do not take into account the diffuse solar irradiance. Indeed molecular scattering in the atmosphere is practically non-existent in the thermal infrared, and the scattering due to aerosols can be reasonably neglected in this domain for a small quantity of aerosols. $\tau_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r)$ is the atmospheric transmittance between the surface and the radiometer. $L_{atm\uparrow,\lambda}(\theta_r, \varphi_r)$ is the radiance directly emitted by the atmosphere layer toward the sensor. If we consider measurements at ground level, the influence of the atmosphere between the surface and the sensor can be neglected (error less than 0.02% in LWIR and about 2% in MWIR, based on MODTRAN simulations). Moreover, if the incident atmospheric radiance is isotropic (Norman and Becker 1995; approximation valid for angles between 0° and 60°) it can be removed from the integral. Then the bidirectional reflectance integrated over the incident hemisphere can be considered as a hemispherical-directional reflectance $\rho_{hd,\lambda}$ (Norman and Becker 1995). This hemispherical-directional reflectance is related to the directional emissivity by Kirchhoff's law ($\rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) = 1 - \epsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)$), the applicability of which was verified on natural surfaces by numerous authors for both laboratory and field conditions (Salisbury *et al.* 1994, Ninomiya *et al.* 1997,

Korb *et al.* 1999). Therefore the second term in equation (1) becomes:

$$\begin{aligned}
 & \int_{ih} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) L_{atm\downarrow,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos\theta_i d\omega_i \\
 &= L_{atm\downarrow,\lambda} \int_{ih} \rho_{b,\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \cos\theta_i d\omega_i \\
 &= \rho_{hd,\lambda}(\theta_r, \varphi_r) L_{atm\downarrow,\lambda} \\
 &= (1 - \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)) L_{atm\downarrow,\lambda}
 \end{aligned} \tag{2}$$

Finally, equation (1) can be rewritten at ground level as:

$$L_\lambda(\theta_r, \varphi_r) = \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) B_\lambda(T_s) + (1 - \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)) L_{atm\downarrow,\lambda} + \rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) E_{sun,\lambda}(\theta_s) \tag{3}$$

Considering a discrete band radiometer, equation (3) must be integrated over the instrument spectral response (f_λ). The at-sensor radiance for the band j is then defined as:

$$\begin{aligned}
 L_j(\theta_r, \varphi_r) &= \int f_\lambda L_\lambda(\theta_r, \varphi_r) d\lambda \\
 &= \int f_\lambda \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) B_\lambda(T_s) d\lambda + \int f_\lambda (1 - \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r)) L_{atm\downarrow,\lambda} d\lambda \\
 &\quad + \int f_\lambda \rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) E_{sun,\lambda}(\theta_s) d\lambda
 \end{aligned} \tag{4}$$

Note that in our theoretical simulations, f_λ is not normalized, taking into account the instrument response amplitude.

But estimating a band emissivity from equation (4) is not easy. This equation cannot be solved, as bidirectional reflectance is generally unknown and the spectral expressions for emissivity and radiances are coupled inside the integrals.

To bypass the difficulties arising from equation (4), we use an approximated expression commonly used in thermal infrared remote sensing for measured at-sensor radiance (Becker and Li 1995):

$$L_{sens,j}(\theta_r, \varphi_r) = \varepsilon_j(\theta_r, \varphi_r) B_j(T_s) + (1 - \varepsilon_j(\theta_r, \varphi_r)) L_{atm\downarrow,j} + \rho_{b,j}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) E_{sun,j}(\theta_s) \tag{5}$$

It should be noted that equation (5) is not a mathematical equivalent to equation (4), but this could be justified if the surface spectral behaviour is reasonably constant in the bands considered (Malaplate 2001).

In equation (5), B_j , $L_{atm\downarrow,j}$ and $E_{sun,j}$ are defined as $X_j = \int f_\lambda X_\lambda d\lambda$.

The bidirectional reflectance for a band j can be defined as a weighted average given by:

$$\rho_{b,j}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) = \frac{\int f_\lambda \rho_{b,\lambda}(\theta_s, \varphi_s, \theta_r, \varphi_r) d\lambda}{\int f_\lambda d\lambda} \tag{6}$$

and then has to be measured independently. In the special case where the surface can be considered as Lambertian, bidirectional reflectance is related to

hemispherical-directional reflectance by $\pi\rho_b = \rho_{hd}$, and then to emissivity according to Kirchhoff's law.

Band emissivity ε_j can be defined as a band average emissivity as in equation (7) or, as in the case of the spectral emissivity definition, as the ratio between the surface emitted radiance to the blackbody radiance at the same temperature as in equation (8).

$$\varepsilon_j(\theta_r, \varphi_r) = \frac{\int f_\lambda \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) d\lambda}{\int f_\lambda d\lambda} \quad (7)$$

$$\langle \varepsilon_j(\theta_r, \varphi_r) \rangle = \frac{\int f_\lambda \varepsilon_\lambda(\theta_r, \varphi_r) B_\lambda(T_s) d\lambda}{\int f_\lambda B_\lambda(T_s) d\lambda} \quad (8)$$

But equation (8) is temperature dependent especially if the emissivity spectrum presents strong variations in the wavelength interval considered (Staaf *et al.* 1996). Equation (7) is preferred, as it is temperature independent as recommended by Becker and Li (1990). Defined as in equation (7), band emissivity ε_j is an intrinsic property of the surface.

2.2. TES algorithm

The TES algorithm was developed by Gillespie *et al.* (1998) for the five LWIR bands of the ASTER imaging radiometer. The TES algorithm combines three algorithms linked together as shown in figure 2 and is valid for multiband and hyperspectral data. The three modules are:

- the Normalized Emissivity Method (NEM), which removes environmental radiance and gives a first guess of temperature and emissivities assuming a maximum value for emissivities;
- the Ratio module (Watson 1992) where NEM emissivities are ratioed to their average (equation (9))
- the Minimum Maximum Difference (MMD, equation (10)) module that allows absolute emissivity retrieval using an empirical relationship to predict ε_{\min} (equation (11)).

$$\beta_{j \text{ or } \lambda} = \frac{\varepsilon_{j \text{ or } \lambda}}{\frac{1}{k} \sum_{j \text{ or } \lambda=1}^k \varepsilon_{j \text{ or } \lambda}} \quad (9)$$

$$MMD = \max(\beta_{j \text{ or } \lambda}) - \min(\beta_{j \text{ or } \lambda}) \quad (10)$$

$$\varepsilon_{\min} = r + s \times MMD^t \quad (11)$$

with $r=0.994$, $s=-0.687$, $t=0.737$ for ASTER bands (Gillespie *et al.* 1998), j refers to a band, λ to a wavelength and k is the number of bands. Each emissivity is then estimated with:

$$\varepsilon_{j \text{ or } \lambda} = \beta_{j \text{ or } \lambda} \frac{\varepsilon_{\min}}{\min(\beta_{j \text{ or } \lambda})} \quad (12)$$

Another empirical relationship was proposed by Gu and Gillespie (2000). This relation, referred to here as the Minimum Maximum Ratio (MMR) relation, is

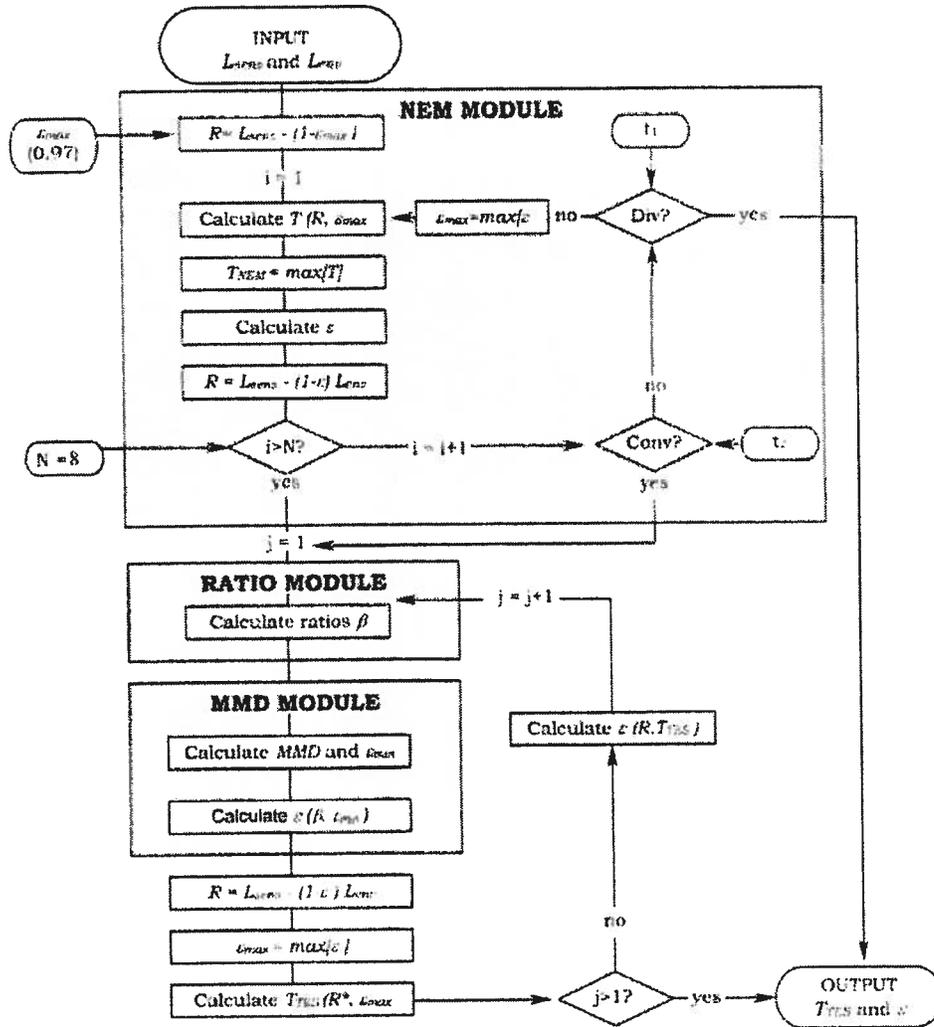


Figure 2. Flow diagram of the TES algorithm. R , ϵ , L_{sens} , L_{env} , T and β are vectors with as many elements as sensor bands (hyperspectral or multispectral). R^* is the radiance for the maximum emissivity band.

defined as:

$$\ln \epsilon_{\min} = m \times \ln(MMR) + p \quad (13)$$

with $MMR = \epsilon_{\min} / \epsilon_{\max}$ and $m = 1.056$, $p = -0.01$ for ASTER bands. These coefficients and those of equation (11) were established for ASTER channels, using about 100 natural surface spectra of the ASTER spectral library (<http://speclib.jpl.nasa.gov/>).

2.3. Emissivity dataset

Reference spectral data used in this study were taken from the ASTER spectral library (V1.2, available on CD-ROM or on-line at <http://speclib.jpl.nasa.gov/>). This spectral library is made up of three other spectral libraries: the Jet Propulsion Laboratory (JPL), the Johns Hopkins University (JHU), and the United States Geological Survey (USGS—Reston) Spectral Libraries. It contains reflectance

spectra acquired from the visible to the mid-infrared range of soils, minerals, vegetation, water and manmade materials. From the ASTER spectral library, we selected about 500 directional-hemispherical reflectance spectra containing data in MWIR and LWIR (excluding bidirectional reflectivity measurements, meteorite and lunar materials).

Individual emissivity spectra were deducted from Kirchhoff's law. The spectra of fine powdered samples (particle size $< 75 \mu\text{m}$ for JHU library and $< 45 \mu\text{m}$ for JPL library, plus samples identified as clay) were eliminated because they may not follow this law (Salisbury *et al.* 1994, Korb *et al.* 1999). About ten other spectra were also excluded.

In the case of the hyperspectral study, we interpolated emissivity spectra at a constant wavenumber interval of 2cm^{-1} to simulate our spectroradiometer response (FTIR BOMEM MB100). Data outside the LWIR and MWIR atmospheric windows were not considered, as well as the data from the CO_2 absorption band ($4.2\text{--}4.5 \mu\text{m}$).

In the case of the multiband study, all the spectra considered were interpolated to a constant wavenumber interval of 5cm^{-1} to match the spectral response f of our multiband radiometer. This radiometer (CIMEL 312-2) has five bands in LWIR, which are very similar to ASTER bands, plus one broad band as presented in figure 3. Then the spectra were integrated numerically:

$$\varepsilon_j = \frac{\int f_\sigma \varepsilon_\sigma d\sigma}{\int f_\sigma d\sigma} \approx \frac{\sum_k f(\sigma_k) \times \varepsilon(\sigma_k) \times (\sigma_k - \sigma_{k+1})}{\sum_k f(\sigma_k) \times (\sigma_k - \sigma_{k+1})} \quad (14)$$

where σ stands for the wavenumber.

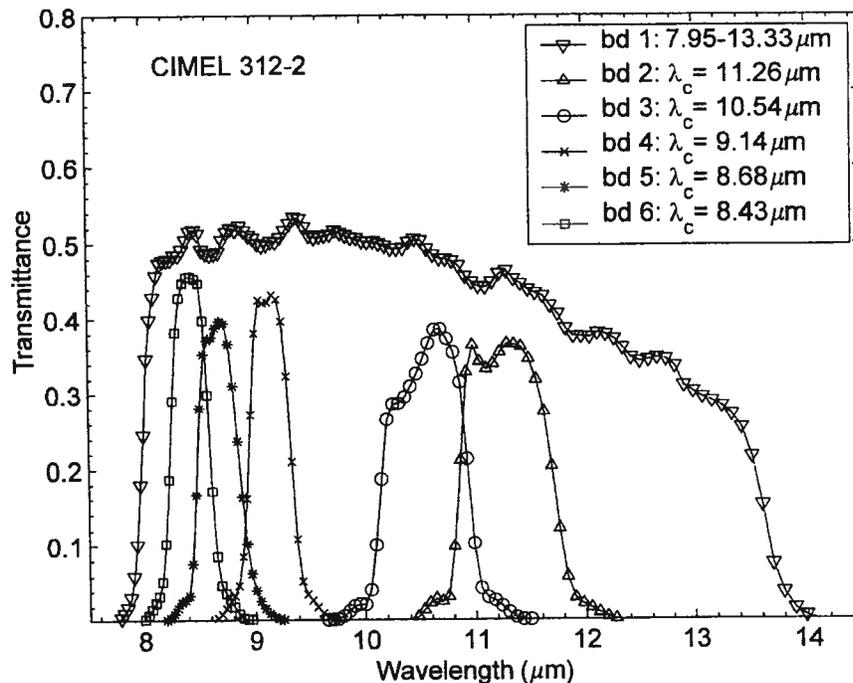


Figure 3. Spectral response of the portable CIMEL 312-2 radiometer used for simulation and measurements. λ_c is the central wavelength of each band.

In order to recompute the equations relating ε_{\min} to the contrast (e.g. MMD or MMR), we used a least-squares optimization technique in both multiband and hyperspectral cases.

2.4. Simulated inputs for the TES algorithm

To run the TES algorithm, both environment radiation and at-sensor radiance have to be supplied as input parameters to the model (figure 2).

First of all, let us consider environment radiation. In the general form, it includes the direct solar irradiance, the downwelling atmospheric radiance and the radiance from surrounding objects. For the present simulation we neglected the last term. The direct solar irradiance was simulated using MODTRAN 4.0 for a zenithal solar angle of 45° in summer. The atmosphere was modelled using the 1976 US standard model atmosphere from sea level and in a clear sky condition. Concerning the downwelling atmospheric radiance $L_{atm\downarrow,\lambda}$, we supposed earlier (equation (2)) that it is isotropic, i.e. independent of angles. In equation (15), we estimated its average value by dividing the thermal flux density from the complete hemisphere (noted $F_{sky,\lambda}$) by π , the solid angle corresponding to this hemisphere. Moreover, one can numerically prove that this radiance can be estimated with a 1.1% accuracy by the numeric value of the downwelling atmospheric radiance measured at 53° , for the 1976 US standard model atmosphere of MODTRAN 4.0. The value of this angle can be refined when using another atmosphere model or other water equivalent amount. A similar calculation was carried out by Otterman *et al.* (1994) to connect the directional and hemispherical apparent temperatures of a vegetated terrain.

$$L_{atm\downarrow,\lambda} = \frac{F_{sky,\lambda}}{\pi} \approx L_{atm\downarrow,\lambda}(53^\circ) \quad (15)$$

The second input for the TES algorithm is at-sensor radiance. In the hyperspectral case, it is defined as in equation (3) in which we replace ρ_b by $(1-\varepsilon)/\pi$ by assuming that surfaces are Lambertian. In the LWIR region, where direct sun irradiance can be neglected, or for simulated measurements of shaded surfaces (direct Sun irradiance removed), this assumption is not necessary. In the case of multiband simulations, the discrete values of all the spectral radiances $L_{x,\lambda}$ were integrated numerically over the spectral response f_λ of our multiband radiometer to compute the radiance $L_{x,j}$ at a band j :

$$L_{x,j} = \int f_\lambda L_{x,\lambda} d\lambda \approx \sum_k f(\lambda_k) \times L_x(\lambda_k) \times (\lambda_k - \lambda_{k+1}) \quad (16)$$

Thus the at-sensor radiance for the band j in the LWIR region is:

$$L_{sens,j} = \varepsilon_j B_j(T_s) + (1 - \varepsilon_j) L_{atm\downarrow,j} \quad (17)$$

where ε_j is the emissivity corresponding to the band j calculated using equation (7). $B_j(T_s)$ is the integrated blackbody radiance over the spectral band considered. It is evaluated using an approximated Planck function:

$$B_j(T_s) = \int f_\lambda B_\lambda(T_s) d\lambda \approx a_j e^{-b_j/T_s^{n_j}} \quad (18)$$

a_j , b_j , n_j are coefficients specific to the sensor spectral response. The coefficients used

here were computed for the CIMEL CE 312-2 radiometer to fit a radiance expressed in $\text{mW cm}^{-2} \text{sr}^{-1}$, with T in K.

In all simulations the surface temperature is set at 20°C.

3. Results

3.1. Analysis of empirical MMD and MMR relationships

Empirical relations in the form of MMD (equation (11)) and MMR (equation (13)) are derived and compared to the original relations. This comparison is achieved both for multiband data in LWIR and for hyperspectral data in MWIR and in LWIR.

3.1.1. LWIR multiband analysis

MMD fit based on 522 emissivity spectra resampled to the CIMEL 312-2 radiometer spectral bands is shown on figure 4. We found that equation (11) gives the best overall fit. The original coefficients are adapted for our five CIMEL bands, since they are very similar to ASTER bands. Of course, optimized equations would have to be computed if other spectral responses were considered.

Meanwhile, emissivity spectra with low maximum cause difficulties. As ϵ_{max} decreases, observations move away from the MMD relation, as illustrated on figure 4 where points characterized by $\epsilon_{\text{max}} < 0.9$ are identified. These surfaces correspond to different minerals such as carbonates, inosilicates, sulphates and oxides (ferrite, pewter oxide) with no other common characteristic.

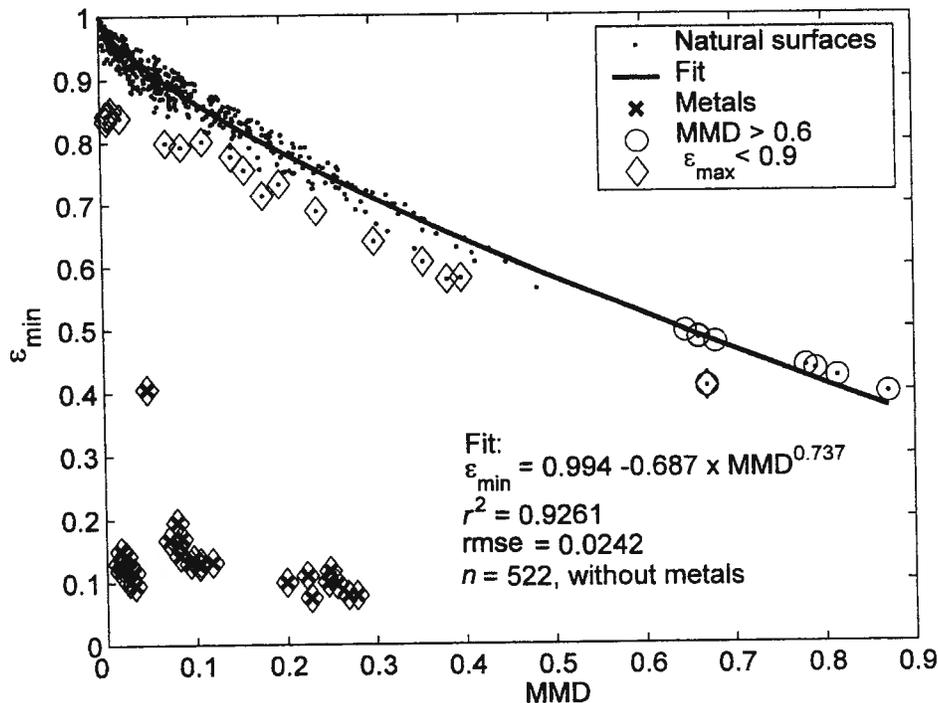


Figure 4. MMD relationship given by Gillespie *et al.* (1998) was assessed on 521 spectra from JPL, JHU and USGS libraries, including soils, minerals, vegetation, water and manmade materials but without metals (x). Two other sets were identified: surfaces with low maximum emissivity (diamonds) and surfaces with high contrast (circles); they are included in the regression.

The MMR relationship (equation (13)) was evaluated (not shown here) but we did not register improvements for the dataset considered. It should be noted that a linear relationship between MMD values and emissivity minimum values could also be considered, particularly if one does not take into account the spectra with low maximum or those with high contrast (respectively identified by diamonds and circles on figure 4). The relation is then significant but leads to a slight increase of rms error (rmse) (+10%) compared to a power law relationship like that of equation (11).

3.1.2. MWIR and LWIR hyperspectral analysis

The use of the MMD relationship (equation (11) or a linear form) with hyperspectral data is not appropriate in MWIR as these equations diverge when contrast increases, predicting negative emissivities for $MMD > 1.6$ (not shown here). Since emissivity contrasts are generally strong in MWIR, the MMR approach was preferred for hyperspectral data. Fits for LWIR, MWIR and MWIR–LWIR regions are plotted on figure 5(a), (b) and (c). For LWIR (figure 5(a)) and MWIR–LWIR (figure 5(c)), an MMR relation is well suited to describe the spectral behaviour of the analysed spectra. On figure 5(b), where the fit for MWIR is plotted, we observe important scattering around the fitted relation. Therefore, emissivities retrieved in this spectral domain may still be biased. Nevertheless, if we consider data in MWIR and LWIR, the fact that an empirical relationship can be defined for hyperspectral data is a first step in the assessment of TES applicability to hyperspectral measurements.

3.1.3. Metal surfaces

We noticed that metals are badly modelled by the empirical relationships both for multispectral and hyperspectral data. This is illustrated on figure 4 for multispectral data where metals are identified. These samples have very low emissivities—therefore high reflectances—and they are not good candidates for emissivity retrieval methods that assume high maximum emissivity. An alternative approach is discussed in §4.3.

3.2. Analysis of TES sensitivity

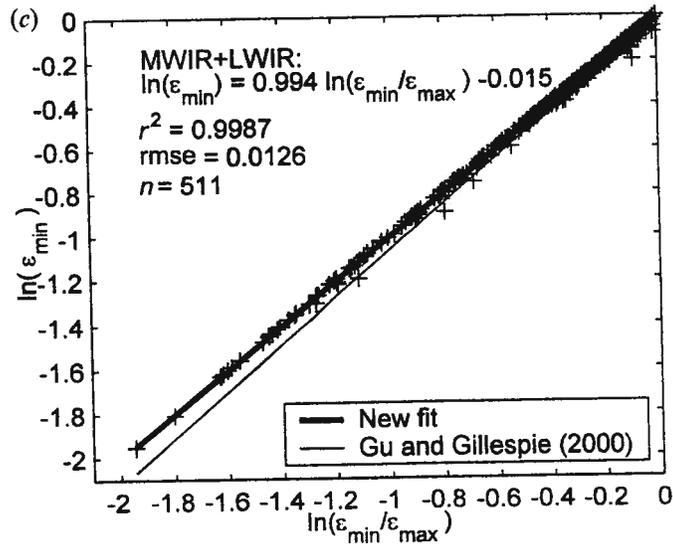
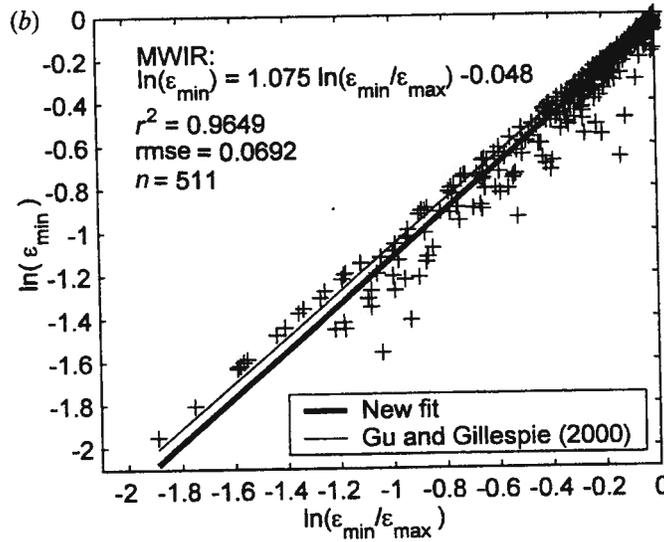
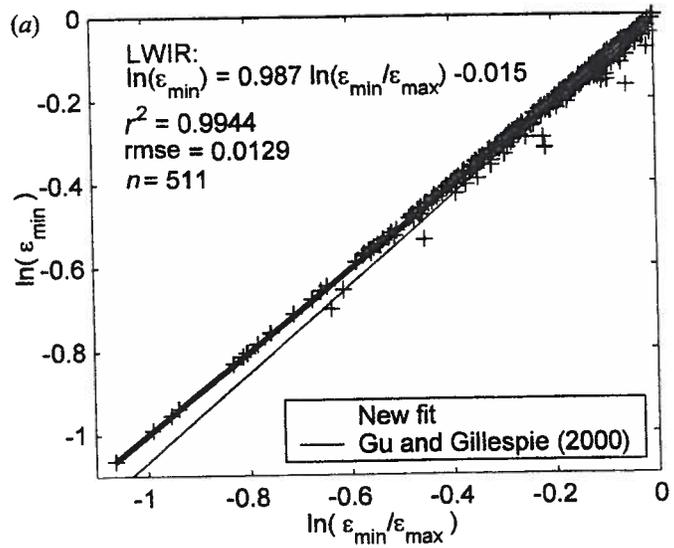
In order to quantify the error on emissivity retrieval by the TES algorithm from multispectral data and hyperspectral data, we simulated the radiance as measured by the sensor at ground level and then compared the emissivity retrieved by the TES algorithm to the one used to derive the simulated radiance. For this purpose we used the emissivity dataset described in §2.3 extracted from the ASTER spectral library, from which metal spectra are removed.

3.2.1. LWIR multiband analysis

3.2.1.1. Sensitivity of TES to ε_{\max} input

The NEM module allows recovery of the emissivity spectrum shape; the absolute value is conditioned by the input ε_{\max} . Statistically speaking as most

Figure 5. Minimum Maximum Ratio relationship computed for hyperspectral LWIR (a), MWIR (b) and MWIR–LWIR (c) emissivity spectra and compared to the one initially proposed by Gu and Gillespie (2000).



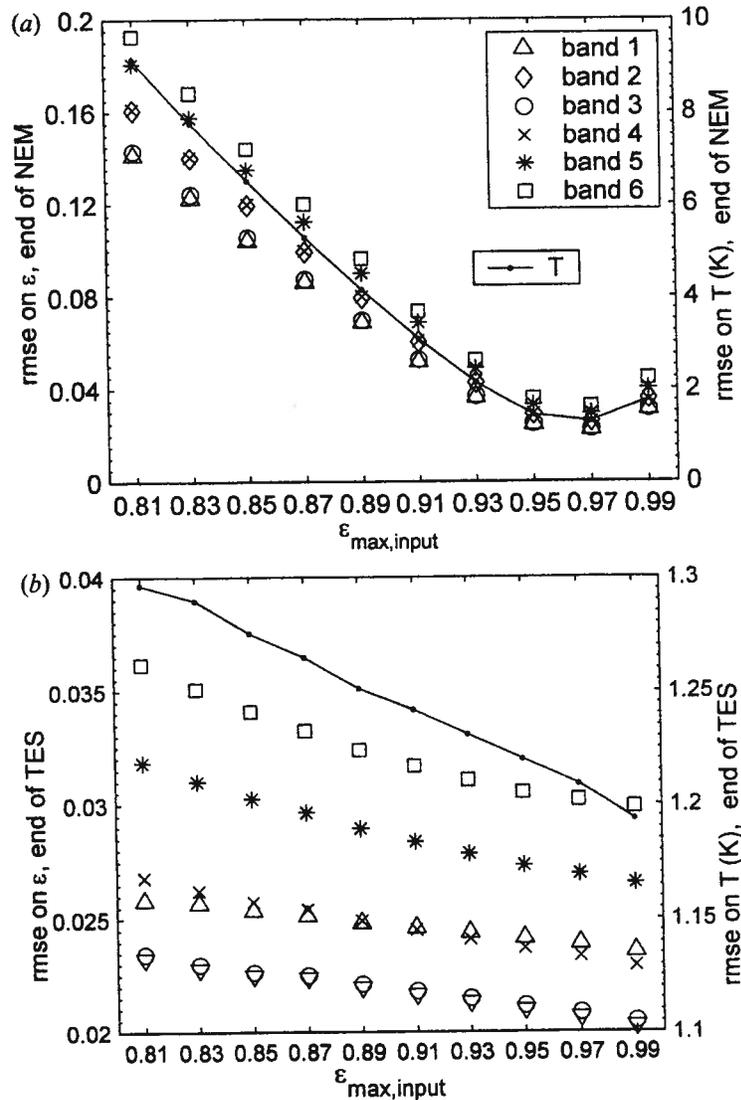


Figure 6. Rms error $\left(\text{rmse} = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\sum_{surf=1}^n (\epsilon_{j,surf}^{TRUE} - \epsilon_{j,surf}^{NEM})^2} \right)$ on emissivity calculated for each band (left axis) and on temperature (right axis) on 521 surfaces, after NEM (a) and after TES (b).

surfaces have an ϵ_{max} around 0.97, it can be shown that the global error is minimum for $\epsilon_{max,input} = 0.97$ as seen in figure 6(a). Meanwhile the TES algorithm refines the emissivity minimum and is far less dependent than NEM to $\epsilon_{max,input}$ as seen on figure 6(b).

3.2.1.2. Sensitivity of TES to empirical relationships

Recalculated empirical MMD and MMR relationships were compared to the original relations presented by Gillespie *et al.* (1998) and by Gu and Gillespie (2000). We found that the original MMD relation allows for the best estimations of emissivities and temperature using the TES algorithm, as presented in table 1.

Table 1. Rmse after TES on emissivity and temperature for all 521 surfaces used for simulation for different empirical relationships:

- MMD (original): $\varepsilon_{\min} = 0.994 - 0.687 MMD^{0.737}$.
 - MMD (recalculated): $\varepsilon_{\min} = 0.987 - 0.689 MMD^{0.749}$;
 - MMR (original): $\ln(\varepsilon_{\min}) = 1.056 \ln(\varepsilon_{\min}/\varepsilon_{\max}) - 0.01$;
 - MMR (recalculated): $\ln(\varepsilon_{\min}) = 1.046 \ln(\varepsilon_{\min}/\varepsilon_{\max}) - 0.034$;
 - MMD (ratio with ε_{8-14}): $\varepsilon_{\min} = 0.982 - 0.741 MMD_{8-14}^{0.810}$,
- to compute MMD_{8-14} the broadband emissivity corresponding to CIMEL band 1 is used to ratio each NEM emissivity in equation (9).

$n = 521$	MMD (origin.)	MMD (recalc.)	MMD (origin.)	MMD (recalc.)	MMD (ratio with ε_{8-14})
Band 1	0.024	0.024	0.031	0.024	0.024
Band 2	0.021	0.021	0.027	0.021	0.021
Band 3	0.021	0.021	0.027	0.021	0.021
Band 4	0.023	0.024	0.031	0.025	0.024
Band 5	0.027	0.027	0.035	0.028	0.028
Band 6	0.030	0.030	0.039	0.031	0.030
T (K)	1.21	1.24	1.53	1.21	1.22

These results led us to choose a value of 0.97 for ε_{\max} as the set input parameter to the NEM module and to use the original MMD relation (equation(11)) for optimum estimations of emissivities and temperature using the TES algorithm. In these conditions, the rmse on estimated emissivities for the selected spectra from the ASTER spectral library range from 0.02 to 0.03 depending on the band considered, and rmse on estimated temperature is 1.2 K (table 1).

It is important to note that the accuracy of emissivities and temperature retrieval using the TES algorithm is strongly correlated to the degree to which the surface considered matches the MMD relationship. Figure 7 represents rmse on temperature and emissivity for each band, as a function of the distance between the surface true minimum emissivity and the MMD fit. As shown in figure 7, samples having a low ε_{\max} are generally characterized by large errors on the estimated temperature. Corresponding estimated emissivities are also less accurate.

Liang (2001) also made this statement while developing empirical relationships and proposed an equation for each range of ε_{\max} , which supposes an *a priori* knowledge of the considered surface.

3.2.2. TES sensitivity for hyperspectral simulations

Simulations were carried out for three different spectral domains: LWIR, MWIR and MWIR-LWIR in order to confirm the applicability of TES in each case. The averaged error over all the surfaces for temperature and also over all the wavelengths for emissivity is presented in table 2.

With the spectral TES it is possible to recover the emissivity in LWIR with an rmse of 0.022 over the emissivity and of 0.3 over the temperature. However, in MWIR the algorithm does not work in the case of simulated measurements in the Sun (see table 2). This can be explained partly by the fact that in this spectral domain, the reflected portion of the environment radiation, i.e. $(1 - \varepsilon_\lambda) \times (L_{atm\downarrow,\lambda} + E_{sun,\lambda}/\pi)$, is in the same order of magnitude as the signal emitted by the surface. A slight imprecision in the atmospheric correction of the signal will therefore have a strong influence on the emissivity spectrum recovered.

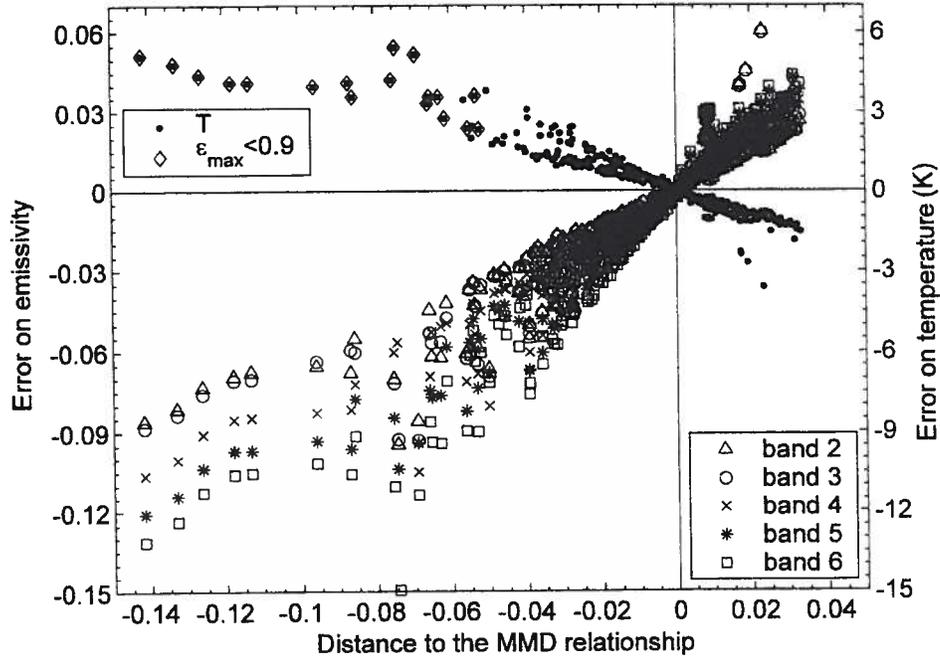


Figure 7. Error after TES for emissivity (left axis, $\epsilon_{j,surf}^{TRUE} - \epsilon_{j,surf}^{TES}$) and temperature (right axis, $T_{surf}^{TRUE} - T_{surf}^{TES}$) as a function of the distance of each surface emissivity from the MMD relationship, e.g. the difference between ϵ_{min} of the 'true' spectrum and ϵ_{min} estimated with MMD relationship (equation (10)). A diamond surrounding the temperature error symbol identifies surfaces with low ϵ_{min} (i.e. < 0.9).

Table 2. Rmse on emissivity and temperature for hyperspectral data. Simulations procedures were run in three spectral regions: LWIR and MWIR, LWIR alone, MWIR alone.

	LWIR+MWIR		LWIR		MWIR	
	Sun	shade	Sun	shade	Sun	shade
$n=511$						
Emissivity	0.344	0.022	0.022	0.022	0.335	0.034
T (K)	37.47	0.32	0.31	0.31	37.46	0.89

Also, we have shown in §3.1.2 that the empirical relationship MMR is not very accurate in the case of data in MWIR. For the emissivity spectra recovered with TES applied over the complete MWIR–LWIR spectral domain, the typical error of MWIR has repercussions over the entire spectrum. Nevertheless, it seems possible to recover correctly the emissivity in MWIR by carrying out measurements in the shade (e.g. with a screen hiding the Sun). If during the simulations we suppress solar illumination, the rmse values obtained are comparable to those obtained in LWIR (see table 2 and figure 8).

Finally, we found that the output error of TES is correlated with the degree to which the surface confirms the empirical relation MMR, as in the multiband case.

Results are encouraging with regard to the application of TES to hyperspectral data.

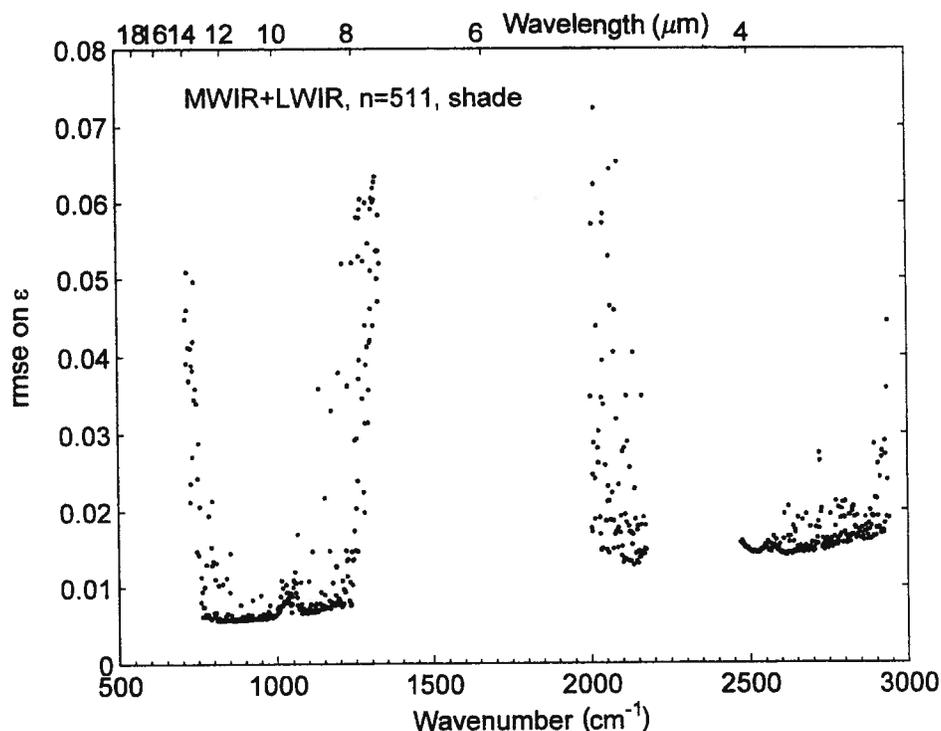


Figure 8. Error on emissivity after TES for hyperspectral simulations on LWIR and MWIR versus wavenumbers.

4. Adapted inversion methods

Three groups of surface types were identified from our analysis as being badly modelled by the TES algorithm. These are the surfaces characterized by high emissivity contrast ($MMD > 0.6$), by a low ϵ_{\max} (< 0.9) and metals.

We describe below improved inversion techniques to recover emissivities for these particular surfaces.

4.1. Use of broadband emissivity to constrain high contrast

We found that an MMR empirical equation improved the accuracy of emissivities and temperature retrieval for highly contrasted surfaces, decreasing rmse on emissivity from 0.04 to 0.01 for these surfaces (see table 3).

Table 3. Rmse calculated on emissivity and temperature after TES for surfaces with high contrast (i.e. $MMD > 0.6$) for three empirical relationships: the original MMD and the recalculated MMR relationships, plus a modified MMD module (see table 1 caption for coefficients).

$n=9$	MMD (original)	MMD (recalculated)	MMD (ratio with ϵ_{8-14})
Band 1	0.043	0.014	0.024
Band 2	0.045	0.014	0.025
Band 3	0.044	0.014	0.025
Band 4	0.025	0.008	0.014
Band 5	0.039	0.012	0.021
Band 6	0.054	0.015	0.027
T (K)	2.62	0.86	1.48

If a power law is still preferred, we propose to use broadband emissivity to ratio NEM emissivities in equation (9) instead of the average. Broadband emissivity is estimated from radiance measurements on band 1 of our radiometer (8–13.3 μm) using the temperature estimated by the NEM:

$$\varepsilon_{8-14} = \frac{L_{sens,1} - L_{atm\downarrow,1}}{B_1(T_{NEM}) - L_{atm\downarrow,1}} \quad (19)$$

As shown in table 3, the accuracy on retrieved emissivity using the MMD relation is enhanced by the use of broadband emissivity but the MMR relationship gives better results. It must be noted that these two methods can also be applied to all surfaces (see table 1), i.e. not only characterized by high emissivity contrast, allowing their use without *a priori* knowledge on surface types.

If the sensor considered has no broadband channel, the MMR relationship should be used, the broadband having the advantage of providing additional information, which is not the case if we try to recompute this broadband emissivity using a linear relationship between the other band emissivities for example.

Finally, it should be noted that the surface heterogeneity corresponding to a larger field of view (e.g. sensor on an aircraft or on a satellite) will certainly reduce spectral contrast, thus the problem will be less crucial.

4.2. Surfaces with low maximum emissivity have to be treated separately

The TES algorithm will also not properly recover spectra with low ε_{max} . This comes from the fact that the NEM module assumes an ε_{max} of 0.97 and that these spectra do not satisfy the MMD relationships. Nevertheless, results can be significantly improved by using the NEM algorithm alone with an ε_{max} input of 0.87, assuming that these surfaces were previously identified. Table 4 compares errors after TES and NEM.

4.3. Metals could be processed using the Sun–Shade Method in MWIR

Finally, the TES algorithm fails to recover metal emissivity spectra. As the emissivity of metals is very low, all the methods assuming a high emissivity maximum are inappropriate. Nevertheless, MWIR reflectance of metals can be recovered by considering radiances measured alternatively while the sample is illuminated by the Sun and shaded from it. It is imperative that the temperature of

Table 4. Rmse on emissivity and temperature for multiband data only for surfaces with low maximum emissivity (i.e. <0.9). The first column concerns data processed with TES with an $\varepsilon_{\text{max}}^{\text{input}}$ of 0.97 and the second column concerns data processed with NEM only, with an $\varepsilon_{\text{max}}^{\text{input}}$ of 0.87.

$n = 18$	TES, $\varepsilon_{\text{max}}^{\text{input}} = 0.97$	NEM, $\varepsilon_{\text{max}}^{\text{input}} = 0.87$
Band 1	0.078	0.015
Band 2	0.067	0.013
Band 3	0.068	0.013
Band 4	0.075	0.015
Band 5	0.088	0.018
Band 6	0.103	0.020
T (K)	4.02	0.85

the sample remains constant between both measurements. By comparison to measurements on a standard diffuse reflectance plate, the sample reflectance is then evaluated by:

$$\rho_{sample} = \rho_{stdRefl} \frac{L_{sample}^{sun} - L_{sample}^{shade}}{L_{stdRefl}^{sun} - L_{stdRefl}^{shade}} \quad (20)$$

This method was proposed as the Sun–Shade Method by Malaplate (2001) and can be applicable on diffuse metal surfaces. Specular surfaces remain a problem.

5. Examples of experimental results

We present here a few examples of experimental measurements carried out using the radiometer and the spectroradiometer previously mentioned. The data were processed using TES adapted to each data type.

5.1. Experimental design

We used a six-band radiometer developed by CIMEL Electronique, France (model CE 312-2). A technical description of a similar prototype using four bands can be found in Sicard *et al.* (1999) and Legrand *et al.* (2000). It is a portable field instrument designed to measure radiances of a remote target with a 10° field of view. The sensor is a thermopile and the spectral channels (figure 3) are selected with a filter wheel. It uses its internal radiance to compute the target effective radiance. A control unit distinct from the optical head allows automated acquisitions. During our measurements, targets were observed from a height of 30 cm with a 20° incidence angle, corresponding to a footprint of about 13 cm in diameter.

The second instrument is a FTIR emission spectroradiometer (a modified BOMEM MB100). It has a horizontal field of view of 40 mrad; a thermal mirror was placed at 45° in front of the aperture in order to look downward. It has two liquid nitrogen cooled quantum detectors: an indium antimonide (InSb) detector for the MWIR region and a mercury cadmium telluride (MTC) detector for the LWIR region. This spectroradiometer allows spectra acquisition between 500 and 5000 cm⁻¹ (2–20 μm) at a finest resolution of 1 cm⁻¹. The final radiance spectrum considered results from automatically co-adding 30 scans acquired with a spectral resolution of 4 cm⁻¹. The calibration procedures, as suggested by Revercomb *et al.* (1988), use a Mikron blackbody as reference at two different temperatures (15°C and 50°C), from a 30 cm optical path. The other samples were placed at an 80 cm optical path, which corresponds to a footprint of about 3.5 cm in diameter.

For both instruments, the measurements were carried out outdoors in clear sky conditions, at different dates in summer. The measurements on the samples were made alternatively with measurements on a diffuse reflectance standard plate (Infragold from Labsphere Inc.) to estimate the environment contribution ($L_{env,i}$ or $L_{env,j}$). The samples considered were SiC and SiO₂ powders of known grain size (SiC: 14 μm, 45 μm, 120 μm; and SiO₂: 65 μm, 300–400 μm) at ambient temperature. We chose SiO₂ (or quartz) because it is a common constituent of Earth's surface (sand and soil) and it has a characteristic LWIR signature. We chose SiC for its characteristic signature in the 8–14 μm region with a strong absorption near 12 μm although it is not a natural material.

5.2. Discussion on the measurements

Figure 9(a) illustrates band emissivities for SiO_2 powders of different grain sizes. We compare emissivities retrieved with TES from radiance measurements acquired with the CIMEL 312-2 radiometer and band emissivity values integrated from SiO_2 JPL library spectra. The shape of the SiO_2 spectra is in agreement with what is found in the literature (see also quartz spectra in Korb *et al.* 1999 and ASTER band emissivities of a quartzite soil—e.g. sample 0135—in Salisbury and D’Aria 1992). We found a minimum at the band centred at $9.14 \mu\text{m}$ and two weak values for the $8.43 \mu\text{m}$ and the $8.68 \mu\text{m}$ bands corresponding to silicate restrahlen bands (strong absorption at 8 and $9 \mu\text{m}$ due to asymmetric Si–O stretching vibration).

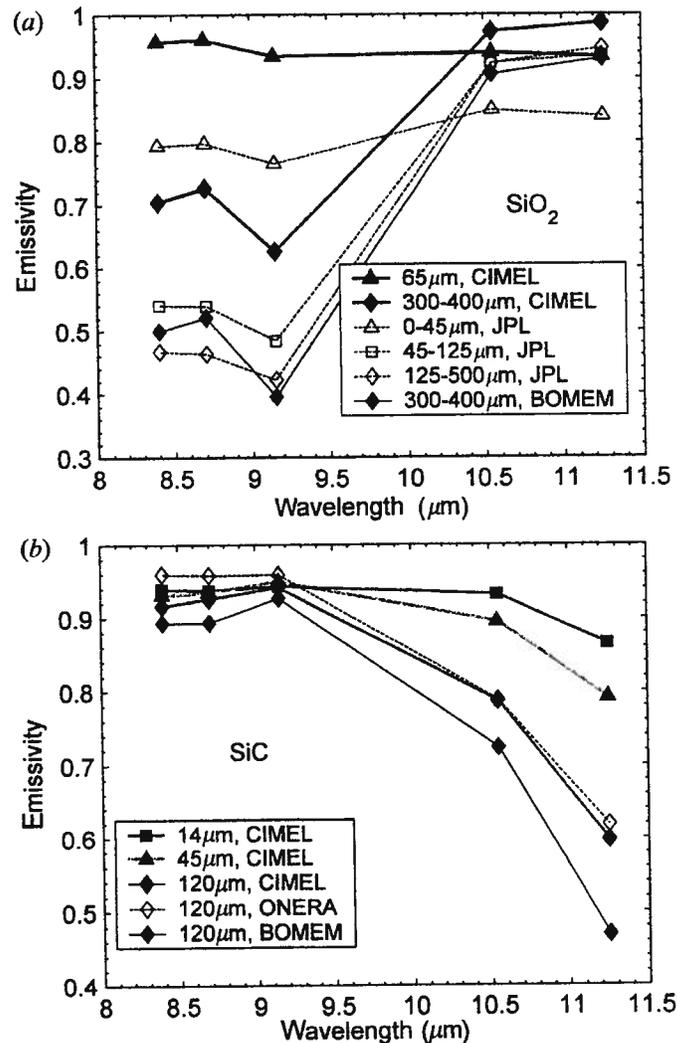


Figure 9. Emissivities for SiO_2 (a) and SiC (b) powders of different sizes. CIMEL means that multiband emissivities are retrieved with TES from radiance measurements acquired with the CIMEL 312-2 radiometer. BOMEM means that band emissivities are calculated by integrating (equation (14)) emissivity spectra measured by the BOMEM FTIR spectroradiometer. Lines identified by JPL and ONERA are reference emissivities calculated by integrating emissivity spectra deduced from JPL library or ONERA reflectance spectra, using Kirchhoff's law.

Concerning the SiC powder, we show on figure 9(b) the CIMEL measurements and band emissivity values integrated from SiC reflectance spectrum measured by the Office National d'Etudes et de Recherches Aéropatiales (ONERA, Toulouse, France) laboratory with an integrating sphere (X. Briottet, personal communication). For the same grain size, the agreement between both datasets is satisfying. [2]

We can observe on figure 9(a) and (b) a reduction in the contrast with decreasing grain size for the measurements and for the reference spectra, in agreement with analysis by Salisbury and Wald (1992).

Figure 10(a), (b) and (c) shows emissivity spectra retrieved using the TES algorithm from radiance measurements acquired with the BOMEM MB100 spectroradiometer on SiC (120 μm) and SiO₂ (300–400 μm) powders. We compared these spectra with those obtained with the Maximum Temperature Method described by Hook and Kahle (1996) and using equation (21) to retrieve the emissivity spectrum. [3]

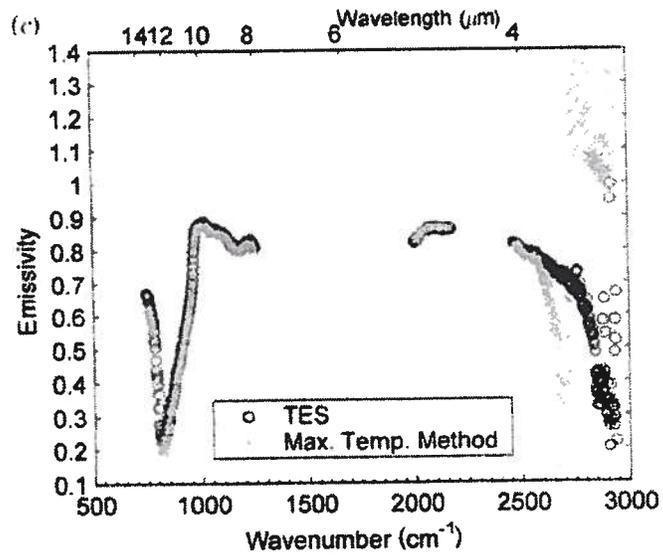
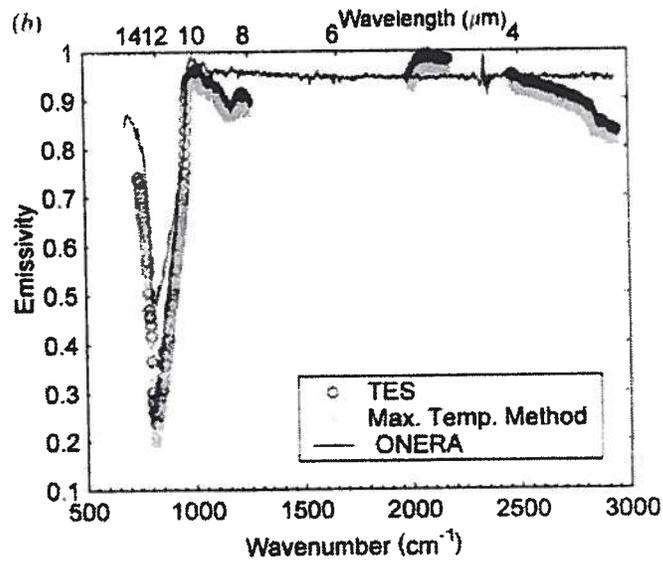
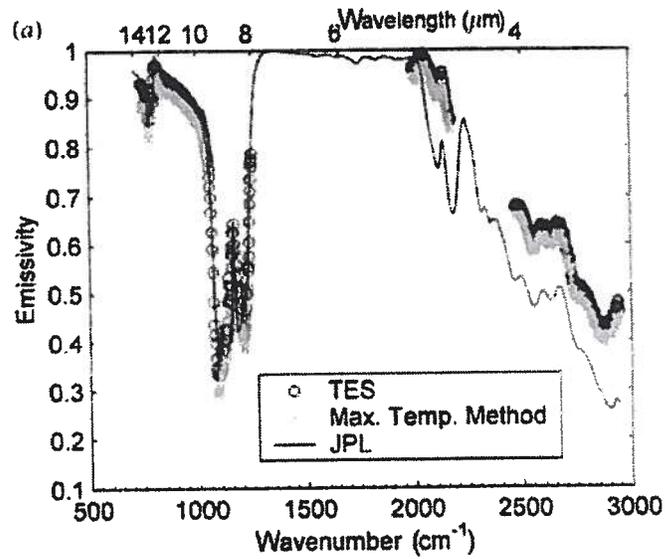
$$\varepsilon_{\lambda} = \frac{L_{sens,\lambda} - L_{env,\lambda}}{B_{\lambda}(T_{max}^*) - L_{env,\lambda}} \quad (21)$$

with T_{max}^* the maximum radiative temperature. Spectra retrieved by the two methods are similar for measurements made on shaded surfaces (figure 10(a) and (b)) but not for measurements made on surfaces directly illuminated by the Sun (e.g. for SiC on figure 10(c)). The Maximum Temperature Method diverges when blackbody radiance and environment radiance are in the same order of magnitude, which is the case in MWIR where direct solar illumination is not negligible. Moreover, we plotted on figure 10(a) and (b) the reference spectra described above from JPL (pure SiO₂, 125–500 μm) and ONERA (SiC). We can see that the spectra have similar shapes with differences in amplitude.

In order to compare measurements obtained with our two instruments, we computed band emissivities from the measured spectra of SiC and SiO₂ in the shade using equation (14). These values are presented in figure 9 (identified as BOMEM in caption). The features are similar but we observe a larger magnitude in the spectra obtained with the spectroradiometer with regard to the values by band obtained with the radiometer for the same samples. The analysis of these differences needs further investigations; however, they could arise from an overestimation in the environmental radiance ($L_{env,\lambda}$) measurement. Such an overestimation could lead to a too important atmospheric correction in the NEM module, especially at strong spectral features (high reflectivity and low emissivity), leading to a decrease of the estimated sample radiance and consequently of the calculated emissivity.

Nevertheless, these measurements can be seen as a first validation of the applicability of the TES algorithm to hyperspectral data and further experiments are required on TES optimization for high spectral resolution data.

Figure 10. Emissivity spectra retrieved with TES (circles) from radiance measurements acquired with a BOMEM MB100 FTIR emission spectroradiometer on SiO₂ powder in the shade (a), on SiC powder in the shade (b) and on SiC powder in the Sun (c). Spectra estimated using the Maximum Temperature Method are represented with stars. We plotted in continuous line reference spectra deduced from JPL library or ONERA reflectance spectra, using Kirchhoff's law.



6. Conclusion

This paper proposes some refinements to TES and confirms its performance. We investigated TES accuracy with numerical simulations using the ASTER spectral library and the MODTRAN code, in order to validate its applicability for ground measurements and for a large range of surfaces. The original MMD relationship gives the best results for multispectral data, and TES allows emissivity retrieval within 0.03 and temperature within 1.2 K. We assessed TES applicability to hyperspectral data with an MMR empirical relationship in LWIR and in MWIR for shaded surfaces, but we showed that emissivity estimation from MWIR measurements when the Sun directly illuminates surfaces is not possible with this algorithm. Simulations show that spectral emissivity can be retrieved within 0.022 and temperature within 0.3 K in LWIR. Preliminary measurements acquired with a FTIR spectroradiometer are encouraging.

Moreover, we stated that metal emissivity cannot be recovered with this type of algorithm. High contrast surfaces are better processed with recalculated relationships also applicable to other types of surfaces. Low ϵ_{\max} samples need an adapted algorithm but are hardly identifiable without *a priori* knowledge.

These results clearly show that, for most natural surfaces, ground-based LWIR measurements alternated over a target and a diffuse reflective panel (such as Infragold) allow estimating emissivity and accurate surface temperature of this target without any assumption using the iterative TES algorithm. This approach can be simply applied in the field with a portable radiometer connected to a laptop for real time processing.

Acknowledgments

This work was co-funded by the Natural Sciences and Engineering Council of Canada (NSERC), FQRNT–Action Concertée Québec and Defence R&D Canada–Valcartier (DRDC–Valcartier), who also provided the BOMEM MB 100 FTIR spectroradiometer. The authors would specially like to thank Jean-Marc Thériault at DRDC–Valcartier for his support concerning hyperspectral measurements and MB 100 data processing. We would also like to thank Frédéric Chagnon for the CIMEL radiometer measurements. We are also grateful to Françoise Nerry for helpful comments.

References

- BECKER, F., and LI, Z. L., 1990, Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing of Environment*, **32**, 17–33.
- BECKER, F., and LI, Z. L., 1995, Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, **12**, 225–253.
- DASH, P., GÖTTSCHE, F.-M., OLESEN, F.-S., and FISCHER, H., 2002, Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice—current trends. *International Journal of Remote Sensing*, **23**, 2563–2594.
- GILLESPIE, A. R., ROKUGAWA, S., MATSUNAGA, T., COTHERN, J. S., HOOK, S., and KAHLE, A. B., 1998, A Temperature and Emissivity Separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer ASTER images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, 1113–1126.
- GU, D., and GILLESPIE, A. R., 2000, A new approach for temperature and emissivity separation. *International Journal of Remote Sensing*, **21**, 2127–2132.
- HOOK, S., GABEL, A. R., GREEN, A. A., and KEALY, P. S., 1992, A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies. *Remote Sensing of Environment*, **42**, 123–135.
- KORB, A. R., SALISBURY, J. W., and D'ARIA, D. M., 1999, Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law: 2. Field measurements. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 15 339–15 350.

- LEGRAND, M., PIETRAS, C., BROGNIEZ, G., HAEFFELIN, M., ABUHASSAN, N. K., and SICARD, M., 2000, A high-accuracy multiwavelength radiometer for in situ measurements in the thermal infrared. Part 1: Characterization of the instrument. *American Meteorological Society*, **17**, 1203–1214.
- LI, Z. L., BECKER, F., STOLL, M. P., and WAN, Z., 1999, Evaluation of six methods for extracting relative emissivity spectra from thermal infrared images. *Remote Sensing of Environment*, **69**, 197–214.
- LIANG, S., 2001, An optimization algorithm for separating land surface temperature and emissivity from multispectral thermal infrared imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, 264–274.
- MA, X. L., WAN, Z., MOELLER, C. C., MENZEL, W. P., GUMLEY, L. E., and ZHANG, Y., 2000, Retrieval of geophysical parameters from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer thermal infrared data: evaluation of a two-step physical algorithm. *Applied Optics*, **39**, 3537–3550.
- MALAPLATE, A., 2001, Radiométrie infrarouge: développement et validation de méthodes utilisant la bande 3–5 μm pour la détermination des paramètres de surface à haute résolution spatiale. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg I, Ecole Nationale Supérieure de Physique de Strasbourg, Strasbourg, France.
- NICODEMUS, F. E., RICHMOND, J. C., and HSIA, J. J., 1977, Geometrical considerations and nomenclature for reflectance. Monograph 160, National Bureau of Standards, Washington, DC, USA, pp.3–7.
- NINOMIYA, Y., MATSUNAGA, T., YAMAGUCHI, Y., OGAWA, K., ROKUGAWA, S., UCHIDA, K., MURAOKA, H., and KAKU, M., 1997, A comparison of thermal infrared emissivity spectra measured in situ, in the laboratory, and derived from thermal infrared multispectral scanner TIMS data in Cuprite, Nevada, USA. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, 1571–1581.
- NORMAN, J. M., and BECKER, F., 1995, Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Agricultural and Forest Meteorology*, **77**, 153–166.
- OTTERMAN, J., SUSSKIND, J., BRAKKE, T., PIELKE, R., and LEE, T. J., 1994, Inferring the thermal-infrared hemispheric emission from a sparsely-vegetated surface by directional measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, **74**, 163–180.
- REVERCOMB, H. E., BUIJS, H., HOWELL, H. B., LAPORTE, D. D., SMITH, W. L., and SROMOVSKY, L. A., 1988, Radiometric calibration of IR Fourier transform spectrometers: solution to a problem with the High-Resolution Interferometer Sounder. *Applied Optics*, **27**, 3210–3218.
- SALISBURY, J. W., and D'ARIA, D. M., 1992, Infrared (8–14 μm) remote sensing of soil particle size. *Remote Sensing of Environment*, **42**, 157–165.
- SALISBURY, J. W., and WALD, A. E., 1992, The role of volume scattering in reducing spectral contrast of restrahlen bands in spectra of powdered minerals. *Icarus*, **96**, 121–128.
- SALISBURY, J. W., WALD, A. E., and D'ARIA, D. M., 1994, Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law: 1. Laboratory measurements. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 11 897–11 911.
- SICARD, M., SPYAK, P. R., BROGNIEZ, G., LEGRAND, M., ABUHASSAN, N. K., PIETRAS, C., and BUIS, J. P., 1999, Thermal infrared field radiometer for vicarious cross-calibration: characterization and comparisons with other field instruments. *Optical Engineering*, **38**, 345–356.
- SOBRINO, J. A., LI, Z. L., STOLL, M. P., and BECKER, F., 1994, Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**, 243–253.
- STAAF, Ö., RIBBING, C. G., and ANDERSSON, S. K., 1996, Temperature dependence of the band emittance for nongray bodies. *Applied Optics*, **35**, 6120–6125.
- WAN, Z., and LI, Z. L., 1997, A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**, 980–996.
- WATSON, K., 1992, Spectral ratio method for measuring emissivity. *Remote Sensing of Environment*, **42**, 113–116.
- YAMAGUCHI, Y., KAHLE, A. B., TSU, H., KAWAKAMI, T., and PNIEL, M., 1998, Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, 1062–1071.

Corrections à apporter à la version préliminaire de l'article

C'est une copie du document fourni à l'éditeur, en anglais. Les numéros de page et de figure font bien sûr référence à la pagination de l'article.

- p.1, Abstract, line 5: Delete "(MMD)"
- p.1, Abstract, line 8: insert comma after "(LWIR: 7.5-14 μ m)"
- p.1, Text, line 8: Delete "m" in "imnfrared"
- p.1, Footnotes: replace "8000 #2956" by "7180"
- p.2, line 38: replace "steradians" by "sr⁻¹"
- p.3, figure 1: the second curve ($\epsilon \cdot B + (1 - \epsilon) \cdot L_{atm}$) is in grey in the original file
- p.6, figure 2: insert ")" after "Calculate $T(R, \epsilon_{max})$ "
 insert "]" after " $\epsilon_{max} = \max[\epsilon$ "
 insert ")" after "Calculate $T_{TES}(R, \epsilon_{max})$ "
- p.10, line 14: Replace "MWIR-LWIR" by "MWIR+LWIR"
- p.10, line 15-16: Replace "MWIR-LWIR" by "MWIR+LWIR"
- p.10, footnote (figure 5 legend): Replace "MWIR-LWIR" by "MWIR+LWIR"
- p.11, figure 5a: the line behind "New fit" in the legend has disappeared...
- p.13, Table 1: in the third column header replace "MMD (origin.)" by "MMR (origin.)"
 in the fourth column header replace "MMD (recalc.)" by "MMR (recalc.)"
- p.13, line 7: Replace "emissivities" by "emissivity"
- p.13, line 19: Replace "MWIR-LWIR" by "MWIR+LWIR"
- p.14, line 3: Replace "MWIR-LWIR" by "MWIR+LWIR"
- p.15, Table 3: in the third column header replace "MMD (recalculated)" by "MMR (recalculated)"
- p.18, figures 9(a) and (b): the CIMEL symbols were in grey in the original file.
- p.21 line 7: new paragraph before "We assessed..."

Authors queries:

1. Nicodemus (1977) changed to Nicodemus et al. (1977): correct
2. Date: X. Briottet, personal communication-2001
3. Add this reference: Hook, S. and Kahle, A.B., 1996, The Micro Fourier Transform Interferometer (μ FTIR) -A new field spectroradiometer for acquisition of infrared data of natural surfaces. Remote Sensing of Environment, 56, 172-181."

Annexe 3 - Calcul des coefficients d'étalonnage a, b, n pour les radiomètres CIMEL

On souhaite donner une approximation de la luminance d'un corps noir intégrée sur la réponse spectrale d'un capteur par une fonction de T. La luminance d'un corps noir s'exprime grâce à la loi de Planck :

$$B(T, \lambda) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}] \quad (\text{A3.1})$$

avec : T en K, $C_1 = 2hc^2 = 1,19088.10^8 [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^4]$, $C_2 = \frac{hc}{k} = 1,4388.10^4 [\mu\text{m.K}]$

Si on connaît la réponse spectrale de l'instrument f_λ , la luminance intégrée sur cette réponse se calcule :

$$L_i(T) = \int f_\lambda B_\lambda(T) d\lambda \quad [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}] \quad (\text{A3.2})$$

Une manière possible de calculer cette intégrale numériquement est d'utiliser la méthode des rectangles :

$$L_i(T) = \sum_j f(\lambda_j) B(\lambda_j, T) (\lambda_j - \lambda_{j+1}) \quad (\text{A3.3})$$

On trace L_i en fonction de la température. Sur un certain intervalle de température choisi en fonction du domaine d'application visé, on approche (par la méthode des moindres carrés par exemple) cette fonction par une fonction de la forme ae^{-b/T^n} (Legrand *et al.*, 2000).

Un radiomètre ayant en général plusieurs bandes avec autant de réponses spectrales correspondantes, le calcul des a, b, n, sera renouvelé pour chacune des bandes.

Il faut être conscient que la luminance intégrée L_i décrite par (A3.2) dépend de la réponse du capteur (si cette dernière n'est pas normalisée), et que l'on ne peut donc pas comparer deux valeurs de luminances pour deux filtres différents. En conséquence les coefficients a, b, n calculés de cette manière conduisent à une valeur de luminance propre à chaque filtre. Ce point est à garder en mémoire si l'on veut mettre en relation des luminances estimées avec les a, b, n et des luminances intégrées simulées par exemple.

Pour s'affranchir des différences de réponse, une luminance spectrale équivalente est parfois utilisée (Malaplate, 2001) :

$$L_{\lambda_c} = \frac{\int L_\lambda f_\lambda d\lambda}{\int f_\lambda d\lambda} = \int L_\lambda \bar{f}_\lambda d\lambda \quad [\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}] \quad (\text{A3.4})$$

avec $\bar{f}_\lambda = \frac{f_\lambda}{\int f_\lambda d\lambda}$ réponse spectrale normalisée pour que son aire soit égale à 1

L_λ luminance à intégrer

La luminance ainsi définie (A3.4) est une sorte de moyenne spectrale et devra être multipliée par $\int f_\lambda d\lambda$ pour retrouver une luminance intégrée.

On peut évidemment envisager de calculer des coefficients a, b, n, pour des luminances spectrales équivalentes.

Ce n'est pas le cas des coefficients a, b, n fournis par CIMEL puisque a est exprimé en $\text{mW.cm}^{-1}.\text{sr}^{-1}$ (Tableaux A3.1 et A3.2).

Tableau A3.1 - Coefficients a, b, n de l'approximation exponentielle et coefficients S d'étalonnage pour chacune des bandes du CIMEL CE 332 (étalonnage au LOA de Lille, France, janvier 2003)

Bandes Cimel :	1	2	3
a (mW.cm⁻².sr⁻¹)	49.8219	84.6083	142.892
b (K)	806.48	1010,71	1396.18
n	0,919473	0,939719	0,966053
S	-13939.3	-14540,8	-11849.6

Tableau A3.2 - Coefficients a, b, n de l'approximation exponentielle et coefficients S d'étalonnage pour chacune des bandes du CIMEL CE 312-2 (S: étalonnage Patrick Cliche avril 2000, -5°C à 70°C)

Bandes Cimel :	1	2	3	4	5	6
a (mW.cm⁻².sr⁻¹)	547.656	30,2875	36.0061	28.0726	46.2863	33.3757
b (K)	756.47	965.693	1084.06	1979.55	1477.07	2493.93
n	0,864194	0,937081	0,948621	1.04729	0,974763	1.0789
S	-3366.4	-3655.7	-3462.8	-3559.8	-3494.8	-3475.5

Annexe 4 - Fichiers de réflectance de la bibliothèque ASTER utilisés dans les simulations du TES

Liste des répertoires utilisés dans le CDrom *ASTER SPECTRAL LIBRARY Ver. 1.2* :

- \JHU\becknic\rocks\igneous\solid\txt'
- \JHU\becknic\rocks\metamorphic\powder\500_1500\txt'
- \JHU\becknic\rocks\sedimentary\powder\500_1500\txt'
- \JHU\becknic\soils\txt'
- \JHU\becknic\vegetation\txt'
- \JHU\becknic\water\txt
- \JHU\becknic\manmade\txt
- \jpl\nicolet\minerals\arsenate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\borate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\carbonate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\cyclosilicate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\hydroxide\txt
- \jpl\nicolet\minerals\inosilicate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\nesosilicate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\oxide\txt
- \jpl\nicolet\minerals\phosphate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\phyllosilicate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\sorosilicate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\sulfate\txt
- \jpl\nicolet\minerals\tectosilicate\txt
- \jpl\nicolet\soils\txt
- \jpl\nicolet\manmade\txt
- \usgs\perknic\rocks\igneous\solid\txt
- \usgs\perknic\rocks\metamorphic\solid\txt
- \usgs\perknic\rocks\sedimentary\solid\txt

Ne sont pas pris en compte :

- les fichiers du répertoire 'JHU\becknic\soils\txt' qui sont décrits comme des argiles (1^{ère} ligne du fichier contenant le mot "clay");
- les fichiers de fine granulométrie (nom de la forme *.f.txt) dans les répertoires commençant par jpl\nicolet\minerals\. Cette condition est basée sur les remarques de Salisbury *et al.* (1994) qui déconseillent l'utilisation de la loi de Kirchhoff pour de fines granulométries.
- les fichiers dont les longueurs d'onde ne sont pas comprises entre 7.6 et 14µm.
- les métaux, pour la régression, mais ils ont été tracés sur les graphiques dans certains cas.

Annexe 5 - Écozones du Canada

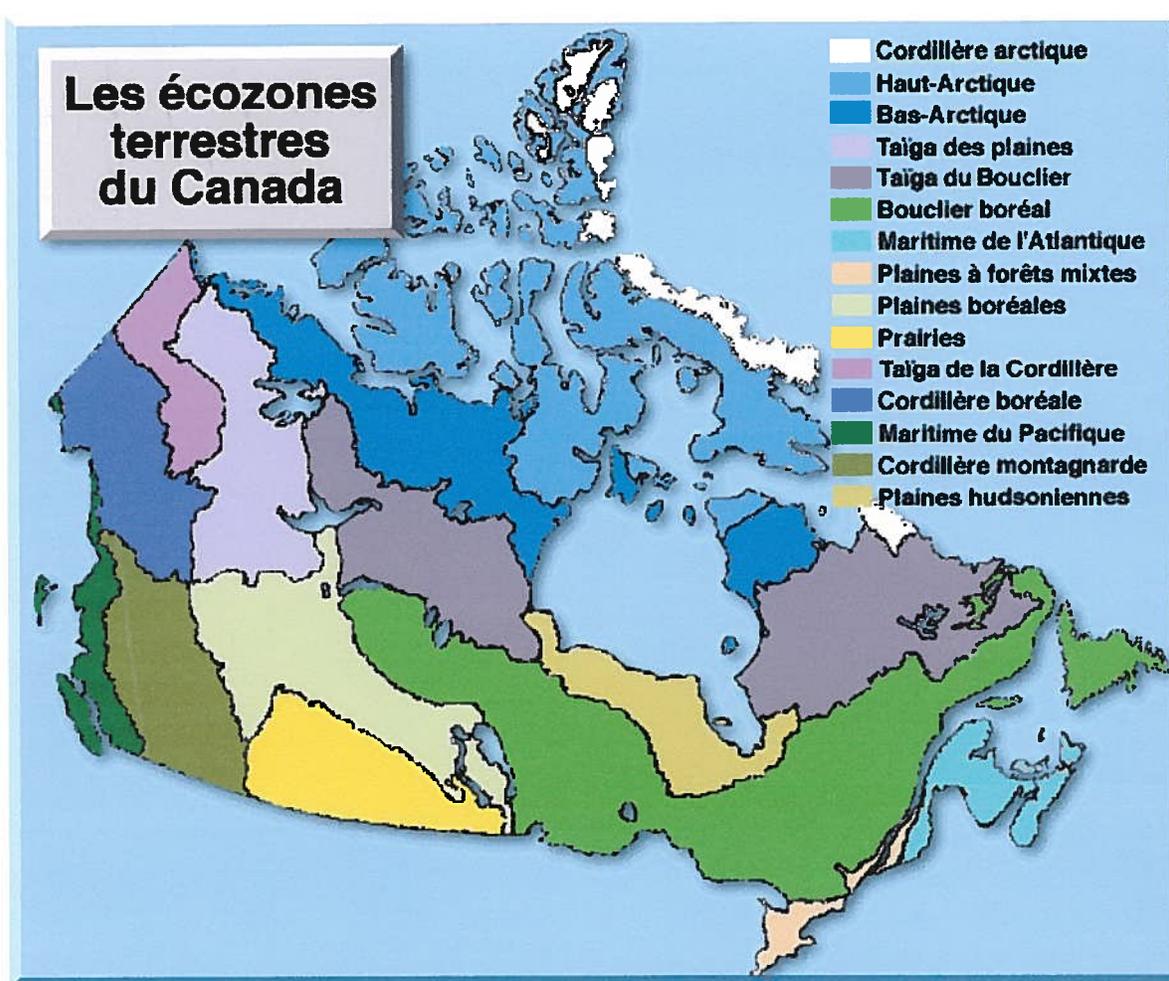


Figure A5.1 - Carte des écozones du Canada tirée de :
http://www.ec.gc.ca/soer-ree/Francais/Framework/Nardesc/canada_f.cfm

Nous détaillons ci-après la situation géographique et la végétation des différentes écozones présentes sur nos Images MODIS, soient

- l'écozone "Bouclier boréal" pour le sud des images "Labrador" et pour les images "Saskmanit";
- l'écozone "Taïga du bouclier" (est et ouest) pour le centre des images "Labrador" et pour le nord des images "Saskmanit";
- l'écozone "Bas arctique" pour les images "Nord";
- l'écozone "Cordillère arctique" pour le nord-est images "Labrador".

Les descriptions qui suivent sont extraites de la section "Description des écozones et écorégions du Canada" du site internet :

http://www.ec.gc.ca/soer-ree/Francais/Framework/Nardesc/canada_f.cfm développé par Environnement Canada. Ce projet a été réalisé par le Comité canadien de la classification écologique du territoire (CCCET).

« Bouclier boréal Ecozone

Cette écozone, la plus grande du pays, forme un grand U entre le nord de la Saskatchewan et Terre-Neuve, passant au nord du lac Winnipeg, des Grands Lacs et du Saint-Laurent. Le Bouclier boréal conserve son apparence caractéristique d'une étendue infinie de forêts, de plans d'eau et d'affleurements rocheux. [...]

Boisée à plus de 80 %, l'écozone est couverte de peuplements denses de conifères, surtout d'épinettes blanche et noire, de sapin baumier et de mélèze laricin. Dans le sud, les autres conifères (pins blanc, rouge et gris, etc.) et les feuillus (bouleau à papier, peuplier faux-tremble, peuplier baumier, etc.) sont plus répandus. Là où les affleurements rocheux forment une mosaïque avec les divers sols, celle-ci est souvent couverte de diverses associations dominées par les lichens, les arbustes et les plantes herbacées à feuilles larges. »

« Taïga du Bouclier (est et ouest) Ecozone

Cette écozone s'étend de part et d'autre de la baie d'Hudson. La partie est occupe le centre du Québec et du Labrador, tandis que la partie ouest englobe des portions du nord du Manitoba, de la Saskatchewan et de l'Alberta ainsi que certains secteurs des Territoires du Nord-Ouest. L'écozone se définit en grande partie par deux unités biophysiques très vastes, la taïga et le Bouclier canadien. [...].

Les lacs innombrables, les terres humides et les forêts claires se mêlent à des arbustales et à des prairies plutôt caractéristiques de la toundra arctique. Les peuplements de la forêt à lichen font progressivement place aux secteurs de toundra arctique. La limite nord de l'écozone correspond à la limite latitudinale des arbres. La partie centrale de l'écozone, en latitude, est occupée par des forêts claires d'épinette noire et de pin gris. Dans les tourbières, ces essences sont accompagnées d'aulnes, de saules et de mélèze laricin. Dans les stations les plus hautes et le long des cours d'eau, on trouve des peuplements clairs comprenant à la fois des conifères et des feuillus : épinette blanche, sapin baumier (dans la partie québécoise), peuplier faux-tremble, peuplier baumier et bouleau à papier. »

« Bas-Arctique Ecozone

Cette écozone est séparée en deux par la baie d'Hudson, avec plus de 80 % de la superficie terrestre dans la partie ouest. Elle couvre le nord de la partie continentale du Canada, depuis les monts Richardson, au Yukon, jusqu'à la baie d'Ungava, dans le nord du Québec. [...]

Le Bas-arctique forme une grande zone de transition entre la taïga au sud et la toundra arctique, dénuée d'arbres, au nord. Cette zone est caractérisée par des

arbustes nains dont la hauteur décroît rapidement à mesure qu'on progresse vers le nord. Les arbustes caractéristiques comprennent le bouleau glanduleux, les saules et les éricacées, habituellement accompagnées de diverses espèces de plantes herbacées et de lichens. Les principales vallées fluviales, comme celle de la rivière Thelon, peuvent supporter des massifs épars d'épinettes rabougries. Les basses terres comptent de nombreux milieux humides peuplés essentiellement de carex et de mousses. »

« Cordillère arctique Ecozone

Cette écozone occupe la bordure nord-est des Territoires du Nord-Ouest et du Labrador; son épine dorsale est formée d'une vaste chaîne de montagnes ou "cordillère" profondément disséquée, constituée de roches cristallines précambriennes. [...] L'écozone renferme de vastes champs de glace polaire et des paysages de glaciers alpins parmi les plus grandioses du monde.

En raison du climat extrêmement froid et quasi désertique, des vents violents et de l'absence de sol, la végétation se résume à des lichens et à quelques mousses sur les hauteurs. Sur le bas des versants de montagnes et sur les franges côtières, le couvert végétal est constitué de formations herbacées de toundra dans le nord et de formations arbustives dans le sud. »

Annexe 6 - Caractéristiques des images ASTER et MODIS utilisées

Tableau A6.1 - Images MOD11A1 et MOD11B1 :

Zone d'étude	Code zone MODIS	Centre Lat., long.	Dates	
<i>Labrador</i>	h14v03	55,58 Lat., -61,36 Long.	16 Juil. 2001	31 Juil. 2001
			17 Juil. 2001	05 Août 2001
			18 Juil. 2001	12 Août 2001
			29 Juil. 2001	21 Août 2001
			30 Juil. 2001	22 Août 2001
<i>Nord</i>	h13v02	66,88 Lat., -106,77 Long.	15 Juil. 2001	27 Juil. 2001
			24 Juil. 2001	11 Août 2001
			25 Juil. 2001	29 Août 2001
			26 Juil. 2001	
<i>SaskManit</i>	h12v03	55,94 Lat., -96,34 Long.	12 Juil. 2001	07 Août 2001
			20 Juil. 2001	18 Août 2001
			29 Juil. 2001	19 Août 2001
			03 Août 2001	20 Août 2001
			04 Août 2001	21 Août 2001
			06 Août 2001	26 Août 2001

Tableau A6.2 - Images AST_05 (les images "*Labrador*" n'ont pas été utilisées pour la détermination des signatures spectrales des classes, car elles ne contenaient pas assez de pixels "non-eau") :

Zone d'étude	Centre Lat., Long.	Date	Heure
<i>Labrador</i>	50,08 Lat., -56,59 Long.	05 Août 2001	15:00:41
	49,95 Lat., -57,18 Long.	12 Août 2001	15:06:43
<i>Nord</i>	66,49 Lat., -110,50 Long.	11 Août 2001	19:15:25
	65,98 Lat., -111,00 Long.	11 Août 2001	19:15:33
<i>SaskManit</i>	51,13 Lat., -83,97 Long.	03 Août 2001	16:51:40
	50,61 Lat., -84,19 Long.	03 Août 2001	16:51:49
	54,98 Lat., -98,42 Long.	07 Août 2001	18:04:35
	54,47 Lat., -98,70 Long.	07 Août 2001	18:04:44
	51,20 Lat., -81,38 Long.	21 Août 2001	16:38:50
	50,68 Lat., -81,60 Long.	21 Août 2001	16:38:59