



HAL
open science

Modélisation de la réflectance spectrale et directionnelle des sols en fonction de la teneur en eau

Alice Dupiau

► **To cite this version:**

Alice Dupiau. Modélisation de la réflectance spectrale et directionnelle des sols en fonction de la teneur en eau. Ingénierie de l'environnement. Université Paris Cité, 2022. Français. NNT: . tel-04268590

HAL Id: tel-04268590

<https://hal.science/tel-04268590v1>

Submitted on 2 Nov 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ONERA

THE FRENCH AEROSPACE LAB

Université Paris Cité

École doctorale 560 STEP'UP
ONERA – Département DOTA – unité POS
IPGP – Equipe de planétologie et sciences spatiales

**Modélisation de la réflectance spectrale et
directionnelle des sols en fonction de leur teneur en
eau dans le domaine solaire**

Par Alice DUPIAU

Thèse de doctorat en sciences de la Terre et de l'environnement

Présentée et soutenue publiquement le 14 décembre 2022
Devant un jury composé de :

Emmanuelle VAUDOUR (MCF, INRAE AgroParisTech)	Rapportrice
Lionel SIMONOT (MCF, Institut P')	Rapporteur
Sabine CHABRILLAT (PR, Leibniz University Hannover)	Examinatrice
Cécile FERRARI (PR, Université Paris Cité)	Examinatrice
Rodolphe MARION (DR, CEA)	Examineur
Stéphane JACQUEMOUD (PR, Université Paris Cité)	Directeur
Xavier BRIOTTET (DR, ONERA)	Co-directeur

Résumé

La teneur en eau des sols (SMC pour *soil moisture content*) est une variable clé à la surface de la Terre. Son estimation est essentielle dans de nombreux domaines tels que l'agriculture, l'hydrologie, le climat, la défense ou la planétologie. Depuis les années 1970, la télédétection aéroportée ou satellitaire s'est imposée comme un outil efficace pour cartographier la teneur en eau des sols sur des zones étendues. L'eau peut être détectée à différentes profondeurs selon le domaine de longueurs d'onde : domaine solaire (0.3-3 μm), domaine infrarouge thermique (3-12 μm), ou domaine micro-ondes (0.5-100 cm). Le domaine solaire, qui fait l'objet de ce travail, donne accès à l'humidité de surface car la profondeur de pénétration de la lumière dans le sol n'excède pas un à deux millimètres. L'objectif principal de cette thèse est de développer un modèle physique, prenant en compte les effets spectraux et directionnels, validé sur une grande diversité de sols, qui permette de relier la réflectance du sol dans le domaine solaire à son humidité.

Une nouvelle version du modèle MARMIT appelée MARMIT-2 a été développée. Celle-ci représente un sol humide comme un sol sec surmonté d'une fine couche d'un mélange d'eau et de particules minérales, ce mélange constituant une spécificité majeure de MARMIT-2. La réflectance spectrale du sol humide s'exprime en fonction de la réflectance du sol sec et de trois paramètres d'entrée : l'épaisseur de la lame d'eau, la fraction de couverture de la lame d'eau et la fraction volumique de particules de sol dans la lame d'eau. MARMIT-2 a été testé sur une base de données de 225 échantillons de sol dont les spectres de réflectance ont été mesurés en laboratoire à plusieurs niveaux d'humidité. La prédiction des spectres de réflectance des sols humides a été améliorée, avec un RMSE passant de 2.2 % pour MARMIT à 0.9 % pour MARMIT-2.

Considérant que ces échantillons « lisses » ne sont pas représentatifs des sols naturels, beaucoup plus complexes, et dans le but d'adapter MARMIT-2 aux images hyperspectrales aéroportées ou satellitaires, nous avons étudié les effets directionnels de la rugosité du sol sur la réflectance en effectuant des simulations de BRF (*bidirectional reflectance function*) de sols rugueux et humides à l'aide du logiciel de lancer de rayons DART-Lux développé au CESBIO. Nous considérons des MNT (modèle numérique de terrain) de terrains artificiels et réels découpés en micro-facettes. Les propriétés optiques des facettes sont représentées par des modèles isotropes ou anisotropes, et la variation des paramètres de ces modèles permet de simuler la BRF des sols à différents niveaux d'humidité. Un couplage entre les effets spectraux et directionnels est proposé pour simuler des spectres de réflectance d'un sol rugueux à différents niveaux d'humidité et dans différentes conditions d'illumination et d'observation.

Après avoir étudié le lien entre les paramètres de MARMIT-2 et le SMC pour les échantillons de sols de la base de données, le SMC a pu être estimé avec une erreur quadratique moyenne de 3.6%. Un exemple de cartographie de l'humidité du sol est donné, en utilisant une image hyperspectrale d'un sol agricole acquise avec une caméra VNIR-SWIR placée à environ 15 m de hauteur au-dessus du sol.

Mots-clés : modèle de transfert radiatif ; humidité de surface des sols ; télédétection ; domaine solaire ; BRF ; hyperspectral ; MARMIT ; DART-Lux

Abstract

Soil moisture content (SMC) is a key variable at the Earth's surface. Its estimation is essential in many fields such as agriculture, hydrology, climate, defense or planetary science. Since the 1970s, airborne or satellite remote sensing has emerged as an effective tool for mapping surface SMC over large areas. Water can be probed at different depths in the soil depending on the wavelength domain: solar domain (0.3-3 μm), thermal infrared domain (3-12 μm), or microwaves domain (0.5-100 cm). The solar domain, which is the subject of this work, gives access to surface moisture because the depth of light penetration in the soil does not exceed one or two millimeters. The main objective of this thesis is to develop a physical model, including spectral and directional effects, validated on a large variety of soils, which links the soil reflectance in the solar domain to its moisture.

A new version of the MARMIT model called MARMIT-2 has been developed. It represents a wet soil as a dry soil covered by a thin layer of a mixture of water and mineral particles, this mixture being a major feature of MARMIT-2. The spectral reflectance of the wet soil is expressed as a function of the reflectance of the dry soil and three variable input parameters: the thickness of the water layer, the coverage fraction of the water layer and the volume fraction of soil particles in the water layer. MARMIT-2 was tested on a database of 225 soil samples with reflectance spectra measured in the laboratory at several moisture levels. The prediction of the reflectance spectra of wet soils was improved, with a RMSE of 2.2% for MARMIT versus 0.9% for MARMIT-2.

Considering that these "smooth" samples are not representative of natural soils, which are much more complex, and in order to adapt MARMIT-2 to airborne or satellite hyperspectral images, we studied the directional effects of soil roughness on reflectance by performing BRDF (*bidirectional reflectance function*) simulations of rough and wet soils using the DART-Lux ray tracing software developed at CESBIO. We consider DTMs (digital terrain model) of artificial and real terrains cut into micro-facets. The optical properties of the facets are represented by isotropic or anisotropic models, and the variation of the parameters of these models allows to simulate different soil moisture levels. A coupling between spectral and directional effects is proposed to simulate reflectance spectra of a rough soil at different moisture levels in different conditions of illumination and observation.

After investigation the relationship between MARMIT-2 parameters and SMC for the soils samples in the database, SMC could be estimated with a root mean square error of about 3.6%. An example of soil moisture mapping is given, using a hyperspectral image of an agricultural field acquired with a VNIR-SWIR camera placed at about 15 m height above the ground.

Keywords: radiative transfer model; surface soil moisture content; remote sensing; solar domain; BRDF; hyperspectral; MARMIT; DART-Lux

Remerciements

Table des matières

Résumé	iii
Abstract.....	iv
Remerciements	v
Introduction	1
Chapitre I : Etat de l'art	4
I.1. Comportement de la réflectance des sols avec l'humidité	6
I.2. Modèles de réflectance de sols en fonction de l'humidité	8
I.2.1. Modèles à deux couches.....	9
I.2.2. Modèles particulières	17
I.3. Modélisation de la réflectance directionnelle	19
I.3.1. Effets directionnels et rugosité	20
I.3.2. Modèles de BRF	25
Synthèse du chapitre	28
Chapitre II : Amélioration du modèle MARMIT	31
II.1. Jeux de données de réflectance de sols à différents niveaux d'humidité.....	33
II.1.2. Description des jeux de données.....	33
II.1.2. Protocole de mesure.....	38
II.1.3. Commentaires sur les données de Dup20 et Dup22	40
II.2. Pistes d'amélioration du modèle MARMIT.....	42
II.2.1. Première piste d'amélioration : modification de la géométrie de la lame d'eau.....	45
II.2.2. Deuxième piste d'amélioration : modification empirique du coefficient d'absorption de la lame d'eau	47
II.2.3. Troisième piste d'amélioration : remplacer la réflectance du sol sec par une réflectance de sol humide	51
II.2.4. Quatrième piste d'amélioration : modèle BSM.....	55
II.3. MARMIT-2	58
II.3.1. Présentation des améliorations.....	58
II.3.2. Paramétrisation du modèle.....	61
II.3.3. Simulation de la réflectance en sens direct et inverse	67
Synthèse du chapitre	75
Chapitre III : Réflectance directionnelle des sols	77
III.1. Mesure de BRF de sols « lisses ».....	77
III.1.1. Echantillons de sols mesurés.....	77
III.1.2. Dispositif expérimental	78
III.1.3. Paramètres de mesure	79
III.1.4. Présentation des mesures	86
III.2. De la BRF d'un sol « lisse » à petite échelle à la BRF d'un sol rugueux à grande échelle	89
III.2.1. Modélisation de la BRF de sols « lisses »	89
III.2.2. Simulation de la BRF de sols rugueux	95
III.3. Résultats.....	98
III.3.1. Comparaison des BRF des sols « lisses » et des terrains rugueux..	98
III.3.2. Effet de la rugosité sur la BRF	101
III.3.3. Effet de l'humidité sur la BRF	102

III.3.4. Couplage des effets directionnels et spectraux.....	105
Synthèse du chapitre	107
Chapitre IV : Estimation du SMC par inversion du modèle MARMIT-2.....	108
IV.1. Calibration des modèles MARMIT et MARMIT-2 sur les jeux de données acquis en laboratoire	109
IV.1.1. Calibration du modèle MARMIT	109
IV.1.2. Calibration du modèle MARMIT-2.....	113
IV.1.2.1. Calibration avec une sigmoïde.....	114
IV.1.2.2. Lien entre δ et ϕ	117
IV.1.2.2. Optimisation de δ	119
IV.2. Utilisation de données satellitaires simulées	122
IV.2.1. Description des données	122
IV.2.2. Performances de MARMIT-2 sur les spectres bruités	125
IV.3 Cartographie du SMC par inversion de MARMIT-2 sur une image hyperspectrale.....	129
IV.3.1 Description de l'image utilisée et des prétraitements	129
IV.3.2. Cartographie du SMC sur l'image de Coinces.....	133
Synthèse du chapitre	139
Conclusion	140
Références.....	146

Introduction

La zone critique est la couche la plus externe de notre planète s'étendant de la base des roches aquifères au sommet de l'atmosphère. Les sols sont un compartiment important de cette zone critique où se mélangent minéraux, matière organique, eau, air et microorganismes. Théâtre de transformations chimiques, de réactions biologiques et de flux d'énergie et de matière, ils jouent un rôle environnemental majeur dans l'évolution des surfaces. La teneur en eau des sols est un paramètre important, au centre de nombreux phénomènes tels que l'érosion, l'évapotranspiration, l'infiltration, l'écoulement et les échanges de gaz et de chaleur. En 2010, l'humidité du sol a été classée comme variable climatique essentielle (VCE) par le Global Climate Observing System (GCOS), organisation internationale non-gouvernementale affiliée aux Nations Unies. Les experts du GCOS reconnaissent qu'elle est un indicateur clé qui décrit l'évolution du climat de la Terre. La Commission européenne, dans sa stratégie de protection des sols pour 2030, a identifié l'érosion, la contamination, la compaction, l'imperméabilisation et la perte de matière organique et de biodiversité des sols comme les principales menaces à leur santé (Montanarella et Panagos, 2021). Le sixième rapport du GIEC de février 2022 (Pörtner et al., 2022) note que l'adaptation aux risques liés à l'humidité des sols procure « des avantages économiques, institutionnels ou écologiques et réduisent la vulnérabilité ». Dans ce contexte, le suivi et l'estimation de l'humidité des sols apparaissent essentiels, en particulier pour les applications suivantes (Peng et al., 2021) : l'agriculture de précision et l'amélioration de la modélisation du rendement des cultures ; l'amélioration de la précision des modèles numériques de climat ; l'accroissement de la compréhension des interactions entre la terre et l'atmosphère ; la prévention des catastrophes hydrométéorologiques. Il a par exemple été montré que les précipitations ayant lieu l'après-midi se produisaient plus fréquemment sur des sols secs, et que l'état d'humidité du sol jouait un rôle essentiel dans la répartition de l'eau de surface et des flux d'énergies, pouvant induire des inondations ou des sécheresses.

Cette thèse se limitera à l'étude des sols naturels nus, c'est-à-dire sans végétation. Leur teneur en eau peut être mesurée in situ. La méthode la plus simple consiste à prélever un échantillon de sol sur le terrain, que l'on pèse en laboratoire avant et après séchage complet ce qui permet de déterminer sa masse d'eau. Il existe par ailleurs différents types d'instruments permettant d'estimer la teneur en eau d'un sol par contact. Les sondes à neutron fonctionnent en émettant des neutrons qui sont ralentis par les atomes d'hydrogène composant les molécules d'eau. La mesure de ce ralentissement donne accès à la quantité d'hydrogène et donc d'eau dans les sols. Ces sondes sont très précises mais coûteuses et leur usage est très réglementé à cause des émissions de particules radioactives. Les sondes de réflectométrie temporelle TDR (*time-domain reflectometer*) sont les instruments les plus utilisés pour déterminer l'humidité des sols sur le terrain. Elles mesurent la constante diélectrique apparente du sol, celle-ci variant avec l'humidité, sur une profondeur de quelques cm à quelques dizaines de cm. C'est une technique précise et peu coûteuse ce

qui lui permet d'être largement répandue. Ces méthodes in situ sont ponctuelles et inadaptées à la cartographie de la teneur en eau des sols sur de vastes zones.

Depuis les années 1970 et le développement de l'imagerie satellitaire, la télédétection est apparue comme un moyen de prédilection pour cartographier l'humidité des sols. La détermination de la teneur en eau du sol se fait à distance de manière indirecte, à partir du rayonnement électromagnétique réfléchi, émis ou rétrodiffusé dans différents domaines de longueurs d'onde. Chaque domaine permet d'estimer la teneur en eau à une profondeur de sol différente car plus la longueur d'onde est grande, plus elle pénètre dans le milieu. Les micro-ondes (0.5-100 cm) donnent accès à l'humidité des sols à des profondeurs allant de quelques centimètres à quelques décimètres, l'infrarouge thermique (3-12 μm) à une profondeur de quelques millimètres et le domaine solaire (0.4-2.5 μm) à une profondeur d'un à deux millimètres. Le domaine des micro-ondes est le plus utilisé pour cartographier la teneur en eau des sols (Mohanty et al., 2017) car le signal n'est pas entravé par les nuages ou l'obscurité. Toutefois, le domaine solaire, qui donne accès à l'humidité de surface des sols et donc au flux de chaleur latente, c'est-à-dire l'évapotranspiration, permet d'acquérir des images avec des résolutions spatiales bien plus fines que ce qui est obtenu dans le domaine des micro-ondes. Pour observer une large surface de sol, des capteurs multispectraux ou hyperspectraux peuvent être embarqués sur des drones, des avions ou des satellites. Pour l'observation de la Terre par imagerie multispectrale, on peut citer les satellites Landsat (NASA) et Sentinel-2 de (ESA) dont les produits sont largement utilisés pour l'estimation de différentes propriétés de surface. Les imageurs hyperspectraux en orbite autour de la Terre sont moins nombreux mais font l'objet d'un intérêt croissant au sein des agences spatiales : entre 2000 et 2017, le capteur Hyperion embarqué sur le satellite Earth Observing-1 de la NASA a acquis des images hyperspectrales entre 0.357 μm et 2.576 μm ; depuis 2018, le capteur hyperspectral DESIS (*DLR Earth Sensing Imaging Spectrometer*) de l'agence spatiale allemande (DLR) a été installé sur la station spatiale internationale, acquérant des images entre 0.4 μm et 1 μm ; en 2019, l'agence spatiale italienne (ASI) a lancé et mis en orbite le satellite PRISMA (*PRecursore IperSpettrale della Missione Applicativa*) qui fournit des images entre 0.4 μm et 2.505 μm ; le capteur EnMAP (*Environmental Mapping and Analysis Program*), lancé en 2021 par le DLR, permet aussi d'acquérir des images entre 0.42 μm et 2.45 μm . La résolution spatiale au sol de ces capteurs est de 30 m. Actuellement, un défi technologique est le développement d'un capteur hyperspectral permettant une meilleure résolution spatiale. S'appuyant sur les technologies développées pour PRISMA et EnMAP, l'ESA a développé le satellite CHIME (*Copernicus Hyperspectral Imaging Mission for the Environment*) dont le lancement est prévu en 2029 et qui aura une résolution spatiale entre 20 m et 30 m. Le projet français de mission spatiale BIODIVERSITY mené par le CNES et la DGA (Briottet et al., 2022) vise également à augmenter la résolution spatiale.

Plus la teneur en eau d'un sol est élevée, moins il réfléchit la lumière. C'est typiquement ce qu'on observe après une pluie : un sol humide est plus sombre qu'un sol sec. Cette observation visuelle peut être étendue à la lumière réfléchie sur l'intégralité du domaine solaire. On va donc utiliser la réflectance spectrale des sols pour estimer leur humidité de surface. Dans le visible (VIS, 0.4-0.7 μm), la diminution

de réflectance avec l'humidité peut s'expliquer par le fait que l'indice de réfraction des particules de sol (~ 1.5) est plus proche de celui de l'eau (~ 1.33) que de celui de l'air (~ 1), donc la lumière est moins réfléchi à la surface des particules pour les sols humides. Dans le proche infrarouge (NIR pour *near infrared*, 0.7-1.4 μm) et l'infrarouge de courtes longueurs d'onde (SWIR pour *shortwave infrared*, 1.4-2.5 μm), à la diminution de l'intensité du spectre de réflectance s'ajoutent des déformations spectrales dues à l'absorption de la lumière par l'eau liquide, en particulier dans deux fortes bandes d'absorption (1.4 μm et 1.9 μm).

Deux volets sont à considérer pour relier la réflectance d'un sol à son humidité de surface avec une approche physique ou semi-physique : le premier est le mode direct qui consiste à prédire la réflectance d'un sol à partir de son humidité et le deuxième est le mode inverse qui consiste à estimer l'humidité du sol à partir de la réflectance mesurée. Une étape de calibration s'appuyant sur des mesures in situ est nécessaire pour valider l'estimation quantitative de la teneur en eau. Dans la littérature, on utilise le plus souvent des relations empiriques comme les indices spectraux, combinaisons linéaires des réflectances de plusieurs bandes spectrales, pour relier statistiquement la réflectance à l'humidité du sol. Ces méthodes sont performantes et leur simplicité leur permet d'être utilisées efficacement sur un grand nombre de données. En revanche, elles ne peuvent pas prédire la réflectance du sol en fonction de son humidité. L'objectif de cette thèse est de développer un modèle physique, validé sur une grande diversité de sols, qui permette de relier la réflectance d'un sol dans le domaine solaire à son humidité de surface en prenant en compte les effets spectraux et directionnels. L'enjeu de cette modélisation est d'abord d'obtenir un modèle simple, admettant un nombre limité de paramètres d'entrée afin de pouvoir l'utiliser facilement de façon opérationnelle, mais reposant sur des bases physiques pour assurer la compréhension des phénomènes mis en jeu. Un second enjeu est ensuite d'appréhender les effets d'échelle qui apparaissent lorsqu'on passe de la réflectance d'un échantillon de sol mesurée en laboratoire sur une surface de quelques cm^2 à celle d'un terrain rugueux observé par un satellite avec une résolution spatiale de quelques dizaines de mètres.

Quatre chapitres composent ce manuscrit. Dans le premier chapitre, on décrit le comportement de la réflectance spectrale des sols en fonction de leur humidité de surface, puis les différentes approches physiques publiées dans la littérature. Dans le deuxième chapitre, on présente le modèle de transfert radiatif MARMIT-2 développé durant cette thèse qui permet de prédire la réflectance d'échantillons de sols « lisses » à différents niveaux d'humidité avec une bonne précision ($RMSE = 0.9\%$). Le troisième chapitre est consacré à la réflectance bidirectionnelle (BRF pour *bidirectional reflectance factor*) de sols humides « lisses » ou rugueux ; des mesures de BRF d'échantillons de sols « lisses » sont utilisées pour simuler la BRF de terrains rugueux, illustrant les effets directionnels et le couplage avec les effets spectraux. Dans le quatrième chapitre, on s'intéresse à la calibration du modèle MARMIT-2 pour relier ses paramètres d'entrée à l'humidité du sol, et on montre un exemple de cartographie de la teneur en eau du sol sur une image hyperspectrale d'une parcelle agricole.

Chapitre I : Etat de l'art

Les sols sont des milieux complexes constitués d'éléments solides, de minéraux et de matière organique, d'eau comportant des substances organiques dissoutes et des ions, d'air et de gaz issus de différents processus de décomposition. Les particules solides ont des formes, des tailles et des compositions minéralogiques variées. On distingue les éléments grossiers tels que les graviers et les pierres, et la terre fine. Celle-ci qui désigne les particules de diamètre inférieur à 2 mm est souvent caractérisée en fonction de sa texture, c'est-à-dire de la distribution en taille de ses particules. On distingue généralement trois classes principales : les sables pour les particules de diamètre supérieur à 50 μm , les limons pour les particules de diamètre compris entre 2 μm et 50 μm , et les argiles pour les particules de diamètre inférieur à 2 μm . Sur le terrain, la texture du sol peut être estimée par des tests tactiles reposant sur différents critères comme l'adhésivité, l'abrasivité et la plasticité (un sol sec très granuleux et abrasif sera plutôt sableux alors qu'un sol sec formé de mottes difficiles à briser sera plutôt argileux). En laboratoire, diverses méthodes existent pour estimer la composition granulométrique du sol, la plus simple est la séparation des différentes fractions par tamisage. La composition granulométrique des sols peut être représentée par un triangle des textures (Figure I.1) dont les sommets représentent les fractions pures de sable, limon et argile. Selon la zone géographique considérée et donc des types de sol prépondérants, différents triangles des textures ont été établis et sont utilisés. Les travaux de Richer-de-Forges et al. (2008, 2022) comparent les systèmes de classification utilisés en fonction des pays et font le lien entre les tests tactiles de texture et les mesures de composition granulométrique en laboratoire.

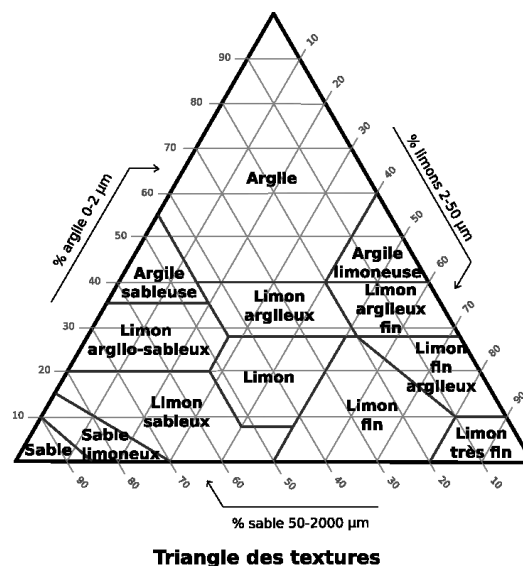


Figure I.1. Triangle des textures adopté par le département de l'agriculture américain (USDA).
https://fr.wikipedia.org/wiki/Texture_du_sol

Lorsqu'ils sont mouillés, les sols se comportent physiquement différemment en fonction de leur texture : les sables ont tendance à être perméables et à favoriser la pénétration de l'eau en profondeur alors que les argiles forment une croûte en surface qui empêche l'eau de s'infiltrer.

La réflectance spectrale d'un sol étant définie, pour une longueur d'onde donnée, comme le rapport entre le flux réfléchi par un élément de surface et le flux incident à cette même surface, c'est une quantité sans dimension qui varie en fonction de la longueur d'onde et de la configuration géométrique d'illumination et de mesure. Cette définition correspond au facteur de réflectance de Nicodemus (Nicodemus et al., 1977). La réflectance spectrale varie principalement en fonction de la composition granulométrique (Sadeghi et al., 2018), la composition chimique et minéralogique (Ishida et al., 1991 ; Ward et al., 2020), la teneur en eau (Twomey et al., 1986) et la rugosité de surface (Piekarczyk et al., 2016) du sol. L'effet de la taille des grains sur la réflectance du sol est bien connu : plus les particules sont grosses, plus le sol est sombre car il y a moins d'interfaces entre le sol et l'air où la lumière se réfléchit. Ben-Dor (2002) identifie trois catégories majeures d'éléments chromophores chimiques constitutifs des sols : les minéraux (principalement les argiles et les oxydes de fer), la matière organique (vivante et en décomposition), et l'eau (solide, liquide et gazeuse). Selon les coefficients spectraux d'absorption de ces différents éléments, on pourra retrouver leur signature de dans le spectre de réflectance. Par exemple, dans le SWIR plusieurs bandes d'absorption sont liées aux minéraux argileux, comme la kaolinite, l'illite et les smectites. On distingue les sols argileux du point de vue de la classe granulométrique et les sols argileux du point de vue minéralogique. Par défaut, dans le document, la notion de sol argileux fera référence à sa classe granulométrique. La teneur en eau du sol a un effet sur la réflectance : plus le sol est humide, plus il est sombre et donc plus sa réflectance est faible. Des bandes d'absorption liées à l'eau sont également observables dans le NIR et le SWIR. La Section I.1 montre plus en détail l'effet de l'eau sur la réflectance spectrale. Enfin, la réflectance spectrale des sols varie en fonction de leur rugosité de surface qui est une variable multi-échelles, de l'échelle microscopique caractérisant la forme des particules à l'échelle topographique qui représente les collines et les vallées, en passant par l'échelle macroscopique décrivant les mottes de terre, les agrégats, les fissures et les monticules. A l'échelle macroscopique, la rugosité du sol peut créer des ombrages qui modifient sa réflectance lorsqu'on l'observe sous différentes directions de visée. C'est un paramètre complexe à appréhender car il est difficile de découpler l'assombrissement de la réflectance du sol dû à l'humidité et celui dû à un effet d'ombrage pour un terrain rugueux. L'état de surface des sols cultivés dû à leur mode d'entretien est également un paramètre qui influence le spectre de réflectance des sols (Vaudour et Girard, 2010).

Il n'existe pas d'unité standard pour quantifier l'humidité de surface d'un sol. On utilise généralement la teneur en eau (SMC pour *Soil Moisture Content*) qui désigne la teneur en eau gravimétrique (SMC_g) ou la teneur en eau volumique (SMC_v) exprimées en pourcentages de masse ou de volume d'eau par rapport à la masse ou au volume de sol sec et définies par :

$$SMC_g = 100 \frac{m_{eau}}{m_{sol\ sec}} \quad (I.1)$$

$$SMC_v = 100 \frac{V_{eau}}{V_{sol\ sec}} \quad (I.2)$$

avec m_{eau} et $m_{sol\ sec}$ les masses d'eau et de sol sec contenues dans l'échantillon de sol (en g), V_{eau} et $V_{sol\ sec}$ les volumes correspondants (en cm^3). L'Equation I.3 permet de passer d'une grandeur à l'autre.

$$SMC_v = SMC_g \cdot \frac{\rho_{sol\ sec}}{\rho_{eau}} \quad (I.3)$$

avec ρ_{eau} et $\rho_{sol\ sec}$ les masses volumiques de l'eau et du sol sec (en $g.cm^{-3}$).

La définition gravimétrique de la teneur en eau donnée par l'Equation I.1 est la plus couramment utilisée car les mesures de masses sont plus faciles et précises que celles de volume.

Dans ce chapitre, on s'intéressera à l'influence de la teneur en eau du sol sur sa réflectance spectrale, on dressera la liste des modèles permettant de prédire la réflectance des sols humides. On verra ensuite comment la réflectance varie en fonction de la géométrie d'illumination et de mesure et la nécessité de prendre en compte un autre paramètre important : la rugosité de surface.

I.1. Comportement de la réflectance des sols avec l'humidité

La Figure I.2 montre la réflectance spectrale de trois échantillons de sol, un sol argileux (Fig. I.2a), un sol limoneux (Fig. I.2b) et un sol sableux (Fig. I.2c) mesurée pour différents niveaux d'humidité. Les échantillons étaient éclairés avec un angle de 15° par rapport au nadir et la réflectance a été mesurée au nadir.

On observe sur les réflectances des sols secs ($SMC_g = 0\%$) la signature de certains éléments chimiques ou minéralogiques : les bandes à $1.4\ \mu m$ et $1.9\ \mu m$ particulièrement visibles sur la Figure I.2c sont caractéristiques de l'absorption des liaisons hydroxyle et la bande autour de $2.2\ \mu m$ est un témoin de la présence de minéraux argileux. Lorsqu'on humidifie le sol, le continuum de la réflectance diminue pour toutes les longueurs d'onde du spectre solaire et d'autres bandes d'absorption apparaissent dans le NIR et le SWIR qui sont de plus en plus creusées et qui se superposent au coefficient d'absorption spécifique de l'eau (Figure I.3). On remarque en particulier deux fortes bandes d'absorption autour de $1.4\ \mu m$ et $1.9\ \mu m$. On remarque également que les variations spectrales entre les différents niveaux d'humidité sont plus visibles dans le VNIR pour les plus faibles niveaux d'humidité alors que le SWIR est a priori sensible à toute la gamme de SMC.

On observe souvent un saut plus brutal entre les réflectances mesurées à des faibles niveaux d'humidité que pour les plus hauts niveaux d'humidité. Autrement dit, la réflectance de surface d'un sol varie plus rapidement à la fin du séchage qu'au début.

Pour des niveaux d'humidité très élevés, le sol peut se couvrir d'une fine pellicule d'eau et on peut observer une augmentation de la réflectance dans la direction spéculaire dans les courtes longueurs d'ondes (inférieures à $1.2\ \mu m$) car pour les plus grandes longueurs d'onde, l'absorption domine. Bien que les spectres de réflectance de la Figure I.2 soient mesurés hors de la direction spéculaire (illumination à 15°

et mesure au nadir), on observe une augmentation de la réflectance dans le visible et le NIR pour le spectre mesuré au plus haut niveau d'humidité sur la Figure I.2.c.

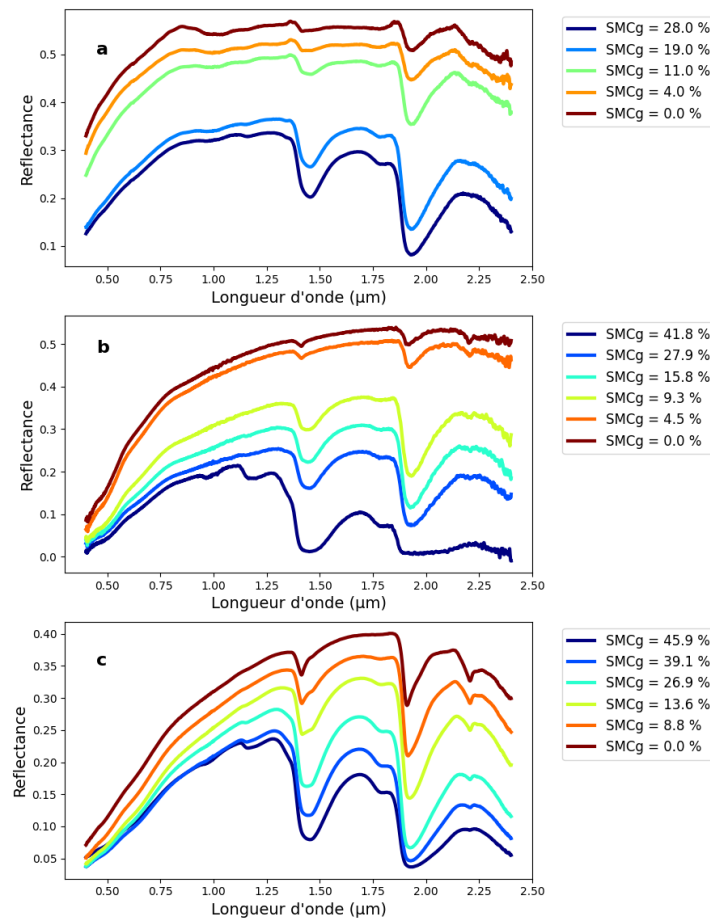


Figure I.2. Réflectance spectrale mesurée à différents niveaux d'humidité. (a) sol argileux, (b) sol limoneux, (c) sol sableux.

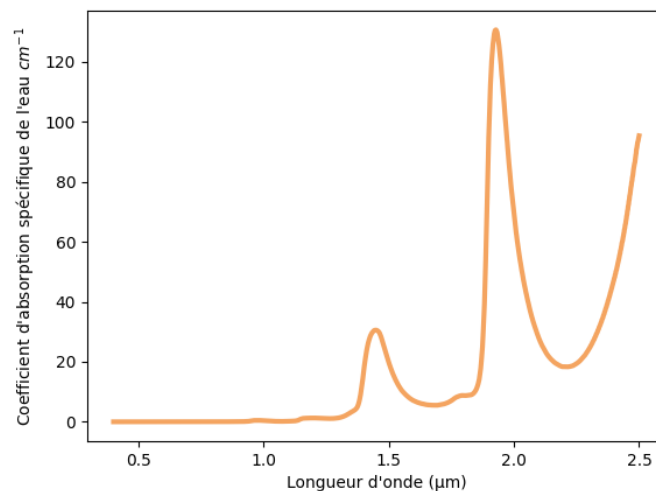


Figure I.3. Coefficient d'absorption spécifique de l'eau. Concaténation de trois mesures de la littérature : Buiteveld et al. (1994) entre 0.400 μm et 0.784 μm, Kou et al. (1993) entre 0.785 μm et 1.350 μm et Wieliczka et al. (1989) entre 1.351 μm et 2.500 μm.

On remarque que la quantité d'eau nécessaire pour atteindre la saturation n'est pas la même selon le type de sol. Alors que pour le sol limoneux, la réflectance après 2 μm est presque nulle et aplatie pour un SMC de 41.8 % (Fig I.2b), ce n'est pas le cas pour le sol sableux pour un SMC de 45.9 % (Fig I.2c). La Figure I.4 montre la profondeur des bandes d'absorption autour de 1.440 μm et 1.930 μm sur des réflectances mesurées pour des échantillons de sol saturés en eau en fonction de leur teneur en argile. La profondeur des bandes d'absorption est estimée par la méthode proposée par Tian et Philpot (2015a).

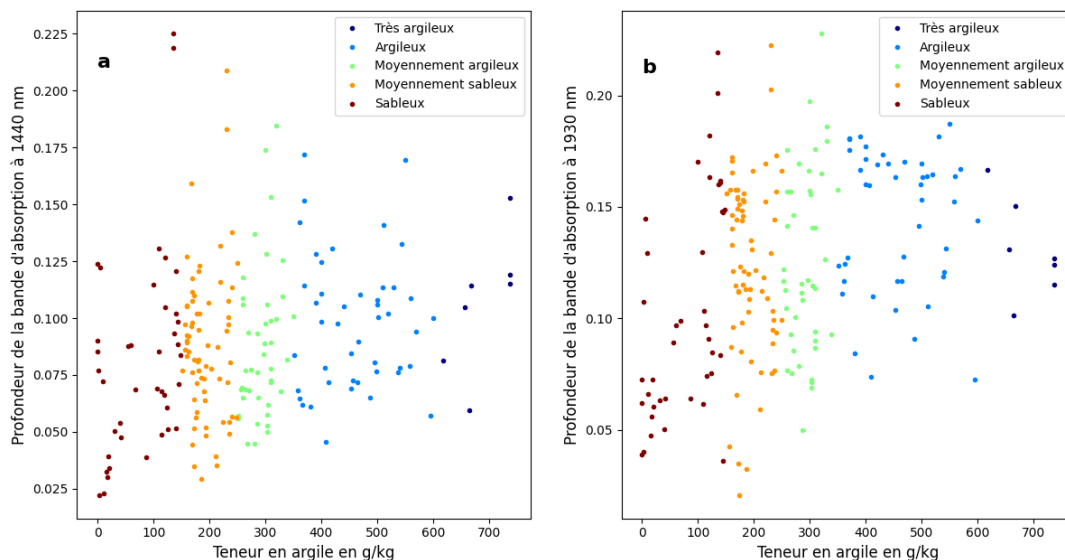


Figure I.4. Profondeur de la bande d'absorption à (a) 1.440 μm et (b) 1.930 μm de la réflectance mesurée à saturation en eau pour 220 échantillons de sol en fonction de leur teneur en argile. Les classes de sols sont celles utilisées par Vasques et al. (2014) : « très argileux » correspond à un contenu en argile supérieur à 600 g/kg, « argileux » entre 350 et 600 g/kg, « moyennement argileux » entre 250 et 350 g/kg, « moyennement sableux » entre 150 et 250 g/kg et « sableux » inférieur à 150 g/kg.

La Figure I.4 ne montre pas de corrélation entre la teneur en argile et la profondeur des bandes d'absorption de l'eau. La composition granulométrique du sol n'est peut-être pas un bon paramètre à utiliser dans la modélisation de la réflectance des sols en fonction de l'humidité car, au moins en ce qui concerne les profondeurs de bandes d'absorption dans le SWIR, la réflectance n'a pas l'air d'en dépendre.

Dans la suite de ce chapitre, on présentera les modèles physiques publiés dans la littérature qui sont capables de quantifier, modéliser et prédire les variations de réflectance des sols en fonction de leur humidité.

I.2. Modèles de réflectance de sols en fonction de l'humidité

Estimer les propriétés physiques du sol à partir de la réflectance spectrale mesurée continue d'alimenter les travaux de recherche de la communauté scientifique. En effet, la réflectance n'est pas une mesure directe des propriétés physico-chimiques du sol mais un intermédiaire dont on essaie d'extraire des caractéristiques pouvant être reliées par différentes méthodes à la quantité physique mesurée au sol. Des méthodes empiriques sont couramment utilisées pour estimer l'humidité des sols. On peut par exemple

relier la réflectance au SMC en utilisant des fonctions exponentielles (Duke et Guérif, 1998 ; Muller et Décamps, 2001 ; Lobell et Asner, 2002) ou polynomiales (Lesaignoux et al., 2013 ; Fabre et al., 2015). D'autres études ont isolé les caractéristiques spectrales d'absorption dues à l'eau de celles dues à d'autres constituants du sol en normalisant la réflectance du sol humide par celle du sol sec ou par la méthode du *continuum removal* (Kano et al., 1985 ; Liu et al., 2002 ; Liu et al., 2003 ; Whiting et al., 2004 ; Yin et al., 2013 ; Fabre et al., 2015). Des indices spectraux, tels que ceux utilisés pour la surveillance de la végétation, ont également été développés pour estimer le SMC à partir d'une combinaison de valeurs de réflectances à des longueurs d'onde choisies stratégiquement. On note par exemple les indices WISOIL (Whalley et al., 1991 ; Bryant et al., 2003), NSMI (Haubrock et al., 2008), NINSOL et NINSON (Fabre et al., 2015 ; Oltra-Carrio et al., 2015), SASI (Khanna et al., 2007), S2WI (Vaudour et al., 2019) et FWHM (Soltani et al., 2019). Une méthode de décomposition matricielle permet aussi d'exprimer la réflectance des sols humides comme une combinaison linéaire de vecteurs spectraux déterminés pour une base de données spécifique de spectres de réflectance de sols secs et humides (Jiang et Fang, 2019). Ces modèles empiriques sont efficaces mais limités par leur forte dépendance au type de sol considéré. Par ailleurs, ils ne simulent pas la réflectance des sols humides sur l'ensemble du spectre solaire. Dans cette section, nous présentons des modèles physiques qui permettent de modéliser la réflectance spectrale de sols humides, en commençant par les modèles les plus simples qui représentent les sols humides comme deux couches horizontales superposées, puis en considérant ceux qui prennent en compte la granularité des sols.

I.2.1. Modèles à deux couches

Les sols sont des milieux poreux composés de particules de composition chimique et de géométrie variées. Modéliser l'interaction de la lumière avec de tels milieux reste un défi, c'est pourquoi une représentation simplifiée a souvent été utilisée. Les modèles à deux couches décrivent un sol humide comme une surface rugueuse recouverte d'une fine lame d'eau. La première utilisation de cette représentation pour les sols humides est décrite dans un article publié en 1925 par Ångström (Ångström, 1925). Lorsqu'un rayon lumineux arrive à l'interface entre l'air et l'eau, il est en partie réfléchi et en partie réfracté. Le rayon réfracté qui pénètre dans la lame d'eau est réfléchi ou absorbé par le sol sous-jacent. Le rayon réfléchi est renvoyé vers l'interface eau-air, qui réfléchit ou réfracte à nouveau la lumière, etc. Selon Ångström, l'assombrissement d'un sol humide est dû aux réflexions totales dans la couche d'eau qui agit comme un piège à lumière. La réflectance du sol humide, R_{mod} , est calculée en considérant les rayons qui ressortent de la lame d'eau après des réflexions multiples à l'intérieur de celle-ci. Elle est exprimée en fonction de la réflectance du sol sec, R_d , et de l'indice de réfraction de l'eau, n_w :

$$R_{mod} = \frac{R_d}{n_w^2(1 - R_d) + R_d} \quad (I.4)$$

Le modèle d'Ångström a été amélioré par Lekner et Dorf (Lekner et Dorf, 1988 ; Mall et da Vitoria Lobo, 1995) qui ont calculé plus précisément les probabilités de réflexion aux interfaces air-eau et eau-sol (Figure I.5).

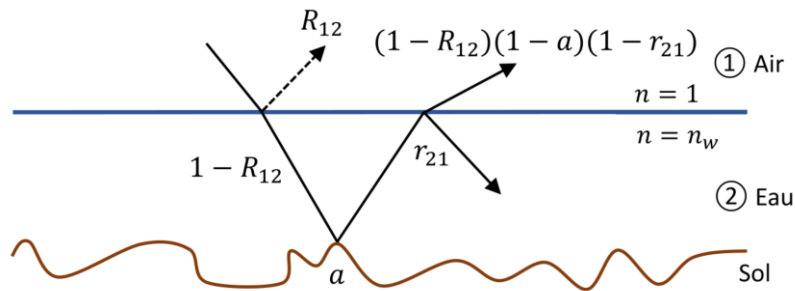


Figure I.5. Représentation schématique du modèle de Lekner et Dorf (1988).

Lekner et Dorf n'expriment pas directement la réflectance du sol mais son absorptance A_{mod} :

$$A_{mod} = \frac{(1 - R_{12})a}{1 - r_{21}(1 - a)} \quad (I.5)$$

avec a le coefficient d'absorption du sol, R_{12} le coefficient de réflexion de Fresnel à l'interface air-eau, et r_{21} le coefficient de réflexion de Fresnel à l'interface eau-air intégré sur un hémisphère (les expressions de ces coefficients de réflexion sont données en Annexe A). Ces deux coefficients de réflexions sont exprimés en fonction de l'indice de réfraction de l'eau. En considérant une transmittance nulle, l'absorptance peut être reliée à la réflectance par $R_{mod} = 1 - A_{mod}$. Ce modèle décrit le comportement de la réflectance d'un sol saturé mais ne permet pas de prédire la réflectance d'un sol partiellement humide. De plus, il est limité au domaine du visible car l'absorption de l'eau dans le NIR et le SWIR n'est pas prise en compte.

Bach et Mauser (1994) ont étendu le modèle de Lekner et Dorf en tenant compte de l'absorption de l'eau et en introduisant un paramètre supplémentaire quantifiant la teneur en eau (Figure I.6). Deux phénomènes sont pris en compte dans ce modèle pour expliquer la diminution de la réflectance avec la teneur en eau : les réflexions multiples dans la couche d'eau et l'absorption de la lumière par l'eau dans le NIR et le SWIR.

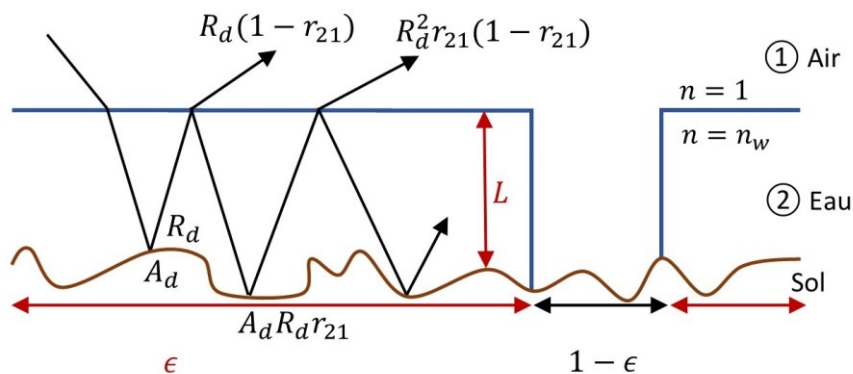


Figure I.6. Représentation schématique du modèle de Bach. D'après Bablet (2019).

Dans le modèle de Bach, c'est également l'absorptance du sol humide A_w qui est exprimée et non la réflectance. Elle s'écrit en sommant les contributions de tous les rayons réfléchis dans la lame d'eau et absorbés par le sol. Elle ne prend pas en compte la première réflexion à l'interface air-eau :

$$A_w = \frac{A_d}{1 - r_{21}R_d} \quad (\text{I.6})$$

avec R_d et $A_d = 1 - R_d$ la réflectance et l'absorption du sol sec, et r_{21} le coefficient de réflexion de Fresnel à l'interface eau-air intégré sur un hémisphère (Annexe A). La réflectance de la couche de sol humide s'écrit alors :

$$R_w = 1 - A_w = 1 - \frac{A_d}{1 - r_{21}R_d} \quad (\text{I.7})$$

L'absorption de la lame d'eau est prise en compte séparément à l'aide de la loi de Beer-Lambert-Bouguer :

$$R_{w_2} = R_w e^{-\alpha_B L} \quad (\text{I.8})$$

avec L (cm) l'épaisseur de la couche d'eau et α_B (cm^{-1}) le coefficient spécifique d'absorption de l'eau. Le modèle de Bach suppose que la lame d'eau contient des particules de sol. Le coefficient spécifique d'absorption utilisé n'est donc pas celui de l'eau pure mais un coefficient calibré empiriquement (Figure I.8). Il a été obtenu en cherchant un polynôme de degré 3 dont la variable est le coefficient d'absorption spécifique de l'eau pure α_w et qui permette de prédire au mieux la réflectance d'un ensemble de 10 échantillons de sol limoneux ou sableux. Il vaut :

$$\alpha_B = 0.031 + 1.17\alpha_w - 0.0088\alpha_w^2 + 0.000025\alpha_w^3. \quad (\text{I.9})$$

Bach introduit un deuxième paramètre noté ϵ , sans dimension, appelé efficacité afin de tenir compte de l'hétérogénéité de la répartition spatiale de l'eau à la surface du sol (il peut y avoir un mélange de zones sèches et de zones humides). La réflectance totale du sol humide R_{mod} s'écrit :

$$R_{mod} = \epsilon R_{w_2} + (1 - \epsilon)R_d \quad (\text{I.10})$$

Le modèle de Bach permet de simuler la réflectance d'un sol en fonction de sa teneur en eau, par l'intermédiaire des deux paramètres L et ϵ . Il est valide dans le domaine solaire puisqu'il prend en compte l'absorption de l'eau particulièrement importante dans le SWIR. Cependant, plusieurs points restent à éclaircir ou à améliorer : (1) le paramètre ϵ n'est pas borné, il peut en particulier dépasser 1 ce qui n'est pas physique si on voit ce paramètre comme une fraction de surface ; (2) les deux phénomènes mis en jeu dans la diminution de la réflectance du sol avec sa teneur en eau (réflexions multiples et absorption de la lumière dans l'infrarouge) sont modélisés indépendamment l'un de l'autre, or, ils sont sûrement interdépendants ; (3) le coefficient d'absorption spécifique de l'eau utilisé dans ce modèle est ajusté empiriquement sur un nombre limité d'échantillons de sols.

Le modèle MARMIT (*multilayer radiative transfer model of soil reflectance*) a été développé dans la lignée du modèle de Bach pour tenter de corriger ces imperfections (Bablet et al., 2018). Il permet d'exprimer la réflectance d'un sol humide à partir de celle du sol sec et de deux paramètres : la fraction de

couverture de la lame d'eau ϵ et l'épaisseur de la lame d'eau L . Le paramètre ϵ rend compte de l'inhomogénéité de l'humidité du sol. Ses valeurs sont comprises entre 0 et 1 : $\epsilon = 0$ quand le sol est sec et $\epsilon = 1$ quand la surface est entièrement mouillée. La réflectance modélisée du sol humide R_{mod} s'écrit en fonction de celle du sol complètement sec R_d , de celle du sol complètement humide R_w et de ϵ :

$$R_{mod} = \epsilon R_w + (1 - \epsilon) R_d \quad (\text{I. 11})$$

La réflectance du sol complètement humide R_w s'écrit en sommant les contributions des rayons qui ressortent de la lame d'eau :

$$\begin{aligned} R_w &= R_{12} + T_{12} T_w^2 R_d t_{21} + T_{12} T_w^4 R_d^2 t_{21} r_{21} + \dots \\ &= R_{12} + T_{12} t_{21} R_d T_w^2 (1 + r_{21} R_d T_w^2 + r_{21}^2 R_d^2 T_w^4 + \dots) \end{aligned} \quad (\text{I. 12})$$

avec R_{12} et T_{12} les coefficients de réflexion et de transmission de Fresnel à l'interface air-eau qui sont exprimés en fonction de l'indice de réfraction de l'eau et de l'angle d'incidence de la lumière. Les coefficients de réflexion r_{21} et de transmission t_{21} à l'interface eau-air sont calculés comme les réflectance et transmittance angulaires de Fresnel intégrées sur un hémisphère ([Annexe A](#)). Les coefficients r_{21} et t_{21} dépendent uniquement de l'indice de réfraction de l'eau et sont reliés par :

$$t_{21} = 1 - r_{21} \quad (\text{I. 13})$$

La partie imaginaire de l'indice de réfraction de l'eau est ignorée dans le calcul des coefficients de Fresnel à l'interface air-eau car elle est trop faible pour engendrer une variation significative dans leur valeur.

L'[Equation I.12](#) se simplifie à l'aide d'un calcul de somme de série géométrique en :

$$R_w = R_{12} + \frac{T_{12} t_{21} R_d T_w^2}{1 - r_{21} R_d T_w^2} \quad (\text{I. 14})$$

R_{12} est négligeable en dehors de la direction spéculaire. On considèrera donc :

$$R_w = \frac{T_{12} t_{21} R_d T_w^2}{1 - r_{21} R_d T_w^2} \quad (\text{I. 15})$$

La transmittance de la lame d'eau, T_w , est directement prise en compte dans le trajet des rayons lumineux ([Figure I.7](#)). Elle est calculée par la loi de Beer-Lambert-Bouguer en fonction du coefficient d'absorption spécifique de l'eau liquide pure, α (m^{-1}), et de l'épaisseur de la lame d'eau, L (m), en supposant que le chemin parcouru par la lumière lors d'un passage à travers la lame d'eau est égal à L :

$$T_w = e^{-\alpha L} \quad (\text{II. 16})$$

Le modèle MARMIT montre de bonnes performances : il permet de prédire la réflectance d'échantillons de sol mesurés en laboratoire à différents niveaux d'humidité avec un RMSE (*root mean square error*) de 2.2% et, grâce à une étape de calibration, le SMC peut être estimé avec une erreur $RMSE < 3\%$. Cependant, la réflectance des sols humides n'est pas bien simulée : celle-ci est surestimée dans le visible et incorrectement modélisée dans les bandes d'absorption de l'eau centrées autour de 1.4 μm et 1.9 μm ([Figure I.8](#)). MARMIT a été utilisé pour plusieurs applications : [Eon et Bachmann \(2021\)](#) ont cartographié la teneur en eau à partir d'images acquises dans une zone côtière par deux capteurs hyperspectraux

embarqués sur un drone et couvrant les domaines $0.4 \mu\text{m} - 1 \mu\text{m}$ et $0.9 \mu\text{m} - 2.5 \mu\text{m}$ et [Graham et al. \(2021\)](#) ont développé un instrument imageur *freeform* pour la mesure de la teneur en eau.

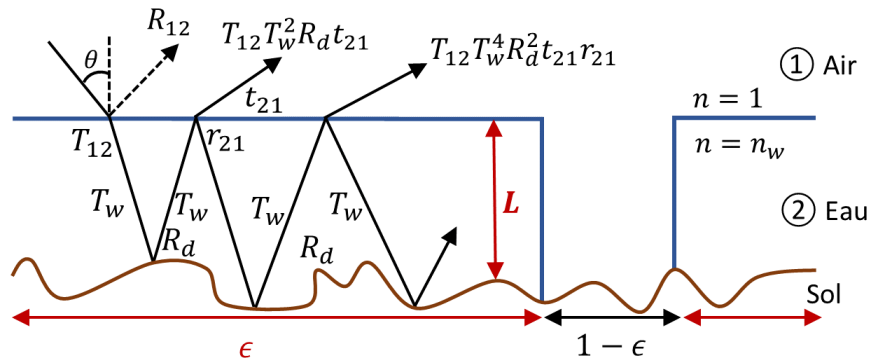


Figure I.7. Représentation schématique du modèle MARMIT. D'après [Bablet et al. \(2018\)](#).

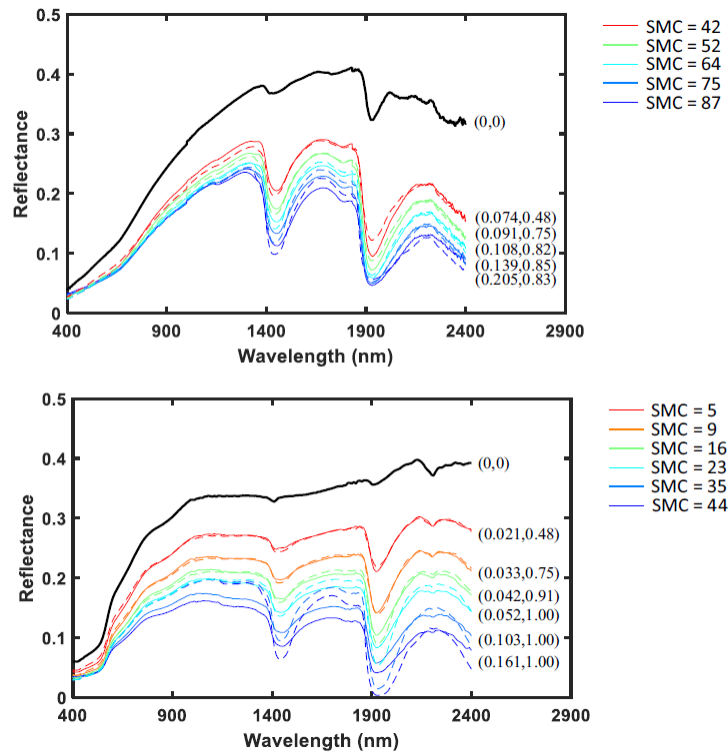


Figure I.8. Spectre de réflectance mesuré (trait plein) et modélisé (trait pointillé) par MARMIT pour deux échantillons de sol à différents niveaux d'humidité. D'après [Bablet et al., 2018](#).

Le changement d'indice de réfraction de l'eau dû à la dissolution des particules de sol et l'altération de l'aspect de la surface du sol lorsqu'il est mouillé sont les principales causes d'inexactitude des modèles à deux couches ([Planet, 1970](#)). Afin d'améliorer la modélisation, il est nécessaire de considérer que la lame d'eau n'est pas constituée que d'eau liquide pure mais d'un mélange d'eau et de matières organique et minérale. Par exemple, [Bach et Mauser \(1994\)](#) ont déterminé empiriquement le coefficient d'absorption spécifique de la couche d'eau pour prendre en compte le mélange d'eau et de particules en suspension.

Verhoef et al. (2018) et Yang et al. (2020) ont proposé le modèle BSM (*Brightness – Shape – Moisture*) qui simule la réflectance de sols humides et secs. Il est basé sur le modèle de Lekner et Dorf (1988) mais il diffère du modèle de Bach et Mauser (1994) et de MARMIT. On présente ici les équations telles qu'elles sont détaillées dans un rapport non publié (Verhoef, 2012).

Dans un modèle à deux couches, une augmentation de la teneur en eau du sol correspond à une augmentation du volume du film d'eau, ce qui se traduit par une augmentation de sa surface et de son épaisseur. Dans le modèle BSM, on considère que l'épaisseur du film augmente à pas discrets et qu'une surface de lame d'eau d'épaisseur nulle correspond à un sol sec.

Sur un échantillon de sol, il peut y avoir des zones plus ou moins humides, donc où il y a plus ou moins d'épaisseurs élémentaires de lame d'eau. Soit $p(k)$ la fraction de surface de l'échantillon sur laquelle sont superposées k épaisseurs d'eau. p est supposé, sans réelle justification physique, suivre une loi de Poisson :

$$p(0) + p(1) + p(2) + \dots = e^{-\mu} \left(1 + \mu + \frac{\mu^2}{2!} + \dots \right) = 1 \quad (\text{I.17})$$

où μ est le nombre moyen d'épaisseurs d'eau et $p(k)$ est estimé par :

$$p(k) = \frac{e^{-\mu} \mu^k}{k!} \quad (\text{I.18})$$

Si $R(k)$ désigne la réflectance du sol complètement recouvert de k épaisseurs d'eau et R_d celle du sol sec, alors la réflectance R_w de l'ensemble de l'échantillon humide s'écrit :

$$R_w = p(0)R_d + \sum_{k=1}^{\infty} p(k)R(k) \quad (\text{I.19})$$

$R(k)$ s'obtient de la même manière que dans le modèle MARMIT, en considérant la réflexion de Fresnel à l'interface air/eau et les réflexions multiples dans une lame d'eau d'épaisseur kL avec L l'épaisseur d'une lame d'eau élémentaire :

$$R(k) = R_{12} + \frac{T_{12}R_{bac}t_{21}}{1 - r_{21}R_{bac}} \tau^k \quad (\text{I.20})$$

où R_{12} est le coefficient de réflexion de Fresnel à l'interface air-eau ; r_{21} et t_{21} sont les coefficient de réflexion et de transmission de Fresnel à l'interface eau-air intégré sur un hémisphère et $\tau = e^{-\alpha kL}$ avec α le coefficient d'absorption spécifique de l'eau. Dans le modèle MARMIT, la réflectance du sol sec est utilisée pour R_{bac} . On considère ici, comme dans le modèle de Lekner et Dorf (1988), une réflectance un peu plus élevée à cause de la contribution de la réflexion de Fresnel à l'interface eau-sol :

$$R_{bac} = 1 - (1 - R_d) \left[R_d \frac{t_{23}}{t_{13}} + (1 - R_d) \right] \quad (\text{I.21})$$

où t_{23} est le coefficient de transmission de Fresnel à l'interface eau-sol intégré sur un hémisphère et t_{13} est celui à l'interface air-sol.

L'Equation I.19 devient alors :

$$R_w = e^{-\mu}R_d + (1 - e^{-\mu})R_{12} + e^{-\mu}(e^{\mu\tau} - 1) \frac{T_{12}R_{bac}t_{21}}{1 - r_{21}R_{bac}} \quad (\text{I.22})$$

Le paramètre μ est relié au SMC par la relation :

$$\mu = \frac{SMC (\%) - 5}{c} \quad (I.23)$$

où c est la capacité au champ (capacité maximale de rétention en eau du sol, on utilise $c = 25\%$). Dans l'article de [Yang et al. \(2020\)](#), le modèle BSM est couplé au modèle PROSAIL et à un modèle d'atmosphère pour constituer le modèle SPART (*Soil-Plant-Atmosphere Radiative Transfer model*) qui calcule la réflectance d'un couvert végétal en haut de l'atmosphère. SPART a été inversé à partir de données satellitaires pour estimer les paramètres du sol et de la canopée, dont la teneur en eau du sol. L'originalité de ce modèle réside dans la modélisation de la distribution spatiale de l'eau sur le sol et la considération de différents empilements de lames d'eau d'épaisseurs élémentaires.

[Philpot \(2010\)](#) a développé un modèle de réflectance des sols humides simplifié dans lequel la baisse d'amplitude du continuum de la réflectance dans le visible et les déformations spectrales dues aux bandes d'absorption de l'eau dans le proche infrarouge sont traitées séparément. Comme dans le modèle de [Bach et Mauser \(1994\)](#), le coefficient d'absorption spécifique de l'eau est modifié empiriquement pour tenir compte de la matière organique dissoute (« dom » pour *dissolved organic matter*) et de la présence de particules de sol dans la lame d'eau ([Figure I.9](#)). Celui-ci s'écrit :

$$\alpha_{Philpot} = \alpha_w + c_{dom} e^{-0.006(\lambda - 0.440)} + c_a a_a + c_b a_b + c_c a_c \quad (I.24)$$

avec a_a , a_b et a_c des fonctions gaussiennes centrées en 1.45 μm , 1.9 μm et 2.8 μm . c_{dom} , c_a et c_c sont ajustés pour chaque spectre. L'exponentielle décroissante modélise l'absorption spectrale par la matière organique dissoute. La [Figure I.9](#) permet de comparer le coefficient d'absorption de l'eau utilisé par [Bach et Mauser \(1994\)](#), [Philpot \(2010\)](#) et celui de l'eau pure.

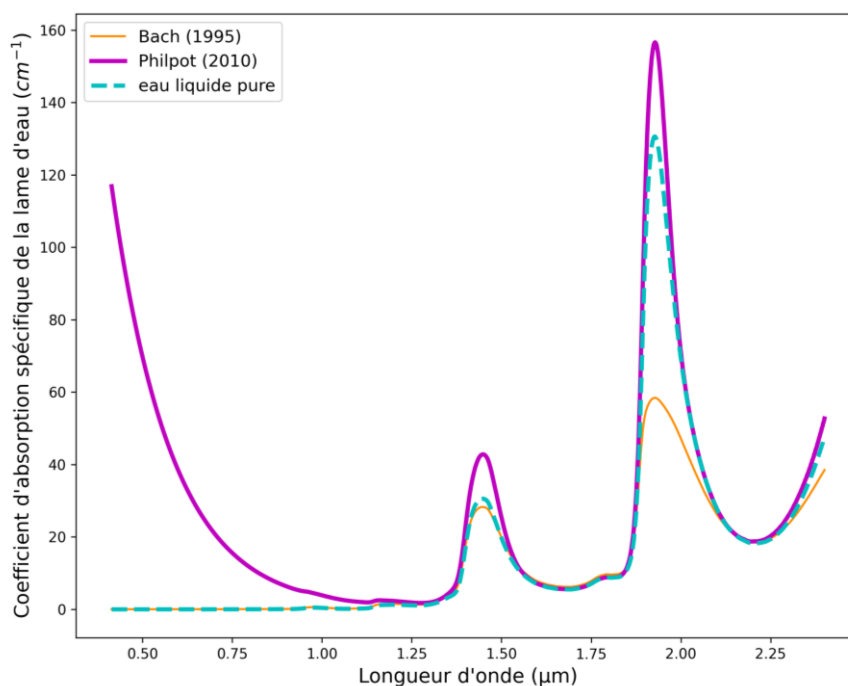


Figure I.9. Coefficients d'absorption spécifique de l'eau pure et de la lame d'eau utilisés par différents modèles ([Bach, 1995](#) ; [Philpot, 2010](#)). D'après [Dupiau et al. \(2022\)](#).

L'approche de Ciani et al. (2005), Sadeghi et al. (2015, 2017) et Yuan et al. (2019) est quelque peu différente des modèles évoqués précédemment : ils ont adapté la théorie de Kubelka-Munk (Kubelka et Munk, 1931) initialement développée pour prédire la réflectance de couches de peinture et d'imprimés. Le sol est assimilé à une couche de particules absorbantes et diffusantes, uniformément distribuées, dont la taille est bien plus petite que l'épaisseur de la couche. Celle-ci est caractérisée par deux paramètres : le coefficient d'absorption $K(m^{-1})$ et le coefficient de diffusion $S(m^{-1})$, qui dépendent tous deux de la longueur d'onde. La réflectance R d'une couche de sol d'épaisseur infinie s'écrit :

$$R = 1 + \frac{K}{S} - \sqrt{\left(\frac{K}{S}\right)^2 + \frac{2K}{S}} \quad (I.25)$$

Cette équation se réécrit en utilisant la quantité $r = K/S$ appelée « réflectance transformée » par Sadeghi et al., 2015 :

$$r = \frac{(1 - R)^2}{2R} \quad (I.26)$$

Les coefficients d'absorption K et de diffusion S du sol sont traités comme des combinaisons linéaires des coefficients d'absorption et de diffusion de l'eau et du sol sec pondérés selon la proportion de chaque constituant. L'équation $r = K/S$ est ensuite réécrite pour estimer le SMC en fonction de r (Figure I.10) :

$$SMC = SMC_{sat} \frac{\sigma(r - r_d)}{r_s - r + \sigma(r - r_d)} \quad (I.27)$$

où SMC_{sat} est la teneur en eau du sol saturé, r_d et r_s les « réflectances transformées » des sols sec et saturé, et σ un paramètre variant entre 0 et 1 égal au rapport entre les coefficients de diffusion des sols sec et saturé.

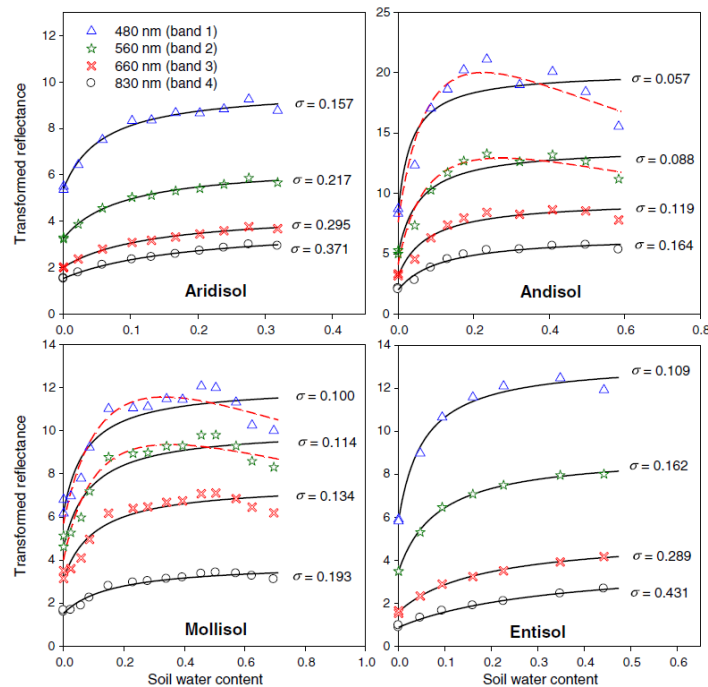


Figure I.10. Réflectance transformée (%) mesurée (symboles) et simulée (trait plein) par le modèle de Sadeghi et al. (2015) en fonction du SMC volumétrique (cm^3/cm^3) pour 4 longueurs d'onde et 4 échantillons de sol. D'après Sadeghi et al. (2015).

I.2.2. Modèles particuliers

Si la représentation en couches horizontales est réaliste pour des surfaces imperméables comme l'asphalte ou le béton, elle l'est moins pour des milieux poreux tels que les sols agricoles. Des modèles plus sophistiqués considèrent la diffusion de la lumière par un ensemble de particules de sol sphériques. Ils ont été principalement développés pour les sols secs.

Le modèle de Melamed (Melamed, 1963 ; Mandelis et al., 1990) est un modèle géométrique de réflectance d'un milieu granulaire composé de particules de diamètre grand devant la longueur d'onde. On suppose qu'elles sont arrangées selon une structure hexagonale compacte et que leur surface est lambertienne. Le schéma de la Figure I.11 montre une seule couche de particules au-dessus d'un substrat lambertien pour plus de clarté. En considérant les réflexions multiples dans les particules, sur le substrat et à la surface des particules, la réflectance totale du sol est exprimée en fonction du diamètre D des particules, de leur indice de réfraction complexe n_p^* , et d'un paramètre qui tient compte de leur arrangement spatial x_u . On ne détaillera pas ici le calcul de la réflectance du sol sec R_d qui aboutit à l'expression suivante :

$$R_d = \frac{1 + m_e(A + B) + AC - \sqrt{(1 + m_e(A + B) + AC)^2 - 4(m_e + C)(A + B)}}{2(m_e + C)} \quad (I.28)$$

A , B et C sont des termes auxiliaires de calcul qui s'écrivent ainsi :

$$\begin{aligned} A &= 2xm_e \\ B &= x(1 - 2xm_e)T \\ C &= (1 - x)(1 - m_e)T \end{aligned} \quad (I.29)$$

avec m_e le coefficient de réflexion externe à l'interface air-sol, x la probabilité qu'un rayon provenant du centre d'une particule sorte vers le haut, et T la fraction de lumière transmise par une particule après réflexions multiples.

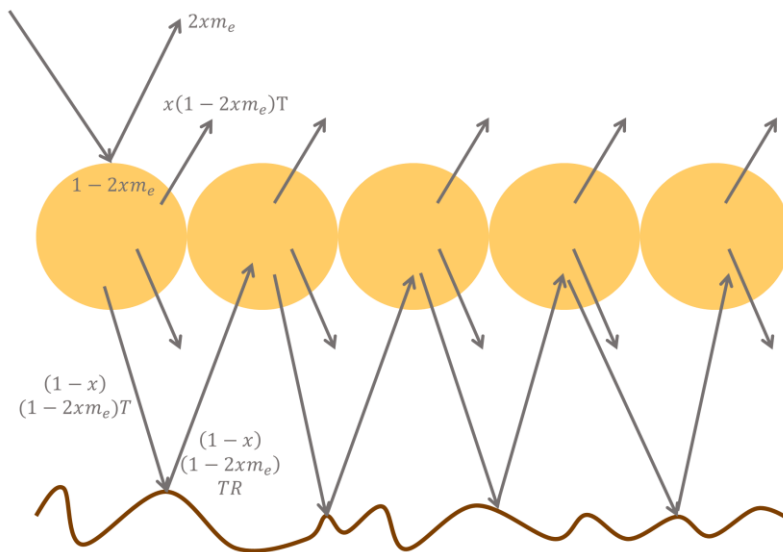


Figure I.11. Représentation schématique du modèle de Melamed. D'après Garay et al. (2016).

Garay et al. (2016) ont adapté le modèle de Melamed aux sols humides pour quatre étapes de séchage : (1) le sol est saturé, toutes les particules sont entourées d'eau (Fig. I.12a) ; (2) l'eau s'évapore, le sol commence à sécher en surface (Fig. I.12b) ; (3) l'eau entre les particules est en partie remplacée par de l'air, laissant seulement un film d'eau autour des particules (Fig. I.12c) ; (4) le sol est complètement sec, les pores sont remplis d'air (Fig. I.12d). Le modèle de Melamed correspond à cette dernière étape. A l'étape (1), l'indice de réfraction de l'air est remplacé par celui de l'eau et les réflexions spéculaires à l'interface eau-air sont prises en compte. L'étape (2) ressemble à l'étape (1), sauf que pour la surface supérieure de la plus haute couche de particules, les coefficients de réflexion sont calculés pour une interface air-particule. L'étape (3) est la plus difficile à déduire du modèle de Melamed. La couche d'eau est supposée uniforme autour des particules et T est recalculé en considérant les réflexions multiples dans ce film d'eau. Cette extension du modèle de Melamed est limitée au domaine du visible, dans lequel l'absorption de l'eau est négligeable.

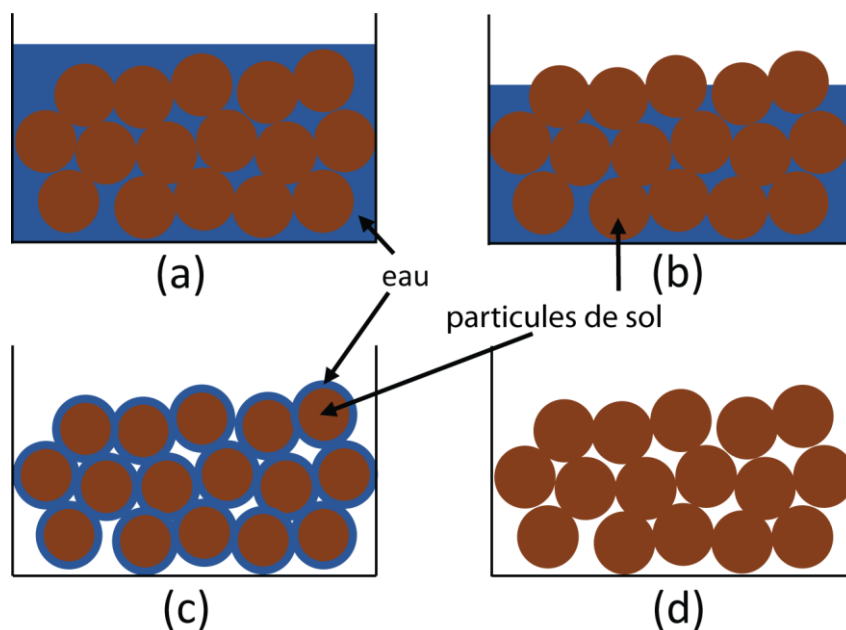


Figure I.12. Schéma des différentes étapes de séchage d'un échantillon de sol. D'après Garay et al. (2016).

Sadeghi et al. (2018) ont adopté une autre approche en supposant que la réflectance d'un sol sec s'écrit comme la somme d'une composante de surface et d'une composante de volume. La réflectance de surface $R_{surface}$ est calculée en considérant des réflexions multiples dans une fine couche de particules. La réflectance de volume R_{volume} est la réflectance d'un ensemble de particules de sol situé sous la couche de surface. La contribution de $R_{surface}$ à la réflectance totale est beaucoup plus importante que celle de R_{volume} . Ce modèle permet d'étudier l'effet de la taille des particules minérales sur la réflectance du sol pour des échantillons provenant d'Arizona dont on a enlevé par tamisage les particules de diamètre supérieur à 5 mm ; on retrouve un résultat connu, à savoir que plus les particules sont petites, plus la réflectance est élevée. Cependant, la réflectance de particules infiniment petites atteint une valeur

maximale $R_{max} < 1$. En d'autres termes, une poudre très fine constituée de particules noires ne peut jamais être blanche (Callet, 2004).

Par ailleurs Bänninger et al. (2004 ; 2005) ont montré que la manière dont l'eau est répartie spatialement dans les pores du sol affectait sa réflectance. Ils ont utilisé un modèle de lancer de rayons en considérant quatre modes de répartition des particules de sol, d'eau et d'air. Ils ont aussi traité séparément l'eau liée aux particules de sol par des forces moléculaires et l'eau libre qui s'évapore facilement. Ils ont attribué des propriétés optiques différentes à ces deux phases aqueuses mais ont montré que cette distinction n'avait pas beaucoup d'impact sur la réflectance du sol.

Enfin, Kimmel et Baranoski (2007, 2009, 2010) ont développé un modèle de lancer de rayons appelé SPLITS (*Spectral Light Transport model for Sand*) qui calcule le transport des photons dans le sable. Le sable est représenté comme un ensemble de particules distribuées aléatoirement. Celles-ci sont des particules minérales constituées de quartz, d'hématite, de goethite ou bien de magnétite, entourées d'eau et d'air ; ces particules sont pures ou entourées d'un autre minéral. Les interfaces entre la particule, son revêtement, et le milieu environnant sont simulés par un modèle de microfacettes orientées aléatoirement. La propagation de la lumière visible dans ce milieu est décrite par les lois de l'optique géométrique. SPLITS a été utilisé pour simuler le rendu de plages de sable en imagerie de synthèse. La limite de ce modèle pour notre application est qu'il est limité aux longueurs d'onde du visible et n'est pas valable pour les sols limoneux ou argileux.

I.3. Modélisation de la réflectance directionnelle

Les modèles présentés dans la Section I.2 montrent qu'on peut décrire les sols avec différents niveaux de complexité et de précision. Les modèles à deux couches, relativement simples, prédisent de manière satisfaisante la réflectance d'échantillons de sols humides tamisés à 2mm. Or, ces échantillons ne sont pas représentatifs des sols naturels dont la surface est le plus souvent rugueuse. Dans la Section I.3.a, on discutera des variations de la réflectance en fonction des directions de la lumière incidente et de mesure. Pour étudier la réflectance de sols humides rugueux, on peut utiliser des modèles de BRDF (*Bidirectional Reflectance Distribution Function*). La BRDF décrit la diffusion d'un faisceau de lumière d'une direction de l'hémisphère vers une autre direction de l'hémisphère (Schaeppman-Strub et al., 2006). Elle est définie par la Commission Internationale de l'Eclairage (CIE) comme le rapport entre la luminance $L_o(\theta_i, \theta_o, \varphi_i, \varphi_o, x_o, y_o, \lambda)$ d'un élément de surface centré en une position (x_o, y_o) à une longueur d'onde λ , et l'éclairement incident à cette longueur d'onde $E_i(\theta_i, \varphi_i, \lambda)$:

$$BRDF(\theta_i, \theta_o, \varphi_i, \varphi_o, x_o, y_o, \lambda) = \frac{dL_o(\theta_i, \theta_o, \varphi_i, \varphi_o, x_o, y_o, \lambda)}{dE_i(\theta_i, \varphi_i, \lambda)} \quad (I.30)$$

Elle est exprimée comme un rapport de quantités infinitésimales et ne peut donc pas être mesurée directement (Nicodemus et al., 1977). La Figure I.13 résume les notations angulaires utilisées dans cette définition.

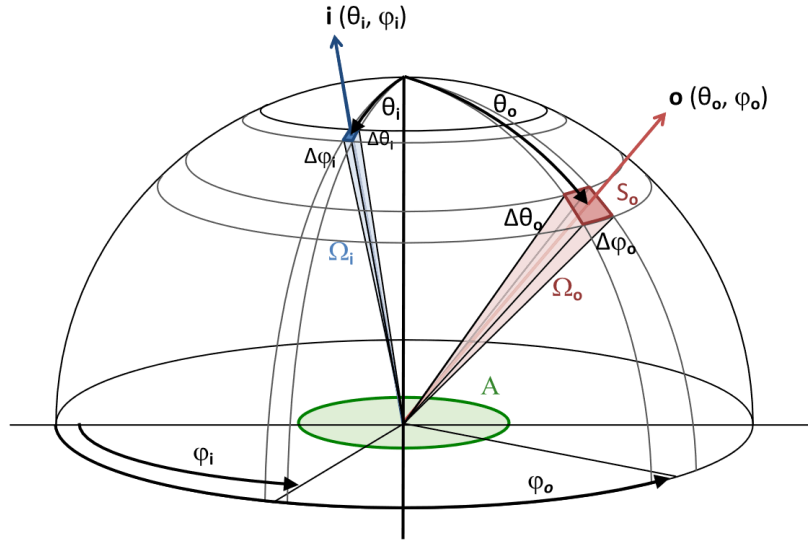


Figure I.13. Notations angulaires utilisées pour définir la BRDF. D'après Simonot et al., 2019.

La quantité généralement utilisée en télédétection est la BRF (*Bidirectional Reflectance Factor*) qui est le rapport entre la BRDF d'une surface et celle d'un diffuseur blanc parfait (Hapke, 2012), elle s'exprime comme :

$$BRF(\theta_i, \theta_o, \varphi_i, \varphi_o, x_o, y_o, \lambda) = \pi BRDF(\theta_i, \theta_o, \varphi_i, \varphi_o, x_o, y_o, \lambda) \quad (I.31)$$

La Section I.3.b présentera les principaux modèles de BRF de sols.

I.3.1. Effets directionnels et rugosité

On a montré dans la Section I.1 que la réflectance spectrale d'un sol variait en fonction de l'humidité, à la fois en ce qui concerne le *continuum* que la forme du spectre, en comparant des réflectances mesurées dans les mêmes conditions géométriques d'illumination et de visée. Cependant, les sols ne sont généralement pas lambertiens, leur réflectance varie en fonction de la géométrie dans laquelle ils sont éclairés et observés, d'où l'intérêt de considérer la BRF.

En général, pour des faibles angles zénithaux d'incidence (quand le soleil est proche du nadir), la réflectance est plutôt isotrope, avec peu de différence entre la quantité de lumière diffusée vers l'avant (dans la direction opposée au soleil) et vers l'arrière (dans la direction du soleil). On peut observer une forte rétrodiffusion liée à un effet d'opposition ou de *hotspot* qui cause une augmentation de la réflectance lorsque l'angle de phase s'approche de 0° . La Figure 14 montre des mesures de BRF dans le plan principal, le plan perpendiculaire à la surface qui contient la source de lumière et l'instrument de mesure, pour plusieurs échantillons de sols secs analogues au sol martien. On voit apparaître un plus fort pic de rétrodiffusion lorsque l'angle d'illumination augmente. On choisit souvent de présenter les BRF seulement dans le plan principal pour faciliter l'interprétation et parce que si la rugosité de la surface est aléatoire, l'information se trouve essentiellement dans le plan principal, la réflectance dans le plan perpendiculaire au plan principal étant assez constante.

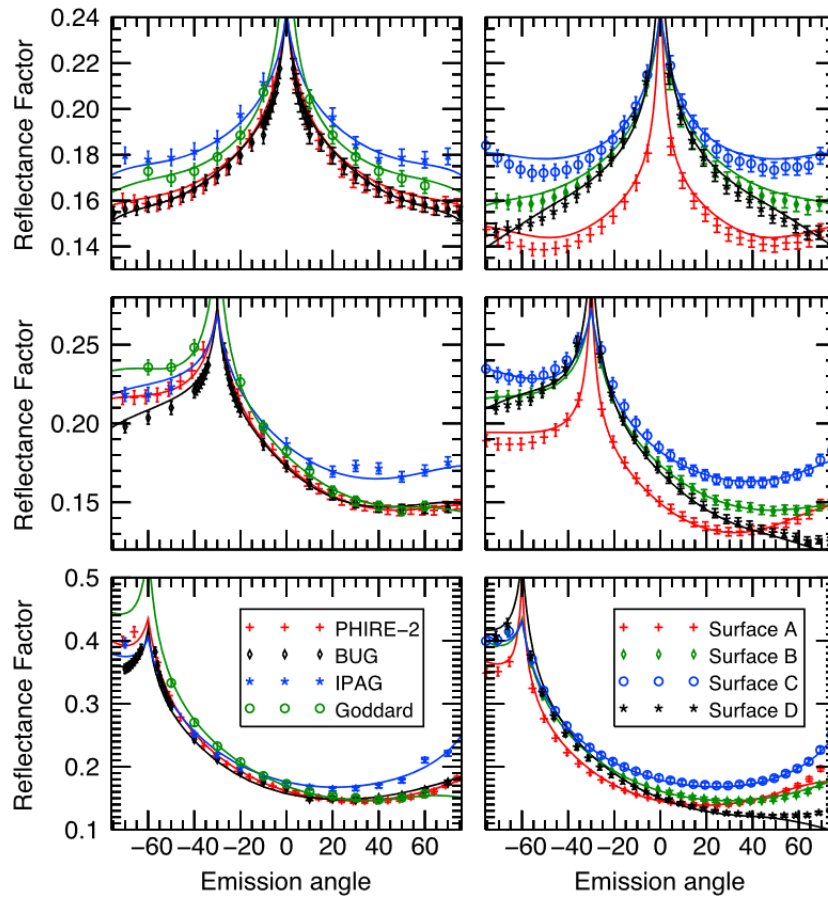


Figure I.14. Facteur de réflectance mesuré (les symboles) avec différents spectrophotogoniomètres dans le plan principal sur différents échantillons de sol à trois angles d'illumination (0° en haut, -30° au centre et -60° en bas). Les longueurs d'onde sont comprises entre $0.650 \mu\text{m}$ et $0.680 \mu\text{m}$. D'après Pommerol et al. (2013).

L'exemple le plus connu de ce phénomène apparaît les nuits de pleine Lune. En effet, la Lune se retrouve alors en opposition du Soleil par rapport à la Terre, on l'observe depuis la même direction que celle de l'éclairement ; elle est beaucoup plus brillante que les nuits précédentes lorsqu'elle était éclairée de côté. Un autre exemple de cet effet est illustré par la Figure I.15. Deux phénomènes ont été avancés pour l'expliquer. Le premier est dû au fait que les ombres disparaissent lorsqu'on considère une surface illuminée avec un angle de phase nul. Les pores ou zones de creux qui seraient normalement dans l'ombre sous d'autres angles d'incidence se retrouvent illuminés, c'est l'effet d'opposition par effet d'ombrage SHOE (*Shadow-Hiding Opposition Effect*). Le deuxième est lié à une rétrodiffusion cohérente qui apparaît aux angles de phases proche de 0° . Lorsque la dimension des particules diffusantes est du même ordre que la longueur d'onde de la lumière et que la distance moyenne entre les particules est plus grande que la longueur d'onde, la lumière réfléchi se combine de manière cohérente avec la lumière incidente, c'est l'effet d'opposition par interférence cohérente CBOE (*Coherent Backscatter Opposition Effect*). Ces phénomènes sont combinés mais l'un peut prédominer sur l'autre en fonction des surfaces observées (Hapke et al., 1996) : le SHOE contribue de manière majoritaire au *hotspot* pour les canopées et les sols

humides, alors que pour les sols secs, c'est le CBOE qui affecte le plus la réflectance dans la direction de rétrodiffusion. Ce dernier intervient uniquement pour des angles de phase très faibles.

Lorsqu'on humidifie le sol, cette forte diffusion vers l'arrière aux angles d'incidence rasants est remplacée par un lobe de diffusion vers l'avant voire un pic intense dans la direction spéculaire lorsqu'une lame d'eau entoure les particules.



Figure I.15. Photographie prise par Neil Armstrong pendant la mission Apollo 11. On voit son ombre auréolée d'une zone très brillante, c'est l'effet de *hotspot*.

<https://www.nasa.gov/image-feature/lunar-module-at-tranquility-base>

Les mesures de BRF de sol sont difficiles à réaliser sur le terrain ou en laboratoire. Les contraintes instrumentales sont nombreuses et il n'existe pas de dispositif expérimental capable de mesurer des spectres de réflectance sur tout le domaine solaire dans une grande variété de géométries (il y a souvent des limitations aux angles très rasants ou autour du *hotspot* où la source de lumière est cachée par l'instrument), sur des échantillons de taille variable, tout cela en un temps raisonnable. Les mesures de BRF sur des sols rugueux font l'objet d'une attention croissante auprès des chercheurs car ce sont des données essentielles pour la validation des méthodes d'estimation des propriétés physiques des sols par télédétection.

Il est possible de relier la BRF d'un sol à ses propriétés de surface, de manière qualitative ou quantitative, avec des méthodes empiriques ou des modèles physiques. Gao et al. (2021) observent une plus forte diffusion vers l'arrière pour les sols rugueux que pour les sols lisses. Anderson et Kuhn (2008), Croft et al. (2009) et Anderson et al. (2012) ont mesuré en extérieur la réflectance directionnelle d'échantillons de sol ayant différents aspects de surface. Ils observent une anisotropie plus importante pour les sols les plus rugueux, avec un important pic de réflectance en rétrodiffusion et une faible réflectance vers l'avant, effet qui est plus important lorsque le soleil est bas dans le ciel et que les ombres projetées sont plus importantes. Ils suggèrent d'utiliser la différence de réflectance dans les directions d'observation avant et arrière en

illumination rasante comme indice de rugosité de surface. Ils notent cependant que la mesure la plus reproductible en fonction de l'angle d'illumination d'incidence est celle de la réflectance vers l'avant alors qu'en rétrodiffusion, la réflectance est plus variable en fonction de l'angle d'incidence de la lumière ce qui ne permet pas de mettre en évidence les variations de microtopographie du sol. C'est pourquoi, dans un contexte opérationnel où l'angle du soleil est susceptible de varier pendant la mesure, il vaut mieux utiliser la région de diffusion vers l'avant pour discriminer les sols en fonction de leur rugosité de surface. Sun et al. (2015) et Lv et Sun (2016) notent par ailleurs une forte corrélation entre le facteur de réflectance bidirectionnel et la taille des particules. Cependant, l'estimation de propriétés physiques du sol à partir de la BRF est souvent qualitative et que même en utilisant des modèles tel que celui de Hapke qui sera présenté à la section suivante, il est difficile de donner un sens physique à leurs paramètres d'entrée.

Deux études (Peltoniemi et al., 2007 ; Doctor et al., 2015) montrent une faible variation de la BRF avec la longueur d'onde, en particulier pour les sols les moins rugueux pour lesquels des mesures sur des bandes larges de longueurs d'onde plutôt que sur plusieurs centaines de canaux suffiraient à rendre compte des variations spectrales.

Des mesures sur le terrain ont été réalisées par Cierniewski et Karnieli (2002) dans le plan principal pour quatre types de sol semi-arides et un modèle géométrique de BRF est également présenté, dans lequel les sols rugueux sont décrits comme des sphéroïdes opaques disposés régulièrement sur un plan incliné. Bachmann et al. (2015, 2016) ont également mesuré des BRF de différents sols en laboratoire et sur le terrain, à l'aide du spectrogonioradiomètre GRIT.

La caractérisation de la réflectance bidirectionnelle des sols est un sujet de fort intérêt dans le domaine des sciences spatiales et des mesures de BRF ont été faites sur des analogues de sols martiens ou lunaires (Beck et al., 2012 ; Johnson et al., 2013). Beck et al. (2012) observent un décalage de la réflectance spectrale vers le rouge lorsque l'angle de phase augmente, ce qui n'est pas pris en compte dans le modèle de Hapke et pourrait potentiellement être lié à la rugosité microscopique du sol. Viallefont-Robinet et al. (2019) ont proposé une caractérisation de la réflectance directionnelle des sites utilisés pour la calibration des capteurs optiques satellitaires. Ce sont généralement des déserts de sable uniformes dans l'espace et qui n'ont pas beaucoup de variations temporelles. Les données de cette étude sont disponibles dans la base de données PICSAND (<https://picsand.noveltis.fr/>).

Enfin, d'autres mesures de BRF d'échantillons de sol sont présentées par Tavin et al. (2008) qui ont comparé différentes métriques caractérisant la distance entre des réflectances spectrales pour en trouver une qui ne soit pas sensible à la configuration géométrique d'illumination et de mesure.

Dans une moindre mesure, des BRF d'échantillons de sols humides ont été mesurées (Jacquemoud et al., 1992 ; Zhang et Voss, 2006 ; Pommerol et al., 2013 ; Roosjen et al., 2015). Il y a plus de contraintes expérimentales que pour les sols secs, notamment par rapport au temps de mesure qui doit être limité pour que la teneur en eau de l'échantillon ne varie pas sensiblement entre le début et la fin de la mesure.

Pommerol et al. (2013) ont mesuré la BRF d'analogues de sols martiens, secs, humides et gelés. Une mesure à différents niveaux d'humidité est montrée en Figure I.16. On observe que l'ajout d'eau liquide,

même en faible quantité, résulte en la disparition du pic de rétrodiffusion et en l'apparition d'un pic de diffusion vers l'avant, dont l'intensité croît avec la teneur en eau. L'eau commence par former des films minces autour des particules ; lorsque des ménisques apparaissent entre les particules, le pic de rétrodiffusion disparaît complètement au profit du pic de diffusion vers l'avant qui devient à la fois très intense et très large ; puis les ménisques se rejoignent pour former un film d'eau continu à la surface des particules, un pic spéculaire assez large apparaît alors, superposé au pic de diffusion vers l'avant ; enfin lorsqu'il y a suffisamment d'eau pour qu'un film d'eau horizontal cache la topographie de surface du sol, le pic spéculaire devient beaucoup plus étroit et le pic de rétrodiffusion disparaît. Cette évolution de la BRF avec la teneur en eau a été observée de manière similaire pour tous les échantillons considérés et a également été notée par Zhang et Voss (2006) et Gao et al. (2021).

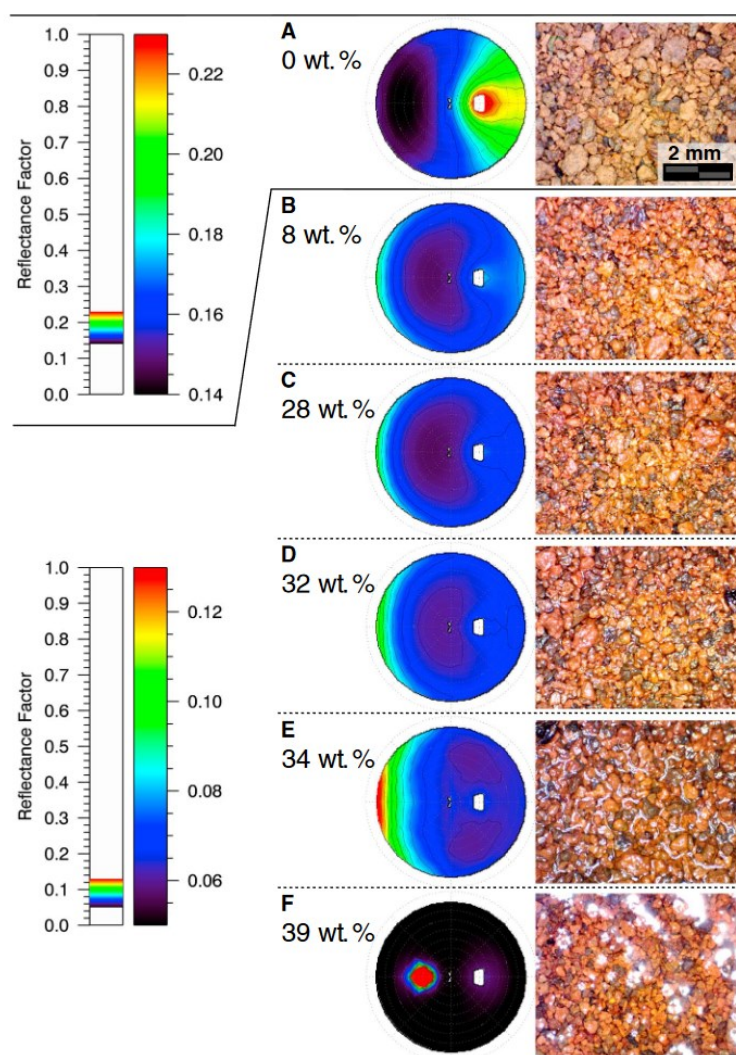


Figure I.16. A gauche : BRF mesurée pour un angle d'incidence de 30° à $0.650 \mu\text{m}$ pour différents niveaux d'humidité. A droite : image au microscope optique de la surface du sol. D'après Pommerol et al. (2013).

Une explication de l'augmentation de la diffusion vers l'avant lorsque l'humidité du sol augmente a été proposée par Twomey et al. (1986), Lekner et Dorf (1988) et Roosjen et al. (2015). L'indice de réfraction

relatif entre l'air et le sol est plus élevé qu'entre l'air et l'eau. Or, la transmission de la lumière à une interface augmente quand l'indice de réfraction relatif entre les deux milieux diminue. De ce fait, une plus petite fraction de lumière est directement réfléchi par le sol lorsqu'il est mouillé et il y a une plus grande probabilité pour que la lumière qui pénètre dans le sol ressorte en étant diffusée vers l'avant. Ces études ayant été réalisées sur des échantillons peu rugueux, il se pourrait que l'anisotropie causée par la rugosité de surface l'emporte sur les effets de l'humidité (Roosjen et al., 2015).

La rugosité de surface d'un sol est la variabilité de son relief. Elle est définie à différentes échelles (Labarre, 2017) : l'échelle microscopique (entre 10 μm et 1 mm) caractérise la texture et la forme des particules ; l'échelle mésoscopique (entre 1 mm et 1 cm) l'organisation spatiale des particules, des petits cailloux, des pores et des microfractures ; l'échelle macroscopique (entre 1 cm et 1 m) les mottes de terre, les agrégats de roche ou de glace, les fissures et les monticules ; l'échelle topographique (entre 1 m et 1 km) les failles, les collines, les cratères ou les montagnes. On considèrera dans ce travail des données allant de l'échelle macroscopique jusqu'à la petite échelle topographique : les mesures de réflectance ou BRF en laboratoire sont faites en observant une surface de sol de quelques cm^2 , la résolution spatiale des mesures aéroportées (drone, avion) est centimétrique à métrique et les mesures satellitaires sont résolues de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

Plusieurs quantités peuvent être utilisées pour quantifier la rugosité d'une surface (Shepard et al., 2001 ; Bretar et al., 2013). On considère généralement des profils d'élévation à partir desquels on calcule différents paramètres statistiques. Pour s'affranchir de l'effet de la pente globale du terrain et caractériser la rugosité à plus petite échelle, on procède généralement à un *detrending*, c'est-à-dire qu'on soustrait au profil d'élévation la droite de régression correspondant à la pente globale. Ensuite, la rugosité du sol est caractérisée grâce à plusieurs paramètres statistiques. Les plus utilisés sont l'écart-type des élévations, la fonction d'autocorrélation, la longueur de corrélation, la tortuosité, la dimension fractale et l'angle de pente moyen. Ce dernier est beaucoup utilisé pour des applications en observation de la Terre ou des planètes car c'est un des paramètres utilisés dans une des versions du modèle de Hapke (Hapke, 1984). Il est exprimé en degré et est défini comme l'angle de pente moyen du profil calculé à partir de l'intégration sur toutes les échelles spatiales des angles de pente locaux pour chacune des facettes le constituant. Gilliot et al. (2017) ont développé une méthode de photogrammétrie permettant de cartographier la rugosité de sols agricoles nus avec une précision d'environ 1.5 mm.

Dans la Section I.3b., on présente des modèles de BRF de la littérature et on verra dans le Chapitre III des simulations de BRF de surfaces artificielles et naturelles avec différents niveaux de rugosité.

I.3.2. Modèles de BRF

Selon Beck et al. (2012), la diffusion de la lumière par une surface granulaire est au premier ordre décrite avec le niveau d'anisotropie de la fonction de diffusion et la direction générale, vers l'avant ou vers l'arrière par rapport à la direction de la lumière incidente, dans laquelle le maximum de réflectance est atteint. La

BRF d'un sol dépend d'une grande variété de paramètres : la taille des particules, leur forme, leur densité, la rugosité de surface à différentes échelles, mais aussi les propriétés optiques intrinsèques des constituants des particules. Les modèles parviennent à reproduire de manière satisfaisante les mesures obtenues en laboratoire mais ne sont pas encore suffisamment fiables pour retrouver les propriétés physiques des surfaces observées par des mesures de BRF.

Le modèle de Hapke est un modèle de transfert radiatif couramment utilisé en planétologie. Il permet de prédire la BRF d'un milieu semi-infini composé de particules irrégulières et aléatoirement orientées, dont la taille est grande par rapport à la longueur d'onde. La BRF est exprimée comme la somme d'une composante de diffusion simple qui dépend de la fonction de phase des particules de sol et d'une composante de diffusion multiple supposée isotrope (Equation I.31). Il existe différentes versions de ce modèle qui diffèrent selon les approximations qui sont faites. Dans la première version du modèle appelée IMSA (*isotropic multiple scattering approximation* et toujours beaucoup utilisée (Hapke, 1981), la BRF d'un sol éclairé par un faisceau de lumière collimatée avec un angle zénithal θ_i et observé avec un angle zénithal d'émergence θ_o avec un angle de phase θ s'écrit :

$$BRF(\theta_i, \theta_o, \theta) = \frac{\omega}{4} \frac{1}{\mu_o + \mu} [(1 + B(\theta))P(\theta) + H(\mu_o)H(\mu) - 1] \quad (I.32)$$

$$\mu_o = \cos(\theta_i); \quad (I.33)$$

$$\mu = \cos(\theta_o); \quad (I.34)$$

$$H(\mu) = \frac{1 + 2\mu}{1 + 2\mu\sqrt{1 - \omega}}. \quad (I.35)$$

avec ω l'albedo de diffusion simple, $B(\theta)$ la fonction de diffusion arrière qui décrit l'effet d'opposition par effet d'ombrage et est exprimé en fonction de θ et d'un paramètre lié à la porosité du sol, et H la fonction de Chandrasekhar qui tient compte de la diffusion multiple. L'angle de phase s'écrit en fonction des angles zénithaux et azimutaux d'incidence et d'émergence :

$$\cos \theta = \cos \theta_i \cos \theta_o + \sin \theta_i \sin \theta_o \cos(\phi_i - \phi_o) \quad (I.36)$$

La fonction de phase $P(\theta)$ décrit la répartition angulaire de la lumière diffusée par une particule diffusante par rapport à un diffuseur isotrope. La fonction de phase de Henyey-Greenstein double est une des plus couramment utilisées (Nguyen, 2022). Elle est appelée double car elle dépend de deux paramètres, b et c , en plus de l'angle de phase. Le paramètre b détermine l'anisotropie de la diffusion (une valeur proche de 0 induit une diffusion isotrope alors qu'une valeur proche de 1 une diffusion dans une direction privilégiée) et le paramètre c contrôle la répartition de la lumière entre la diffusion avant et arrière (une valeur supérieure à 0.5 induit une diffusion principalement vers l'arrière alors qu'une valeur inférieure à 0.5 induit une diffusion principalement vers l'avant).

Avec ce modèle, Pommerol et al. (2013) ont pu prédire la BRF d'analogues martiens à différents niveaux d'humidité et Beck et al. (2012) la BRF de poudres d'astéroïdes. Pour cette dernière étude, le modèle d'Hapke a permis de décrire la BRF de manière satisfaisante mais le sens physique des paramètres est incertain car ils n'ont pu différencier les groupes de météorites. Par ailleurs il ne prend pas en compte le

décalage vers les longueurs d'onde rouges observé pour des angles de phase élevés. C'est un modèle analytique satisfaisant mais ses paramètres ne peuvent pas être inversés de manière unique et il est difficile de les relier à des propriétés physiques de surface.

Twomey et al. (1986) et Ishida et al. (1991) ont prédit la réflectance du sol à partir de l'albédo de diffusion simple en utilisant uniquement la composante de diffusion simple du modèle de Hapke. Jacquemoud et al. (1992) ont étendu le modèle de Hapke au domaine solaire et ont tenu compte de la réflexion spéculaire des sols lisses humides en introduisant une fonction de phase $P(\theta, \theta')$ qui décrit la diffusion à la fois dans les directions avant et arrière. Ils ont montré que, en première approximation, seul l'albédo de diffusion simple ω , varie avec la longueur d'onde. Ils n'ont cependant pas établi de lien entre ω et le SMC.

Verhoef et Bach (2007) ont utilisé l'expression suivante pour relier ω à la réflectance du sol humide R_w :

$$\omega = \frac{1 - \left(\frac{1 - R_w}{1 + R_w}\right)^2}{1 + \frac{\beta}{4} \left(\frac{1 - R_w}{1 + R_w}\right)^2} \quad (\text{I.37})$$

où β est un paramètre de la fonction de phase. La réflectance du sol humide est écrite en fonction de celle du sol sec R_d avec la loi de Beer-Lambert-Bouguer (Yang et al., 2011 ; Yao et al., 2018 ; Ding et al., 2022) :

$$R_w = R_d e^{-\alpha \xi} \quad (\text{I.38})$$

où ξ est l'épaisseur d'eau équivalente et α le coefficient d'absorption spécifique de l'eau. Différentes méthodes ont été proposées pour relier l'albédo de diffusion simple et les mesures de BRF d'échantillons de sol : Yang et al. (2011) et Gao et al. (2021) ont établi une régression linéaire entre ξ et le SMC ; Zhang et al. (2020) ont proposé un indice d'humidité basé sur des considérations physiques.

Le modèle Rahman-Pinty-Verstraete ou RPV (Rahman et al., 1993) est un modèle semi-empirique qui décrit la BRF de surfaces naturelles, c'est-à-dire les sols ou la végétation, en fonction de trois paramètres : l'intensité de la réflectance de surface avec le paramètre ρ_0 , le niveau d'anisotropie de la surface avec paramètre de Minnaert k , et l'intensité de la diffusion avant et arrière avec le paramètre d'asymétrie g . En toute rigueur, ρ_0 ne peut pas être assimilé à la réflectance telle que définie précédemment mais y est fortement corrélé. Un quatrième paramètre, h , a été introduit par Roosjen et al. (2015) pour prendre en compte l'effet de *hotspot*. La BRF s'écrit :

$$BRF(\theta_i, \theta_o, \theta) = \rho_0 \frac{(\cos^{k-1} \theta_i \cos^{k-1} \theta_o)}{(\cos \theta_i + \cos \theta_o)^{1-k}} F(\theta) R(\theta) \quad (\text{I.39})$$

$F(\theta)$ est la fonction de phase de Henyey-Greenstein qui dépend du paramètre d'asymétrie g et de l'angle de phase θ :

$$F(\theta) = \frac{1 - g^2}{[1 + g^2 - 2g \cos(\pi - \theta)]^{\frac{3}{2}}} \quad (\text{I.40})$$

$R(\theta)$ est la fonction de *hotspot* exprimée en fonction d'un facteur géométrique Θ et du paramètre de *hotspot* h :

$$R(\Theta) = 1 + \frac{1 - h}{1 + \Theta} \quad (\text{I.41})$$

Le paramètre Θ s'exprime en fonction des angles zénithaux et azimutaux d'incidence et d'émergence :

$$\Theta = \sqrt{\tan^2 \theta_i + \tan^2 \theta_o - 2 \tan \theta_i \tan \theta_o \cos(\phi_i - \phi_o)} \quad (\text{I.42})$$

Le modèle RPV a été utilisé par [Wassenaar et al. \(2005\)](#) pour ajuster des mesures de BRF faites sur des sols de vignobles. [Roosjen et al. \(2015\)](#) ont mesuré la BRF de cinq échantillons de sol à différents niveaux d'humidité. Ils ont ensuite inversé le modèle RPV pour ajuster les mesures dans le plan principal. [Pommerol et al. \(2015\)](#) et [Roosjen et al. \(2015\)](#) ont montré que l'humidification du sol avait un effet sur le niveau de sa réflectance mais aussi sur la distribution angulaire de la lumière diffusée. Une augmentation de la teneur en eau entraîne une baisse de la diffusion arrière et de l'effet de *hotspot* au profit de l'apparition d'un pic de diffusion avant dont l'intensité augmente avec la teneur en eau. [Roosjen et al. \(2015\)](#) ont trouvé une corrélation entre le paramètre d'asymétrie g du modèle RPV et le SMC. Cependant, ni le modèle d'Hapke ni celui de RPV ne sont capables de reproduire le pic de réflexion spéculaire observé pour les sols saturés en eau.

Synthèse du chapitre

Dans la catégorie des modèles à deux couches, on en retient quatre principaux qui permettent de relier le SMC et la réflectance du sol dans le domaine solaire : le modèle de Bach, MARMIT, le modèle BSM et l'approche de [Sadeghi et al. \(2015\)](#) basée sur le modèle de Kubelka-Munk. Ce sont tous les trois des modèles physiques, avec un nombre restreint de paramètres d'ajustement. L'avantage du modèle de [Sadeghi et al. \(2015\)](#) est qu'il propose une relation explicite entre la réflectance du sol et sa teneur en eau alors que pour les deux autres, le SMC est relié aux paramètres d'entrée via une calibration empirique. Les performances de ces trois modèles ont été comparées par [Bablot et al. \(2018\)](#) : en termes de prédiction du spectre de réflectance, les modèles de Bach et MARMIT ont des performances équivalentes, avec un RMSE moyen autour de 2% ; en termes d'estimation du SMC, MARMIT est généralement meilleur que le modèle de [Sadeghi et al. \(2015\)](#) et toujours meilleur que le modèle Bach, avec un RMSE autour de 3%, ce chiffre pouvant varier en fonction du jeu de données considéré. On s'intéressera donc en particulier au modèle MARMIT dans le [Chapitre II](#) et on en proposera une version où la prédiction de la réflectance est améliorée. D'autres modèles prenant en compte la granularité des sols ont été présentés, mais ne sont pas utilisables en l'état pour prédire simplement la réflectance des sols humides sur le domaine solaire. Concernant la BRF, de nombreux modèles existent et sont largement utilisés en planétologie pour simuler la diffusion de la lumière sur des sols rugueux, cependant, la prise en compte de l'humidité reste un sujet de discussion dans la littérature et il n'existe à ce jour pas de modèle complet englobant tous les effets physiques. On trouve dans le [Tableau I.1](#) une synthèse des principaux modèles présentés dans ce chapitre et de leurs paramètres d'entrée.

Les mesures de réflectances ou BRF en laboratoire sont réalisées sur une surface de sol de quelques cm². Or, dans le cadre de la télédétection, la surface de sol observée en chaque pixel peut être de quelques dm pour des images acquises par drone voire de quelques dizaines de mètres pour des images satellitaires. Il est donc nécessaire d'étudier les effets de ce changement d'échelle spatiale sur la réflectance. Pour cela, les modèles 3D de lancer de rayon sont très utiles. DART ([Gastellu-Etchegorry et al., 2012](#)), Raytran ([Govaerts, 2015](#)) ou plus récemment Eradiate ([Leroy et al., 2020](#)) sont des modèles de lancer de rayons très puissants permettant de simuler la BRF de cibles naturelles. L'utilisation de DART, et plus particulièrement sa dernière version DART-Lux, pour simuler des BRF de sols humides et rugueux sera un des objets du [Chapitre III](#).

Tableau I.1. Synthèse des principaux modèles présentés dans ce chapitre et de leurs paramètres d'entrée. Les paramètres utilisés pour l'ajustement des mesures de réflectance ou de BRF sont indiqués en gras. Les paramètres dépendant de la longueur d'onde sont soulignés.

Référence	Paramètres	Commentaires
Bach et Mauser (1994)	<u>Réflectance du sol sec R_d</u> <u>Indice de réfraction complexe de l'eau n_w^*</u> Epaisseur de la lame d'eau L (m) Fraction de couverture de la lame d'eau ϵ	Calibration empirique pour relier L , ϵ au SMC
MARMIT (Bablet et al., 2018)	<u>Réflectance du sol sec R_d</u> <u>Indice de réfraction complexe de l'eau n_w^*</u> Angle zénithal d'incidence θ_i (°) Epaisseur de la lame d'eau L (m) Fraction de couverture de la lame d'eau ϵ	Calibration empirique pour relier L , ϵ au SMC
Sadeghi et al. (2015)	<u>Réflectance du sol sec R_d</u> <u>Réflectance du sol saturé R_s</u> Pouvoir de diffusion relatif des sols sec et saturé σ ($0 < \sigma \leq 1$) Teneur en eau du sol à saturation SMC_s Teneur en eau du sol SMC	Relation explicite entre la réflectance du sol et le SMC
BSM (Verhoef, 2012)	<u>Réflectance du sol sec R_d</u> <u>Indice de réfraction complexe de l'eau n_w^*</u> <u>Indice de réfraction du sol n_s</u> Angle zénithal d'incidence θ_i (°) Epaisseur de la lame d'eau L (m) Nombre moyen d'épaisseurs d'eau μ	Variante du modèle MARMIT Intégré au modèle de transfert radiatif pour le système sol-plante-atmosphère SPART
Garay et al. (2016)	<u>Réflectance du sol sec R_d</u> Indice de réfraction de l'eau n_w <u>Indice de réfraction complexe des particules de sol n_p^*</u> Diamètre moyen des particules de sol D (m) Paramètre d'arrangement spatial des particules de sol x_u	Pas de prise en compte de l'absorption de l'eau dans le NIR-SWIR La réflectance est estimée pour différentes étapes de séchage et ajustée aux mesures à 620 nm
SOILSPECT (Jacquemoud et al., 1992)	Angle zénithal d'incidence θ_i (°) Angle zénithal de visée θ_o (°) <u>Albedo de diffusion simple ω</u> <u>Fonction de phase $P(\theta, \theta')$</u>	Calibration empirique pour relier ω au SMC
IMSA (Hapke, 1981)	Angle zénithal d'incidence θ_i (°) Angle zénithal de visée θ_o (°) <u>Albedo de diffusion simple ω</u> <u>Fonction de phase $P(\theta, \theta')$</u> <u>Fonction de rétrodiffusion $B(\theta)$</u>	ω pourrait être lié au SMC en utilisant un modèle de réflectance de sol humide (e.g., MARMIT-2)
RPV (Rahman et al., 1993)	Angle zénithal d'incidence θ_i (°) Angle zénithal de visée θ_o (°) <u>Intensité de la réflectance de surface ρ_0</u> Paramètre de Minnaert k Paramètre d'asymétrie g Paramètre de hotspot h	ρ_0 pourrait être lié au SMC en utilisant un modèle de réflectance de sol humide (e.g., MARMIT-2)

Chapitre II : Amélioration du modèle MARMIT

Parmi tous les modèles de réflectance de sol humide présentés au [Chapitre I](#), on s'intéressera au modèle MARMIT dont le formalisme est relativement simple et qui, malgré les problèmes d'ajustement que l'on va préciser, permet d'estimer le SMC de manière satisfaisante, au moyen d'une relation de calibration qui sera présentée au [Chapitre IV](#). En outre, il est intéressant de chercher à améliorer un modèle sans trop le complexifier afin de pouvoir relier simplement ses paramètres d'entrée au SMC. Cet objectif a guidé une grande partie de ce travail dédié au développement d'une nouvelle version de MARMIT appelée MARMIT-2.

Le modèle MARMIT ([Bablet et al., 2018](#)), présenté dans la [Section I.2.1](#) représente un sol humide par une couche de sol sec surmontée d'une lame d'eau pure caractérisée par deux paramètres : son épaisseur L et sa fraction de couverture ϵ . Dans la lame d'eau, on suppose que la lumière est réfléchi ou transmise aux interfaces et que l'absorption de la lumière par l'eau, particulièrement forte dans le NIR et le SWIR, est prise en compte dans le trajet de la lumière à l'aide de la loi de Beer-Lambert-Bouguer. En faisant croître les paramètres L et ϵ , on peut simuler la réflectance d'un sol de plus en plus humide à partir de celle d'un sol sec ([Figure II.1](#)). On retrouve le comportement attendu et décrit au chapitre I : plus on augmente le SMC via les paramètres L et ϵ , plus la réflectance baisse et se creuse au niveau des bandes d'absorption de l'eau à 1.4 et 1.9 μm .

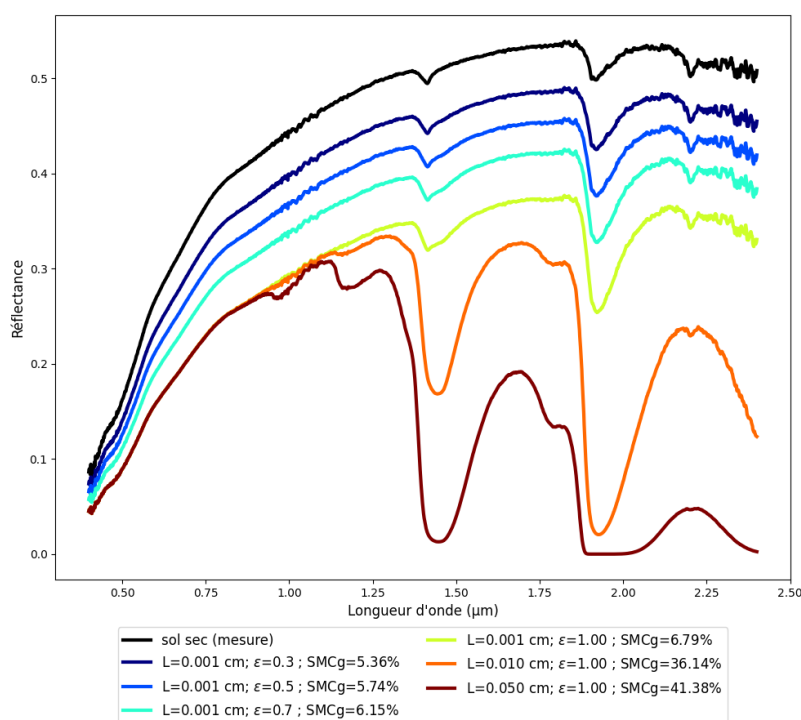


Figure II.1. Réflectance spectrale mesurée du sol Luvisol 208TE (base de données bab16) sec (courbe noire) et simulée pour différents niveaux d'humidité à l'aide du modèle MARMIT avec plusieurs valeurs de L et ϵ . Les SMCg sont obtenus en utilisant la sigmoïde de calibration (voir [Section IV.1](#)).

Les paramètres L et ϵ ont des effets distincts sur la réflectance : lorsqu'on augmente ϵ entre 0 et 1 avec L constant, l'amplitude du spectre diminue sur le domaine solaire (courbes bleu-vert de la Figure II.1) ; si l'on fixe maintenant ϵ à 1 et qu'on augmente L , la réflectance ne diminue plus dans le visible mais des larges bandes d'absorption apparaissent dans le NIR et le SWIR (courbes orange – marron de la Figure II.1). Ceci est logique car ϵ est plutôt un paramètre de surface alors que L , l'épaisseur de la lame d'eau, intervient dans le calcul de l'absorption de la lumière lorsqu'elle est transmise dans la lame d'eau. Plus le SMC est important, plus la lame d'eau est épaisse et plus la lumière est absorbée, en particulier dans le NIR et le SWIR.

Même si MARMIT parvient à simuler les tendances générales de la réflectance d'un sol lorsqu'on l'humidifie, l'ajustement du spectre de réflectance modélisé à celui simulé n'est pas bon sur l'intégralité du domaine solaire. MARMIT a tendance à surestimer la réflectance dans le visible et les formes spectrales et la profondeur des bandes d'absorption dans le SWIR ne sont pas correctement reproduites (Figure II.2). L'écart entre les mesures et les simulations est particulièrement important pour les sols les plus humides.

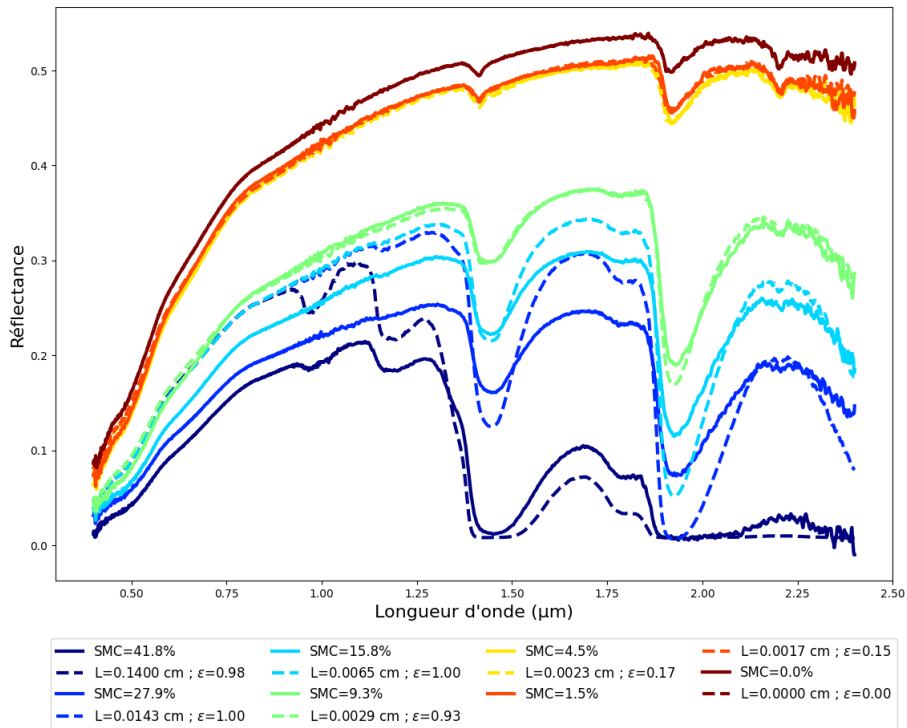


Figure II.2. Spectres de réflectance du sol Luvisol 208TE (base de données bab16) mesurés (trait plein) et modélisés avec le modèle MARMIT (trait pointillé) pour différents niveaux d'humidité. Les paramètres L et ϵ sont estimés pour chaque niveau d'humidité. Le SMC indiqué est la teneur en eau gravimétrique.

Pour estimer les paramètres L et ϵ qui permettent de simuler un spectre de réflectance R_{mod} qui ajuste au mieux celui mesuré R_{mes} , on minimise la fonction de coût suivante :

$$\chi^2(L, \epsilon) = \sqrt{\frac{\sum_{\lambda} (R_{mes}(\lambda) - R_{mod}(\lambda, L, \epsilon))^2}{n_{\lambda}}} \quad (II.1)$$

avec n_λ le nombre de longueurs d'onde. Sauf mention contraire, les minimisations sont faites en Python, en utilisant la fonction *minimize* du module *scipy.optimize*. Les limites inférieure et supérieure des paramètres du modèle sont 0 et 1 pour ϵ et 0 et 0.2 cm pour L .

Ce chapitre présentera d'abord les bases de données utilisées pour valider MARMIT-2. Certaines d'entre elles ont été collectées dans la littérature, d'autres acquises dans le cadre de cette thèse. On détaillera ensuite les pistes d'amélioration envisagées pour MARMIT. Enfin, la dernière section de ce chapitre sera consacrée à MARMIT-2 et à la présentation de ses performances.

II.1. Jeux de données de réflectance de sols à différents niveaux d'humidité

Pour valider le modèle MARMIT-2 et tester ses performances, nous avons utilisé onze jeux de données de réflectance acquis en laboratoire sur des échantillons de sols à différents niveaux d'humidité. Deux d'entre eux (Dup20 et Dup22) l'ont été dans le cadre de cette thèse, les autres ont été collectés dans la littérature.

II.1.2. Description des jeux de données

Les 11 jeux de données sont décrits par le [Tableau II.1](#). Dans chaque base de données, on trouve en plus des spectres de réflectance la teneur en eau gravimétrique des échantillons de sols calculée par :

$$SMC_g = 100 \cdot \frac{m_{eau}}{m_{sec}} = \frac{m_{éch\ hum} - m_{éch\ sec}}{m_{éch\ sec} - m_{petri}} \quad (\text{II.2})$$

avec $m_{éch\ hum}$ la masse de l'échantillon de sol humide, $m_{éch\ sec}$ la masse de l'échantillon de sol sec (le même échantillon séché à l'étuve jusqu'à ce que sa masse soit stable), et m_{petri} la masse du porte-échantillon (*sample holder*), généralement une boîte de Petri. Les masses $m_{éch\ hum}$ et $m_{éch\ sec}$ sont la somme des masses du sol et du porte-échantillon. Selon les jeux de données, des informations additionnelles sont fournies sur les sols comme leur composition granulométrique, leur composition minéralogique, leur composition chimique, etc. Huit de ces bases de données (Bab16, Dup20, Hum15, Les08, Liu02, Lob02, Mar12, Phil14) peuvent être téléchargées un dépôt Gitlab (<https://pss-gitlab.math.univ-paris-diderot.fr/marmit/marmit/>). La composition granulométrique du sol qui a été mesurée pour environ la moitié des échantillons (205 sur 404 au total) est reportée sur un triangle des textures ([Figure II.3](#)). On voit que les échantillons de ces jeux de données couvrent une grande diversité de textures, les sols limoneux étant néanmoins surreprésentés par rapport aux sols argileux. On note également des teneurs en eau maximales plus petites pour les sables que pour les limons et les argiles, ce qui corrobore le fait que la réserve utile en eau, quantité d'eau que le sol peut absorber et restituer à une plante, est généralement plus faible pour les sables que pour les argiles ([Gendry, 2018](#)).

Tableau II.1. Tableau récapitulatif des bases de données de réflectances de sols secs et humides utilisées pour la validation du modèle MARMIT-2. $N_{éch}$: nombre d'échantillons de sol ; N_{hum} : nombre de niveaux d'humidité par échantillon ; θ_i : angle zénithal d'éclairage ; θ_o : angle zénithal de mesure ; Protocole : la mesure de la réflectance à différents niveaux d'humidité a été faite pendant un assèchement à l'air libre ou à l'étuve après une humidification à saturation ou en humidifiant graduellement l'échantillon. Pour la base de données Liu02, les mesures ont été effectuées dans un grand nombre de configurations géométriques en plus de la configuration 15°:0°.

Nom	Instrument	$N_{éch}$	N_{hum}	θ_i	θ_o	Protocole	Référence
Bab16	ASD FieldSpec 3 HR	17	4 à 7	15°	0°	Assèchement à l'étuve	Bablet et al. (2018)
Dup20	ASD FieldSpec 3 HR	8	9	15°	0°	Assèchement à l'étuve	Dupiau et al. (2022)
Dup22	ASD FieldSpec 3 HR	11	9	15°	0°	Assèchement à l'étuve	-
Hum15	ASD FieldSpec Pro FR	57	7 à 8	15°	0°	Assèchement à l'étuve	Oltra-Carrió et al. (2015)
Les08	ASD FieldSpec Pro FR	32	5 à 6	15°	0°	Assèchement à l'étuve	Lesaignoux et al. (2013)
Liu02	ASD FieldSpec Pro FR	92	3 à 4	15°	0°	Assèchement à l'air libre	Liu et al. (2002, 2003)
Lob02	ASD	4	7 à 14	15°	0°	Assèchement à l'air libre	Lobell et Asner (2002)
Mar12	ASD FieldSpec 3	9	25 à 34	25°	0°	Humidification	Marcq (2012)
Lux13	ASD FieldSpec Pro + sonde de contact avec lampe intégrée	111	6	-	-	Humidification	Nocita et al. (2013)
Phil14	ASD FieldSpec Pro	3	97 à 205	35°	0°	Assèchement à l'air libre	Tian et Philpot (2015a, 2015b)
Whit04	Cary 5E	60	11 à 12	0°	Diffus	Humidification	Whiting et al. (2004)

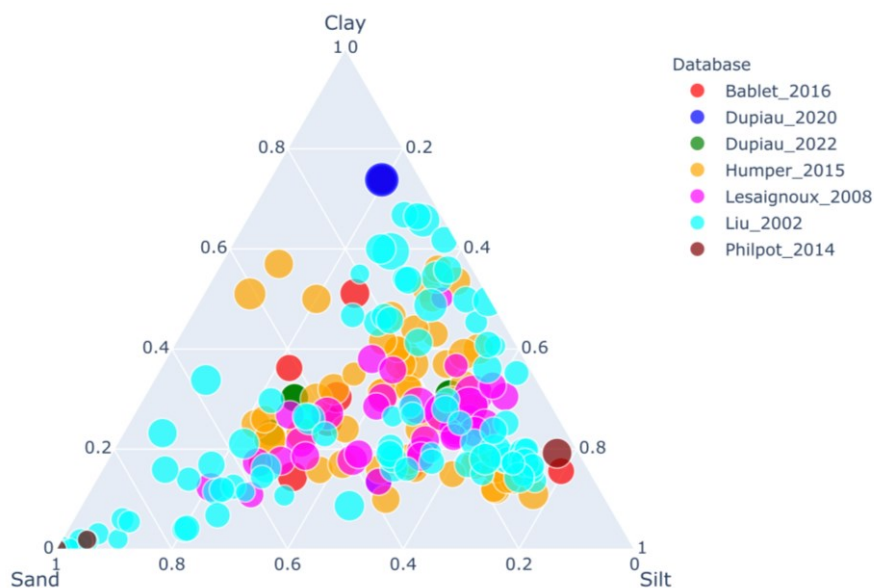


Figure II.3. Positionnement de 205 échantillons de sols dans le triangle des textures. Chaque sommet représente une classe de texture pure : *clay* pour l'argile, *silt* pour le limon et *sand* pour le sable. La taille des points est proportionnelle à la teneur en eau des échantillons à saturation.

Deux expériences de laboratoire destinées à mesurer la réflectance d'échantillons de sols à différents niveaux d'humidité ont été réalisées à l'ONERA de Toulouse en février 2020 et février 2022, conduisant à la création des jeux de données Dup20 et Dup22 (Tableaux II.2 et II.3). La base de données Dup20 contient des échantillons de sables désertiques collectés par le LISA (Laboratoire Inter-universitaire des Systèmes Atmosphériques) dont la composition minéralogique et l'indice de réfraction complexe ont été mesurés dans le VNIR (Di Biagio et al., 2019). Leur indice de réfraction a été déterminé pour sept longueurs d'onde entre 0.37 μm et 0.95 μm par des mesures optiques effectuées sur des aérosols de ces sables dans la chambre de simulation atmosphérique CESAM (<http://www.lisa.u-pec.fr/fr/instruments/35-instruments-de-simulation/141-la-chambre-de-simulation-cesam>). Les mesures d'indice de réfraction complexe de sols ou de minéraux étant rares dans la littérature, il était intéressant de créer un jeu de données comprenant à la fois des mesures de réflectance à différents niveaux d'humidité et d'indices de réfraction. Dup20 contient des sols présents dans les bases de données Bab16 et Les08, ce qui a permis de conforter les nouvelles expériences, ainsi que d'ajouter plus de niveaux d'humidité aux mesures existantes. Le jeu de données Dup22 contient également des échantillons de sol prélevés sur des parcelles agricoles de la région d'Orléans qui ont été imagées à l'aide d'une caméra hyperspectrale montée sur une nacelle dans le cadre de la thèse d'Etienne Ducasse (Ducasse, 2019), et d'autres prélevés sur des parcelles agricoles dans le Gard, qui ont fait l'objet d'une campagne d'imagerie hyperspectrale aéroportée lors de la thèse d'Audrey Lesaignoux (Lesaignoux, 2010). Il était intéressant de mesurer en laboratoire la réflectance de ces sols à différents niveaux d'humidité afin d'interpréter les images hyperspectrales acquises sur ces différentes parcelles pour la calibration d'un modèle d'estimation du SMC par télédétection. Les échantillons de Dup20 présentent une grande diversité de couleurs car ils proviennent de régions plus variées que ceux de Dup22 qui sont des sols agricoles français (Figures II.4 et II.5). Les échantillons 1 et 8 de Dup20 sont issus du même sol. L'échantillon 1 a fortement gonflé lors de l'humidification : ce comportement est souvent observé pour les sols contenant des smectites. L'échantillon 8 a donc été ajouté comme mesure de contrôle en évitant que le sol ne déborde de la boîte de Petri.

Tableau II.2. Caractéristiques des sols du jeu de données Dup20. ID : identifiant du sol ; Nom : nom du sol dans d'autres publications (Bablet et al., 2018 ; Lesaignoux et al., 2013 ; Di Biagio et al., 2019) ; Origine : lieu de collecte des échantillons. Les sols 1, 6 et 8 ont été également utilisés dans le jeu de données Bab16 et le sol 5 dans Les08. L'indice de réfraction complexe de la phase aérosol des échantillons 2, 3, 4 et 7 a été mesuré (Di Biagio et al., 2019). La partie réelle est une valeur moyenne sur l'intervalle 0.37-0.95 μm et la partie imaginaire a été mesurée à sept longueurs d'onde : 0.37, 0.47, 0.52, 0.59, 0.66, 0.88, et 0.95 μm .

ID	Nom	Origine	Fractions granulométriques			Indice de réfraction	
			Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)	Partie réelle	Partie imaginaire
1	724-Lebna 57	Tunisie	73.8	19.4	6.8	-	-
2	105	Chili (Atacama)	-	-	-	1.54	0.0006 à 0.0016
3	1	Tunisie (Maouna)	-	-	-	1.51	0.0012 à 0.0045
4	104	USA (désert de Sonora, Arizona)	-	-	-	1.51	0.0004 à 0.0011
5	81 Saint-Julien	France (Saint-Julien, Tarn)	13.5	49.0	37.5	-	-
6	Sable blanc	-	-	-	-	-	-
7	100	Chine (Ulan Buh)	-	-	-	1.48	0.0011 à 0.0041
8	724-Lebna 57	Tunisie	73.8	19.4	6.8	-	-



Figure II.4. Photographies des échantillons de sols secs (en haut) et à saturation (en bas) du jeu de données Dup20. L'échantillon 8 n'a pas été photographié à l'état sec. Ces images ne sont pas calibrées en luminance, elles servent uniquement d'illustration mais ne peuvent pas être utilisées pour faire des comparaisons de luminance ou colorimétriques.

Tableau II.3. Caractéristiques des sols du jeu de données Dup22. ID : identifiant du sol ; Nom : nom des parcelles de collecte des échantillons, les échantillons de 1 à 9 proviennent de trois parcelles agricoles de la région d'Orléans, autour des villages de Gémigny, Coinces et Mareau-aux-prés, les parcelles ont été divisées en carrés correspondant à un numéro (Ducasse, 2019), les échantillons 10 et 11 proviennent d'une parcelle agricole aux environs de Garons dans le Gard (Lesaignoux, 2010) ; CO : carbone organique ; CaCO₃ : carbonate de calcium ; MO : matière organique.

ID	Nom	Fractions granulométriques			CO (g/kg)	CaCO ₃ (g/kg)	MO (g/kg)
		Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)			
1	Gémigny 9	23.3	25.4	51.3	15.15	1.5	26.2
2	Gémigny 8	23.3	25.4	51.3	15.15	1.5	26.2
3	Gémigny 1	23.3	25.4	51.3	15.15	1.5	26.2
4	Coinces 5	30.9	52.6	16.5	13.64	7.8	23.6
5	Coinces 15	30.9	52.6	16.5	13.64	7.8	23.6
6	Coinces 9	30.9	52.6	16.5	13.64	7.8	23.6
7	Mareau 2	30.3	26.1	43.7	14.6	1	25.3
8	Mareau 7	30.3	26.1	43.7	14.6	1	25.3
9	Mareau 13	30.3	26.1	43.7	14.6	1	25.3
10	Garons Zone 2 Parcelle 1	-	-	-	-	-	-
11	Garons Zone 1 Parcelle 2	-	-	-	-	-	-

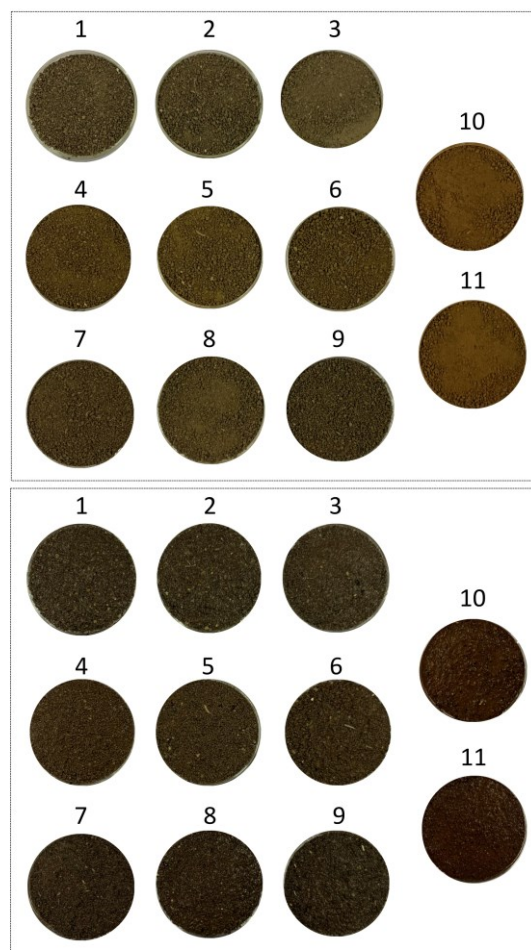
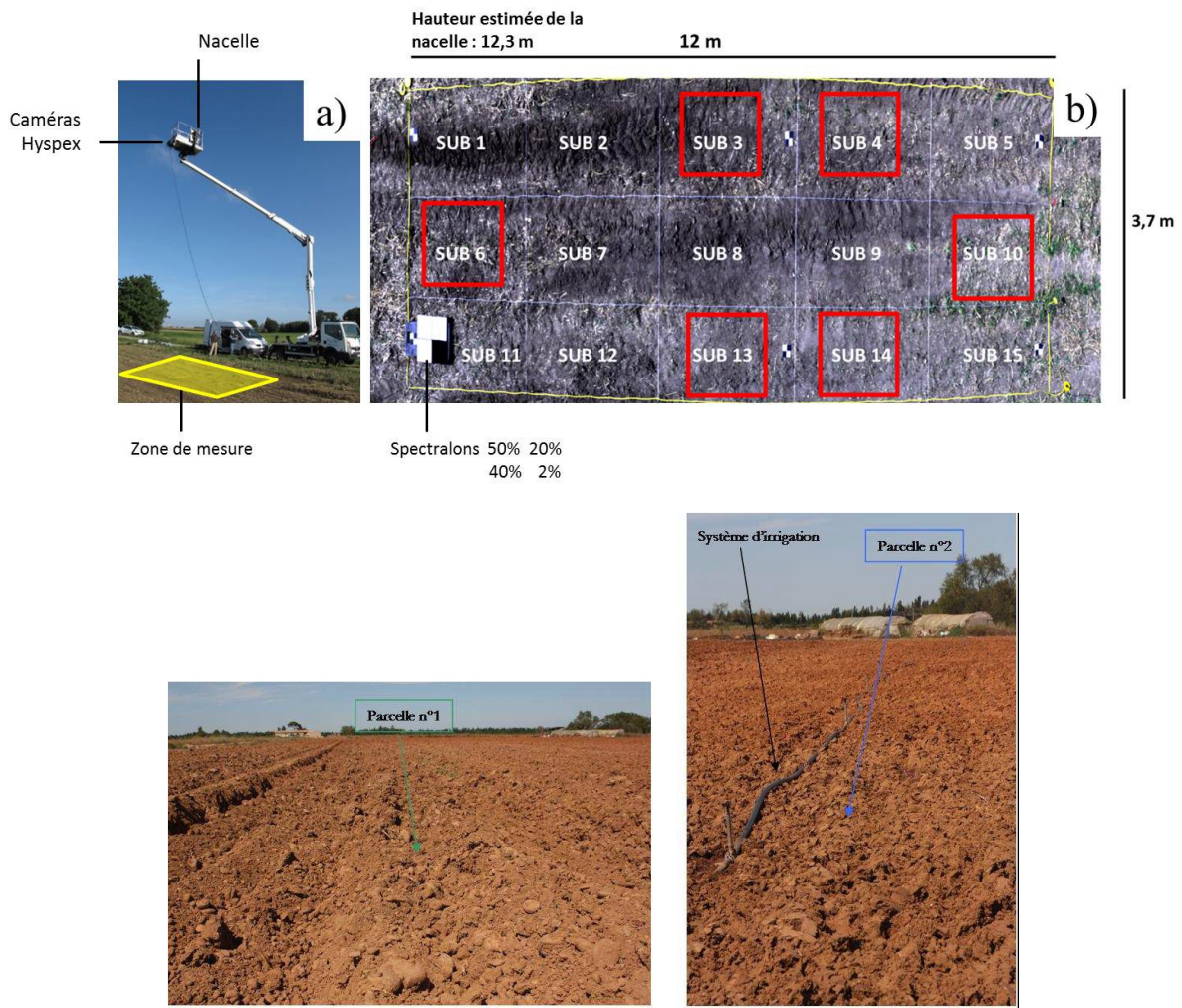


Figure II.5. Photographies des échantillons du jeu de données Dup22 secs (en haut) et à saturation (en bas). Ces images ne sont pas calibrées en luminance, elles servent uniquement d'illustration mais ne peuvent pas être utilisées pour faire des comparaisons de luminance ou colorimétriques.

Les échantillons 1 à 9 de Dup22 ont été prélevés dans trois parcelles agricoles (Gémigny, Mareau-aux-Prés et Coinces) lors d'une campagne de mesure aéroportée réalisée dans le cadre de la thèse d'Etienne Ducasse (Ducasse, 2019). Dans chaque parcelle, une zone d'étude d'environ 12 m × 4 m a été définie et subdivisée en 15 carrés délimités par une ficelle (Figure II.6). Le jeu de données Dup22 contient trois échantillons par parcelle et le numéro associé au nom de l'échantillon correspond au carré dans lequel il a été prélevé. Les échantillons 10 et 11 de Dup22 proviennent du secteur de Garons (Gard) et ont été prélevés lors d'une campagne HYMAP réalisée en 2009 (Lesaignoux, 2010).



II.1.2. Protocole de mesure

Le protocole de mesure adopté pour les jeux de données Dup20 et Dup22 est le même que celui qui a été suivi pour Les08 et Bab16. Les mesures de réflectance sont réalisées à l'aide d'un spectroradiomètre de terrain de marque ASD (*Analytical Spectral Devices, Inc.*) sur une gamme de longueurs d'onde variant de 0.350 μm à 2.500 μm , avec une résolution spectrale d'environ 0.003 μm dans le VNIR et 0.010 μm dans le SWIR. Le montage expérimental de mesure de réflectance d'échantillons de sol en laboratoire est illustré

par la Figure II.7. L'échantillon de sol est entièrement éclairé par une lampe halogène avec un angle d'incidence de 15° et sa luminance est mesurée au nadir à l'aide d'un spectroradiomètre ASD relié par un réseau de fibres optiques à un objectif. On a utilisé un objectif d'ouverture 8° pour les mesures de Dup20 et 5° pour les mesures de Dup22. Les surfaces de sol visées sont respectivement des disques de 3.4 cm et 2.1 cm de diamètre, plus petites que la surface des boîtes de Petri dont le diamètre est d'environ 5.5 cm. La dimension de la surface visée doit être en outre supérieure à la taille des grains de sol pour que la mesure ne soit pas sensible à la rugosité microscopique du sol, condition également vérifiée puisque les sols sont tamisés à 2 mm.

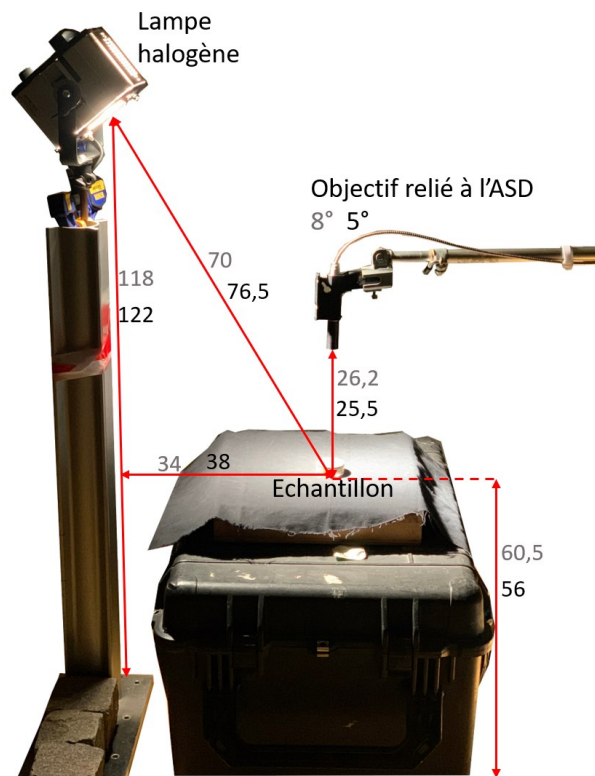


Figure II.7. Montage utilisé pour l'acquisition des spectres de réflectance des jeux de données Dup20 et Dup22. Les dimensions sont données en cm, les valeurs en gris correspondant à Dup20 et en noir à Dup22.

En pratique, on ne mesure pas directement la réflectance des échantillons de sol mais un facteur de luminance, rapport entre la luminance de l'échantillon $L_{éch}$ et celle d'une surface de référence L_{Spec} multiplié par la réflectance spectrale de cette surface R_{Spec} :

$$R_{mes}(15^\circ:0^\circ) = \frac{L_{éch}(15^\circ:0^\circ)}{L_{Spec}(15^\circ:0^\circ)} R_{Spec}(8^\circ:d) \quad (\text{II.3})$$

On utilise couramment comme surface de référence un panneau de Spectralon® commercialisé par la société LabSphere Inc. et dont la réflectance diffuse a été mesurée par le constructeur pour un angle d'illumination de 8° . Or les luminances des échantillons et du Spectralon pour Dup20 et Dup22 sont réalisées en configuration $15^\circ:0^\circ$. On suppose que le panneau de Spectralon est suffisamment lambertien

pour que la calibration soit aussi valide en configuration 15°:0°. Par la suite, R_{mes} sera appelé réflectance ou réflectance spectrale.

Le **Tableau II.4** décrit les protocoles utilisés pour les mesures de réflectance à différents niveaux d'humidité des jeux de données Dup20 et Dup22. Les échantillons de sol sont tamisés à 2 mm avant d'être versés dans les boîtes de Petri sans être tassés. Une première mesure radiométrique est réalisée sur les échantillons secs, ceux-ci sont ensuite portés à saturation à l'aide d'un pulvérisateur de gouttelettes fines. On considère un échantillon de sol à saturation lorsqu'un film d'eau apparaît à sa surface et qu'il ne s'infiltre pas en profondeur même après quelques minutes au repos. Puis des mesures radiométriques sont réalisées successivement jusqu'au séchage complet des échantillons. Les échantillons sont pesés entre deux mesures radiométriques pour déterminer le SMC gravimétrique.

Tableau II.4. Protocoles de mesure des jeux de données Dup20 et Dup22.

Dup20	Dup22
Pesée des boîtes de Petri vides et des échantillons de sol sec	
Mesure de réflectance des sols secs	
Humidification des échantillons jusqu'à saturation	
Mesure de réflectance des sols saturés et pesée avant et après la mesure	
Séchage à l'étuve 30 min à 60°C	
Mesure de réflectance et pesées	
Séchage à l'étuve 15 min à 60°C	Séchage à l'étuve 30 min à 60°C
Mesure de réflectance et pesée	Séchage à l'étuve 20 min à 60°C
Séchage à l'étuve 15 min à 60°C	Séchage à l'étuve 15 min à 60°C
Mesure de réflectance et pesée	Séchage à l'étuve 15 min à 60°C
Séchage à l'étuve 15 min à 60°C	Séchage à l'étuve 15 min à 60°C
Mesure de réflectance et pesée	Séchage à l'étuve 15 min à 60°C
Séchage à l'étuve 15 min à 60°C	Séchage une nuit à l'air libre
Mesure de réflectance et pesée	Séchage environ 24h à l'air libre
Séchage environ 16h à l'air libre	Séchage environ 24h à l'air libre
Mesure de réflectance et pesée	Séchage environ 24h à l'air libre
Séchage à l'étuve environ 5h à 60°C	Séchage à l'étuve environ 7h à 60°C
Mesure de réflectance et pesée	Séchage à l'étuve environ 7h à 60°C



II.1.3. Commentaires sur les données de Dup20 et Dup22

Pour certains échantillons, la réflectance du sol sec est différente avant et après humidification puis séchage. C'est notamment le cas de l'échantillon 2 du jeu de données Dup20 (**Figure II.8**) dont la réflectance avant humidification est bien plus élevée. Si l'on mélange la couche de surface avec le reste de l'échantillon, elle revient au niveau initial. L'humidification des échantillons et leur séchage à l'étuve tels

que prescrits par le protocole n'aboutissent pas à un processus réversible pour la réflectance. La [Figure II.9](#) montre les variations de couleur de cet échantillon à différentes étapes : on constate que l'échantillon a le même aspect visuel avant humidification et après humidification, séchage et brassage. On suppose que des matières minérales ou organiques se sont dissoutes dans l'eau et sont remontées à la surface lors du séchage, formant une croûte qui a altéré l'aspect de l'échantillon en surface. Les taches blanches visibles en haut à droite de la [Figure II.9](#) pourraient correspondre à des traces de sel appelées efflorescences salines (Vaudour et Girard, 2010). Il serait intéressant de refaire l'expérience avec un séchage à l'air libre pour voir si cela se reproduit. On peut à priori supposer que pour des sols en condition naturelle, les perturbations de surface liées au vent ou à l'érosion provoquent un brassage de la couche de sol en surface qui évite des variations trop importantes de la réflectance du sol sec.

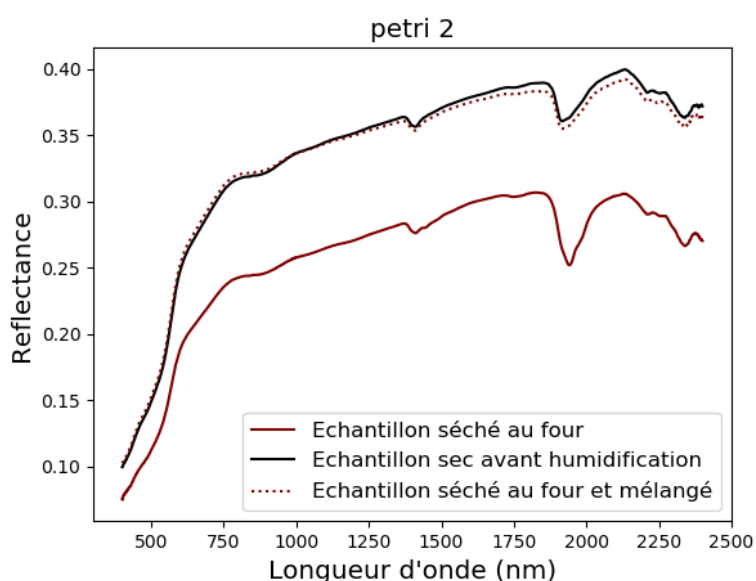


Figure II.8. Spectres de réflectance de l'échantillon 2 de Dup20 sec (courbe noire), après humidification puis séchage au four (courbe marron en trait plein) et après humidification, séchage, et brassage du sol (courbe marron en trait pointillé).



Figure II.9. Echantillon 2 de Dup20 sec (en haut à gauche), sec après humidification et séchage au four (en haut à droite), sec après humidification et séchage au four et brassage du sol (en bas).

Pour prédire la réflectance d'un sol humide à partir de celle du sol sec, on peut se demander s'il vaut mieux choisir comme spectre de référence du sol sec celui mesuré avant ou après humidification et séchage. Lorsque les deux courbes sont différentes, on utilise le second car c'est celui qui est le plus proche des réflectances obtenues aux niveaux d'humidité inférieurs.

Cela amène à discuter d'une autre limite de ces mesures liée à la notion d'humidité de surface. Dans le domaine solaire, la lumière pénètre très peu dans le sol, quelques millimètres au maximum (Tester et Morris, 1987 ; Satterwhite et Allen, 2005), on dit donc qu'on mesure sa réflectance de surface. Cependant, il est très difficile de définir ou de mesurer l'humidité de surface d'un sol. Dans notre cas, on prélève un échantillon sur une faible profondeur de sol, et on mesure la masse d'eau qu'il contient. Cependant pour des échantillons de même masse mais contenus dans des récipients de hauteurs différentes, il se peut que l'eau ne soit pas répartie de manière homogène et donc que la réflectance soit différente d'un échantillon à l'autre pour un même SMCg car l'humidité en surface est différente. Il faudrait mélanger le sol pour s'assurer d'une meilleure répartition de l'humidité sur toute la hauteur de l'échantillon, mais cela entraîne d'autres artefacts. Lors des mesures réalisées pour les jeux de données Dup20 et Dup22, nous avons préféré ne pas perturber artificiellement l'état de surface des sols entre les mesures aux différents niveaux d'humidité.

II.2. Pistes d'amélioration du modèle MARMIT

Avec le modèle MARMIT, la réflectance d'un sol humide s'écrit en fonction de celle du sol sec et de deux paramètres : la fraction de couverture de la lame d'eau ϵ et l'épaisseur de la lame d'eau L (Equations I.11 et I.15). Sur la Figure II.1, on constate que MARMIT parvient à simuler des réflectances spectrales à différents niveaux d'humidité, le *continuum* du spectre diminue lorsque le niveau d'humidité augmente et des bandes d'absorption se forment dans le NIR et le SWIR, ce qui est un comportement attendu. En revanche, lorsqu'on utilise le modèle en sens inverse, c'est-à-dire qu'on estime les paramètres L et ϵ qui minimisent la fonction de coût (Equation II.1) pour simuler la réflectance qui se rapproche au mieux d'une réflectance mesurée, on n'obtient pas un très bon ajustement entre le modèle et les mesures (Figure II.10). On calcule l'écart quadratique moyen entre les réflectances spectrales mesurées et modélisées pour les 3035 spectres non secs des 11 jeux de données :

$$RMSE(\lambda) = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{n_{spectres}} (R_{mes,k}(\lambda) - R_{mod,k}(\lambda))^2}{n_{spectres}}} \quad (\text{II. 4})$$

avec R_{mes} et R_{mod} les spectres de réflectance mesurés et modélisés et $n_{spectres}$ le nombre de spectres.

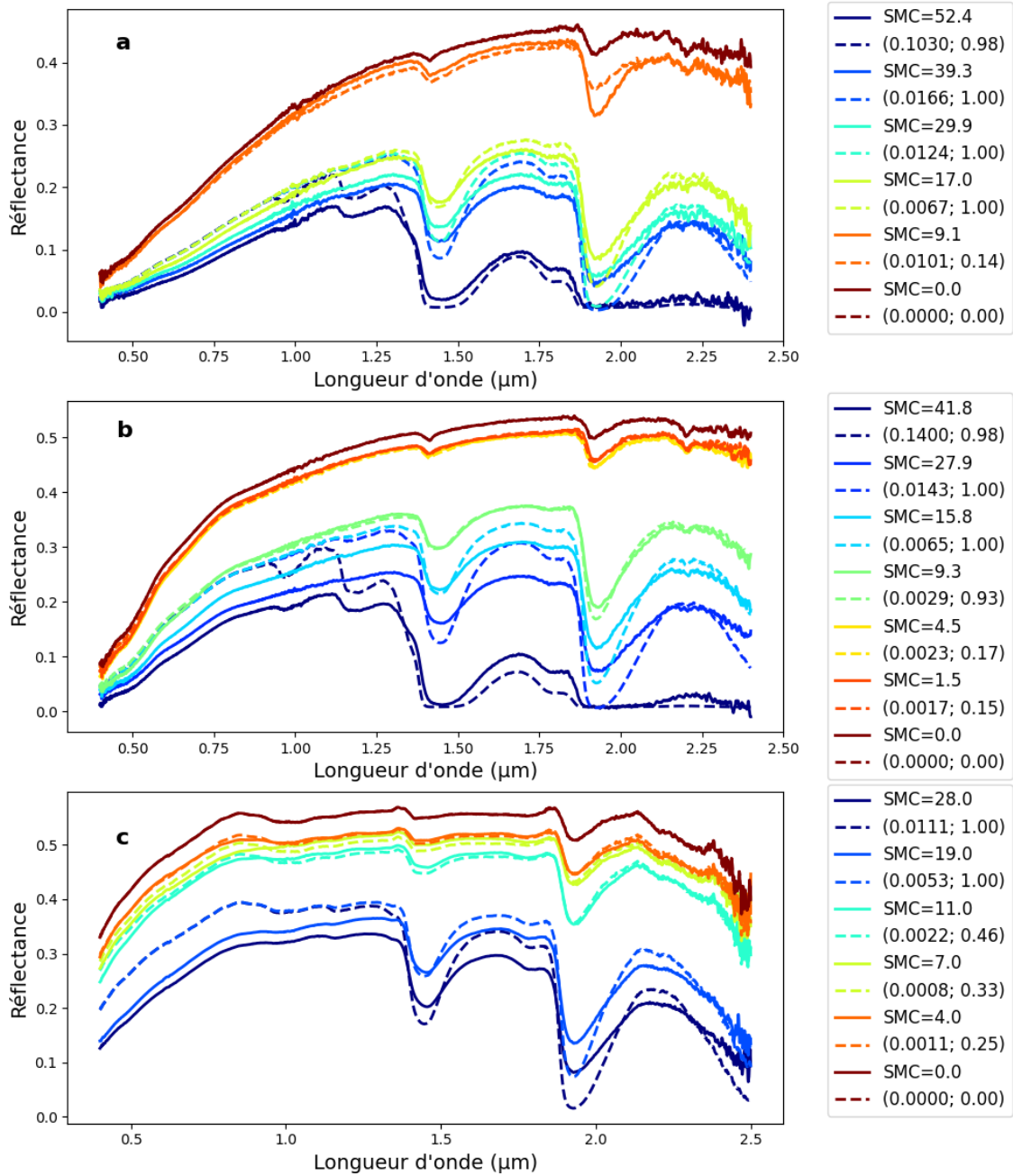


Figure II.10. Spectres de réflectance mesurés (trait plein) et modélisés (trait pointillé) par le modèle MARMIT à différents niveaux d'humidité pour des échantillons de sol (a) sableux (Colluviosol 26d1, Bab16), (b) limoneux (Luvisol 208TE, Bab16) et (c) argileux (30Pujaut, Les08). Le SMC gravimétrique mesuré ainsi que les paramètres estimés ($L(cm)$; ϵ) pour chaque niveau d'humidité sont indiqués en légende.

Le RMSE est en moyenne de 2.2 %, avec un maximum de 3.9 % atteint à 1.902 μm et un minimum de 0.9 % à 1509 μm . La Figure II.11a. montre que l'écart entre le modèle et les mesures est le plus important pour les fortes teneurs en eau. On constate également une erreur plus élevée pour les sols limoneux que pour les sols argileux et sableux.

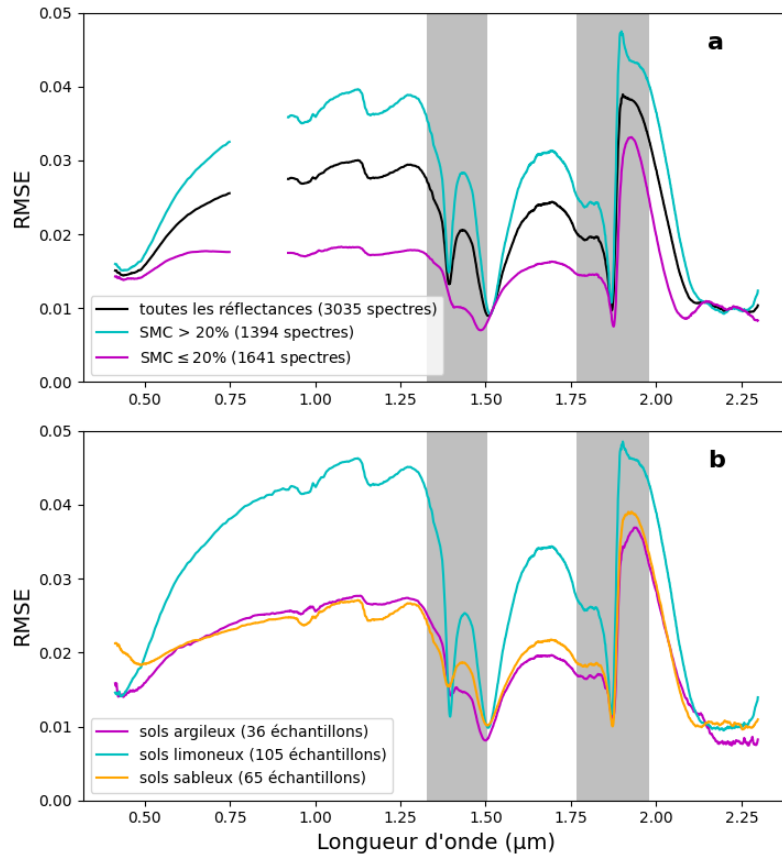


Figure II.11. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre la réflectance mesurée et simulée par le modèle MARMIT en fonction (a) du niveau d'humidité des échantillons de sol et (b) de leur fraction granulométrique dominante. Les zones grisées correspondent à des bandes spectrales où la transmittance atmosphérique est inférieure à 60%. L'absence de valeurs entre 0.75 μm et 0.92 μm est due à des données manquantes dans la base de données Whit04 qui n'a pas été utilisée pour la Figure II.11.b.

La Figure II.12 montre des spectres de réflectance mesurés à différents niveaux d'humidité pour les trois échantillons de sol déjà considérés dans la Figure II.10. On a superposé des spectres de réflectance simulés avec MARMIT pour une valeur de L constante ($L = 0.001$ cm) et pour plusieurs valeurs de ϵ comprises entre 0 et 0.9, et pour une valeur de ϵ constante ($\epsilon = 1$) et différentes valeurs de L comprises entre 0.001 cm et 0.1 cm. Cette nappe de courbes représente l'enveloppe des réflectances qu'il est possible de simuler avec MARMIT. Quelles que soient les valeurs de L et ϵ , MARMIT surestime les réflectances mesurées pour les forts niveaux d'humidité dans le visible et, par ailleurs, les spectres de réflectance semblent trop creusés dans les bandes d'absorption de l'eau du SWIR, et leurs pentes de part et d'autre trop abruptes, par rapport aux mesures.

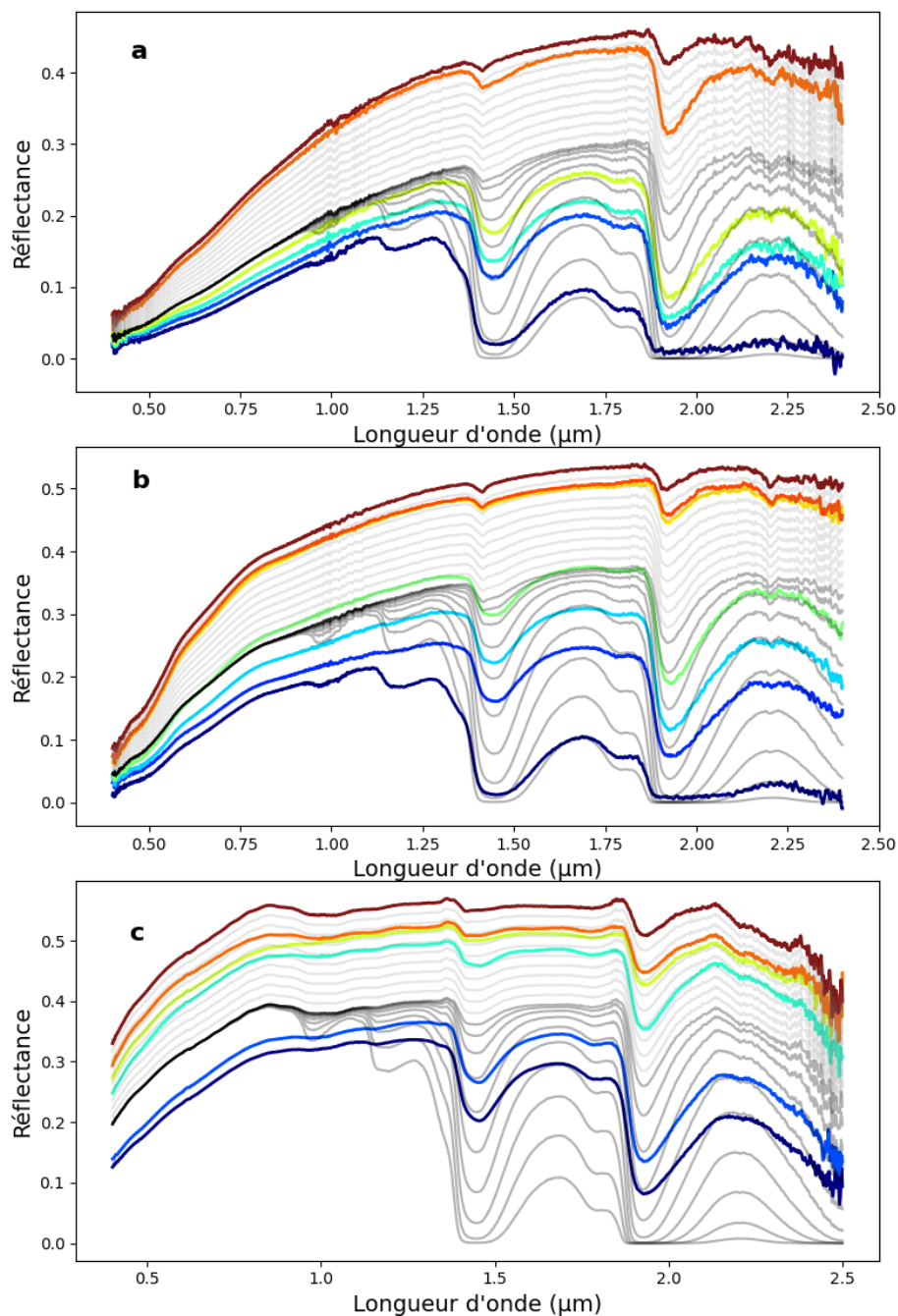


Figure II.12. Spectres de réflectance mesurés à différents niveaux d'humidité (courbes colorées) pour trois échantillons de sol : (a) sol sableux (Colluviosol 26d1, Bab16), (b) sol limoneux (Luvisol 208TE, Bab16) et (c) sol argileux (30Pujaut, Les08). Les courbes en gris clair sont des réflectances simulées avec MARMIT pour $L = 0.001$ cm et pour des valeurs de ϵ espacées linéairement entre 0 et 0.9. Les courbes en gris foncé sont des réflectances simulées avec MARMIT pour $\epsilon = 1$ et pour des valeurs de L espacées géométriquement entre 0.001 cm et 0.1 cm.

II.2.1. Première piste d'amélioration : modification de la géométrie de la lame d'eau

La première piste d'amélioration a été proposée par [Bablet \(2019\)](#) et consiste à supposer que la lumière incidente est diffuse et que l'interface air-eau n'est pas plate mais épouse la microtopographie de la surface

des grains, comme le montrent les photographies de la Figure 3 de [Sadeghi et al. \(2015\)](#). De ce fait, on remplace T_{12} par t_{12} dans l'Equation I.15 qui se réécrit :

$$R_w = \frac{t_{12}t_{21}R_dT_w^2}{1 - r_{21}R_dT_w^2} \quad (\text{II. 5})$$

t_{12} est le coefficient de transmission de Fresnel à l'interface air-eau calculé pour un éclairage lambertien par intégration de T_{12} sur un hémisphère de la même manière que pour les coefficients r_{21} et t_{21} . Ces coefficients sont définis à la [Section I.2.1](#). On note que le modèle est maintenant indépendant de l'angle d'incidence de la lumière θ_i car tous les coefficients de réflexion ou transmission aux interfaces sont intégrés.

La loi de Beer-Lambert-Bouguer modélise l'absorption de la lumière se déplaçant en ligne droite dans un milieu absorbant. La lumière étant maintenant considérée diffuse dans la lame d'eau, on considère sa version étendue proposée par [Allen et al. \(1969\)](#) et reprise par [Jacquemoud et Baret \(1990\)](#) pour modéliser la transmission de la lumière à travers une feuille végétale :

$$T_w = (1 - \alpha_w L)e^{-\alpha_w L} + \alpha_w^2 L^2 \int_{\alpha_w L}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx \quad (\text{II. 6})$$

où α_w , et donc T_w , dépendent de la longueur d'onde. L'Equation II.6 est le résultat de l'intégration de la loi de Beer-Lambert-Bouguer sur un hémisphère (Annexe B).

[Bablet \(2019\)](#) a constaté sur une base de données de 217 échantillons de sol que cette modification permet d'améliorer légèrement la prédiction des spectres de réflectance, en particulier entre les deux principaux pics d'absorption de l'eau, sans que cela suffise à expliquer les problèmes d'ajustement de MARMIT ([Figure II.13](#)).

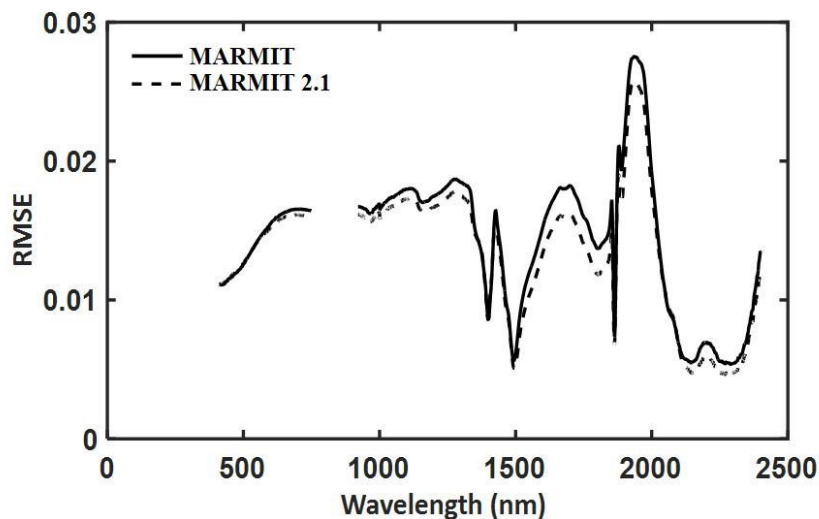


Figure II.13. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre les réflectances mesurées et modélisées par le modèle MARMIT et par le modèle MARMIT 2.1 ([Bablet, 2019](#)) incluant la modification de la géométrie de la lame d'eau. L'absence de valeurs entre 0.75 μm et 0.92 μm est due à des données manquantes dans la base de données Whit04. D'après [Bablet, 2019](#).

II.2.2. Deuxième piste d'amélioration : modification empirique du coefficient d'absorption de la lame d'eau

La mauvaise prédiction des réflectances spectrales est peut-être due à une représentation trop simpliste des sols humides naturels, en particulier les sols poreux, dans le modèle MARMIT. Une manière d'améliorer le modèle serait de ne pas utiliser le coefficient spécifique d'absorption de l'eau pure et de tenir compte des particules minérales ou organique mélangées à l'eau. La [Figure II.12](#) laisse penser qu'augmenter l'absorption de la lame d'eau à certaines longueurs d'onde et la diminuer à d'autres permettrait aux spectres de réflectance mesurés et simulés d'être plus proches. Ceci est difficilement applicable de manière physique sans connaître la composition chimique du sol, aussi, pour tenter de comprendre comment modifier le coefficient d'absorption de la lame d'eau, on l'a ajusté longueur d'onde à longueur d'onde. Pour cela, on commence par estimer simplement les paramètres L et ϵ du modèle MARMIT, puis, pour chaque longueur d'onde, on cherche la valeur du coefficient d'absorption de l'eau minimisant l'écart quadratique moyen entre la réflectance mesurée et celle simulée par MARMIT avec les paramètres L et ϵ estimés précédemment.

Les réflectances simulées par MARMIT avec les coefficients L et ϵ estimés dans un premier temps et le coefficient d'absorption de la lame d'eau α ajusté à chaque longueur d'onde dans un second temps sont montrées pour trois échantillons de sol dans la [Figure II.14](#) (à gauche). L'ajustement entre le modèle et la mesure est presque parfait sur tout le domaine solaire pour tous les niveaux d'humidité, comme on pouvait s'y attendre. Si l'on s'intéresse au coefficient d'absorption de la lame d'eau ([Figures II.14d-f](#)), les plus grandes divergences entre les valeurs de α ajustés et celles de l'eau pure apparaissent dans le visible et autour des bandes d'absorption de l'eau, là où le modèle MARMIT est le moins performant. On constate des incohérences physiques, notamment pour le sol sableux ([Figure II.14d](#)) : lorsque la teneur en eau est faible (courbe orange), α prend parfois des valeurs négatives et diverge autour de la bande d'absorption à 1.9 μm . On observe néanmoins que les valeurs de α ajustées sont, pour ces trois sols à tous les niveaux d'humidité, plus faibles que celles du coefficient d'absorption de l'eau pure dans la bande d'absorption autour de 1.4 μm , ce qui n'est pas le cas pour celle autour de 1.9 μm . On note aussi une tendance de α à augmenter pour les courtes longueurs d'onde.

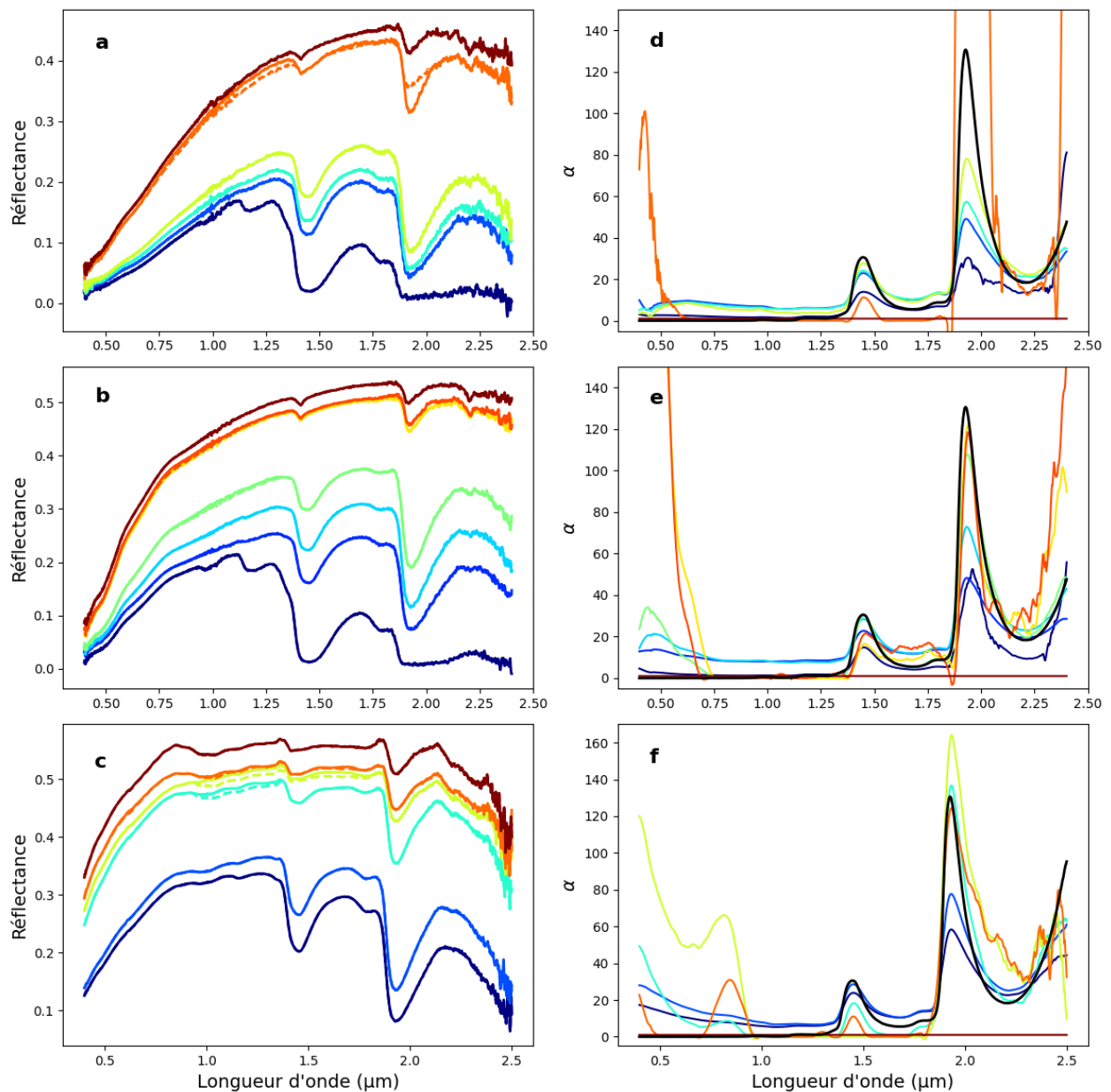


Figure II.14. A gauche : spectres de réflectance mesurés (trait plein) à différents niveaux d'humidité pour les mêmes échantillons que les Figures II.10 et II.12 et modélisés (trait pointillé) avec le modèle MARMIT en ajustant le coefficient d'absorption de la lame d'eau longueur d'onde à longueur d'onde. Lorsqu'on ne distingue pas les courbes modélisées, c'est qu'elles sont confondues avec les courbes mesurées. A droite : (courbe noire) coefficient d'absorption spécifique de l'eau pure et (courbes colorées) celui ajusté pour chaque réflectance spectrale longueur d'onde à longueur d'onde, puis lissé avec un filtre de Savitzky-Golay (Savitzky et Golay, 1964).

Yuan et al. (2019), qui prédisent la réflectance des sols humides à l'aide d'un modèle dérivé de la théorie de Kubelka-Munk, ont également ajusté le coefficient d'absorption de l'eau (ou plus précisément le rapport entre les coefficients d'absorption et de diffusion) longueur d'onde à longueur d'onde pour quatre échantillons de sols (Figure II.15). On remarque des comportements variables en fonction des sols dans les bandes d'absorption de l'eau autour de 1.4 μm et 1.9 μm et également une tendance globale de ce coefficient à augmenter aux courtes longueurs d'onde.

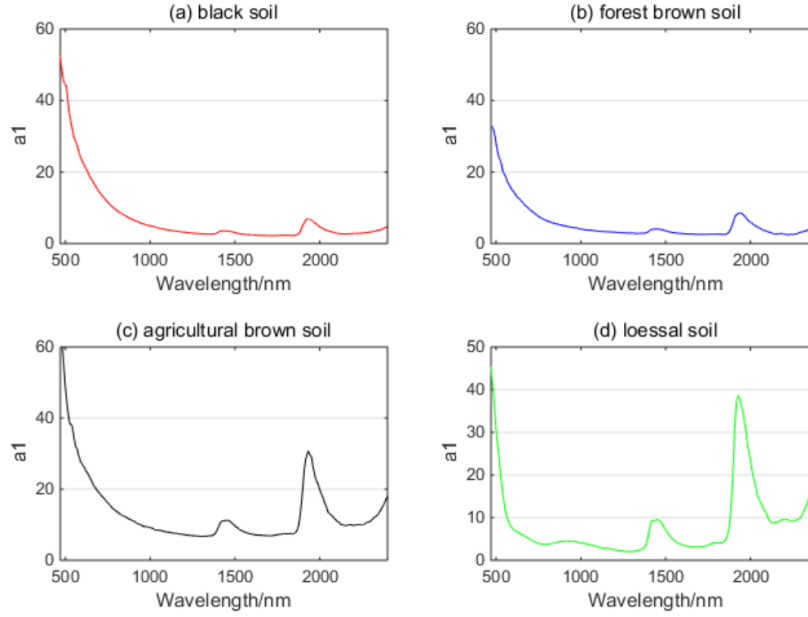


Figure II.15. Rapport entre les coefficients d'absorption et de diffusion de la lame d'eau, ajusté longueur d'onde à longueur d'onde pour quatre échantillons de sol. D'après Yuan et al. (2019).

Cette étude préliminaire a montré qu'on ne pouvait pas modifier aisément le coefficient α pour améliorer la modélisation de la réflectance pour tous les sols et tous les niveaux d'humidité. En revanche, on a constaté qu'augmenter α dans le visible permettait d'améliorer l'ajustement de la réflectance et qu'il fallait parfois modifier α dans les bandes d'absorption à 1.4 μm et 1.9 μm . Ajuster un paramètre longueur d'onde à longueur d'onde est un moyen d'améliorer la prédiction des réflectances qui n'est pas efficace en termes de temps de calcul et qui peut conduire à des incohérences physiques. En s'inspirant des modèles de Bach et Mauser (1994) et de Philpot (2010), on a calculé empiriquement le coefficient d'absorption de la lame d'eau α_{emp} en paramétrant une fonction mathématique qui est la somme d'une fonction linéaire et d'une exponentielle décroissante :

$$\alpha_{emp} = a + b\alpha + ce^{-d(\lambda-\lambda_0)} \quad (\text{II. 7})$$

avec α le coefficient d'absorption spécifique de l'eau pure, $\lambda_0 = 0.400 \mu\text{m}$, et $(a ; b ; c ; d)$ un jeu de paramètres à estimer.

Pour simuler la réflectance spectrale du sol humide se rapprochant au mieux de celle mesurée en utilisant le coefficient α modifié empiriquement par l'Equation II.7, on procède en deux temps. On commence par estimer les paramètres L et ϵ à l'aide du modèle MARMIT, puis on cherche les paramètres a , b , c et d qui minimisent la fonction de coût suivante :

$$\chi^2(a, b, c, d) = \sqrt{\frac{\sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} (R_{MARMIT}(\lambda, L, \epsilon) - R_{mod}(\lambda, a, b, c, d))^2}{n_\lambda}} \quad (\text{II. 8})$$

avec R_{MARMIT} la réflectance simulée par MARMIT avec les paramètres L et ϵ estimés et R_{mod} la réflectance modélisée par MARMIT avec les mêmes paramètres L et ϵ que pour R_{MARMIT} et le coefficient

d'absorption de la lame d'eau calculé par l'Equation II.7. La minimisation est réalisée avec la fonction *minimize* du module *scipy.optimize*, les paramètres *a*, *b*, *c* et *d* pouvant varier entre 0 et 10.

Cette méthode d'inversion permet d'améliorer significativement l'ajustement des spectres de réflectance mesurés à tous les niveaux d'humidité (Figures II.16a-c), on note tout de même des écarts importants dans la bande d'absorption de l'eau autour de 1.9 μm . Pour les niveaux d'humidité les plus élevés, le coefficient d'absorption de la lame d'eau modifié est plus élevé que celui de l'eau pure dans le visible et entre 1.6 et 1.8 μm et plus faible dans la bande d'absorption autour de 1.9 μm .

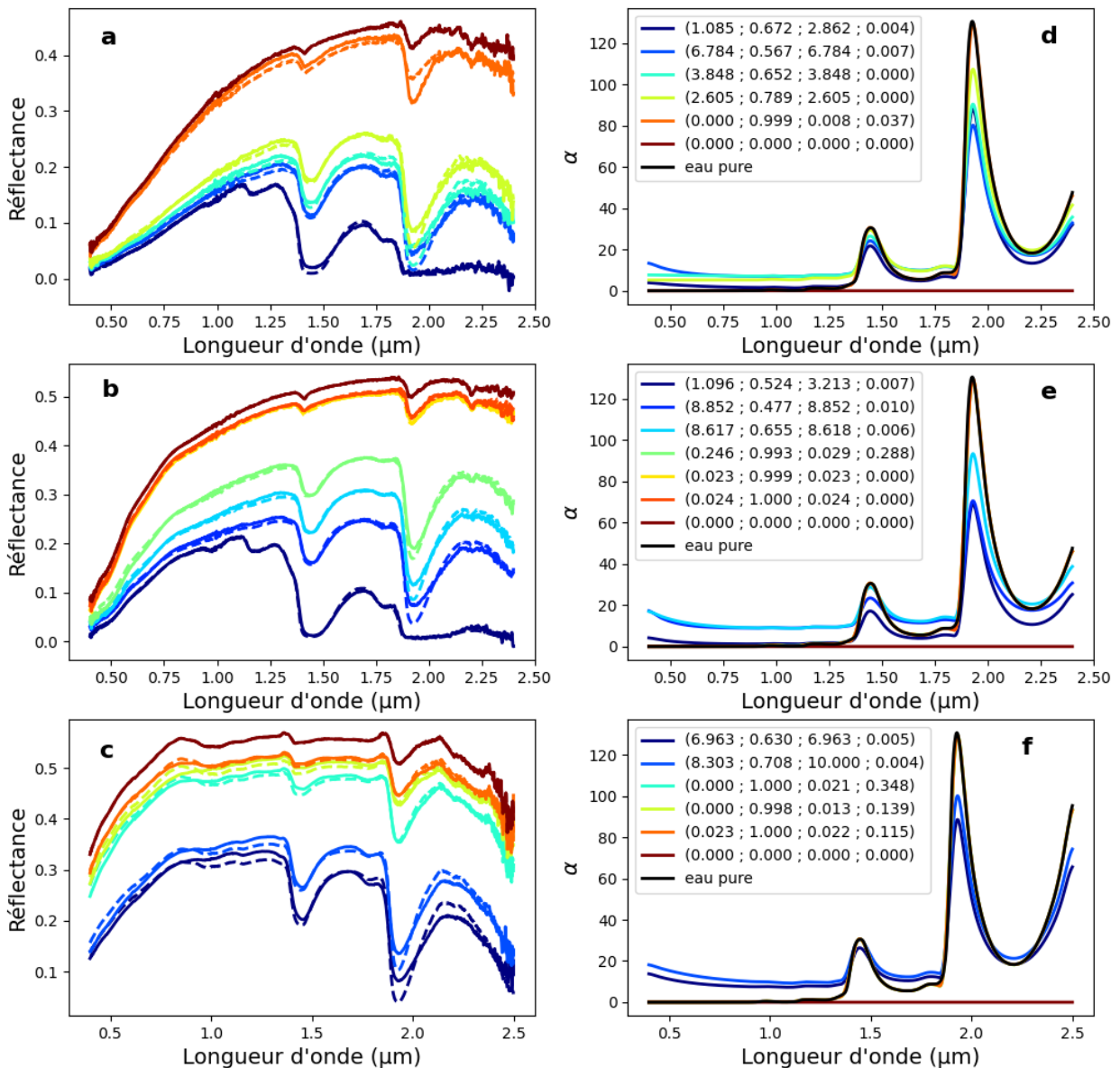


Figure II.16. A gauche : réflectance spectrale mesurée (trait plein) à différents niveaux d'humidité pour les trois échantillons de sol étudiés et modélisée (trait pointillé) avec le modèle MARMIT en estimant dans un premier temps L et ϵ , puis en paramétrant l'Equation II.7 pour modifier le coefficient d'absorption de la lame d'eau. A droite : coefficient d'absorption spécifique de l'eau pure (courbe noire) et celui ajusté pour chaque réflectance spectrale, les paramètres ($a; b; c; d$) du coefficient d'absorption de la lame d'eau modifié par l'Equation II.7 sont indiqués en légende.

Lorsqu'on utilise le modèle MARMIT en modifiant α à l'aide de l'Equation II.7, on réduit sensiblement le RMSE calculé pour tous les jeux de données entre les réflectances mesurées et modélisées sur tout le domaine solaire (Figure II.17). Il est en moyenne de 2.2 % avec MARMIT, alors qu'il est en moyenne de 1.0 % avec la méthode décrite dans cette section.

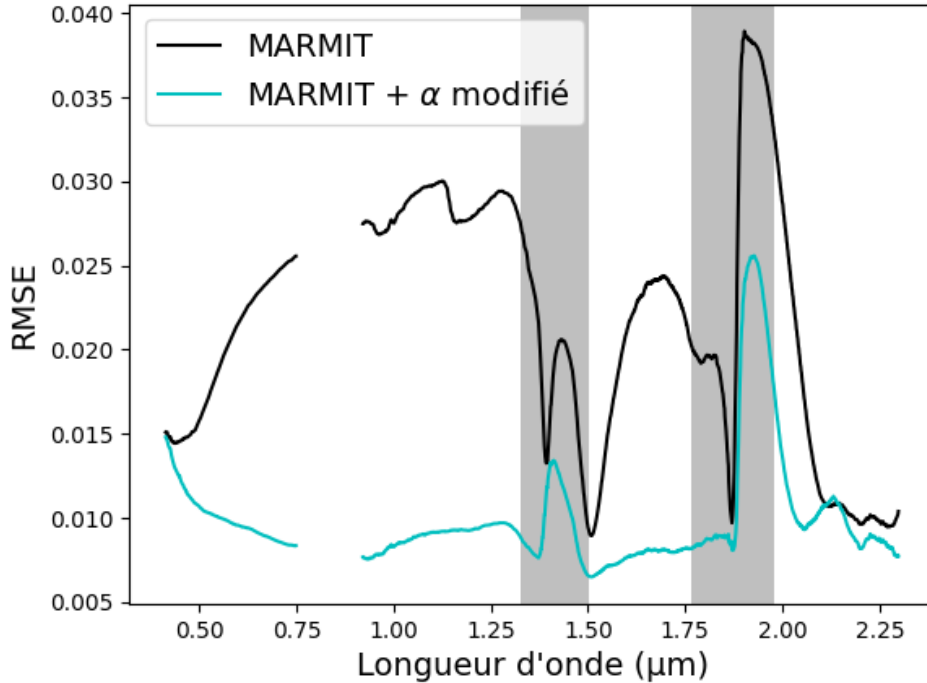


Figure II.17. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre les réflectances mesurées et modélisées par le modèle MARMIT et par le modèle MARMIT en modifiant le coefficient α à l'aide de l'Equation II.7. L'absence de valeurs entre 0.75 μm et 0.92 μm est due à des données manquantes dans la base de données Whit04.

Modifier le coefficient d'absorption de la lame d'eau en ajustant une fonction mathématique empirique permet d'améliorer nettement la prédiction de la réflectance spectrale des sols humides. Cependant cette méthode manque de justification physique et introduit beaucoup de paramètres qui seront d'autant plus difficile à relier aux propriétés physiques du sol.

II.2.3. Troisième piste d'amélioration : remplacer la réflectance du sol sec par une réflectance de sol humide

On a constaté que plus le sol était humide, plus la simulation de la réflectance par MARMIT était mauvaise. Dans cette partie, on tente une approche inverse, c'est-à-dire de simuler des réflectances de sols de plus en plus secs à partir de la réflectance d'un sol saturé.

On considère toujours l'équation du modèle MARMIT :

$$R_{mod} = \epsilon R_w + (1 - \epsilon) R_d \quad (\text{II.9})$$

mais cette fois avec R_w la réflectance du sol saturé mesurée et R_d la réflectance calculée en inversant l'Equation I.15 :

$$R_d = \frac{R_w}{(T_{12}t_{21} + r_{21}R_w)T_w^2} \quad (\text{II.10})$$

La Figure II.18 montre les réflectances mesurées pour un échantillon de sol sec puis saturé, et la réflectance simulée par les Equations II.9 et II.10 en prenant $L = 0$ et $\epsilon = 0$. On ne parvient pas à obtenir une réflectance de sol sec à partir de la réflectance du sol saturé : non seulement le *continuum* du spectre simulé est beaucoup plus bas que celui de la réflectance du sol sec mesurée mais les bandes d'absorption de l'eau dans le SWIR n'ont pas disparu. Si on considère tous les spectres des 11 jeux de données, on obtient un RMSE de 12% dans le SWIR (Figure II.19). Le modèle MARMIT n'est donc pas réversible. Le niveau trop bas du *continuum* peut en partie s'expliquer par l'interface air-eau qui a pour effet de diminuer le niveau de la réflectance à travers les coefficients T_{12} , t_{21} et r_{21} que l'on retrouve dans l'Equation II.10. Par ailleurs, les bandes d'absorption de l'eau très fortes de la réflectance mesurée pour le sol saturé masquent les bandes d'absorption des minéraux argileux notamment qui sont présents sur la réflectance du sol sec autour de $2.2 \mu\text{m}$, on ne pourra donc pas retrouver ces caractéristiques de la réflectance du sol sec simplement à partir de la réflectance du sol saturé.

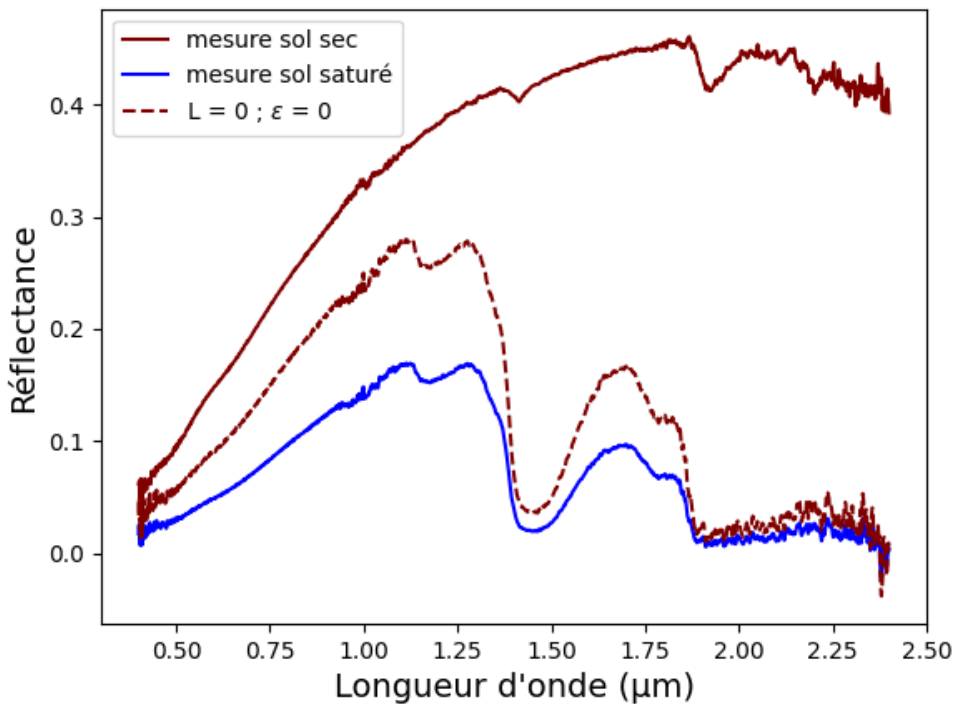


Figure II.18. Spectres de réflectance de l'échantillon Colluviosol 26d1 (Bab16) mesurés pour le sol sec et le sol saturé, et simulés par les Equations II.9 et II.10 avec $L = 0$ et $\epsilon = 0$.

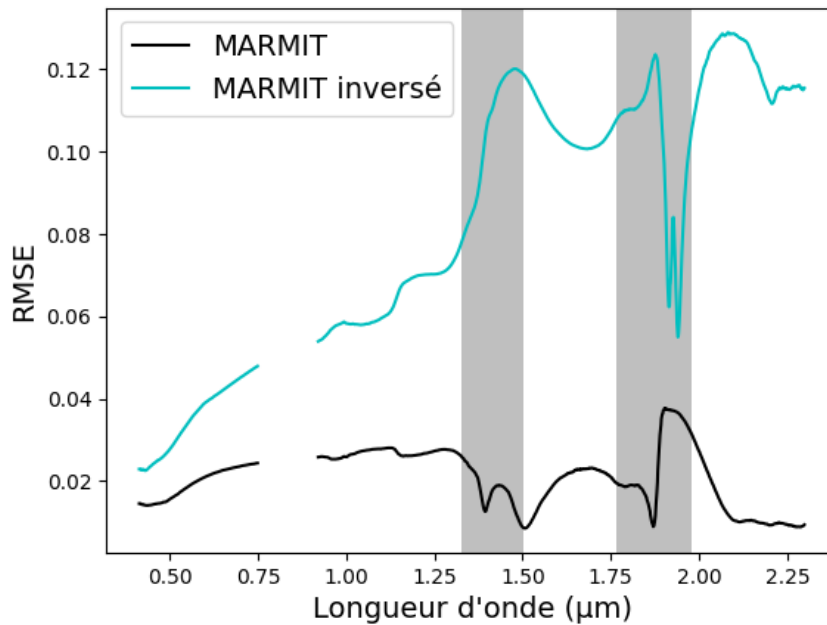


Figure II.19. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre les réflectances mesurées et modélisées par le modèle MARMIT et par les Equation II.9 et II.10. L'absence de valeurs entre 0,75 μm et 0,92 μm est due à des données manquantes dans la base de données Whit04.

On teste alors une autre méthode consistant à simuler la réflectance d'un sol humide seulement à l'aide de l'Equation II.9 en remplaçant R_w et R_d par les réflectances mesurées des sols saturé et sec. Il n'y a alors plus qu'un seul paramètre à estimer : ϵ . On voit qu'utiliser seulement cette équation qui modélise la diffusion de surface permet d'obtenir de meilleurs ajustements que le modèle MARMIT surtout dans le visible (Figure II.20) et sur tout le domaine solaire pour le sol argileux (Figure II.20c.). La minimisation du paramètre ϵ est réalisée avec la fonction *least_squares* du module *scipy.optimize*.

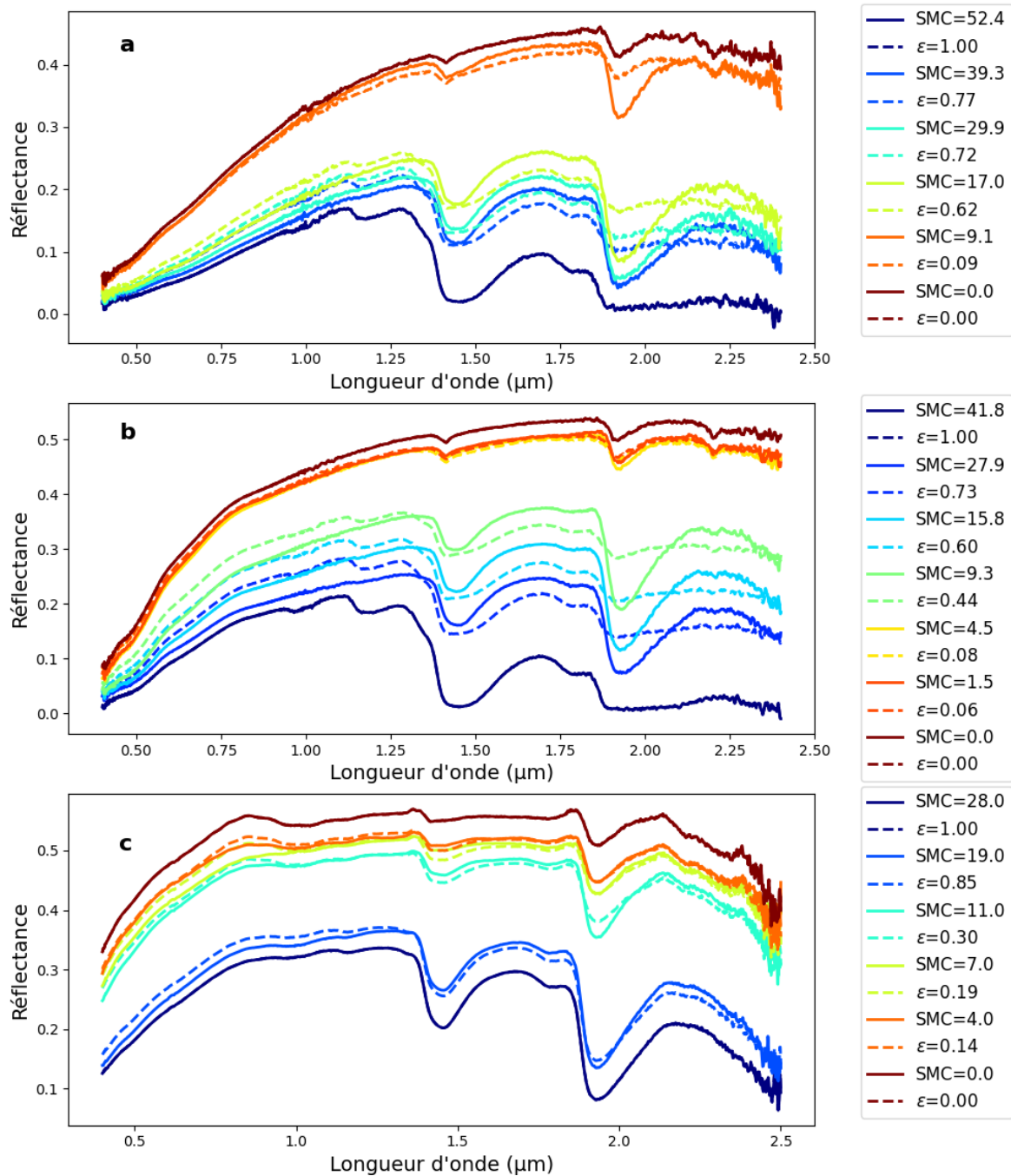


Figure II.20. Spectres de réflectance mesurés à différents niveaux d'humidité (trait plein) pour les trois échantillons de sol étudiés et simulés à l'aide de l'Equation II.7 (trait pointillé).

La Figure II.21 montre que le RMSE entre les réflectances mesurées et modélisées pour tous les spectres des 11 jeux de données est plus faible sur tout le domaine solaire en utilisant seulement l'Equation II.9 (moyenne de 1.5 % sur le domaine solaire) qu'avec le modèle MARMIT (moyenne de 2.2 % sur le domaine solaire).

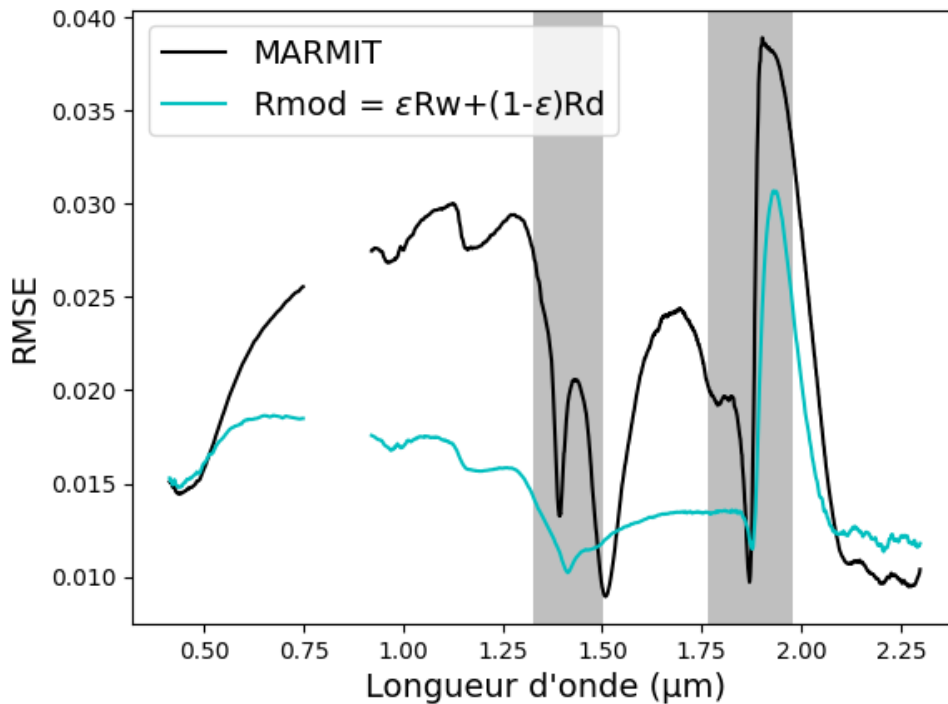


Figure II.21. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre les réflectances mesurées et modélisées par le modèle MARMIT et par l'Equation II.9. L'absence de valeurs entre 0.75 μm et 0.92 μm est due à des données manquantes dans la base de données Whit04.

Cette méthode a l'avantage de nécessiter l'ajustement d'un seul paramètre là où le modèle MARMIT en requiert deux, en revanche deux réflectances mesurées doivent être fournies en entrée, celle du sol sec et celle du sol saturé, ce qui en outre explique les bonnes performances obtenues.

II.2.4. Quatrième piste d'amélioration : modèle BSM

Dans la Section I.2.1, on a présenté le modèle BSM (Verhoef, 2012) qui est similaire à MARMIT mais considère des zones humides avec des lames d'eau d'épaisseur variable dont la fraction de surface est calculée par une loi de Poisson. La réflectance du sol humide est exprimée en fonction de celle du sol sec et de deux paramètres d'ajustement : l'épaisseur d'une lame d'eau L et le nombre moyen de lames d'eau μ (Equations I.21-23). L'indice de réfraction du sol utilisé pour calculer les coefficients t_{13} et t_{23} est 1.5. Les Figures II.22 et II.23 montrent les réflectances estimées avec ce modèle et le RMSE entre les réflectances mesurées et simulées pour les 11 jeux de données. Les performances du modèle BSM sont légèrement meilleures que celles de MARMIT dans le SWIR et moins bonnes dans le visible. On ne le retient donc pas.

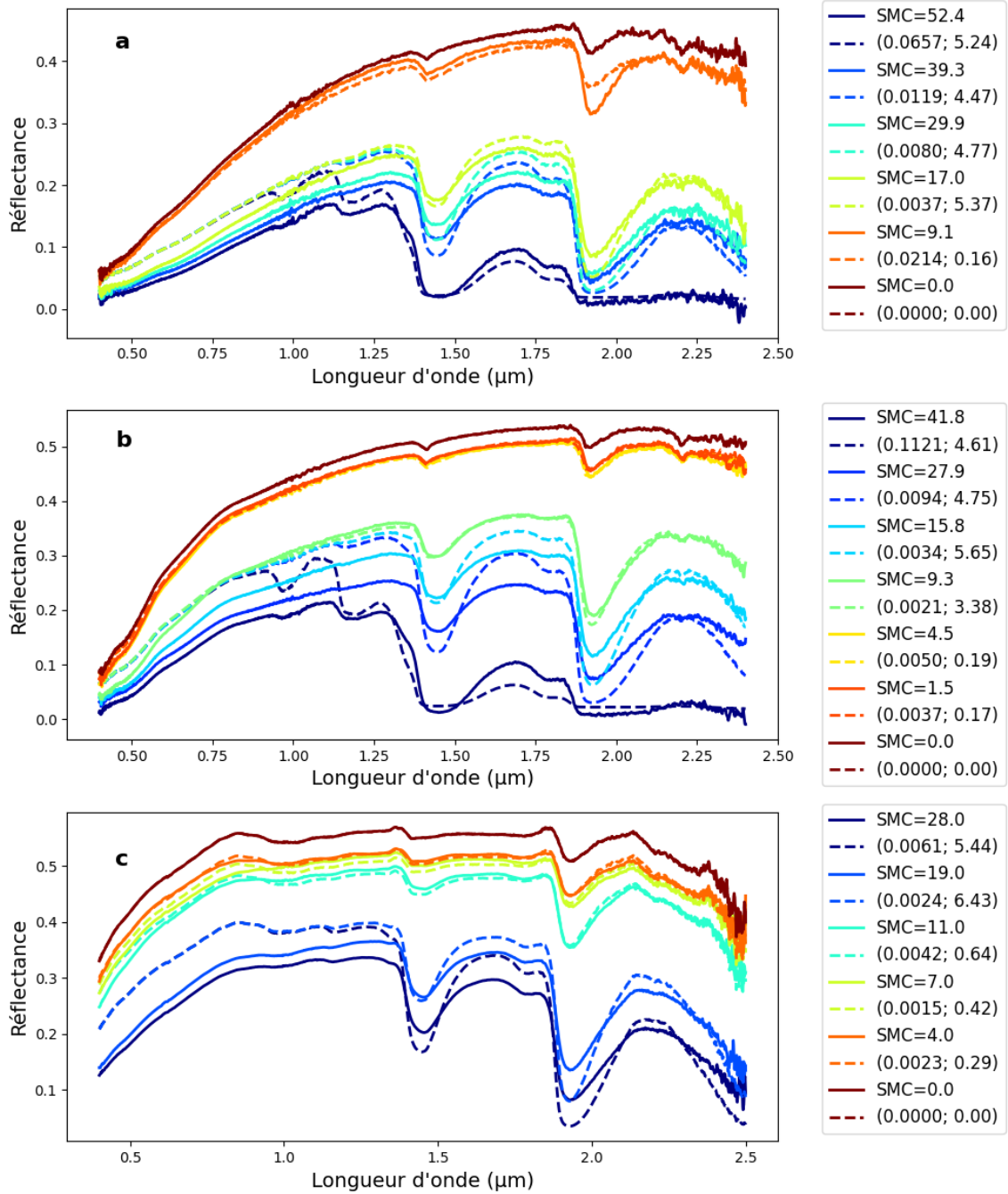


Figure II.22. Spectres de réflectance mesurés (trait plein) et modélisés (trait pointillé) par le modèle BSM pour les trois échantillons de sol étudiés. Les paramètres estimés ($L(cm)$; μ) pour chaque niveau d'humidité sont indiqués en légende.

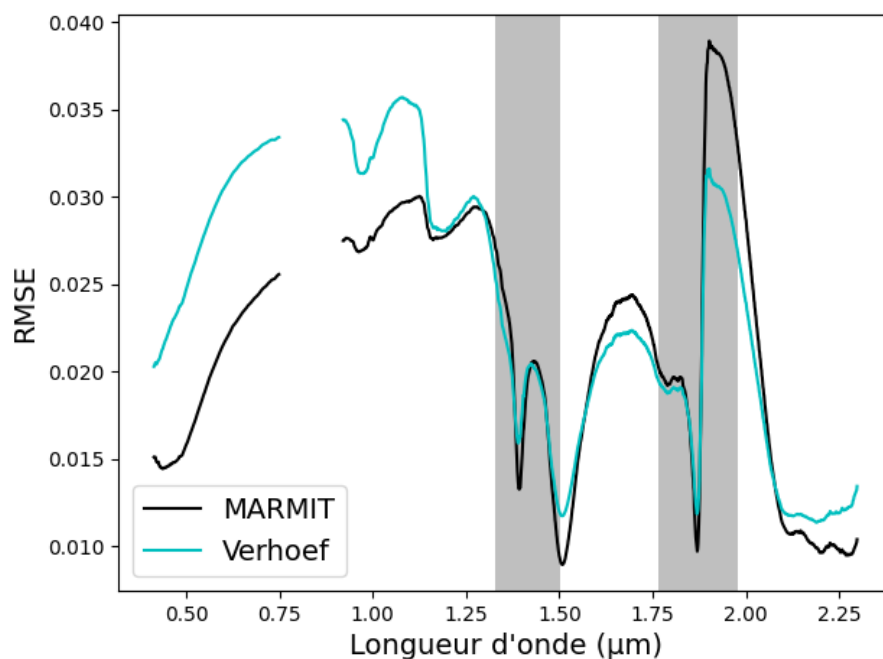


Figure II.23. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre les réflectances mesurées et modélisées par le modèle MARMIT et par le modèle de Verhoef. L'absence de valeurs entre 0.75 μm et 0.92 μm est due à des données manquantes dans la base de données Whit04.

Synthèse des pistes d'amélioration présentées

Quatre pistes d'amélioration de MARMIT ont été présentées : la modification de la géométrie de la lame d'eau, la modification empirique du coefficient d'absorption de la lame d'eau, l'utilisation de la réflectance du sol saturé pour prédire les réflectances de sols plus secs et le modèle BSM qui est une variante de MARMIT. On a constaté que la première permettait d'améliorer légèrement l'ajustement des réflectances, on la retient pour MARMIT-2. La deuxième a montré une réduction significative de l'erreur de prédiction des réflectances, mais on a proposé simplement une approche préliminaire et empirique. La modification du coefficient d'absorption de la lame d'eau permet de considérer que celle-ci n'est pas constituée d'eau pure mais d'un mélange d'eau et de particules minérales et cela semble être une bonne piste. Nous la retenons pour MARMIT-2 et nous l'approfondirons dans la section suivante par une étude sur l'indice de réfraction complexe d'un mélange d'eau et de particules. Avec la troisième piste d'amélioration, on a vu que MARMIT n'est pas réversible simplement, c'est-à-dire que sans information a priori sur la composition minéralogique du sol, on ne peut pas prédire la réflectance du sol sec à l'aide de celle du sol saturé. On ne se servira donc pas de cette idée pour MARMIT-2. La dernière piste d'amélioration améliore l'ajustement de la réflectance dans le SWIR mais la détériore dans le VNIR, elle n'est pas retenue pour MARMIT-2.

II.3. MARMIT-2

Trois modifications sont proposées pour améliorer le modèle MARMIT : aux deux pistes retenues en [Section II.2](#) – la considération de la lumière diffuse dans la lame d’eau et l’inclusion de particules minérales dans la lame d’eau – va s’ajouter la prise en compte de la diffusion de la lumière à la surface du sol. La [Figure II.24](#) illustre la nouvelle version de MARMIT appelée MARMIT-2, qui tient compte de ces trois modifications. Ces dernières amènent à introduire des paramètres supplémentaires, dont certains sont fixes et d’autres variables. On commencera par les détailler, puis on montrera comment paramétrer MARMIT-2. On présentera ensuite des simulations de réflectances à différents niveaux d’humidité et on s’intéressera notamment à l’effet du nouveau paramètre variable : la fraction volumique de particules de sol dans la lame d’eau. On montrera enfin les performances de MARMIT-2 en sens inverse, c’est-à-dire pour l’ajustement des réflectances spectrales mesurées à différents niveaux d’humidité.

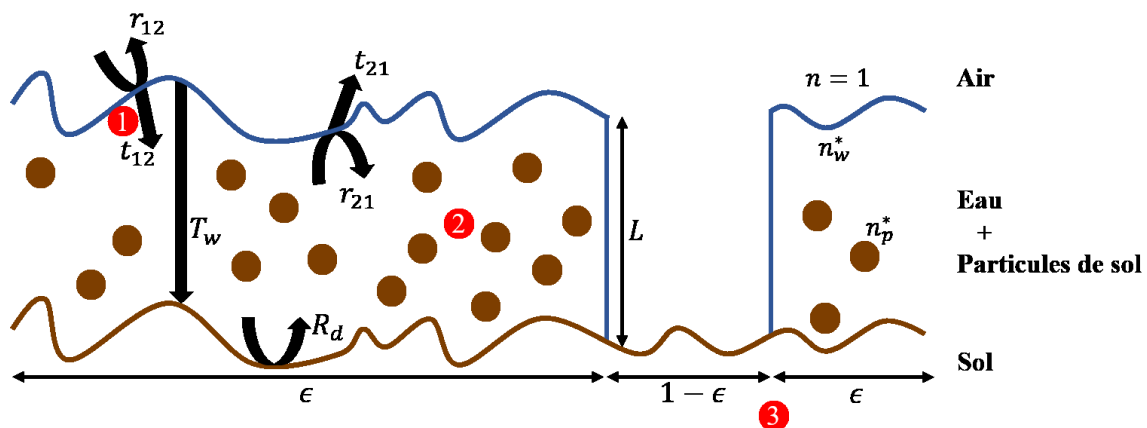


Figure II.24. Représentation schématique du modèle MARMIT-2 avec les trois modifications proposées par rapport à MARMIT : (1) prise en compte de la lumière diffuse dans la lame d’eau ; (2) inclusion de particules de sol dans la lame d’eau ; (3) prise en compte de la diffusion autour des zones humides en surface. D’après [Dupiau et al. \(2022\)](#).

II.3.1. Présentation des améliorations

Première amélioration : lumière diffuse dans la lame d’eau

La première amélioration apportée dans le modèle MARMIT-2 est la modification de la géométrie de la lame d’eau qui amène à la prise en compte de la lumière diffuse dans l’eau. Ceci correspond à la première piste d’amélioration présentée à la [Section II.2.1](#). On remplace l’[Equation I.15](#) par l’[Equation II.5](#) et on utilise l’[Equation II.6](#) pour exprimer la transmission de la lame d’eau.

Deuxième amélioration : inclusion de particules de sol dans la lame d’eau

Le modèle MARMIT prédit mal la réflectance des sols humides dans les fortes bandes d’absorption de l’eau autour de $1.4 \mu\text{m}$ et $1.9 \mu\text{m}$ ([Section II.2](#)). On propose de considérer que la lame d’eau n’est plus constituée uniquement d’eau pure mais d’un mélange d’eau pure et de fines particules minérales. Cette

étude a été entamée par [Bablet \(2019\)](#) pour onze échantillons de sols dont la composition minérale était connue et avait donné des résultats très encourageants, ce qui nous a invité à poursuivre et approfondir cette voie. L'inclusion des particules de sol dans la lame d'eau conserve le schéma général du modèle mais change l'indice de réfraction complexe de la lame d'eau qui est un paramètre d'entrée du modèle. La partie réelle intervient dans le calcul des réflectances et transmittances à l'interface air-eau (t_{12} , t_{21} , r_{21}) et la partie imaginaire dans le calcul de la transmittance de la lame d'eau incluant des particules (T_w). On fait l'hypothèse que ces particules sont sphériques, de diamètre très petit devant la longueur d'onde, réparties de manière homogène dans la lame d'eau, et qu'elles occupent une fraction volumique δ beaucoup plus petite que la fraction de volume occupée par l'eau de manière à ce qu'elles soient suffisamment éloignées les unes des autres pour ne pas former d'agrégat ([Markel, 2016](#)). On suppose que δ est compris entre 0 et 0.25 ([Bablet, 2019](#)). On souhaite donc calculer l'indice de réfraction complexe effectif n_{eff}^* de ce milieu turbide, constitué d'eau et de particules de sol, à partir de l'indice de réfraction de l'eau, de celui des particules, et de δ à l'aide d'une fonction de mélange.

L'indice de réfraction complexe n_{eff}^* s'écrit :

$$n_{eff}^* = n_{eff} + ik_{eff} \quad (\text{II. 11})$$

On note ϵ_{eff}^* la permittivité relative de la couche d'eau incluant des particules de sol. C'est une quantité complexe sans dimension généralement appelée constante diélectrique, qui désigne la permittivité diélectrique d'un milieu divisée par celle du vide ($\epsilon_0 = 8.854.10^{-12} \text{ F. m}^{-1}$). Elle s'écrit comme le carré de l'indice de réfraction complexe du milieu :

$$\epsilon_{eff}^* = \epsilon'_{eff} + i\epsilon''_{eff} = n_{eff}^{*2} \quad (\text{II. 12})$$

Le [Tableau II.5](#) compile des fonctions de mélange de la littérature permettant de calculer ϵ_{eff}^* ou directement n_{eff}^* à partir des indices de réfractons ou des permittivités relatives des deux matériaux, et de δ . Les parties réelle n_{eff} et imaginaire k_{eff} de l'indice de réfraction effectif sont exprimées en fonction de ϵ_{eff}^* de la manière suivante :

$$n_{eff} = \text{Re} \left(\sqrt{\epsilon_{eff}^*} \right) \quad (\text{II. 13})$$

$$k_{eff} = \text{Im} \left(\sqrt{\epsilon_{eff}^*} \right) \quad (\text{II. 14})$$

On appelle ϵ_p^* , n_p^* , ϵ_w^* et n_w^* les permittivités relatives et les indices de réfraction complexes des particules de sol et de l'eau, respectivement.

Tableau II.5. Fonctions de mélange proposées dans la littérature pour calculer la permittivité effective ou l'indice de réfraction effectif d'un mélange biphasé. L'exposant * indique des grandeurs complexes. Les indices *eff*, *p* et *w* désignent le milieu effectif, les particules de sol et l'eau.

	Nom	Formule	Référence
	Permittivité moyenne	$\epsilon_{eff}^* = \delta\epsilon_p^* + (1 - \delta)\epsilon_w^*$	Park et al. (2017)
	Lichtenecker	$\epsilon_{eff}^* = \epsilon_p^{*\delta} \epsilon_w^{*1-\delta}$	Lichtenecker (1926) ; Simpkin (2010)
Mélange des permittivités relatives	Modèle α	$\epsilon_{eff}^* = (\delta\epsilon_p^{*\alpha} + (1 - \delta)\epsilon_w^{*\alpha})^{\frac{1}{\alpha}}$ $-1 \leq \alpha \leq 1$	$\alpha = 1/3$ (Looyenga, 1965)
			$\alpha = 1/2$ (Birchak et al., 1974) Brovelli et Cassiani (2008)
	Maxwell-Garnett	$\epsilon_{eff}^* = \epsilon_w^* \frac{\epsilon_p^* + 2\epsilon_w^* + 2\delta(\epsilon_p^* - \epsilon_w^*)}{\epsilon_p^* + 2\epsilon_w^* - \delta(\epsilon_p^* - \epsilon_w^*)}$	Riziq et al. (2007) ; Cosenza et al. (2009)
Mélange des indices de réfraction	Indice moyen	$n_{eff}^* = \delta n_p^* + (1 - \delta)n_w^*$	Riziq et al. (2007) ; Park et al. (2017)

La principale hypothèse requise pour utiliser des fonctions de mélange est que les particules sont plus petites que la longueur d'onde de la lumière. Elles ont beaucoup été utilisées dans le domaine des microondes, notamment pour la calibration des sondes à réflectométrie temporelle (TDR) (Zakri et al., 1998), car dans ce cas cette hypothèse est facile à satisfaire étant donné que la longueur d'onde varie entre 0.5 cm et 100 cm. Dans le domaine solaire (0.4-2.5 μm), on suppose que les particules en suspension dans l'eau sont de taille suffisamment petite pour que cette hypothèse soit valide.

Dans le [Tableau II.5](#), la *permittivité moyenne* est définie comme la moyenne arithmétique des permittivités relatives de l'eau et des particules de sol, pondérée par la fraction volumique de chacun des constituants. Si la fraction volumique des particules est δ , celle de l'eau est $1 - \delta$. L'*indice moyen* est défini de la même manière pour les indices de réfraction. [Park et al. \(2017\)](#) montrent que les permittivités suivent le principe de superposition et donc que d'un point de vue physique, il vaut mieux utiliser la *permittivité moyenne* que l'*indice moyen*.

[Simpkin \(2010\)](#) a montré que l'équation de Lichtenecker pouvait être directement obtenue à partir des équations de Maxwell et du principe de conservation de charge. Il faut faire attention car dans la littérature, le *modèle α* est parfois aussi appelé également modèle de Lichtenecker. [Brovelli et Cassiani \(2008\)](#) suggèrent d'utiliser $\alpha = 1/2$ pour un milieu saturé en eau alors que [Looyenga \(1965\)](#) utilise $\alpha = 1/3$.

La formule de mélange de Maxwell-Garnett est établie en considérant une matrice (l'eau) contenant de petites inclusions (les particules de sol). [Cosenza et al. \(2009\)](#) l'ont appliquée aux sols dans le domaine des microondes, et [Riziq et al. \(2007\)](#) ont calculé l'indice effectif de très petites particules d'aérosols avec cette formule à la longueur d'onde de 0.532 μm . [Simpkin \(2010\)](#) ont montré que la formule de mélange de Maxwell-Garnett pouvait être vue comme une approximation de la formule de Lichtenecker. Ces fonctions de mélange seront appliquées et comparées plus bas dans la [Section II.3.2](#).

Troisième amélioration : diffusion de la lumière à la surface du sol humide

L'Equation I.11 fait l'hypothèse que la réflectance spectrale d'un sol partiellement humide s'écrit comme une combinaison linéaire de la réflectance spectrale d'un sol complètement sec et de celle d'un sol complètement humide, pondérée par les fractions de couverture de surface de sol complètement humide et complètement sec. Il s'agit d'une approximation, en partie parce que la lumière qui entre dans le sol par une zone sèche peut être diffusée latéralement et ressortir par une zone humide, et inversement, ce qui crée des effets non linéaires non pris en compte par l'Equation I.11. Ce phénomène est appelé engraissement des points d'encre (*dot gain*) ou effet Yule-Nielsen dans le domaine de l'impression où la lumière est aussi diffusée par un milieu diffusant, le papier, autour de taches absorbantes, les points d'encre. Il a été étudié dans le cadre de la prédiction de la réflectance des imprimés en demi-tons (Yule et Nielsen, 1951 ; Arney et Yamaguchi, 1999 ; Hébert, 2014). Pour tenir compte de cette diffusion autour des points d'eau sur le sol, on peut remplacer l'Equation I.11 par celle-ci :

$$R_{mod} = \left(\epsilon R_w^{\frac{1}{\nu}} + (1 - \epsilon) R_d^{\frac{1}{\nu}} \right)^{\nu} \quad (\text{II. 15})$$

où ν est un paramètre empirique dont une interprétation physique a été proposée par Hébert et al. (2015). Lorsqu'on utilise cette formule dans le domaine des imprimés, ν peut être relié au pouvoir diffusant du matériau sur lequel on imprime. Dans la plupart des cas, c'est un nombre réel supérieur à 1 mais des valeurs négatives ont également été utilisées dans certaines études (Lewandowski et al., 2006 ; Viggiano, 2006). Les performances de MARMIT-2 testées pour différentes valeurs de $\nu \geq 1$ sont montrées dans la Section II.3.2.

II.3.2. Paramétrisation du modèle

Le Tableau II.6 est une synthèse des paramètres d'entrée des modèles MARMIT et MARMIT-2. La réflectance d'un sol humide est exprimée avec MARMIT-2 en fonction de la réflectance du sol sec, de trois paramètres libres qui sont à estimer pour obtenir le meilleur ajustement possible de la réflectance mesurée (l'épaisseur de la lame d'eau L , la fraction de couverture de la lame d'eau ϵ , et la fraction volumique de particules de sol dans la lame d'eau δ), et de deux paramètres supposés connus (le paramètre de Yule-Nielsen ν et l'indice de réfraction complexe des particules de sol n_p^*). Par la suite, on sélectionnera une fonction de mélange parmi celles présentées précédemment pour calculer l'indice de réfraction effectif du mélange d'eau et de particules de sol à partir de n_p^* et de δ , on fixera ensuite les valeurs de n_p^* et de ν en cherchant une valeur qui minimise l'écart entre les réflectances modélisées et mesurées. Même si les effets de ν et de n_p^* sont probablement interdépendants physiquement, on les considérera séparément pour simplifier l'étude. On commencera par faire varier les parties réelle et imaginaire de n_p^* en fixant la valeur de ν , puis on fera ensuite varier ν en fixant n_p^* .

Tableau II.6. Paramètres d'entrée libres et fixes des modèles MARMIT et MARMIT-2.

	MARMIT	MARMIT-2
Fraction de couverture de la lame d'eau ϵ	Libre	Libre
Épaisseur de la lame d'eau L (m)	Libre	Libre
Fraction volumique de particules de sol δ	-	Libre
Paramètre de Yule-Nielsen ν	-	Fixe
Indice de réfraction complexe de l'eau $n_w^*(\lambda)$	Fixe	Fixe
Indice de réfraction complexe des particules de sol $n_p^*(\lambda)$	-	Fixe
Angle d'incidence de la lumière θ_i (°)	Fixe	-

Fonction de mélange

La Figure II.25 montre les parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction effectif du mélange d'eau et de particules de sol calculé à l'aide des fonctions de mélange présentées précédemment, pour différentes fractions volumiques de particules δ . Les deux premières colonnes correspondent à un mélange d'eau et de kaolinite, un minéral argileux abondant sur Terre, et la dernière colonne correspond à un mélange d'eau et de quartz. L'absorption de la lumière par le quartz étant négligeable dans le domaine solaire, on ne montre que la partie réelle de l'indice effectif. On observe peu de différences parmi les valeurs d'indice de réfraction effectif calculées selon la fonction de mélange, en particulier pour la partie imaginaire. C'est pourquoi, pour le modèle MARMIT-2, on choisit d'utiliser la loi de mélange la plus simple, la permittivité moyenne. On calcule donc l'indice de réfraction effectif du mélange d'eau et de particules avec les Equations II.13, II.14 et II.15 :

$$\epsilon_{eff}^* = \delta \epsilon_p^* + (1 - \delta) \epsilon_w^* \quad (\text{II. 16})$$

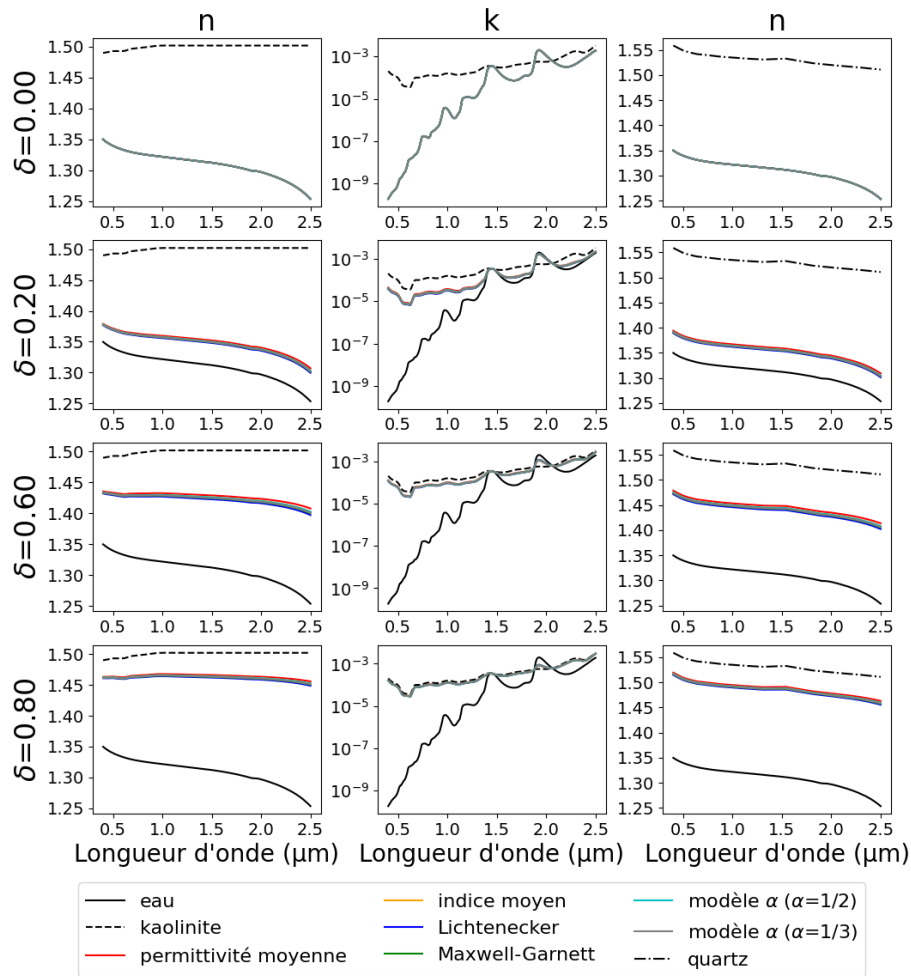


Figure II.25. Parties réelle n et imaginaire k de l'indice de réfraction effectif d'un mélange d'eau et de particules de kaolinite (deux premières colonnes) et partie réelle de l'indice de réfraction effectif d'un mélange d'eau et de particules de quartz (troisième colonne). La courbe noire en trait plein représente l'eau liquide pure, la courbe noire en trait pointillé représente les particules minérales et les courbes colorées représentent les mélanges. D'après Dupiau et al. (2022).

Indice de réfraction complexe des particules de sol

Afin de sélectionner la valeur de l'indice de réfraction des particules de sol à utiliser comme paramètre d'entrée du modèle MARMIT-2, on fait une synthèse bibliographique des valeurs d'indice de réfraction de particules minérales de sol ou d'aérosol publiées dans la littérature. Ces données sont rares en raison de la difficulté expérimentale inhérente à leur mesure. La plupart des mesures sont réalisées pour des longueurs d'onde du visible ou avec un échantillonnage spectral grossier (Egan et Hilgeman, 1979). Différentes études peuvent donner des valeurs très différentes pour le même minéral.

La détermination de l'indice de réfraction de minéraux a fait l'objet de nombreuses études. Smith et Grainger (2013) ont compilé des valeurs d'indice de réfraction des principaux minéraux composant des aérosols minéraux mesurées entre 0.5 et 1.9 μm (Figure II.26). Ils observent que les propriétés optiques de ces aérosols sont contrôlées plus par la partie imaginaire de l'indice de réfraction que par sa partie réelle et proposent $1.53 + 0.001i$ comme valeur moyenne pour les poussières désertiques. Zhang et al.

(2015) ont comparé des valeurs d'indice de réfraction complexe publiées pour les oxydes de fer. Ils ont mis en évidence la rareté des mesures continues entre 0.2 μm et 50 μm et parfois différents résultats en fonction des études. Ishida et al. (1991) et Ishida et Price (1996) ont étudié 37 échantillons de sol provenant du nord du Japon et ont développé un modèle permettant de calculer leur indice de réfraction complexe entre 0.4 μm et 0.9 μm . En fonction des échantillons, la partie réelle est comprise entre 1.42 et 1.73 alors que la partie imaginaire varie fortement avec la longueur d'onde, la taille des particules et la composition du sol. Des mesures récentes ont été réalisées pour déterminer l'indice de réfraction des aérosols minéraux. Kandler et al. (2007) se sont intéressés à un aérosol provenant du Sahara et ont obtenu $1.59 + 0.007i$ à 0.7 μm . Kandler et al. (2011) ont également calculé l'indice de réfraction de 242 échantillons d'aérosols collectés au Cap-Vert à partir de leur composition chimique pour 12 longueurs d'onde entre 0.355 μm et 2 μm . Ils ont montré que la partie imaginaire de l'indice variait avec la taille des particules, ce qui reflète leur composition chimique complexe. Wagner et al. (2012) ont mesuré l'indice de réfraction complexe d'aérosols remis en suspension à partir d'échantillons de poussière saharienne dans les domaines des UV-A et du visible : ils ont trouvé que la partie réelle était plutôt constante sur le domaine spectral et proposé 1.53 comme valeur moyenne réaliste. Finalement, Di Biagio et al. (2019) ont mesuré les indices de réfraction de 19 aérosols de poussière désertique provenant de sites variés pour 7 longueurs d'onde entre 0.37 μm et 0.95 μm . Ces auteurs ont noté peu de variation spectrale pour la partie réelle. En résumé, la partie réelle de l'indice de réfraction des particules de sol est souvent faiblement variable avec la longueur d'onde alors que la partie imaginaire montre plus de variations spectrales. Deux études s'accordent à dire que 1.53 est une valeur raisonnable pour la partie réelle. La Figure II.26 montre les variations spectrales dans le domaine solaire des parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction des principaux minéraux contenus dans les sols.

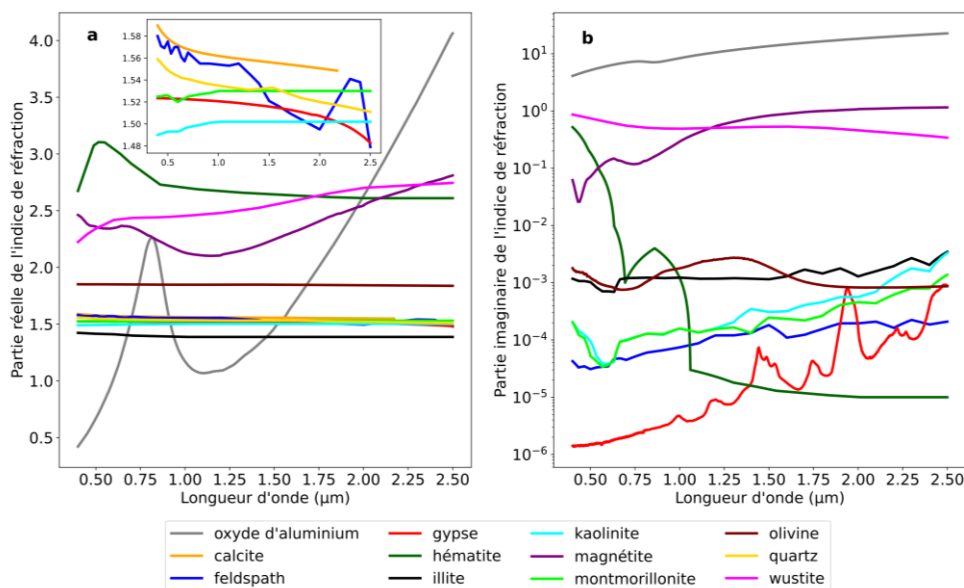


Figure II.26. Parties réelle (a) et imaginaire (b) de l'indice de réfraction de minéraux de sols. La partie imaginaire de l'indice de réfraction du quartz et de la calcite est quasi-nulle et n'est donc pas montrée sur la Fig. II.26b. D'après Dupiau et al. (2022).

Pour que le modèle MARMIT-2 soit le plus général possible et valable pour une grande diversité de sols, il serait préférable d'utiliser le même indice de réfraction de particule de sol pour tous les types de sols, si cela ne dégrade pas sensiblement la précision de la prédiction des réflectances. Pour déterminer la gamme de valeur d'indice de réfraction des particules de sol tolérée par le modèle, on calcule l'écart quadratique moyen RMSE entre la réflectance spectrale mesurée et prédite pour différentes valeurs de parties réelle et imaginaire d'indice. On sélectionne 6 longueurs d'onde pour cette étude : 0.550 μm et 0.860 μm (absorption de l'eau négligeable), 1.447 μm et 1.928 μm (centres de deux fortes bandes d'absorption de l'eau), 1.700 μm (entre deux bandes d'absorption de l'eau) et 2.200 μm (bandes d'absorption des minéraux argileux et des liaisons hydroxyles).

La Figure II.27 correspond au RMSE moyen entre les réflectances spectrales mesurées et modélisées pour les sols des jeux de données Bab16, Dup20, Les08, Liu02, Lob02, Mar12 et Phil14. La partie réelle de l'indice de réfraction des particules de sol n_p varie entre 1.35 et 1.65 et sa partie imaginaire k_p entre 10^{-6} et 10^{-1} , ce qui couvre la plupart des valeurs d'indice de réfraction de minéraux de la littérature (Figure II.26). Le paramètre de Yule-Nielsen est fixé à $\nu = 1$. Le RMSE est calculé de la manière suivante :

$$RMSE(\lambda) = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{n_{spectres}} (R_{mes,k}(\lambda) - R_{mod,k}(\lambda, L, \epsilon, \delta))^2}{n_{spectres}}} \quad (\text{II. 17})$$

avec λ la longueur d'onde, $n_{spectres}$ le nombre de spectres de réflectance de sols humides (1274 pour les jeux de données considérés), R_{mes} le spectre de réflectance mesuré et R_{mod} le spectre de réflectance modélisé par MARMIT-2 avec les Equations II.9 et II.15. Les paramètres L , ϵ et δ sont estimés en minimisant la fonction de coût suivante :

$$\chi^2(L, \epsilon, \delta) = \sqrt{\frac{\sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} (R_{mes}(\lambda) - R_{mod}(\lambda, L, \epsilon, \delta, n_p, k_p))^2}{n_\lambda}} \quad (\text{II. 18})$$

avec n_λ le nombre de longueurs d'onde de mesure des réflectances spectrales. Les bornes inférieures et supérieures des paramètres du modèle sont 0 et 1 pour ϵ , 0 et 0.2 cm pour L et 0 et 0.25 pour δ .

La Figure II.27 montre que les valeurs de RMSE varient entre 0.5% et 3.1% en considérant les 6 longueurs d'onde. À 0.550 μm et 0.860 μm , elles sont les plus hautes pour les faibles valeurs de n_p et k_p , et décroissent lorsque k_p augmente. Pour des valeurs de k_p supérieures à 10^{-4} , le RMSE semble être indépendant des variations de n_p et k_p . À 1.700 μm , 1.928 μm et 2.200 μm , on observe le même comportement avec en plus une augmentation du RMSE pour les fortes valeurs de k_p . À 1.447 μm , le RMSE est le plus faible pour les fortes valeurs de n_p et les faibles valeurs de k_p . Pour ces 6 longueurs d'onde, à condition que k_p varie entre 10^{-4} et 10^{-2} , les variations de n_p ne semblent pas avoir une grande influence sur le RMSE qui est dans ce cas relativement bas. C'est pourquoi, dans le modèle MARMIT-2, on choisit d'utiliser $n_p^* = 1.53 + 0.001i$, comme suggéré par Smith et Grainger (2013).

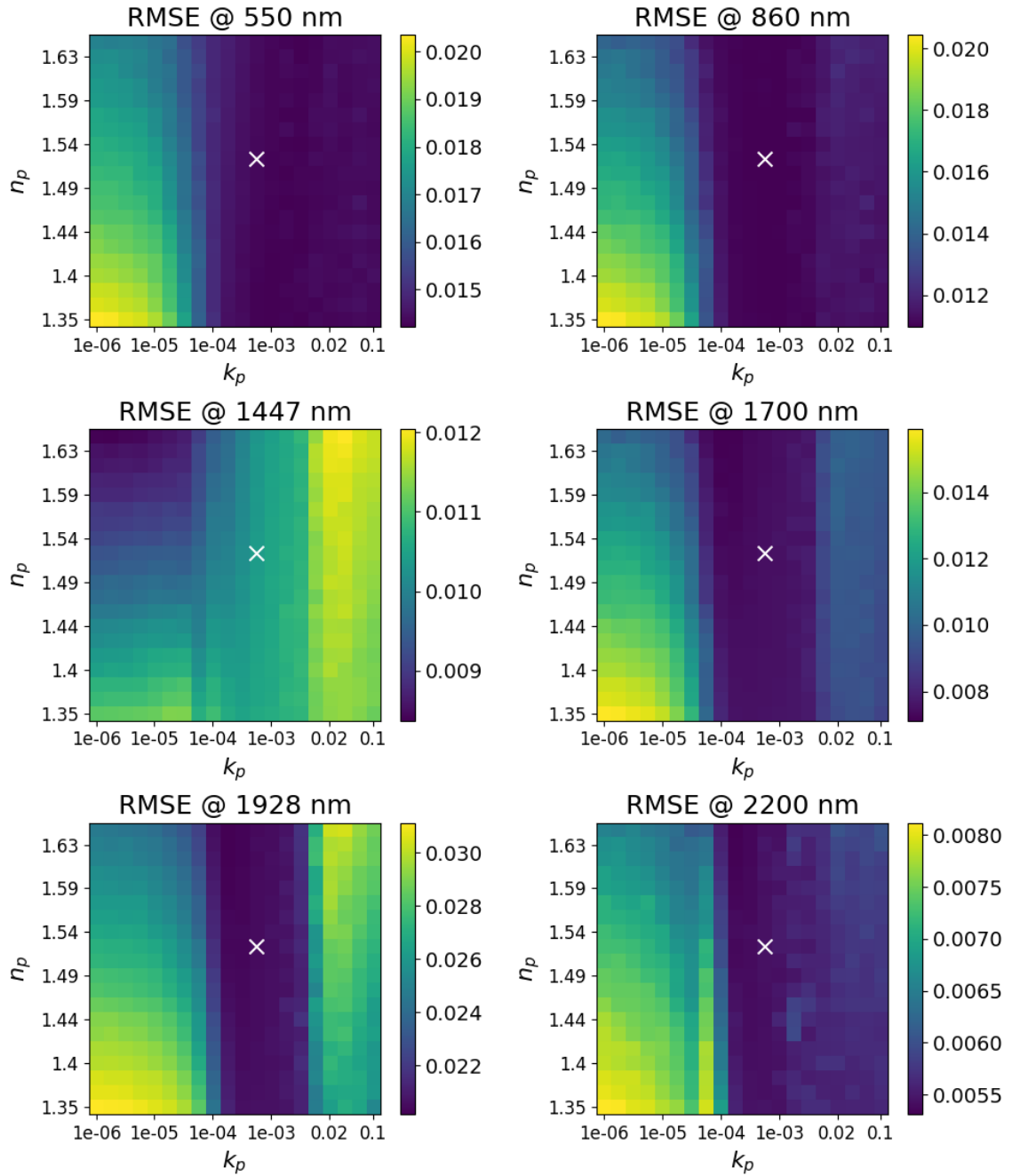


Figure II.27. RMSE entre la réflectance spectrale mesurée et modélisée pour les jeux de données Bab16, Dup20, Les08, Liu02, Lob02, Mar12 et Phil14 pour 6 longueurs d'onde et différentes valeurs des parties réelle et imaginaire de l'indice optique des particules de sol. La croix blanche correspond à $n_p^* = 1.53 + 0.001i$.

Paramètre de Yule-Nielsen

Le dernier paramètre à fixer est le paramètre ν de Yule-Nielsen. La Figure II.28 montre la moyenne spectrale du RMSE entre la réflectance spectrale mesurée et modélisée pour les jeux de données Bab16, Dup20, Dup22, Les08, Liu02, Lob02, Lux13, Mar12 et Phil14 en fonction de ν , en prenant $n_p^* = 1.53 + 0.001i$. La valeur minimale de RMSE est obtenue pour $\nu = 2.27$. On a régénéré la Figure II.27 en remplaçant $\nu = 1$ par $\nu = 2.27$ et on observe toujours que le RMSE prend ses valeurs les plus faibles

lorsque k_p est entre 10^{-4} et 10^{-2} , et que dans cette gamme de valeurs de k_p , il est relativement indépendant de n_p . C'est pourquoi, dans le modèle MARMIT-2, on considère $n_p^* = 1.53 + 0.001i$ et $\nu = 2.27$.

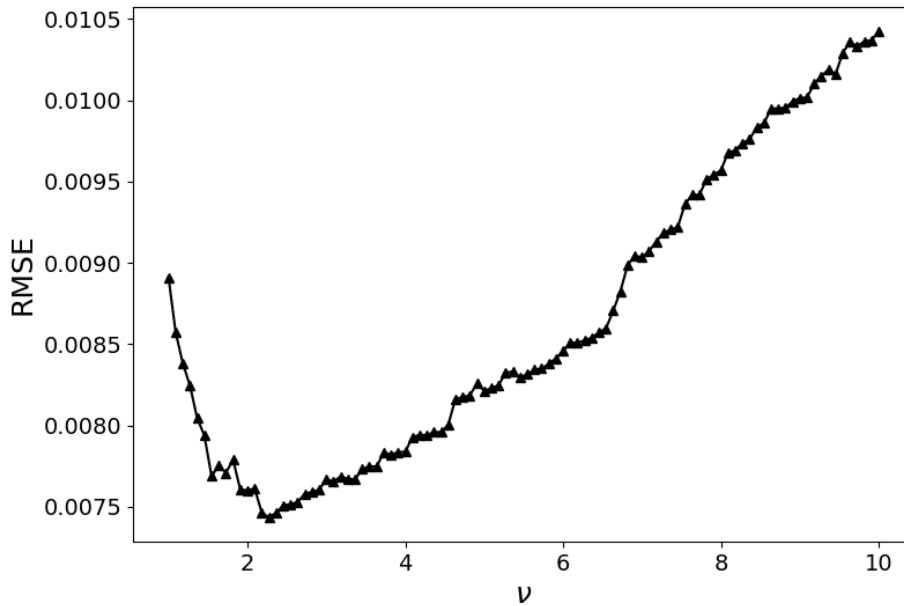


Figure II.28. Valeur moyenne du RMSE entre la réflectance mesurée et modélisée en fonction du paramètre de Yule-Nielsen ν pour les jeux de données Bab16, Dup20, Dup22, Les08, Liu02, Lob02, Lux13, Mar12 et Phil14.

II.3.3. Simulation de la réflectance en sens direct et inverse

Simulation de la réflectance du sol à différents niveaux d'humidité

Après avoir paramétré le modèle, nous pouvons enfin simuler des spectres de réflectance de sols humides avec MARMIT-2, en fonction de la réflectance du sol sec et des trois paramètres d'entrée du modèle : L , ϵ et δ . Pour observer l'effet de l'inclusion des particules de sol dans la lame d'eau sur la réflectance modélisée, on simule des réflectances de sol humide pour différentes fractions volumiques de particules à l'aide des Equations II.9, II.15 et II.16, en fixant les valeurs de L et ϵ (Figure II.29). On observe une décroissance de la réflectance dans le visible au fur et à mesure que la concentration de particules dans la lame d'eau augmente. On voit également d'autres effets de l'augmentation de δ au-delà du visible : la profondeur de la bande d'absorption autour de $1.45 \mu\text{m}$ augmente et la pente à droite des bandes d'absorption autour de $1.45 \mu\text{m}$ et $1.95 \mu\text{m}$ décroît. Ces changements sont de bon augure pour améliorer l'ajustement des réflectances spectrales mesurées par rapport au modèle MARMIT car celui-ci surestime la réflectance dans le visible et ne reproduit pas correctement la réflectance dans les bandes d'absorption de l'eau.

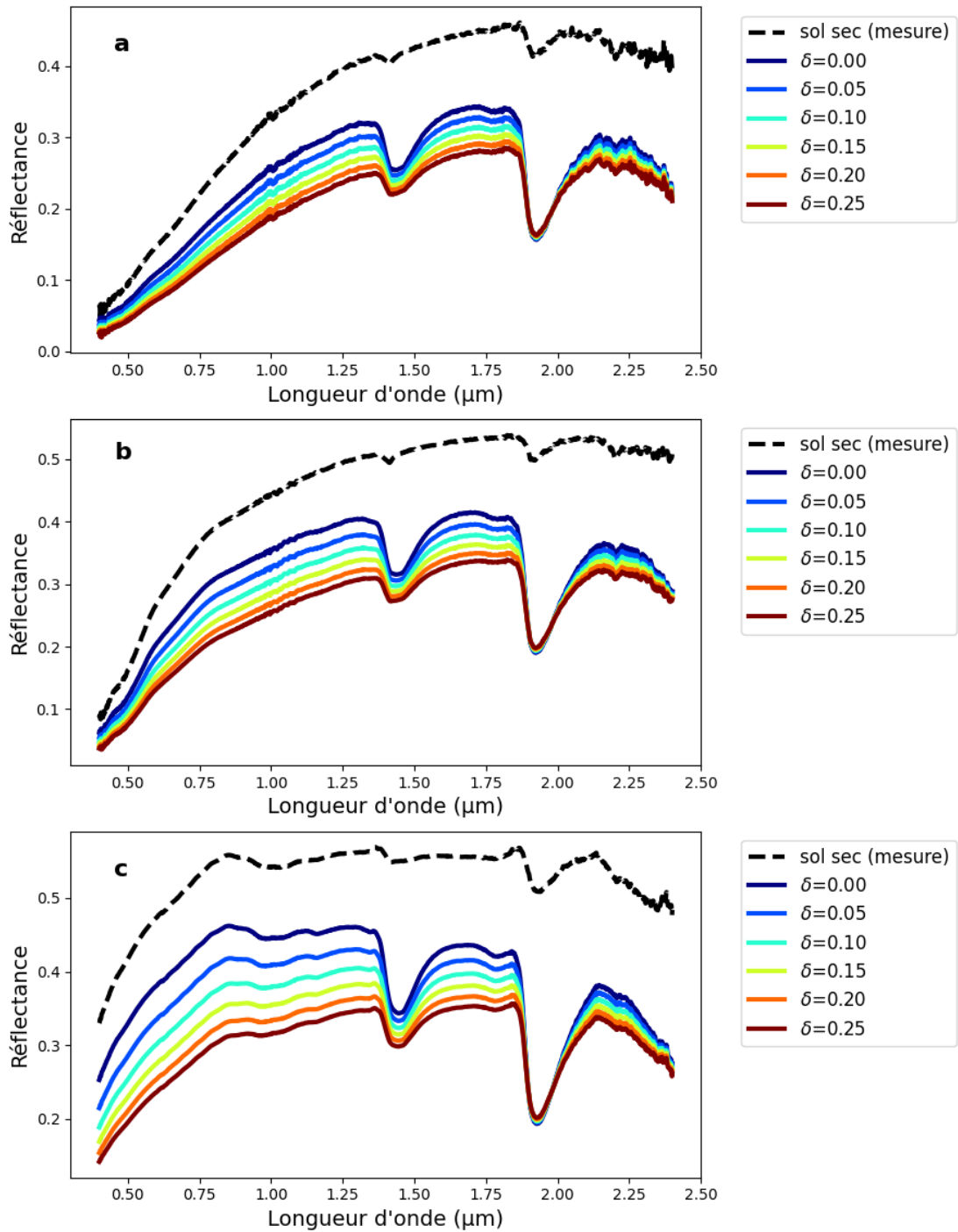


Figure II.29. Spectres de réflectance d'un sol sec mesuré et de sols humides simulés avec MARMIT-2 pour $L = 0.005 \text{ cm}$, $\epsilon = 0.5$ et différentes valeurs de δ . (a) sol sableux (Colluviosol 26d1, Bab16), (b) sol limoneux (Luvisol 208TE, Bab16) et (c) sol argileux (30Pujaut, Les08).

Ajustement de la réflectance du sol mesurée à différents niveaux d'humidité

L'inversion de MARMIT-2 consiste à estimer le jeu de paramètres (L, ϵ, δ) qui minimise la fonction de coût de l'Equation II.18. La Figure II.30 montre des spectres de réflectance mesurés et modélisés par MARMIT et MARMIT-2, pour l'échantillon de sable blanc du jeu de données Bab16 à différents niveaux d'humidité et deux valeurs d'indice de réfraction des particules de sol. Pour la Figure II.30b, on a attribué à n_p^* la valeur de l'indice de réfraction spectral du quartz en supposant que sa partie imaginaire est

négligeable car il s'agit du principal minéral constitutif de ce sol. Pour la Figure II.30c, on a utilisé la valeur fixée dans le modèle MARMIT-2 : $n_p^* = 1.53 + 0.001i$. On remarque que MARMIT-2 ajuste mieux les spectres de réflectance mesurés que MARMIT, quelle que soit la valeur de n_p^* , particulièrement dans le visible et autour de la bande d'absorption de l'eau à 1.4 μm . On voit ensuite que malgré le fait qu'il semble plus physiquement valable d'utiliser l'indice de réfraction du quartz plutôt qu'une valeur constante arbitraire, cela n'améliore pas l'ajustement des réflectances. L'accord entre les réflectances mesurées et modélisées est meilleur lorsqu'on utilise un indice de réfraction constant (Figure II.30c.).

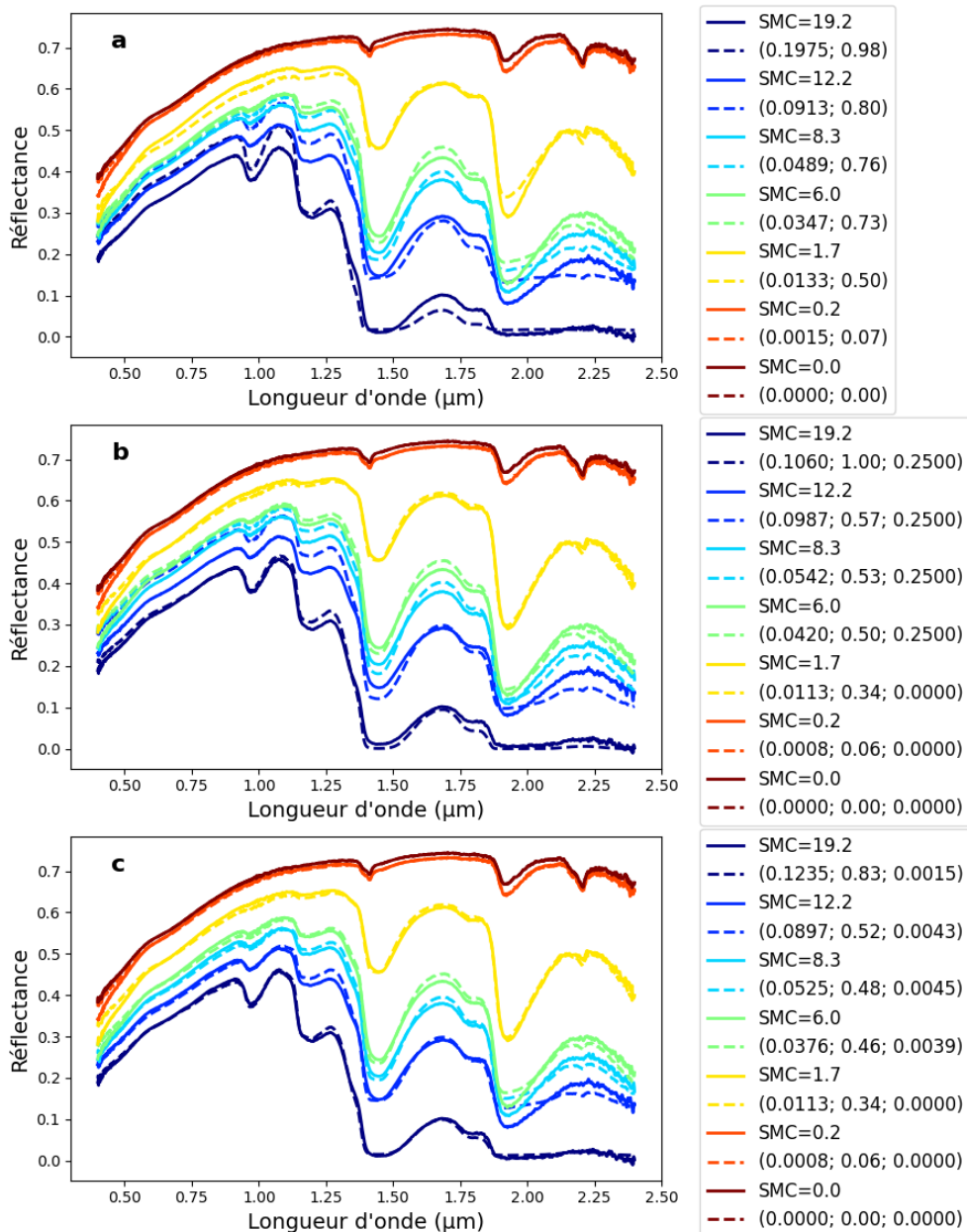


Figure II.30. Spectres de réflectance mesurés (trait plein) et modélisés (trait pointillé) à différents niveaux d'humidité pour un échantillon de sable blanc (jeu de données Bab16). (a) MARMIT, (b) MARMIT-2 avec l'indice de réfraction du quartz pour n_p^* , et (c) MARMIT-2 avec $n_p^* = 1.53 + 0.001i$. Les paramètres estimés sont indiqués en légende : (a) $(L(cm); \epsilon)$ et (b, c) $(L(cm); \epsilon; \delta)$.

La Figure II.31 est similaire à la Figure II.30 mais montre les résultats obtenus pour un échantillon de sable collecté en Chine du jeu de données Dup20. Pour la Figure II.31b., on utilise $n_p^* = 1.48 + 0.002i$ qui est la valeur moyenne mesurée par Di Biagio et al. (2019) à 7 longueurs d'onde visibles pour cet échantillon de sol. On observe une fois encore que MARMIT-2 donne des meilleurs résultats que MARMIT. Pour ce sol, utiliser une valeur mesurée d'indice de réfraction ou la valeur arbitraire $1.53 + 0.001i$ ne semble pas produire de grande différence quant à l'ajustement des réflectances spectrales. Cela est en accord avec la Figure II.27 : le RMSE entre les réflectances spectrales mesurées et modélisées est très peu affecté par la valeur de la partie réelle de l'indice de réfraction des particules de sol lorsqu'elle est choisie entre 1.35 et 1.65.

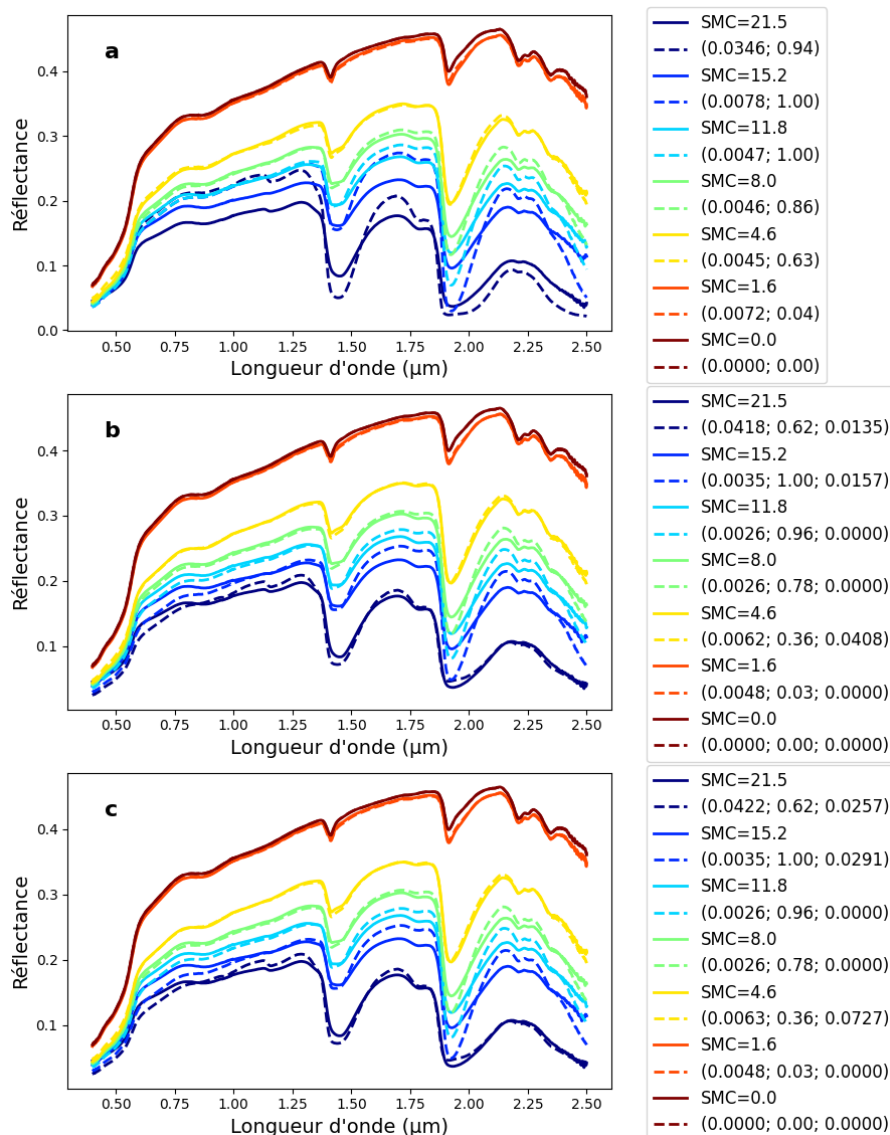


Figure II.31. Spectres de réflectance mesurés (trait plein) et modélisés (trait pointillé) à différents niveaux d'humidité pour un échantillon de sable provenant de Chine (jeu de données Dup20). (a) MARMIT, (b) MARMIT-2 avec $n_p^* = 1.48 + 0.002i$ (Di Biagio et al., 2019), et (c) MARMIT-2 avec $n_p^* = 1.53 + 0.001i$. Les paramètres estimés sont indiqués en légende : (a) $(L(cm); \epsilon)$ et (b, c) $(L(cm); \epsilon; \delta)$.

Les Figures II.32 à II.34 présentent les performances comparées de MARMIT et MARMIT-2 en termes d'ajustement de réflectance à différents niveaux d'humidité pour trois échantillons de sol différents : un sol sableux (Colluviosol 26d1, Bab16), un sol limoneux (Luvisol 208TE, Bab16) et un sol argileux (30Pujaut, Les08).

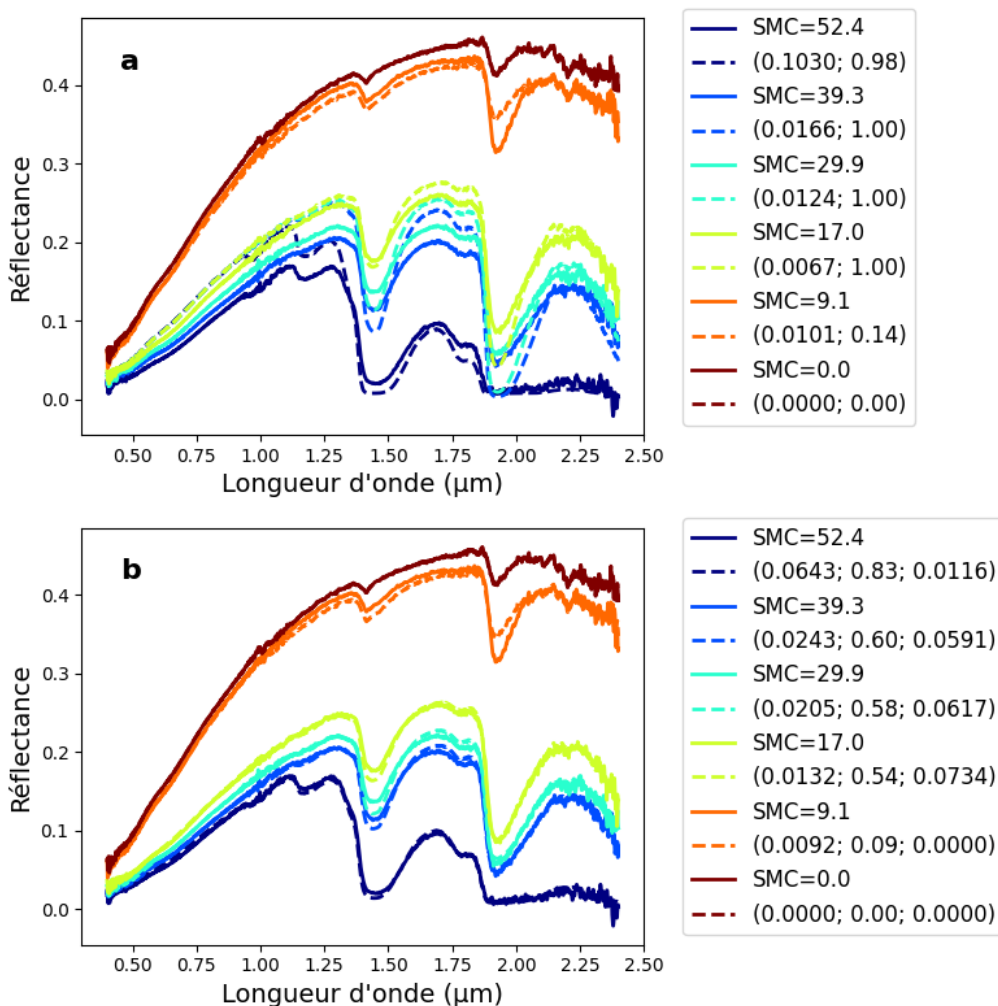


Figure II.32. Spectres de réflectance mesurés (trait plein) et modélisés (trait pointillé) à différents niveaux d'humidité pour l'échantillon de sol Colluviosol 26d1 (Bab16). (a) MARMIT, (b) MARMIT-2. Les paramètres estimés sont indiqués en légende : (a) $(L(cm); \epsilon)$ et (b) $(L(cm); \epsilon; \delta)$.

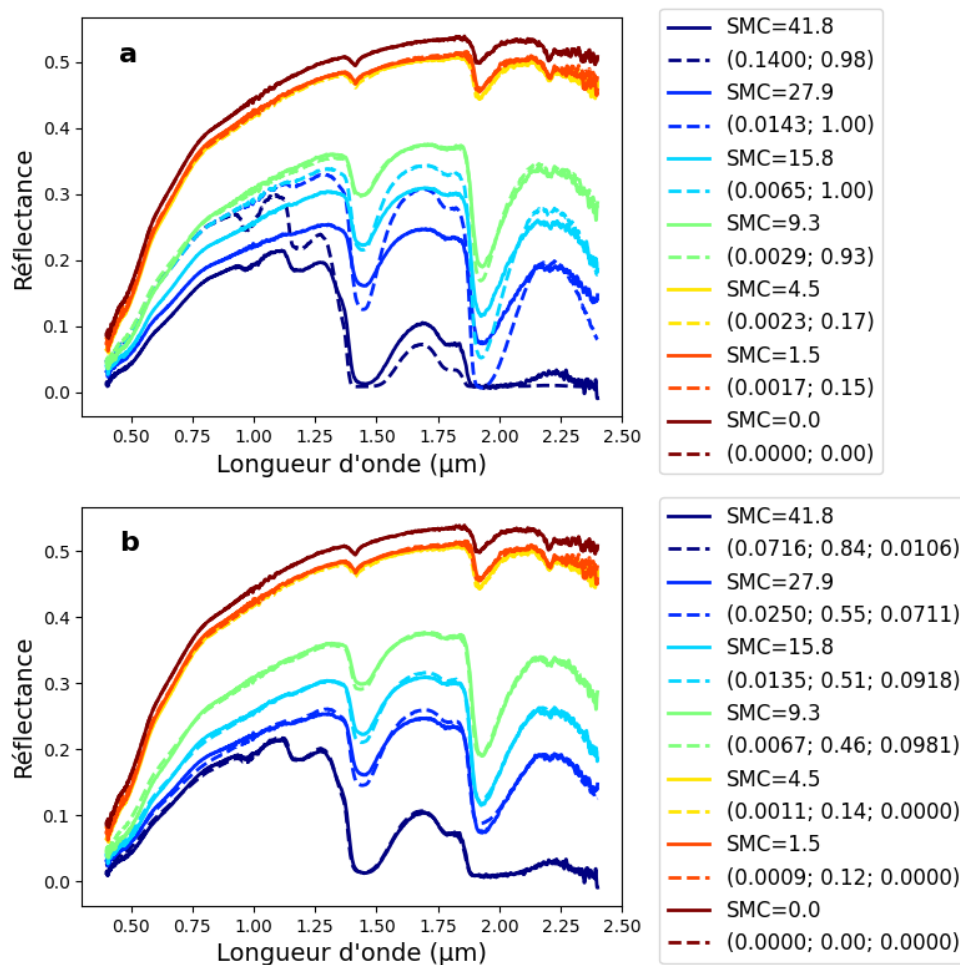


Figure II.33. Spectres de réflectance mesurés (trait plein) et modélisés (trait pointillé) à différents niveaux d'humidité pour l'échantillon de sol Luvisol 208TE (Bab16). (a) MARMIT, (b) MARMIT-2. Les paramètres estimés sont indiqués en légende : (a) $(L(cm); \epsilon)$ et (b) $(L(cm); \epsilon; \delta)$.

Le modèle MARMIT-2 permet de prédire la réflectance des sols humides avec une bonne précision sur tout le domaine solaire. Pour les faibles niveaux d'humidité, l'ajustement des spectres de réflectance qui était satisfaisant avec MARMIT le reste, donc les changements apportés par le nouveau modèle sont peu visibles. Pour les forts niveaux d'humidité, l'inclusion des particules de sol dans la lame d'eau améliore significativement l'ajustement des spectres de réflectance.

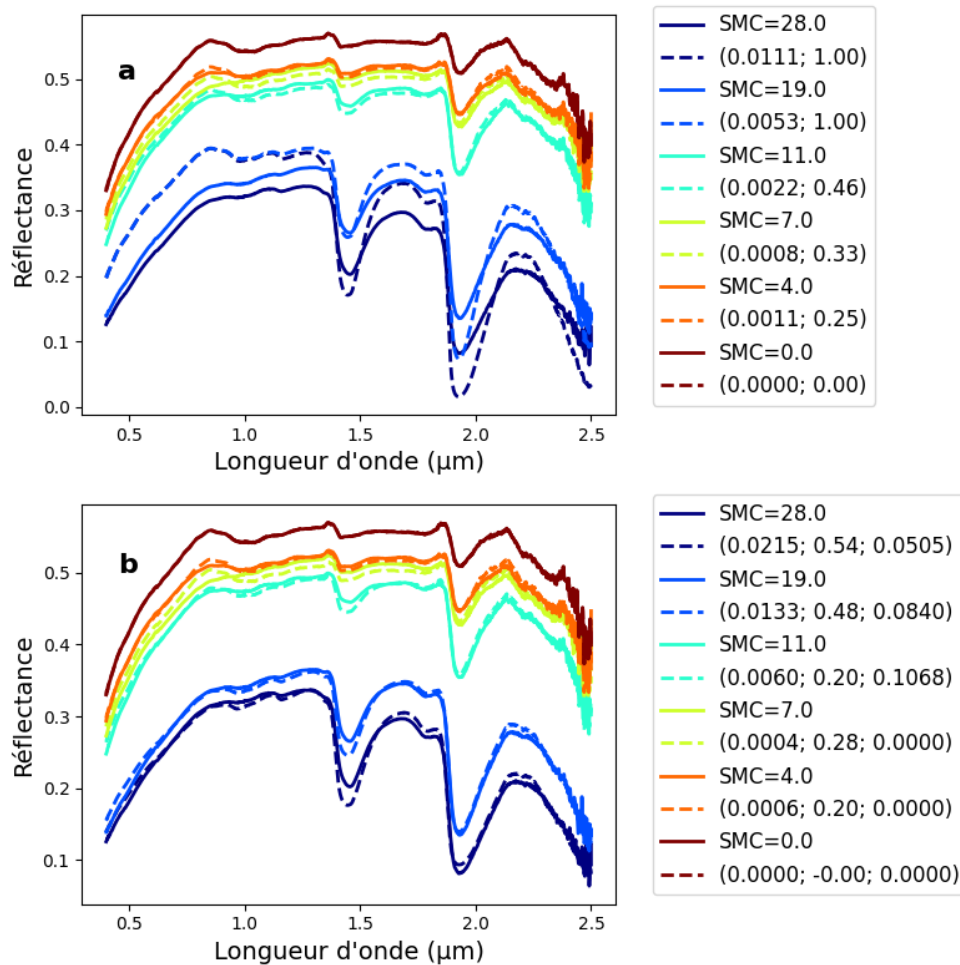


Figure II.34. Spectres de réflectance mesurés (trait plein) et modélisés (trait pointillé) à différents niveaux d'humidité pour l'échantillon de sol 30Pujaut (Les08). (a) MARMIT, (b) MARMIT-2. Les paramètres estimés sont indiqués en légende : (a) $(L(cm); \epsilon)$ et (b) $(L(cm); \epsilon; \delta)$.

La Figure II.35a. montre l'écart quadratique moyen entre les réflectances mesurées et modélisées pour les versions successives du modèle MARMIT. La courbe cyan correspond au modèle MARMIT, pour la courbe jaune on a pris en compte la lumière diffuse dans la lame d'eau, pour la courbe magenta, on a pris en compte la lumière diffuse et les particules de sols dans la lame d'eau et pour la courbe noire, en plus de cela, on prend en compte le paramètre de Yule-Nielsen, ce qui correspond à MARMIT-2.

Chaque amélioration du modèle MARMIT décrite précédemment contribue à réduire le RMSE sur le domaine solaire. L'apport le plus significatif est l'inclusion de particules de sols dans la lame d'eau. Quelle que soit la version du modèle, les plus grands écarts sont observés dans la bande d'absorption de l'eau autour de 1.95 μm. Cette bande coïncide avec une bande de forte absorption atmosphérique, on pourrait donc décider de s'affranchir de cette zone spectrale pour appliquer MARMIT-2 à des images aéroportées ou satellitaires, pour éviter des erreurs trop importantes dans l'ajustement des spectres. La différence de RMSE entre MARMIT et MARMIT-2 est en moyenne de 1.3 % entre 0.4 μm et 2.3 μm et atteint 2.3 % à 1.90 μm. Le RMSE moyen obtenu avec MARMIT-2 est 0.9 %, avec un minimum de 0.6 % et un maximum de 1.8 % contre une moyenne de 2.2 % avec MARMIT.

Les Figures II.35b-c montrent que le RMSE est plus élevé pour les plus hauts niveaux d'humidité, mais l'écart entre le RMSE obtenu pour les SMC élevés et les SMC faibles est réduit avec MARMIT-2. Les Figures II.35d-35e montrent le RMSE en fonction de la fraction granulométrique dominante du sol pour les réflectances de 205 échantillons de sol (Section II.1.2). Pour faciliter la classification des sols, on considère qu'un sol est argileux lorsque sa fraction massique d'argile est supérieure à celle de limon et à celle de sable, on classe de la même façon les sols limoneux et sableux. Cependant, cette distinction en fonction des fractions granulométriques dominantes peut être discutable lorsque les textures sont équilibrées. Pour la plupart des longueurs d'onde, le RMSE est plus élevé pour les limons que pour les sables et les argiles avec MARMIT. Avec MARMIT-2, les écarts sont similaires pour les différentes classes granulométriques.

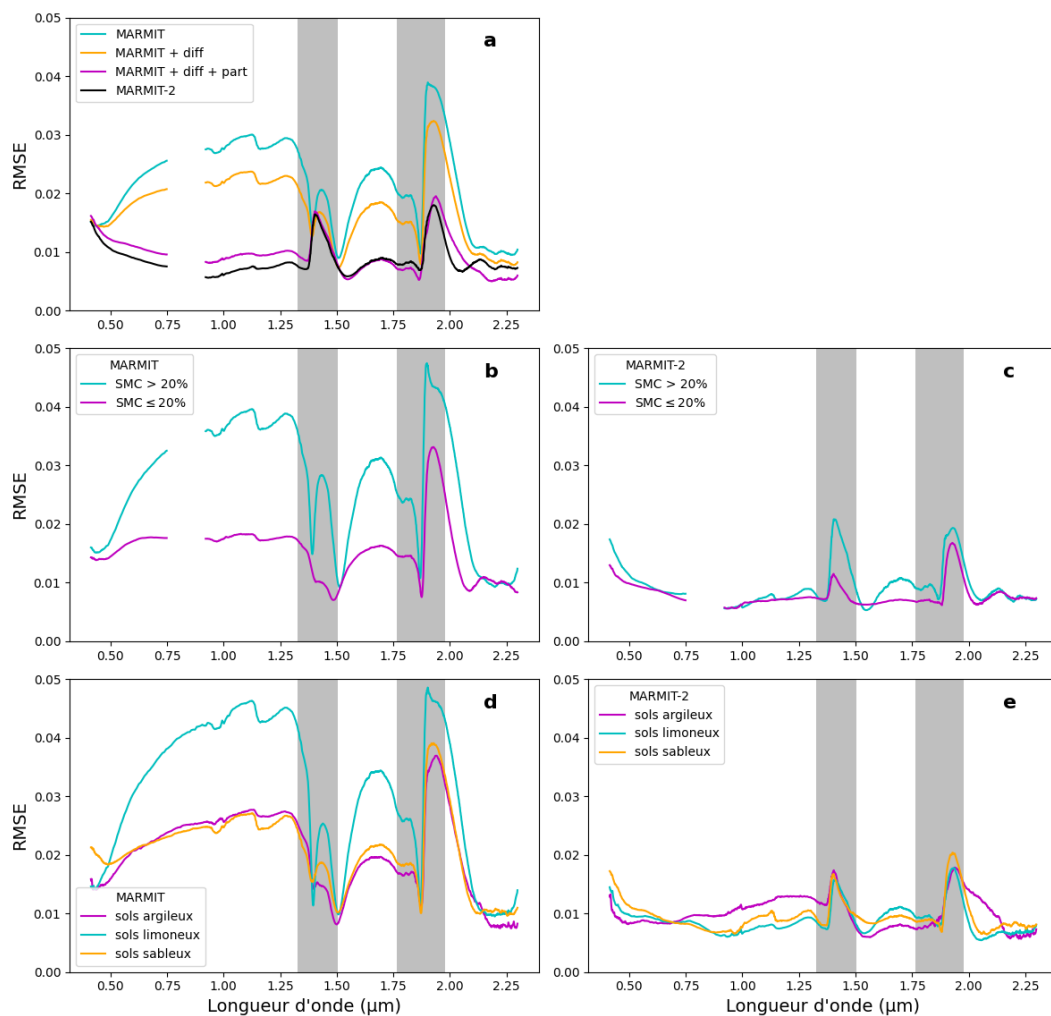


Figure II.35. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre les réflectances mesurées et modélisées pour tous nos jeux de données (3035 spectres de sols humides, 404 échantillons de sol) en fonction (a) des versions du modèle MARMIT (MARMIT, MARMIT en considérant la lumière diffuse dans la lame d'eau, MARMIT en considérant la lumière diffuse et des particules de sol dans la lame d'eau, MARMIT-2 en considérant la lumière diffuse, des particules de sol dans la lame d'eau et le paramètre de Yule-Nielsen) ; (b-c) du niveau d'humidité (1394 spectres mesurés à $SMC > 20\%$ et 1641 spectres mesurés à $SMC \leq 20\%$) pour MARMIT à gauche et MARMIT-2 à droite ; (d-e) la fraction granulométrique dominante (36 argiles, 105 limons, 65 sables) pour MARMIT à gauche et MARMIT-2 à droite. Les zones grisées correspondent à des bandes spectrales où la transmittance atmosphérique est inférieure à 60%. L'absence de valeurs entre 0.75 μm et 0.92 μm est due à des données manquantes dans la base de données Whit04.

Synthèse du chapitre

Dans ce chapitre, on a d'abord présenté notre protocole de mesure de réflectance spectrale à différents niveaux d'humidité sur des échantillons de sol et les différents jeux de données à notre disposition. On a ensuite évoqué les limites du modèles MARMIT et exploré différentes pistes d'amélioration. Enfin, on a présenté la nouvelle version de MARMIT élaborée dans le cadre de cette thèse, MARMIT-2, et discuté de ses performances.

L'amélioration principale apportée au modèle MARMIT dans ce chapitre est l'inclusion de particules de sol dans la lame d'eau par la modification de ses propriétés optiques. Cette modification s'inscrit dans la lignée des modèles proposés par Bach (1995) et Philpot (2010) dans lesquels le coefficient d'absorption de la lame d'eau est modifié pour tenir compte de la présence de manière organique dissoute ou de particules minérales en suspension. Ces deux approches étaient empiriques et impliquaient d'ajuster le coefficient d'absorption de l'eau pour un ensemble spécifique de réflectances de sols. Avec MARMIT-2, un argument physique est proposé par le calcul de l'indice de réfraction complexe effectif du mélange d'eau et de particules de sol en utilisant une fonction de mélange. Un paramètre a été ajouté, la fraction volumique de particules dans la lame d'eau δ , ainsi qu'une variable, l'indice de réfraction complexe des particules de sols n_p^* . On a vu qu'on pouvait utiliser une seule valeur constante pour n_p^* sans dégrader les performances de prédiction de réflectance, ce qui assure la polyvalence du modèle par rapport au type de sol. Le modèle s'est montré peu sensible à la valeur de l'indice de réfraction des particules de sol, si tant est que sa partie imaginaire soit choisie entre 10^{-4} et 10^{-2} , ce qui couvre une grande diversité de sols.

Les équations du modèle MARMIT-2 permettant de prédire la réflectance du sol humide sont :

$$R_{mod} = \left(\epsilon R_w^{\frac{1}{\nu}} + (1 - \epsilon) R_d^{\frac{1}{\nu}} \right)^{\nu} \quad (\text{II. 19})$$

$$R_w = \frac{t_{12} t_{21} R_d T_w^2}{1 - r_{21} R_d T_w^2} \quad (\text{II. 20})$$

Les paramètres d'entrée requis sont : l'indice de réfraction complexe de l'eau pure, l'indice de réfraction complexe des particules de sol qu'on fixe à $1.53+0.001i$, le paramètre de Yule-Nielsen $\nu = 2.27$ et trois paramètres variables, L , ϵ et δ . Huit des onze jeux de données décrits à la Section II.1.2 ainsi que les codes Python de MARMIT et MARMIT-2 peuvent être téléchargés sur un dépôt Gitlab (<https://pss-gitlab.math.univ-paris-diderot.fr/marmit/marmit/>).

Le coefficient d'absorption spécifique de la lame d'eau n'est pas unique comme pour les modèles de Bach (1995) ou de Philpot (2010), mais pour chaque réflectance, le paramètre δ est estimé (en plus de L et ϵ) et l'indice de réfraction effectif de la lame d'eau calculé, ce qui permet d'obtenir son coefficient d'absorption spécifique. On peut comprendre physiquement le fait que le coefficient d'absorption de la lame d'eau ne soit pas le même pour toutes les réflectances mesurées. En effet, en fonction du taux d'humidité du sol, la concentration de matière organique dissoute ou de particules minérales en suspension, et donc les propriétés optiques globales de la lame d'eau, varient.

Un des points qui reste à éclaircir avant de pouvoir utiliser le modèle MARMIT-2 en télédétection est sa calibration : comment relier ses paramètres au SMC, la grandeur physique mesurée sur les échantillons de sol ? Pour le modèle MARMIT, le produit des paramètres L et ϵ est relié empiriquement au SMC à l'aide d'une fonction sigmoïde (cf. [Chapitre IV](#)). Cette méthode est-elle toujours valable pour le modèle MARMIT-2 ? Quelle est la dépendance du nouveau paramètre δ au SMC ? La [Figure II.36](#) ne montre pas de corrélation évidente, à part une légère tendance de δ à augmenter pour les faibles niveaux d'humidité. Ce sera un des points abordés au [Chapitre IV](#).

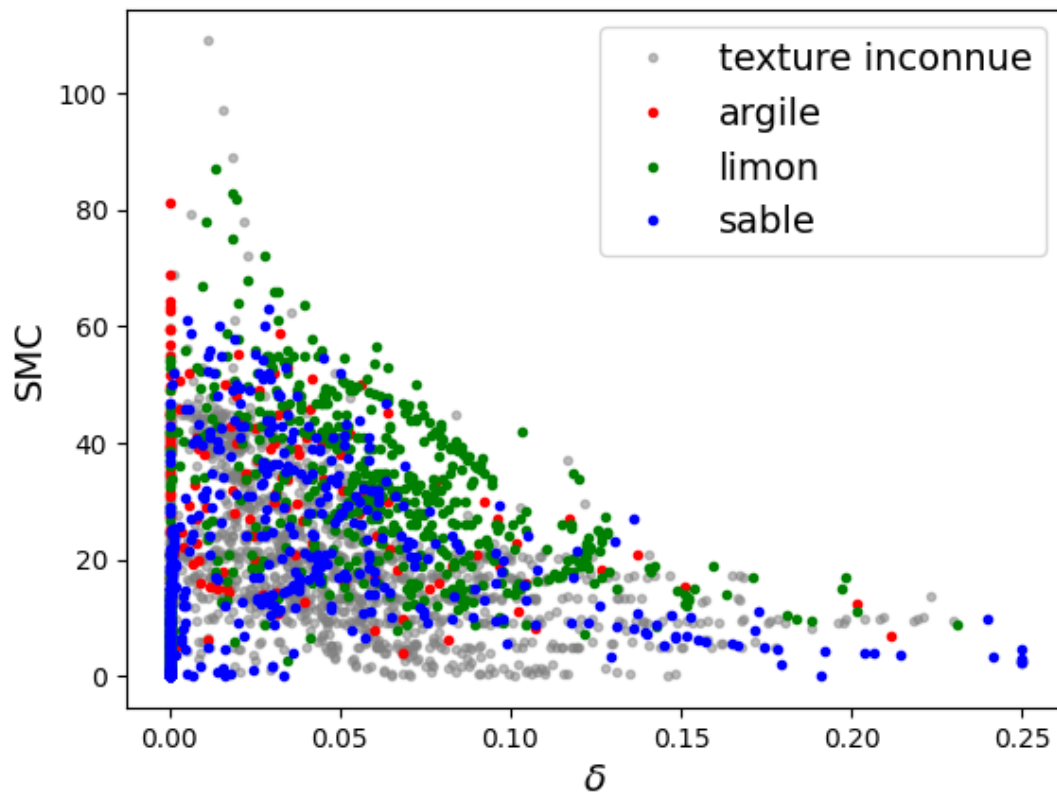


Figure II.36. SMC mesuré pour chaque échantillon des 11 jeux de données en fonction du paramètre δ estimé par le modèle MARMIT-2. La fraction granulométrique dominante des sols est indiquée en légende.

Chapitre III : Réflectance directionnelle des sols

Le modèle MARMIT-2 présenté dans le [Chapitre II](#) simule la réflectance diffuse d'échantillons de sols « lisses » en fonction de leur humidité de surface avec une bonne précision. Dans ce chapitre, on s'intéresse à la réflectance directionnelle des sols en place rugueux. La réflectance des sols varie en fonction de leur rugosité et de leur humidité de surface, mais des comportements différents peuvent être aussi observés selon la géométrie de la mesure, comme l'ont montré différentes études présentées au [Chapitre I](#). Dès que le sol n'est plus éclairé au nadir, on observe un pic de rétrodiffusion particulièrement important pour les sols les plus rugueux et pour les angles les plus rasants. Que se passe-t-il lorsqu'on humidifie le sol ?

Ce chapitre a pour objectif de modéliser la BRF de surfaces « lisses » mesurée à petite échelle, sur une surface de quelques cm², puis la BRF de surfaces rugueuses, en considérant différentes échelles spatiales pour pouvoir comparer les simulations avec des données aéroportées ou satellitaires.

On commencera par présenter des mesures de BRF de sols « lisses » réalisées à différents niveaux d'humidité en laboratoire. On verra ensuite comment, à partir de ces mesures, on peut simuler des BRF de sols rugueux à plus grande échelle. On comparera les résultats obtenus dans les deux cas, et on présentera une tentative de couplage des effets spectraux et directionnels.

III.1. Mesure de BRF de sols « lisses »

La BRF d'échantillons de sol a été mesurée à l'Institut de planétologie et d'astrophysique de Grenoble (IPAG) à différents niveaux d'humidité lors de deux campagnes de mesure menées en mars et juin 2021.

III.1.1. Echantillons de sols mesurés

Les échantillons sélectionnés pour ces mesures de BRF sont majoritairement des sols pour lesquels d'autres données ont été collectées sur le terrain ou mesurées en laboratoire, dans l'objectif de caractériser ces sols de la manière la plus complète possible :

- les échantillons Djibouti T, R et F ont été collectés dans le rift d'Asal-Ghoubbet (République de Djibouti) durant la thèse de Sébastien Labarre ([Labarre, 2017](#)). Des modèles numériques de terrain (MNT) des sites de prélèvement ont été reconstruits grâce au logiciel MicMac de l'ENSG et de l'IGN (<https://micmac.ensg.eu/index.php/Accueil>) ;
- les échantillons Tunisia Maouna et China ont été prélevés sur des sols désertiques. Leur réflectance a été mesurée en laboratoire à différents niveaux d'humidité (jeu de données Dup20), et leur indice de réfraction complexe mesuré sur des poudres ([Di Biagio et al., 2019](#)) ;
- les échantillons Fauga X1, Sable blanc POC1, Luvisol 208TE, 24Coulounieix et 31Tournesol correspondent à des sols agricoles (sauf le sable blanc) dont la réflectance a été mesurée en laboratoire à

différents niveaux d'humidité (jeux de données Les08, Bab16 et Dup20). Ils ont des luminances et des textures variées et sont disponibles en quantité suffisante pour remplir le contenant utilisé pour les mesures de BRF.

III.1.2. Dispositif expérimental

Les mesures de BRF ont été réalisées par le spectro-gonio-radiomètre SHINE (*SpectropHotometer with variable INcidence and EmERGence*). Cet instrument permet de mesurer la BRF de matériaux granulaires ou compacts entre $0.4 \mu\text{m}$ et $4.8 \mu\text{m}$ avec une grande précision radiométrique et angulaire (Brissaud et al., 2004). Un signal lumineux monochromatique généré à l'aide d'un système de réseaux éclaire un miroir parabolique qui renvoie la lumière sur l'échantillon de sol situé à environ 1 m de celui-ci (Figure III.1). La luminance de l'échantillon est mesurée par deux détecteurs ayant un champ de vision instantané (IFOV pour *instantaneous field of view*) de 4° , un pour le visible et un pour le proche infrarouge. Les détecteurs sont situés à environ 70 cm de l'échantillon.

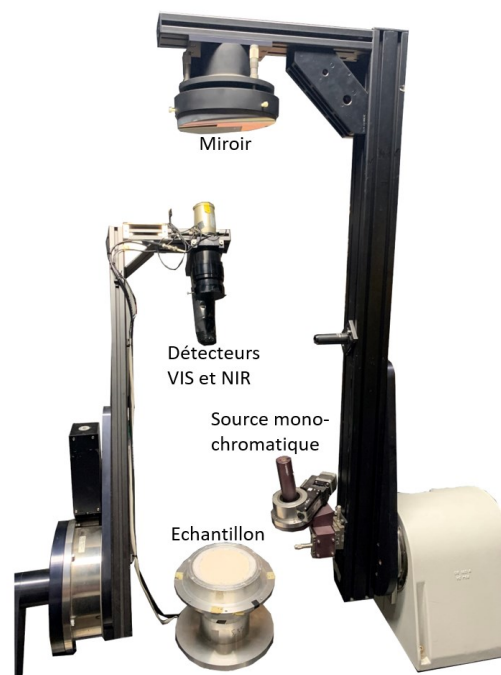


Figure III.1. Spectro-gonio-radiomètre SHINE (<https://cold-spectro.sshade.eu/-SHINE-Spectro-Gonio-Radiometer-facility>).

Pour pouvoir mesurer la réflectance de l'échantillon dans un maximum de configurations géométriques, trois rotations sont possibles : celle du bras d'illumination entre 0° et 85° pour l'angle zénithal d'illumination θ_i et celles du bras de détection entre -70° et 70° pour l'angle zénithal d'émergence θ_o et entre 0° et 180° pour l'angle azimutal d'émergence ϕ_o . En raison de contraintes mécaniques, la rotation azimutale du bras de détection ne peut pas se faire sur tout le demi-cercle. Le bras peut se déplacer entre 0° et 120° , puis les angles azimutaux entre 120° et 180° sont mesurés de l'autre côté de l'hémisphère en supposant que la BRF est symétrique (Figure III.2). Pour simplifier les notations et les représentations des

BRF, on supposera que les réflectances spectrales ont toutes été acquises du même côté, donc entre $\theta_o = 0^\circ$ et $\theta_o = 180^\circ$.

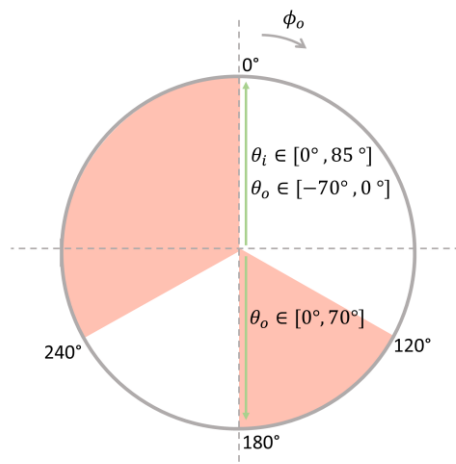


Figure III.2. Représentation schématique des angles azimutaux accessibles par SHINE. Les zones en rouge sont interdites en raison de contraintes mécaniques.

La configuration radiométrique de l'instrument est telle que l'échantillon est entièrement éclairé et que la zone observée par le détecteur est un disque de 2 cm de diamètre lorsqu'il est au zenith. Cela impose une contrainte sur la taille des particules de sol de l'échantillon mesuré : elles doivent être assez petites pour qu'il y en ait suffisamment dans la zone observée et que la réflectance mesurée soit la réflectance moyenne d'un ensemble de particules. Les sols ont été tamisés à 2 mm, ce qui fait en ordre de grandeur, une centaine de grains environ dans le disque de mesure. D'autre part, quand l'angle d'émergence augmente, la tache d'observation s'allonge et devient elliptique. Le diamètre des échantillons doit donc être supérieur à la taille du grand axe de cette ellipse qui vaut $2 / \cos(\theta_o)$, soit 5.9 cm pour $\theta_o = 70^\circ$.

III.1.3. Paramètres de mesure







Les [Tableaux III.1](#) et [III.2](#) présentent les mesures de BRF réalisées lors des deux campagnes de mesure. La deuxième a été réalisée avec l'aide précieuse de Mélanie Nguyen, stagiaire de M1 de l'Institut d'Optique Graduate School ([Nguyen, 2021](#)).

Les temps de mesure sont ~ 12 h pour une BRF complète à 45 longueurs d'onde, ~ 1 h20 pour une BRF réduite à 4 longueurs d'onde et ~ 45 min pour 3 spectres à 45 longueurs d'onde. Lors de cette première série de mesure, nous avons remarqué un pic spéculaire anormalement important sur les mesures de BRF, à la fois pour les échantillons secs et humides. Un des objectifs de la deuxième série de mesure était de comprendre l'origine de ce pic : celui-ci s'est avéré être un artefact causé par des réflexions parasites de la lumière sur le porte-échantillon métallique, même si nous nous étions assurés d'avoir un diamètre d'échantillon assez grand. Seules les mesures apparaissant en vert dans le [Tableau III.2](#) ne comportent pas ce pic parasite car elles ont été réalisées après ajout d'un cache noir diffusant sur le porte-échantillon.

Tableau III.1 : Tableau récapitulatif de la première série de mesure effectuée à l'IPAG en mars 2021. Se référer aux Tableaux III.3 et III.4 pour les jeux de longueurs d'onde et les configurations géométriques.

Echantillon et granularité	Photo	Mesures réalisées	
		Echantillons secs	Echantillons humides
Fauga X1 Tamisé à 2 mm (Les08)		Sol sec : BRF complète (48 géométries, 45 longueurs d'onde)	4 niveaux d'humidité : -spectres (45 longueurs d'onde, 3 géométries) -BRF réduite (34 géométries, 4 longueurs d'onde VIS-NIR)
Sable blanc POC1 < 2 mm (Bab16, Dup20)		Sol sec : BRF complète (48 géométries, 45 longueurs d'onde)	4 niveaux d'humidité : -spectres (45 longueurs d'onde, 3 géométries) -BRF réduite (34 géométries, 4 longueurs d'onde VIS-NIR)
Djibouti T Tamisé à 2 mm		Sol sec : BRF réduite (34 géométries, 4 longueurs d'onde situées dans les bandes de Pléiades)	
Djibouti R Tamisé à 2 mm		Sol sec : BRF réduite (34 géométries, 4 longueurs d'onde situées dans les bandes de Pléiades)	
Djibouti F Tamisé à 2 mm		Sol sec : BRF réduite (34 géométries, 4 longueurs d'onde situées dans les bandes de Pléiades)	
Tunisia Maouna (LISA) < 2 mm (Dup20)		Sol sec : BRF complète (48 géométries, 45 longueurs d'onde)	
China (LISA) < 2 mm (Dup20)		Sol sec : BRF réduite (34 géométries, 4 longueurs d'onde situées dans les bandes de Pléiades)	

Tableau III.2 : Tableau récapitulatif de la deuxième série de mesure effectuée à l'IPAG en juin 2021. Tous les échantillons sont tamisés à 2 mm. Se référer aux Tableaux III.3 et III.5 pour les jeux de longueurs d'onde et les configurations géométriques. En vert : mesures exemptes d'artefacts.

Echantillon	Photo	Mesures réalisées	
		Echantillons secs	Echantillons humides
Djibouti T		Sol sec : BRF (50 géométries, 4 longueurs d'onde situées dans les bandes de Pléiades)	
Djibouti R		Sol sec : BRF (50 géométries, 4 longueurs d'onde situées dans les bandes de Pléiades)	
Djibouti F		Sol sec : BRF (50 géométries, 4 longueurs d'onde situées dans les bandes de Pléiades)	
Luvisol 208TE (Bab16)		Sol sec : BRF (50 géométries, 45 longueurs d'onde)	4 niveaux d'humidité (SMC1 = 35 %, SMC2 = 29 %, SMC3 = 23 %, SMC4 = 18 %) : -spectres (45 longueurs d'onde, 2 géométries) -BRF (40 géométries, 6 longueurs d'onde VIS-NIR)
24Coulounieix (Les08)		Sol sec : BRF (50 géométries, 45 longueurs d'onde)	4 niveaux d'humidité (SMC1 = 59 %, SMC2 = 48 %, SMC3 = 37 %, SMC4 = 24 %) : -spectres (45 longueurs d'onde, 2 géométries) -BRF -40 géométries, 6 longueurs d'onde VIS-NIR)
31Tournesol (Les08)		Sol sec : BRF (50 géométries, 45 longueurs d'onde)	SMC1 = 39 % : -spectres (45 longueurs d'onde, 2 géométries) -BRF (40 géométries, 6 longueurs d'onde VIS-NIR)

Les temps de mesure sont ~1h30 pour une BRF à 50 géométries et 4 longueurs d'onde, ~2h pour une BRF à 40 géométries et 6 longueurs d'onde et ~30 min pour deux spectres à 45 longueurs d'onde. Le temps d'acquisition des spectres de luminance avec SHINE est long car les échantillons sont éclairés en lumière

monochromatique, dont la longueur d'onde varie. Il est estimé à ~15 min pour un spectre à 200 longueurs d'onde et à ~15 h pour une BRF avec 100 longueurs d'onde et 100 géométries de mesure. Ces durées sont très contraignantes pour les mesures de BRF de sols à différents niveaux d'humidité car l'eau s'évapore, ce qui limite la durée de l'acquisition à ~1h30. Nous avons dû sélectionner un nombre limité de longueurs d'onde (Tableau III.3), de configurations géométriques (Tableaux III.4 et III.5), et de niveaux d'humidité. Nous avons choisi de mesurer la BRF des sols désertiques uniquement secs et de faire varier l'humidité des échantillons de sols agricoles et du sable blanc. Les échantillons de Djibouti ont été mesurés pour 4 longueurs d'onde situées dans les bandes spectrales du satellite Pléiades. Des images Pléiades des zones de prélèvement de ces échantillons ont été étudiées dans le cadre de la thèse de S. Labarre (Labarre, 2017).

Tableau III.3 : Jeux de longueurs d'onde utilisés pour les mesures de BRF à l'IPAG.

Jeux de longueurs d'onde	Longueurs d'onde (μm)
Spectre complet (45 longueurs d'onde)	0.440, 0.520, 0.600, 0.680, 0.760, 0.840, 0.920, 0.960, 1.000, 1.040, 1.080, 1.120, 1.160, 1.200, 1.240, 1.280, 1.320, 1.360, 1.400, 1.440, 1.480, 1.520, 1.560, 1.600, 1.640, 1.680, 1.720, 1.760, 1.800, 1.840, 1.880, 1.920, 1.960, 2.000, 2.040, 2.080, 2.120, 2.160, 2.200, 2.240, 2.280, 2.320, 2.360, 2.400, 2.440
4 longueurs d'onde VIS-NIR	0.680, 0.760, 1.440, 1.640
6 longueurs d'onde VIS-NIR	0.520, 0.680, 0.760, 1.440, 1.640, 2.200
4 longueurs d'onde VIS (Pléiades)	0.490, 0.560, 0.650, 0.840

Des BRF « complètes », c'est-à-dire acquises pour 48-50 géométries et 45 longueurs d'onde réparties sur le domaine solaire, ont été mesurées pour des échantillons de sols secs pendant une nuit complète. Pour les échantillons de sols humides, nous avons décidé d'acquérir deux ou trois spectres à 45 longueurs d'onde dans des géométries similaires aux mesures faites en laboratoire, puis d'utiliser uniquement 4 ou 6 longueurs d'onde pour les autres géométries (Figure III.3).

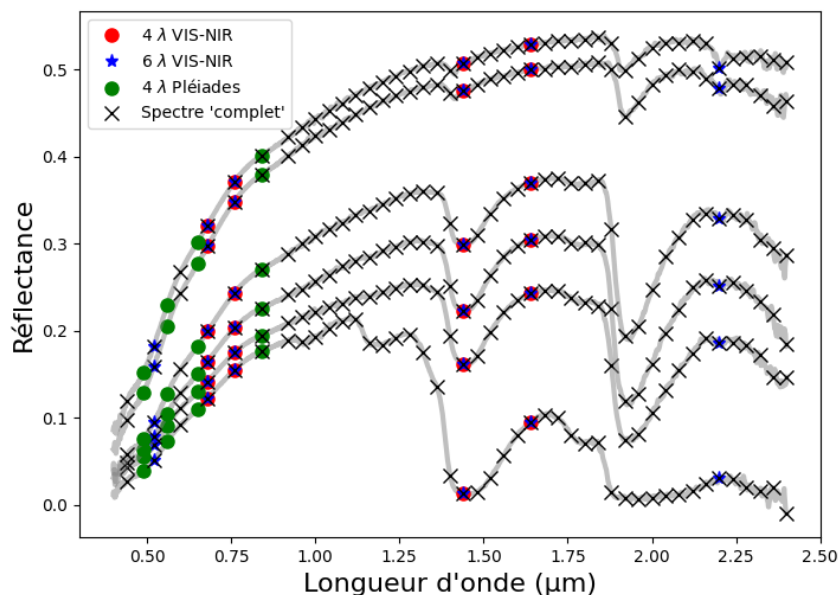


Figure III.3. Réflectance d'un échantillon de sol à différents niveaux d'humidité. Les marqueurs indiquent les jeux de longueurs d'onde présentés dans le Tableau III.3.

Le [Tableau III.4](#) indique les configurations géométriques de la première série de mesures.

Tableau III.4 : Configurations géométriques utilisées pour la première série de mesures.

A. Géométries pour les trois spectres			
$\theta_i(^{\circ})$	$\phi_o(^{\circ})$	$\theta_o(^{\circ})$	
15	0	0	
30	0	0	
60	0	0	
B. BRF réduite : 34 géométries			
$\theta_i(^{\circ})$	$\phi_o(^{\circ})$	$\theta_o(^{\circ})$	
15	180	0* , 15♦ , 30, 50, 70	Plan principal
	0	30, 50, 70	
30	180	0, 15, 30♦ , 50, 70	Plan principal
	0	15, 50, 70	
	30	45, 70	Almicantarats à 45° et 70°
	150	45, 70	
60	180	0, 15, 30, 45, 60♦ , 70	Plan principal
	0	15, 30, 50♦ , 70♦	
	30	45, 70	Almicantarats à 45° et 70°
	150	45, 70♦	
C. BRF complète : 48 géométries			
$\theta_i(^{\circ})$	$\phi_o(^{\circ})$	$\theta_o(^{\circ})$	
15	180	0* , 10, 15♦ , 20, 30, 50, 70	Plan principal
	0	30, 50, 70	
30	180	0, 15, 25, 30♦ , 35, 50, 70	Plan principal
	0	15, 50, 70	
	30	45, 70	Almicantarats à 45° et 70°
	60	45, 70	
	120	45, 70♦	
60	150	45, 70	Plan principal
	180	0, 15, 30, 45, 55, 60♦ , 65, 70	
	0	15, 30, 50♦ , 70♦	
	30	45, 70	Almicantarats à 45° et 70°
	60	45, 70	
	120	45, 70	
150	45, 70♦		

* Configuration des mesures des bases Bab16 et Les08 réalisées à l'ONERA

♦ Direction spéculaire

● Points aberrants

La [Figure III.4](#) montre sur des diagrammes polaires les configurations géométriques considérées lors de la première série de mesures. On a privilégié les mesures dans le plan principal, en resserrant les points autour de la direction spéculaire. Certains points aberrants ont été enlevés, en particulier lorsqu'un des deux détecteurs cache la source lumineuse, créant une ombre sur l'échantillon. Pour les longueurs d'onde inférieures à 1 μm , on retire les points mesurés pour $\theta_o = \theta_i - 10^{\circ}$ et $\phi_o = 0^{\circ}$, et pour les longueurs d'onde supérieures à 1 μm , on retire les points mesurés pour $\theta_o = \theta_i + 10^{\circ}$ et $\phi_o = 0^{\circ}$.

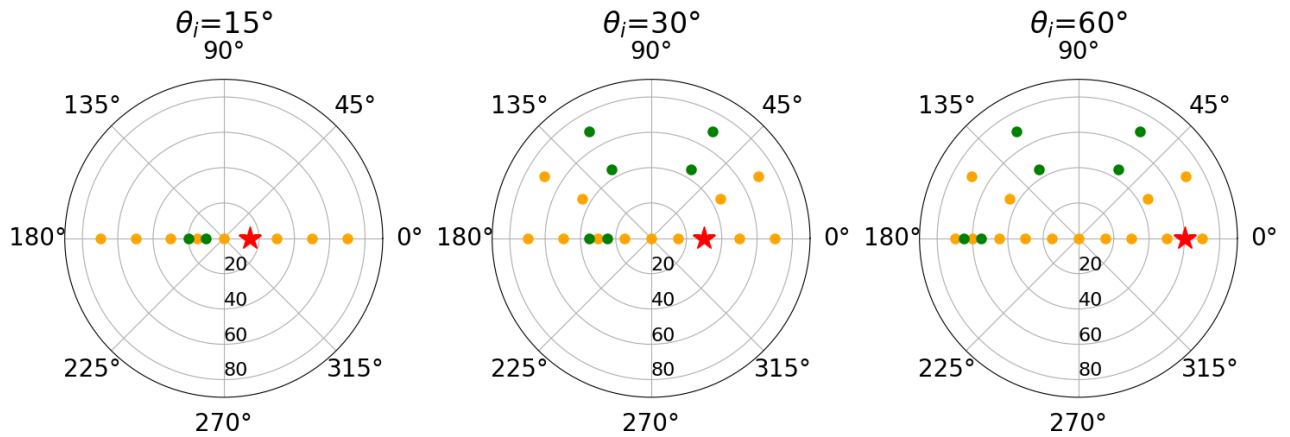


Figure III.4. Position sur un diagramme polaire des configurations géométriques utilisées lors de la première série de mesure. La position de la source de lumière est en rouge, les points de mesure de BRF réduite sont en jaune et ceux qui sont rajoutés pour la BRF complète en vert.

Le [Tableau III.5](#) montre les configurations géométriques considérées pour la deuxième série de mesure à l'IPAG. Comme pour la série précédente, on privilégie les mesures dans le plan principal.

La [Figure III.5](#) montre sur un diagramme polaire les configurations géométriques considérées lors de la deuxième série de mesures.

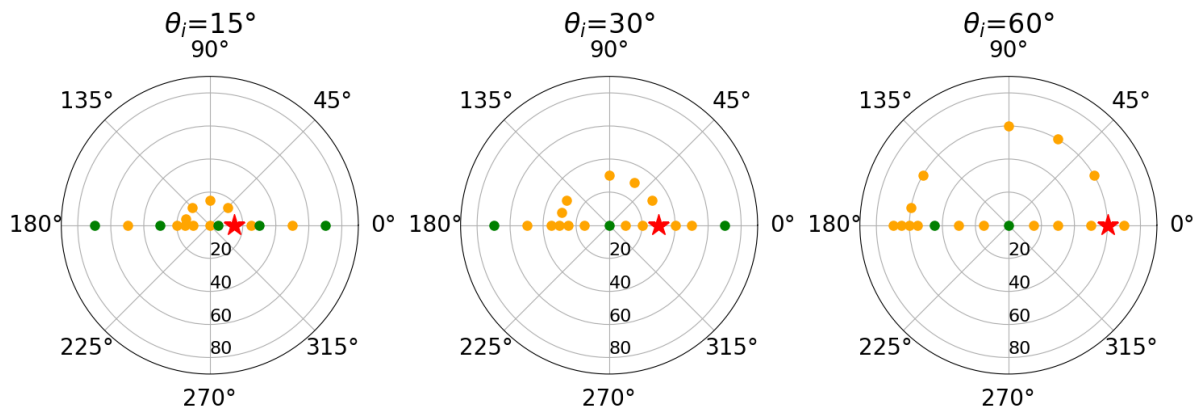


Figure III.5. Position des configurations géométriques utilisées lors de la deuxième série de mesure. La position de la source de lumière est en rouge, les points de mesure de BRF à 40 géométries sont en jaune et ceux rajoutés pour la BRF à 50 géométries en vert.

Tableau III.5 : Configurations géométriques utilisées pour la deuxième série de mesures.

A. Géométries pour les deux spectres		
$\theta_i(^{\circ})$	$\phi_o(^{\circ})$	$\theta_o(^{\circ})$
15	0	0
60	0	0
B. BRF à 40 géométries		
$\theta_i(^{\circ})$	$\phi_o(^{\circ})$	$\theta_o(^{\circ})$
15	180	0* , 10, 15♦ , 20, 50
	0	25♦ , 50
	45	15
	90	15
	135	15
30	165	15
	180	15, 25, 30♦ , 35, 50
	0	10, 20♦ , 40♦ , 50
	30	30
	60	30
60	90	30
	150	30
	165	30
	180	15, 30, 55, 60♦ , 65, 70
	0	15, 30, 50♦ , 70♦
	30	60
	60	60
	90	60
	150	60
	170	60♦
C. BRF à 50 géométries		
$\theta_i(^{\circ})$	$\phi_o(^{\circ})$	$\theta_o(^{\circ})$
15	180	0* , 10, 15♦ , 20, 30, 50, 70
	0	5♦ , 25♦ , 30, 50, 70
	45	15
	90	15
	135	15
30	165	15
	180	0, 15, 25, 30♦ , 35, 50, 70
	0	10, 20♦ , 40♦ , 50, 70
	30	30
	60	30
60	90	30
	150	30
	165	30
	180	0, 15, 30, 45, 55, 60♦ , 65, 70
	0	15, 30, 50♦ , 70♦
	30	60
	60	60
	90	60
	150	60
	170	60♦

* Configuration des mesures des bases Bab16 et Les08 réalisées à l'ONERA

♦ Direction spéculaire

● Points aberrants

III.1.4. Présentation des mesures

On présente les mesures réalisées pour les échantillons « lisses » du sol Djibouti T et du sol Coulounieix sec et humide ($SMC4 = 24\%$). Ces mesures seront utilisées dans les sections suivantes pour ajuster des modèles de BRF de sols « lisses », puis pour simuler la BRF de sols rugueux. La [Figure III.6](#) montre la BRF de l'échantillon Djibouti T dans le plan principal. Malgré le faible nombre de points de mesure, on observe un pic de rétrodiffusion pour toutes les longueurs d'onde sélectionnées, dont l'intensité augmente avec l'angle d'incidence, ce qui est cohérent avec la littérature ([Section I.3.1](#)).

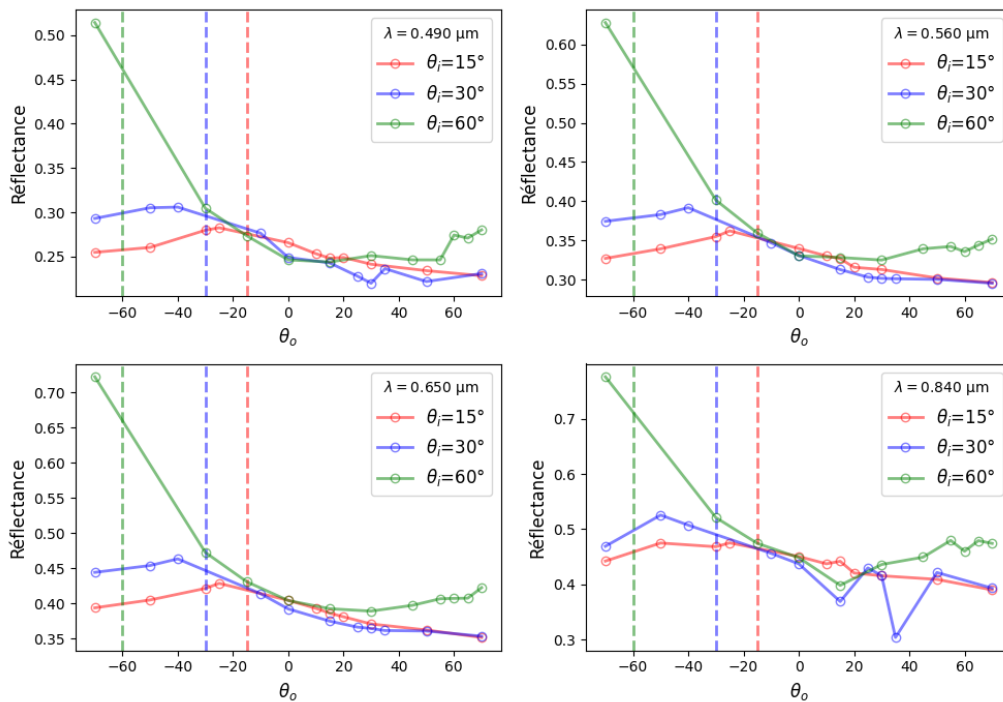


Figure III.6. BRF de l'échantillon Djibouti T mesurée par SHINE dans le plan principal pour 4 longueurs d'onde et 3 angles d'illumination.

Les [Figures III.7](#) et [III.8](#) montrent les BRF de l'échantillon Coulounieix à l'état sec et humide ($SMC4 = 24\%$) dans le plan principal. Pour le sol humide, on observe une baisse d'intensité de la réflectance mais pas une franche disparition du pic de *hotspot* au profit d'un pic spéculaire, comme attendu ([Section I.3.1](#)). Il est possible que l'échantillonnage angulaire soit trop grossier pour que ce dernier puisse être discerné.

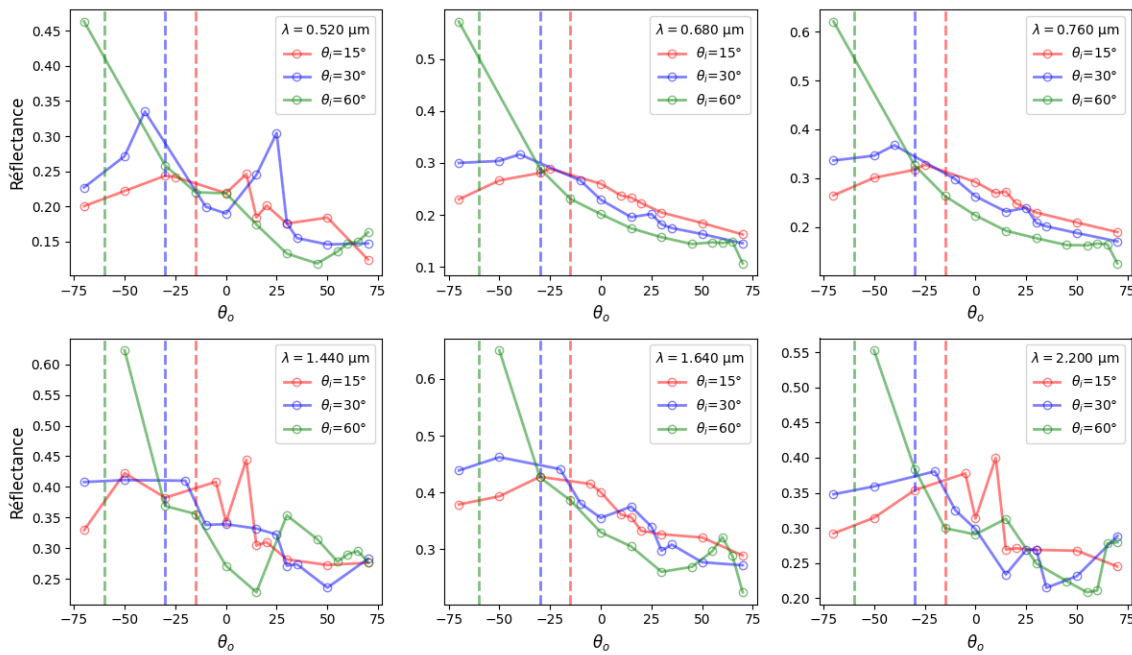


Figure III.7. BRF de l'échantillon Coulounieix sec mesurée par SHINE dans le plan principal pour 6 longueurs d'onde et 3 angles d'illumination.

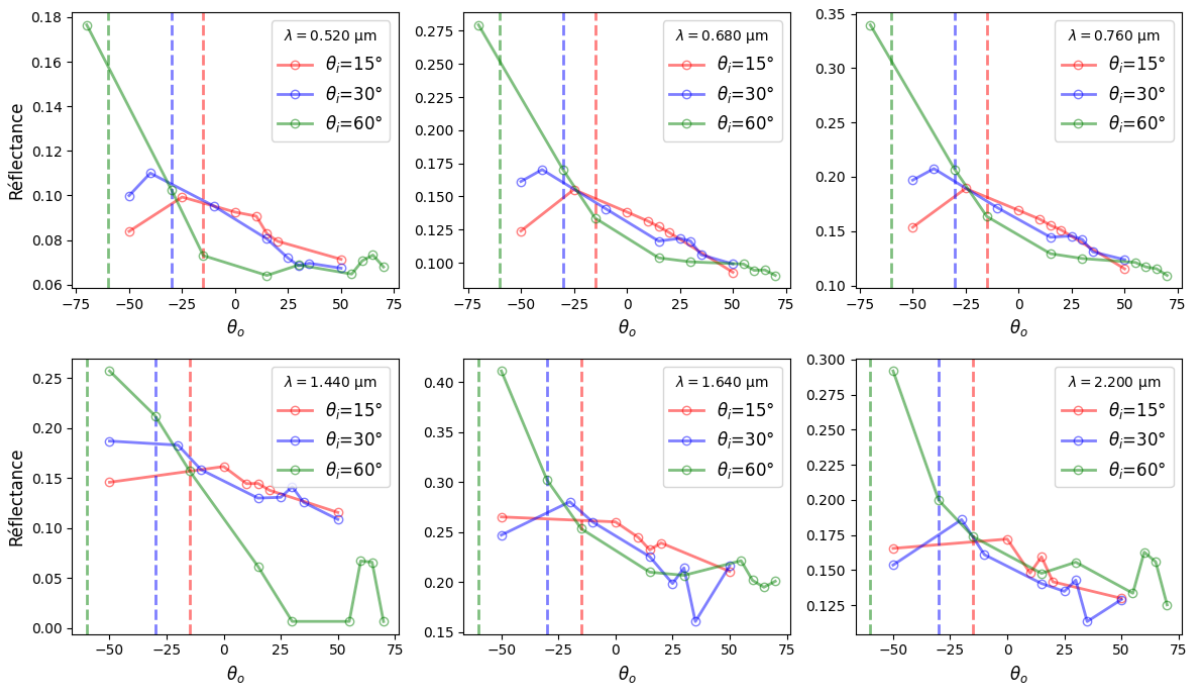


Figure III.8. BRF de l'échantillon Coulounieix au niveau d'humidité $SMC4 = 24\%$ mesurée par SHINE dans le plan principal pour 6 longueurs d'onde et 3 angles d'illumination.

Des spectres de réflectance de l'échantillon Coulounieix sec ont été mesurés dans un grand nombre de configurations géométriques (Figure III.9). On remarque un bruit important dans le SWIR, probablement causé par un temps d'intégration trop court dans ce domaine spectral. Pour les trois angles d'illumination, on observe cependant que la réflectance augmente lorsqu'on s'approche de la direction d'incidence, c'est le phénomène de *hotspot*.

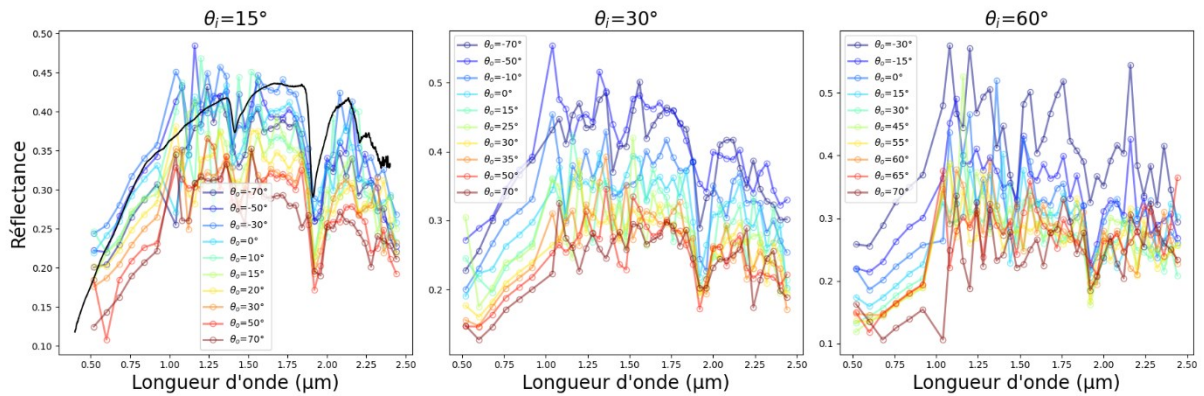


Figure III.9. Spectres de réflectance de l'échantillon Coulounieix sec mesurés par SHINE dans le plan principal pour trois angles d'illumination et différents angles de visé. En noir à gauche : spectre de réflectance du même sol mesuré à l'aide d'un ASD à l'ONERA au nadir pour $\theta_i = 15^\circ$.

La Figure III.10 présente les spectres de réflectance de l'échantillon Coulounieix à différents niveaux d'humidité mesurés au nadir pour deux angles d'illumination différents. Ils sont également très bruités dans le SWIR. La mesure dans la configuration $15^\circ : 0^\circ$ est proche du spectre mesuré à l'ONERA grâce à un ASD. Pour varier l'humidité du sol, nous avons d'abord mesuré la BRF de l'échantillon saturé (SMC1), puis nous l'avons fait sécher à l'étuve en faisant régulièrement des mesures de BRF. Les réflectances obtenues pour les échantillons humides ne sont pas différenciées selon les niveaux d'humidité ce qui est surprenant. On observe cependant une plus grande différence aux angles d'illumination rasants qu'au zénith.

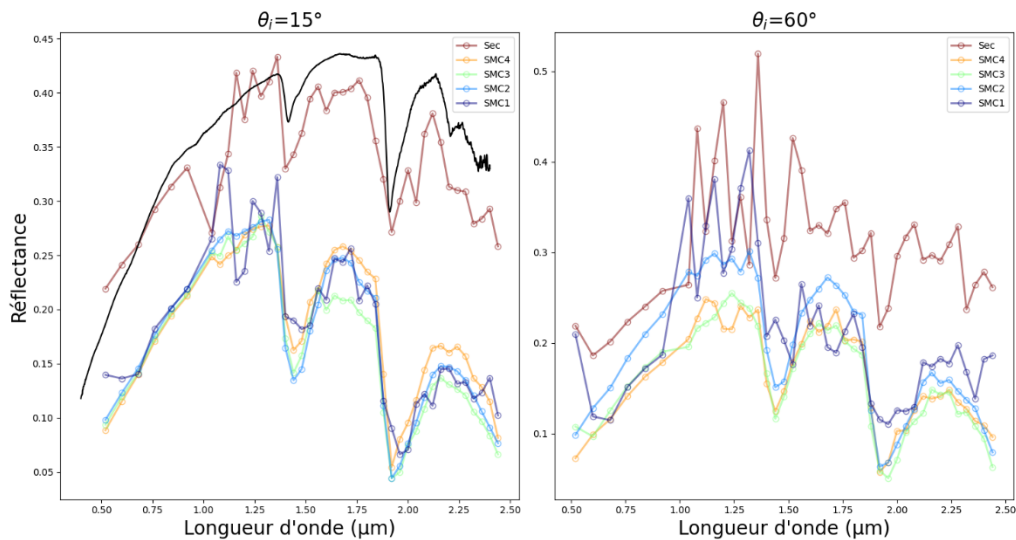


Figure III.10. Spectres de réflectance de l'échantillon Coulounieix à différents niveaux d'humidité mesurés par SHINE pour une visée au nadir et deux angles d'illumination. En noir à gauche : spectre de réflectance du même sol sec mesuré à l'aide d'un ASD à l'ONERA au nadir pour $\theta_i = 15^\circ$.

III.2. De la BRF d'un sol « lisse » à petite échelle à la BRF d'un sol rugueux à grande échelle

A l'aide de deux modèles de BRF présentés au [Chapitre I](#), le modèle RPV (Rahman et al., 1993) et le modèle de Hapke (Hapke, 1981), nous tenterons d'ajuster les BRF mesurées par SHINE présentées précédemment. Les paramètres estimés seront ensuite utilisés pour simuler la BRF de sols rugueux avec un logiciel de lancer de rayons.

III.2.1. Modélisation de la BRF de sols « lisses »

Etude de sensibilité des deux modèles

Le modèle RPV, dont les équations sont présentées à la [Section I.3.2](#) admet quatre paramètres d'entrée : ρ_0 , un paramètre multiplicatif qui contrôle l'intensité de la réflectance de surface ; k , le niveau d'anisotropie de la surface (la BRF a une forme de cloche quand $k > 1$ et une forme de bol quand $k < 1$) ; g , le paramètre d'asymétrie (diffusion principalement vers l'avant quand $g > 0$ et vers l'arrière quand $g < 0$) ; et h , le paramètre de *hotspot*. La [Figure III.11](#) permet de voir l'effet des paramètres k , g et h sur la réflectance dans le plan principal. Le paramètre ρ_0 est fixe car il agit sur la BRF comme un facteur multiplicatif.

Pour le modèle de Hapke, on considère l'approximation IMSA (*Isotropic Multiple Scattering Approximation*) décrite dans la [Section I.3.2](#). Le modèle admet cinq paramètres d'entrée : ω , l'albédo de diffusion simple ; h et B_{50} la demi-largeur à mi-hauteur et l'amplitude du lobe de *hotspot* ; et b et c les deux paramètres de la fonction de phase double d'Heney-Greenstein. La [Figure III.12](#) montre l'effet de chacun de ces paramètres sur la réflectance dans le plan principal.

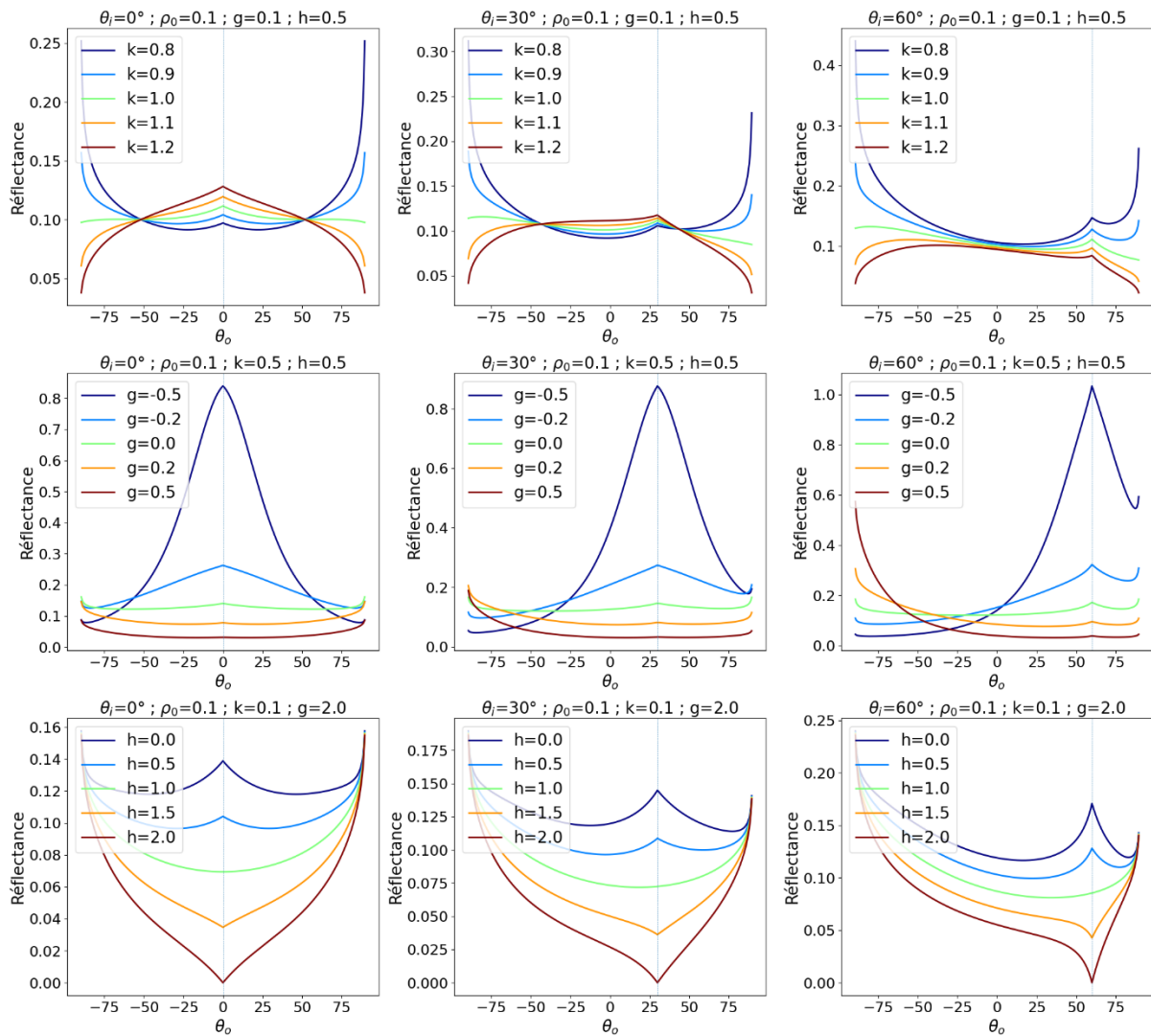


Figure III.11. Effet des variations des paramètres k (en haut), g (au milieu) et h (en bas) sur la réflectance d'un sol calculée par le modèle RPV dans le plan principal pour des angles d'incidence $\theta_i = 0^\circ$ (à gauche), $\theta_i = 30^\circ$ (au milieu) et $\theta_i = 60^\circ$ (à droite). L'angle de rétrodiffusion est repéré par la droite verticale en gris clair.

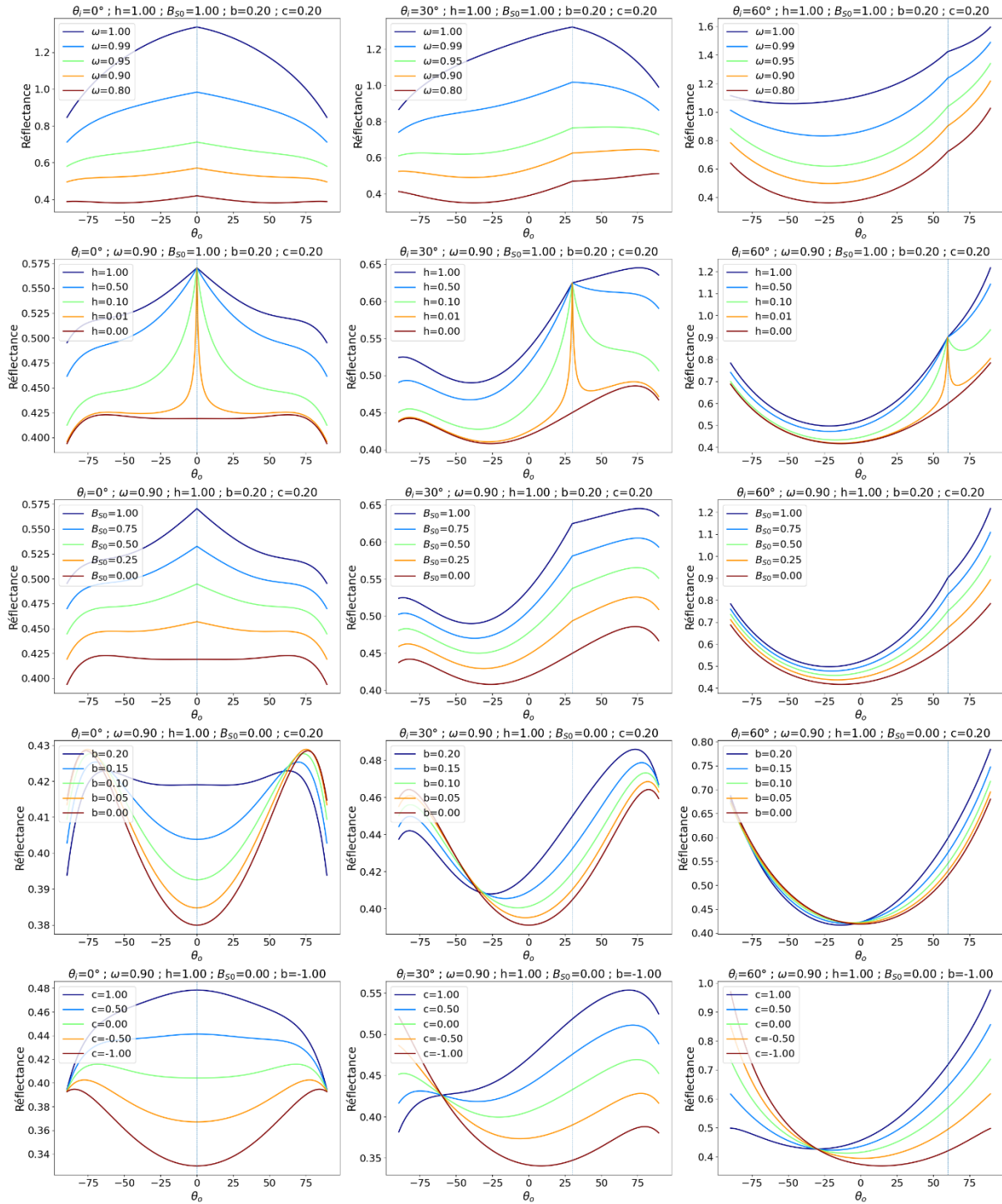


Figure III.12. Effet des variations des paramètres ω , h , B_{50} , b et c sur la réflectance d'un sol calculée par le modèle de Hapke dans le plan principal pour des angles d'incidence $\theta_i = 0^\circ$ (à gauche), $\theta_i = 30^\circ$ (au milieu) et $\theta_i = 60^\circ$ (à droite). L'angle de rétrodiffusion est repéré par la droite verticale en gris clair.

Estimation des paramètres des deux modèles à partir des BRDF mesurées

On estime les paramètres (ρ_0, k, g, h) du modèle RPV et les paramètres $(\omega, h, B_{50}, b, c)$ du modèle de Hapke à partir des mesures de BRDF des échantillons Djibouti T, Coulounieix sec et Coulounieix à SMC4. Dans un premier temps, on cherche les jeux de paramètres complets pour chaque longueur d'onde, puis

on suppose que seuls les paramètres ρ_0 et ω varient avec la longueur d'onde et on estime un jeu de paramètre unique (k, g, h) pour RPV et (h, B_{S0}, b, c) pour Hapke indépendant de la longueur d'onde.

On utilise pour cela un code Python développé par Jason Champion-Legendre, qui correspond à l'exemple 6A décrit dans le rapport [Champion-Legendre \(2021\)](#). La méthode d'inversion utilisée est un algorithme à régions de confiance. Les gammes de variation autorisées pour les différents paramètres sont pour le modèle RPV celles utilisées par [Roosjen et al. \(2015\)](#), à savoir $\rho_0 \in [0, 1]$, $k \in [0, 2]$, $g \in [-1, 1]$, $h \in [0, 2]$, et pour le modèle de Hapke celles indiquées par [Labarre \(2018\)](#), à savoir $\omega \in [0, 1]$, $h \in [0, 1]$, $B_{S0} \in [0, 1]$, $b \in [0, 1]$, $c \in [-1, 1]$. Le paramètre c peut théoriquement varier entre $-\infty$ et $+\infty$ mais nous l'avons restreint à l'intervalle $[-1, 1]$. On calcule le RMSE entre les réflectances mesurées et estimées pour chaque inversion.

La [Figure III.13](#) montre la BRF du sol Djibouti T mesurée et modélisée par les modèles RPV et de Hapke à $0.490 \mu\text{m}$. On remarque que les réflectances simulées par les deux modèles sont très différentes. Le modèle de Hapke simule un pic de *hotspot* haut et fin que nous ne pouvons pas comparer aux mesures car nous n'avons pas pu réaliser de mesures pour des angles de phase $< 10^\circ$ entre la source et le détecteur. Par ailleurs, le modèle RPV ajoute des « ailes » à la BRF, c'est-à-dire que la réflectance augmente brutalement pour des angles d'observation $> 80^\circ$. Ce comportement, qui n'a été observé ni dans nos mesures ni dans la littérature, est jugé peu réaliste. L'ajustement de la BRF semble particulièrement mauvais pour l'angle d'incidence de 60° .

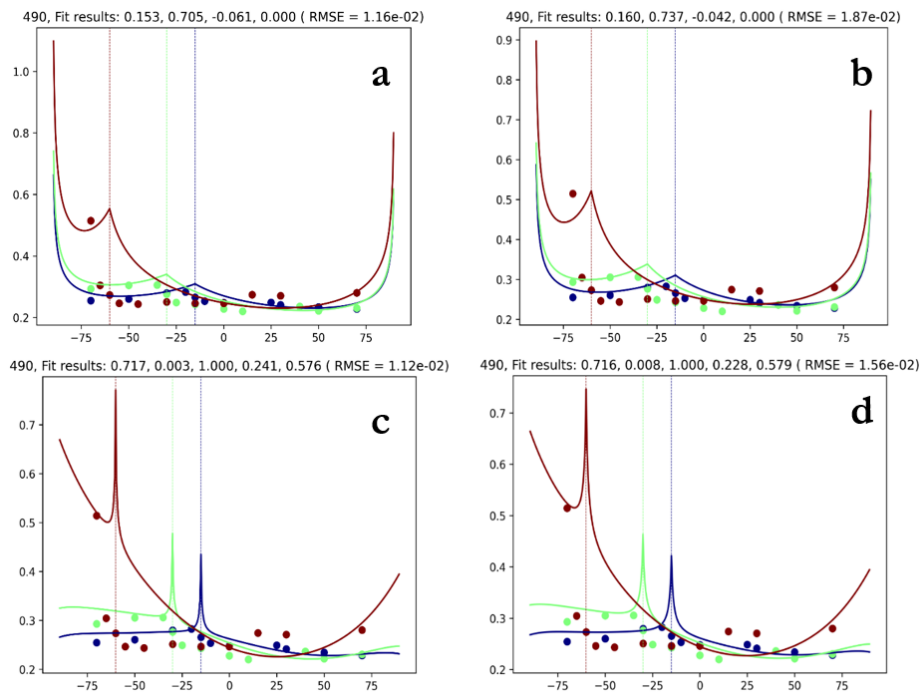


Figure III.13. Réflectance de l'échantillon Djibouti T mesurée par SHINE (points) et simulée (traits) dans le plan principal à $0.49 \mu\text{m}$ par (a) le modèle RPV longueur d'onde à longueur d'onde, (b) le modèle RPV avec une inversion globale pour toutes les longueurs d'onde sauf pour le paramètre ρ_0 , (c) le modèle de Hapke longueur d'onde à longueur d'onde et (d) le modèle de Hapke avec une inversion globale pour toutes les longueurs d'onde sauf pour le paramètre ω . Au-dessus des graphes : les jeux de paramètres (ρ_0, k, g, h) et $(\omega, h, B_{S0}, b, c)$ estimés.

Les paramètres estimés par les deux modèles, ainsi que le RMSE entre les réflectances mesurées et simulées, sont présentés dans les Tableaux 6 et 7. On constate des valeurs similaires de RMSE pour les deux modèles même si les réflectances simulées ont des formes différentes. Celles-ci sont également du même ordre pour les ajustements longueur d'onde à longueur d'onde et toutes les longueurs d'onde confondues. Des mesures plus précises avec des configurations géométriques supplémentaires pourraient permettre de choisir le modèle le plus pertinent. Lorsqu'on mélange toutes les longueurs d'onde, le RMSE est du même ordre de grandeur que celui obtenu lorsque qu'on les considère séparément.

Tableau III.6. Paramètres du modèle RPV estimés à partir des BRF mesurées par SHINE et RMSE entre les réflectances mesurées et estimées avec ces paramètres. La première inversion du modèle est réalisée longueur d'onde à longueur d'onde, la seconde est réalisée en faisant varier spectralement uniquement le paramètre ρ_0 .

Sol	λ (μm)	ρ_0	k	g	h	RMSE (%)
Djibouti T	0.490	0.153	0.705	-0.061	0.000	1.16
	0.560	0.203	0.729	-0.047	0.000	1.44
	0.650	0.251	0.745	-0.044	0.092	1.69
	0.840	0.276	0.750	-0.032	0.000	2.57
	0.490	0.160				
	0.560	0.205	0.737	-0.042	0.000	1.87
	0.650	0.244				
Coulounieix sec	0.840	0.270				
	0.520	0.103	0.697	-0.152	0.000	2.79
	0.680	0.118	0.683	-0.212	0.402	1.20
	0.760	0.135	0.695	-0.206	0.393	1.20
	1.440	0.183	0.711	-0.107	0.000	3.51
	1.640	0.199	0.713	-0.132	0.171	2.14
	2.200	0.158	0.670	-0.121	0.000	2.77
	0.520	0.104				
	0.680	0.116				
	0.760	0.132	0.684	-0.141	0.000	2.78
Coulounieix SMC4	1.440	0.171				
	1.640	0.183				
	2.200	0.153				
	0.520	0.043	0.706	-0.127	0.000	0.58
	0.680	0.075	0.706	-0.167	0.496	0.65
	0.760	0.094	0.714	-0.167	0.563	0.80
	1.440	0.116	0.830	-0.336	1.570	2.60
	1.640	0.150	0.722	-0.126	0.464	1.51
	2.200	0.089	0.670	-0.090	0.055	1.43
	0.520	0.052				
0.680	0.081					
0.760	0.099	0.719	-0.162	0.636	1.86	
1.440	0.087					
1.640	0.152					
2.200	0.100					

Roosjen et al. (2015) ont estimé les paramètres du modèle de RPV à différents niveaux d'humidité à partir de mesures de BRF réalisées à 1.998 μm sur 5 échantillons de sols (Tableau III.8). Même si la corrélation entre les paramètres estimés et le SMC est très mauvaise pour certains paramètres, nous utiliserons leurs

valeurs dans la suite du chapitre à titre de comparaison avec les résultats obtenus avec celles estimées à partir de nos mesures.

Tableau III.7. Paramètres du modèle de Hapke estimés à partir des BRF mesurées par SHINE et RMSE entre les réflectances mesurées et estimées avec ces paramètres. La première inversion du modèle est réalisée longueur d'onde à longueur d'onde, la seconde est réalisée en faisant varier spectralement uniquement le paramètre ω .

Sol	λ (μm)	ω	h	B_{S0}	b	c	RMSE (%)
Djibouti T	0.490	0.717	0.003	1.000	0.241	0.576	1.12
	0.560	0.805	0.009	1.000	0.208	0.695	1.23
	0.650	0.860	0.011	1.000	0.213	0.655	1.28
	0.840	0.891	0.027	0.412	0.247	0.439	2.24
	0.490	0.716					
	0.560	0.806	0.008	1.000	0.228	0.579	1.56
	0.650	0.861					
Coulounieix	0.520	0.580	0.005	1.000	0.267	1.000	2.94
	0.680	0.578	1.000	0.150	0.302	1.000	1.28
	0.760	0.638	1.000	0.065	0.316	1.000	1.47
	1.440	0.773	0.025	1.000	0.254	0.887	3.36
	1.640	0.792	0.013	1.000	0.273	1.000	2.05
	2.200	0.710	0.115	1.000	0.188	1.000	2.78
	sec	0.520	0.567				
Coulounieix	0.680	0.609					
	0.760	0.659	0.013	1.000	0.272	1.000	2.60
	1.440	0.768					
	1.640	0.793					
	2.200	0.725					
	0.520	0.305	0.000	0.000	0.241	0.842	0.87
	0.680	0.421	0.000	0.000	0.245	1.000	0.89
0.760	0.489	0.000	0.000	0.250	1.000	1.06	
SMC4	1.440	0.292	1.000	1.000	0.258	1.000	2.83
	1.640	0.660	0.004	1.000	0.236	1.000	1.58
	2.200	0.511	0.038	1.000	0.153	1.000	1.36
	0.520	0.291					
	0.680	0.419					
	0.760	0.489	0.004	0.000	0.250	1.000	1.88
	1.440	0.446					
1.640	0.658						
2.200	0.498						

Tableau III.8. Paramètres des modèles RPV en fonction du SMC donnés par la Figure 8 de Roosjen et al. (2015). Ils sont estimés à partir de mesures de BRF réalisées sur 5 échantillons de sol à 1.988 μm . Le coefficient R^2 caractérise la force de la corrélation entre les paramètres du modèle RPV et le SMC.

	SMC							R^2
	0%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	
ρ_0	0.31	0.23	0.16	0.11	0.09	0.08	0.09	0.563
k	0.83	0.77	0.73	0.72	0.73	0.77	0.84	0.274
g	-0.03	-0.01	0.02	0.05	0.08	0.12	0.15	0.759
h	0.44	0.36	0.33	0.32	0.34	0.41	0.5	0.0427

III.2.2. Simulation de la BRF de sols rugueux

On souhaite étudier le changement d'échelle entre la BRF d'un petit échantillon de sol « lisse » et celle d'un terrain rugueux de quelques dizaines ou centaines de mètres carrés correspondant au pixel d'une image hyperspectrale satellitaire. Pour cela, on simulera des BRF de sols rugueux et humides à l'aide du logiciel de lancer de rayons DART (*Discrete Anisotropic Radiative Transfer*) développé au CESBIO à Toulouse depuis 1992 (Gastellu-Etchegorry et al., 2012). Une documentation et un guide d'utilisation sont en ligne (<https://dart.omp.eu/#/doc>). DART permet de simuler le bilan radiatif 3D de paysages naturels (forêts, cultures, etc.) et urbains à différentes échelles dans les domaines ultraviolet, visible, proche-infrarouge et infrarouge thermique. Il prend en compte les conditions atmosphériques, la direction du soleil, la direction d'observation et les caractéristiques instrumentales comme la résolution spectrale du capteur ou son champ instantané d'observation (IFOV). On utilise DART-Lux, la toute dernière version du modèle DART (Wang et Gastellu-Etchegorry, 2021 ; Wang et al., 2022). Celui-ci adapte un algorithme de lancer de rayons de LuxCoreRender (<https://luxcorerender.org/>) qui résout l'équation de transfert radiatif à l'aide de techniques de Monte-Carlo. DART-Lux n'est pas aussi complet que les autres modes de DART, mais nous l'avons choisi car les temps de calcul et les besoins en mémoire vive sont bien inférieurs. Des simulations effectuées par Wang et al. (2022) sur un couvert forestier montrent un gain de temps d'un facteur 700 par rapport au code original.

DART-Lux permet de simuler la BRF de sols rugueux et humides « réalistes ». Pour cela, on fournit en entrée un modèle numérique de terrain (MNT) constitué de facettes triangulaires régulières auxquelles on attribue des propriétés optiques directionnelles : diffusion lambertienne ou bien anisotrope en faisant varier les paramètres du modèle RPV (Figure III.14), le modèle de Hapke n'étant pas encore implémenté dans DART-Lux. On obtient en sortie la BRF de la scène entière, simulée par les rayons lumineux se réfléchissant sur les facettes. Pour lancer automatiquement des simulations DART-Lux, nous avons utilisé l'interface Python développée par Jason Champion-Legendre. La chaîne de calcul, du traitement des MNT sous forme de fichiers objet 3D à la génération des produits en sortie de DART est décrite dans Champion-Legendre (2021).

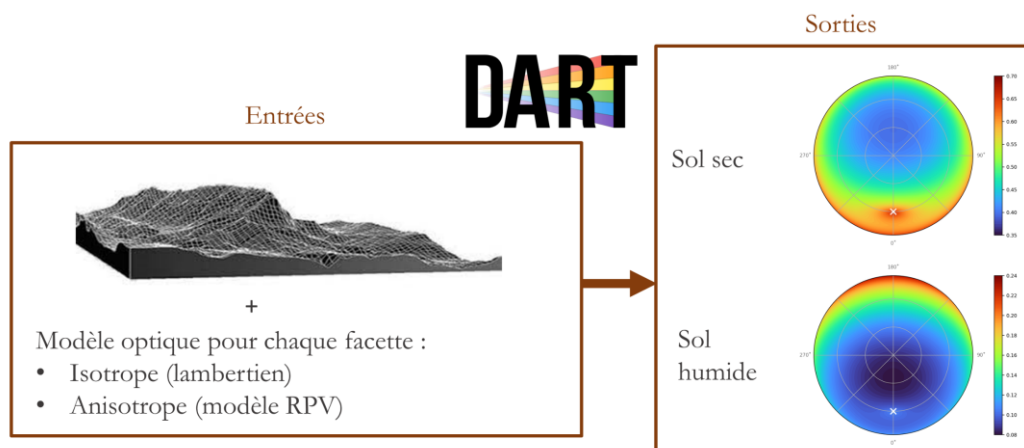


Figure III.14. Schéma présentant les données d'entrée et de sortie de DART-Lux pour simuler la BRF de sols rugueux.

Nous avons utilisé différents modèles numériques de terrain (MNT) : des MNT synthétiques (Tableau III.9) ont été générés à l'aide d'un générateur de surfaces artificielles aléatoires et rugueuses codé en MATLAB (Mahboob Kanafi, site¹ visité en septembre 2022). Deux paramètres permettent de faire varier la rugosité de ces surfaces : σ , l'écart type des hauteurs, et H , l'exposant de Hurst. Ce dernier varie entre 0 et 1 et est lié à la dimension fractale de la surface. Quatre surfaces artificielles ont été générées avec $H = 1$ et $\sigma = 0.2$, $H = 1$ et $\sigma = 0.3$, $H = 1$ et $\sigma = 0.4$, et $H = 1$ et $\sigma = 0.5$ (Figure III.15). Par ailleurs, nous avons utilisé le MNT du sol rugueux désertique Djibouti T acquis par Labarre (2017) (Figure III.16) et ceux de trois parcelles agricoles acquis par Ducasse, 2019 (Figure III.17). Avant de lancer les simulations DART, nous avons réalisé un *detrending* consistant à corriger le MNT de la pente globale du terrain. Même si les MNT acquis sur le terrain ont des résolutions spatiales très fines (~ 3 mm pour celui de Djibouti et ~ 1.5 mm pour ceux des parcelles agricoles de l'Orléanais), ils sont ensuite rééchantillonnés de manière à obtenir des pixels de $2 \text{ cm} \times 2 \text{ cm}$ de côté, ce qui correspond environ à la surface de mesure de SHINE. Enfin, ils sont découpés en facettes triangulaires constituant des fichiers objets 3D. On appellera par la suite MNT ces MNT corrigés.

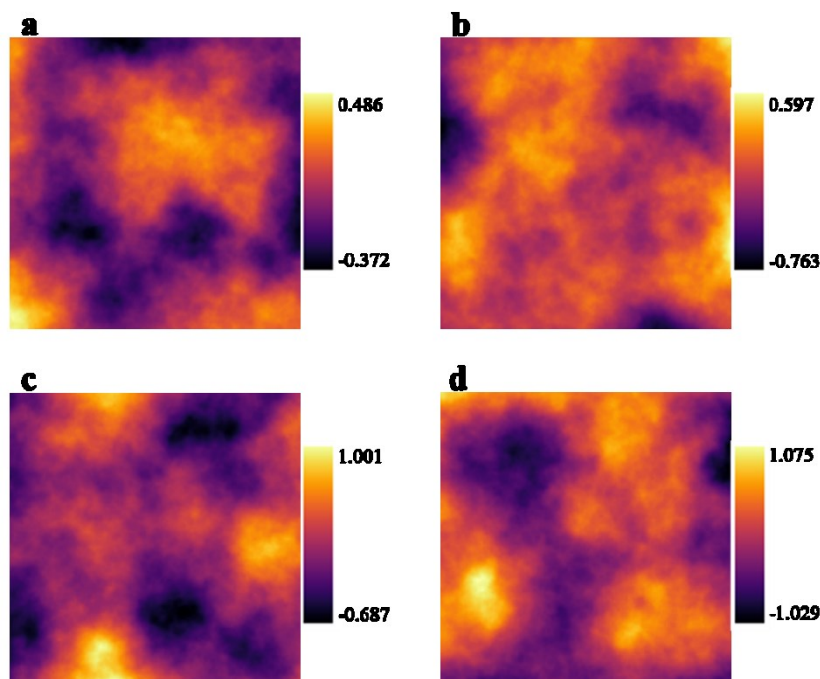


Figure III.15. MNT de quatre surfaces synthétiques : (a). $\sigma = 0.2$; $H = 1$; (b) $\sigma = 0.3$; $H = 1$; (c) $\sigma = 0.4$; $H = 1$; (d) $\sigma = 0.5$; $H = 1$. L'élévation est donnée en mètres.

¹ <https://fr.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/60817-surface-generator-artificial-randomly-rough-surfaces>

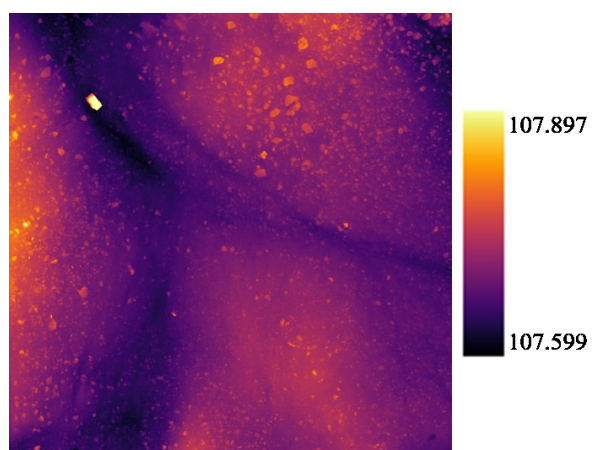


Figure III.16. MNT du sol Djibouti T (Labarre, 2017). L'élévation est donnée en mètres.

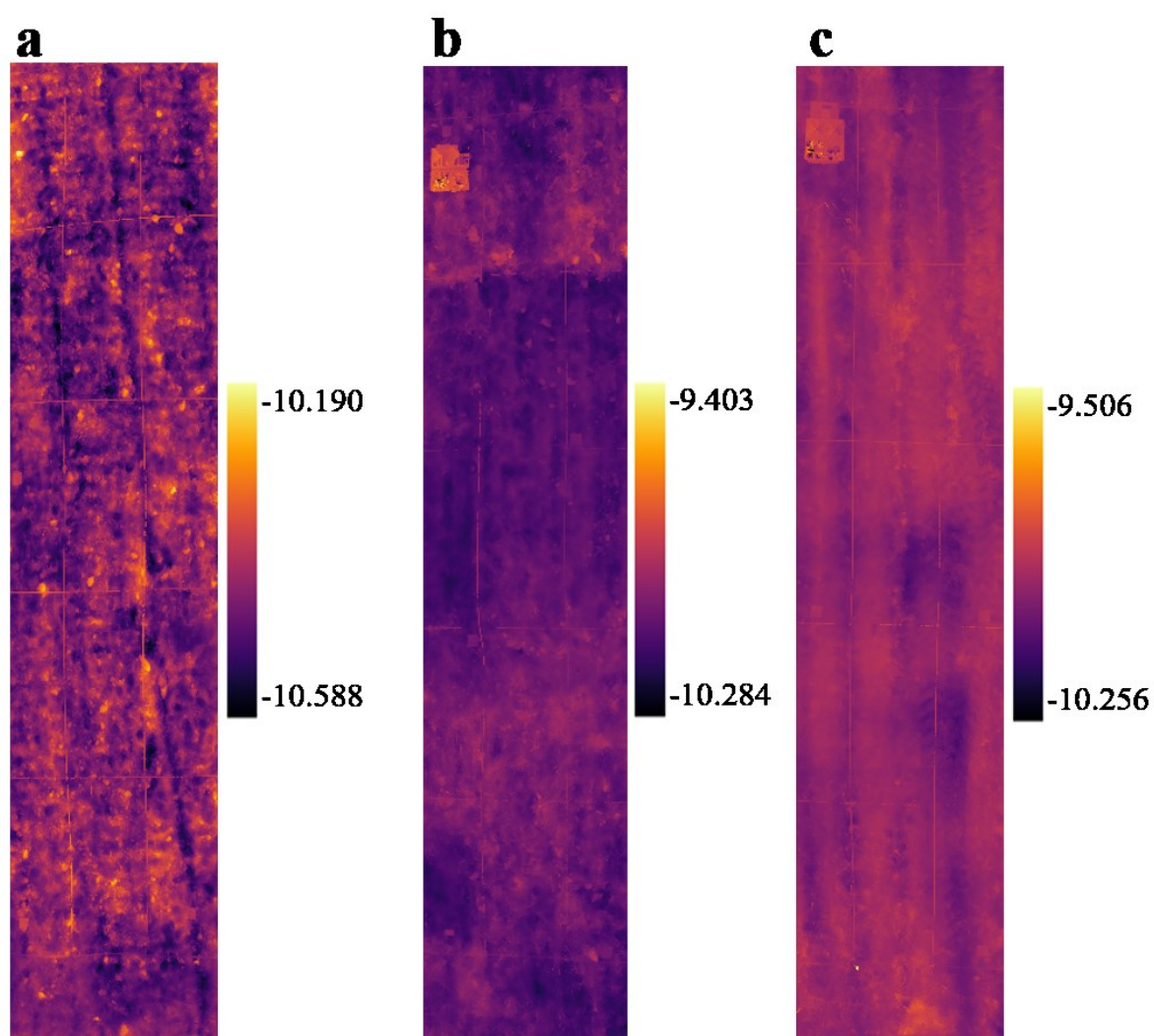


Figure III.17. MNT de trois parcelles agricoles (Ducasse, 2019) : (a) Coinces ; (b) Mareau ; (c) Gémigny. L'élévation est donnée en mètres.

Les dimensions des terrains considérés et la rugosité des MNT (angle de pente moyen) sont présentées dans le [Tableau III.9](#). A l'aide de ces MNT et des paramètres du modèle RPV estimés précédemment pour les sols « lisses », il est possible de simuler la BRF des terrains rugueux.

Tableau III.9. Modèles numériques de terrain utilisés dans cette section. * [Labarre \(2017\)](#) ** [Ducasse \(2019\)](#). Les écart-types des hauteurs sont calculés avant le *detrending*.

MNT	Dimensions du terrain au sol (m × m)	Pente moyenne (°)	Ecart-type des hauteurs (m)
Synthétique	$\sigma = 0.2 ; H = 1$	20 × 20	8.2
	$\sigma = 0.3 ; H = 1$	20 × 20	11.9
	$\sigma = 0.4 ; H = 1$	20 × 20	15.7
	$\sigma = 0.5 ; H = 1$	20 × 20	19.3
Djibouti *	T	20 × 20	15.4
Orléans **	Coinces	12 × 4.4	41.9
	Mareau	12 × 4	36.5
	Gemigny	12 × 3.7	26.1

Le temps de calcul d'une BRF dépend du nombre de rayons envoyés et du nombre de pixels du MNT. En utilisant 4 cœurs sur un ordinateur portable et en envoyant 500 rayons par pixel, le temps de calcul d'une BRF pour une direction d'illumination est de 35 minutes pour le MNT de Djibouti T ou des surfaces synthétiques (1000 × 1000 pixels) et d'environ 5 minutes pour les MNT des trois parcelles agricoles (160 × 753 pixels). On peut réduire ce temps en réduisant les dimensions du terrain ou en limitant le nombre de rayons.

III.3. Résultats

On présente dans cette section les BRF simulées à l'aide des méthodes décrites dans la [Section III.2](#). On comparera les BRF d'échantillons « lisses » simulées par les modèles de Hapke et RPV avec les BRF de terrains rugueux simulées par le modèle DART-Lux. On décrira ensuite l'effet de la rugosité, puis de l'humidité du terrain sur les BRF simulées par DART-Lux. On montrera enfin un couplage entre les effets directionnels et spectraux en simulant, avec DART-Lux, des spectres de réflectance de sols secs et humides dans différentes configurations géométriques. Dans toute cette section, les paramètres des modèles RPV et de Hapke estimés à partir des mesures de laboratoire ont été estimés pour toutes les longueurs d'onde confondues, à l'exception des paramètres ρ_0 et ω qui sont estimés pour chaque longueur d'onde.

III.3.1. Comparaison des BRF des sols « lisses » et des terrains rugueux

La [Figure III.18](#) montre les BRF mesurées pour l'échantillon de sol Djibouti T pour trois angles d'illumination superposées aux BRF simulées par les modèles de Hapke et de RPV. On remarque dans les deux cas un lobe de rétrodiffusion augmentant avec l'angle d'incidence. On voit également les « ailes »

du modèle RPV pour les angles d'émergence rasants. La troisième ligne de la [Figure III.18](#) montre la BRF du sol Djibouti T rugueux simulée avec DART-Lux pour le MNT de 20 m × 20 m en attribuant à chaque facette de sol la BRF estimée par le modèle RPV. Sur celle-ci, on constate que la rugosité du terrain a masqué les « ailes » du modèle RPV. Le modèle de Hapke n'est pas encore implémenté dans DART-Lux, c'est pourquoi nous n'avons pas pu simuler la BRF de sols rugueux avec DART-Lux à partir des paramètres du modèle de Hapke estimés pour les facettes « lisses ».

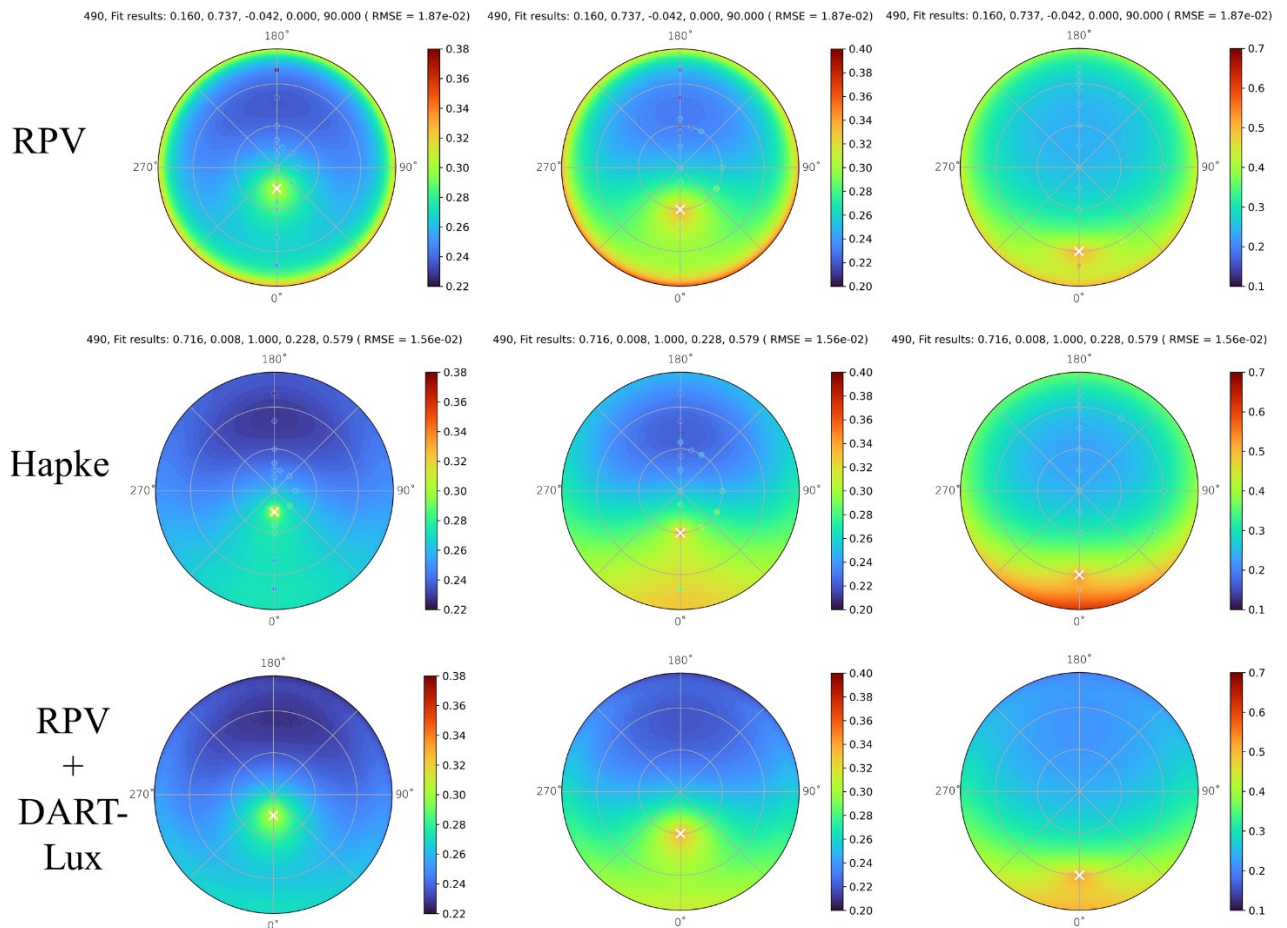


Figure III.18. BRF sol Djibouti T à 0.49 μm modélisée par RPV (en haut) et Hapke (au milieu) pour l'échantillon « lisse » et simulée par DART-Lux pour le MNT du terrain Djibouti T avec 500 rayons envoyés par pixel (en bas). La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

Les [Figures III.19](#) et [III.20](#) montre les mêmes BRF que la [Figure III.18](#) pour les échantillons de sol Coulounieix sec et Coulounieix SMC4. Les BRF simulées par DART-Lux utilisent le MNT du sol agricole de Coinces. Les sols de Coulounieix et de Coinces sont tous deux des sols agricoles argileux, c'est pourquoi on associe les propriétés optiques mesurées pour le premier au MNT mesuré pour le second. On constate un résultat similaire à celui obtenu sur le sol Djibouti T : les « ailes » du modèle RPV présentes sur la BRF de chaque facette lisse disparaissent sur la BRF simulée pour le sol rugueux. Par ailleurs, le lobe de rétrodiffusion et le pic de *hotspot* semblent plus prononcés sur la BRF du terrain rugueux que sur celle de l'échantillon lisse.

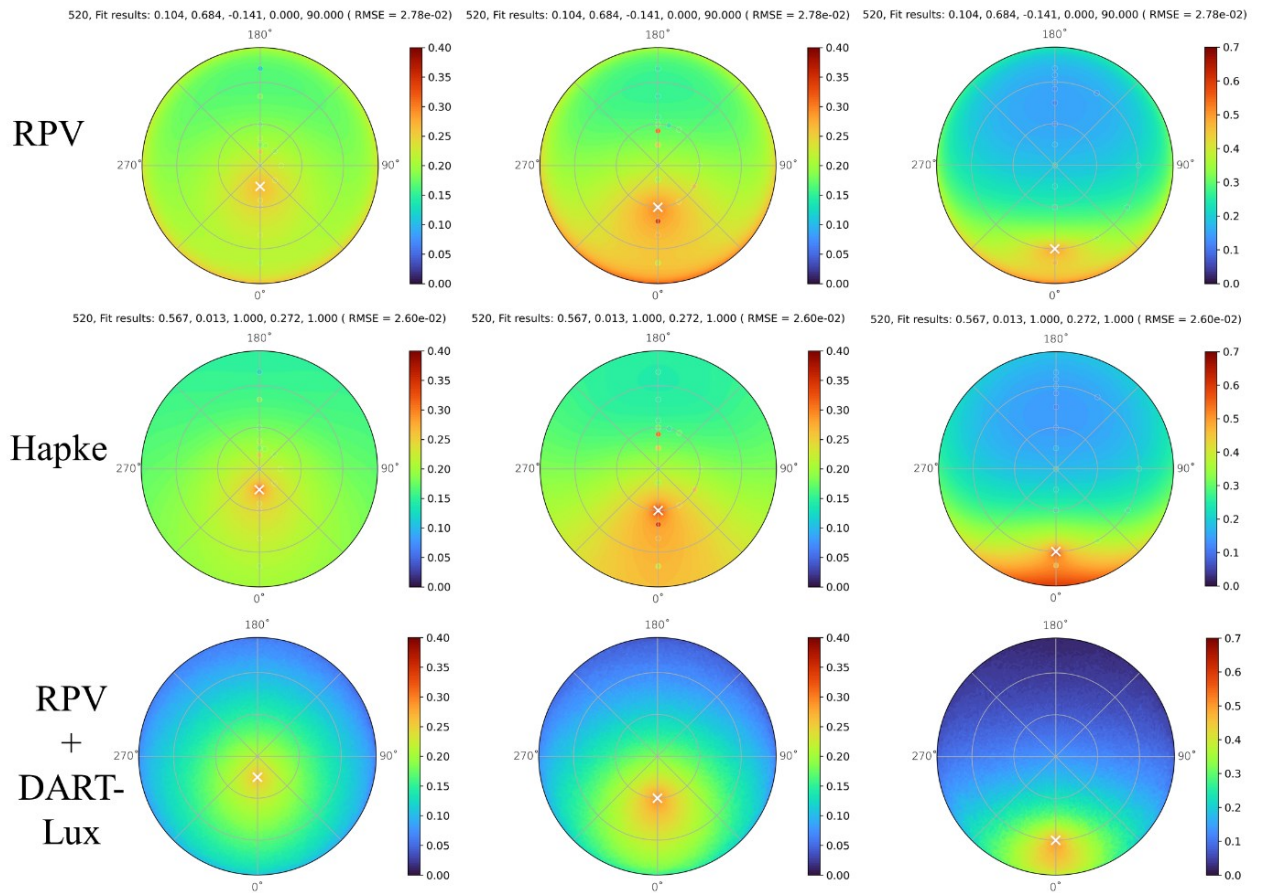


Figure III.19. BRF sol Coulounieix sec à $0.52 \mu\text{m}$ modélisée par RPV (en haut) et Hapke (au milieu) pour l'échantillon « lisse » et simulée par DART-Lux pour le MNT du terrain Coinces avec 400 rayons envoyés par pixel (en bas). La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

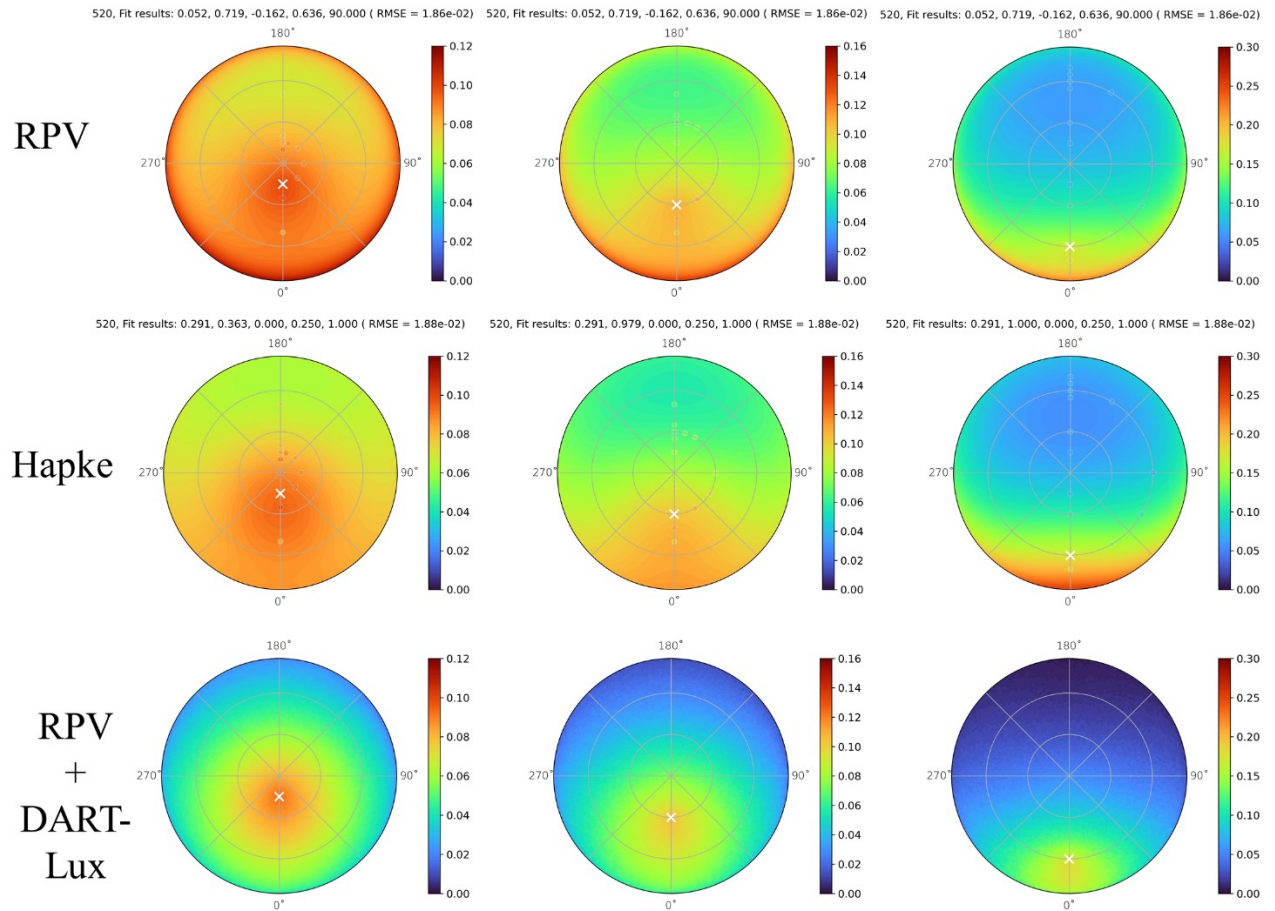


Figure III.20. BRF sol Coulounieix humide (SMC4) à $0.52 \mu\text{m}$ modélisée par RPV (en haut) et Hapke (au milieu) pour l'échantillon « lisse » et simulée par DART-Lux pour le MNT du terrain Coinces avec 400 rayons envoyés par pixel (en bas). La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

III.3.2. Effet de la rugosité sur la BRF

On s'intéresse dans cette section à l'effet de la rugosité du terrain sur la BRF simulée par DART-Lux. On considère deux MNT synthétiques, un peu rugueux et un très rugueux et on simule leur BRF pour trois angles d'incidence à l'aide des paramètres de RPV estimés pour le sol Coulounieix sec (Figure III.21) et fournis par [Roosjen et al. \(2015\)](#) pour des échantillons de sol sec (Figure III.22). L'effet de la rugosité du terrain est le plus marqué en utilisant les paramètres de [Roosjen et al. \(2015\)](#) pour un angle d'illumination de 60° et est un étalement et une augmentation de l'intensité du lobe de rétrodiffusion.

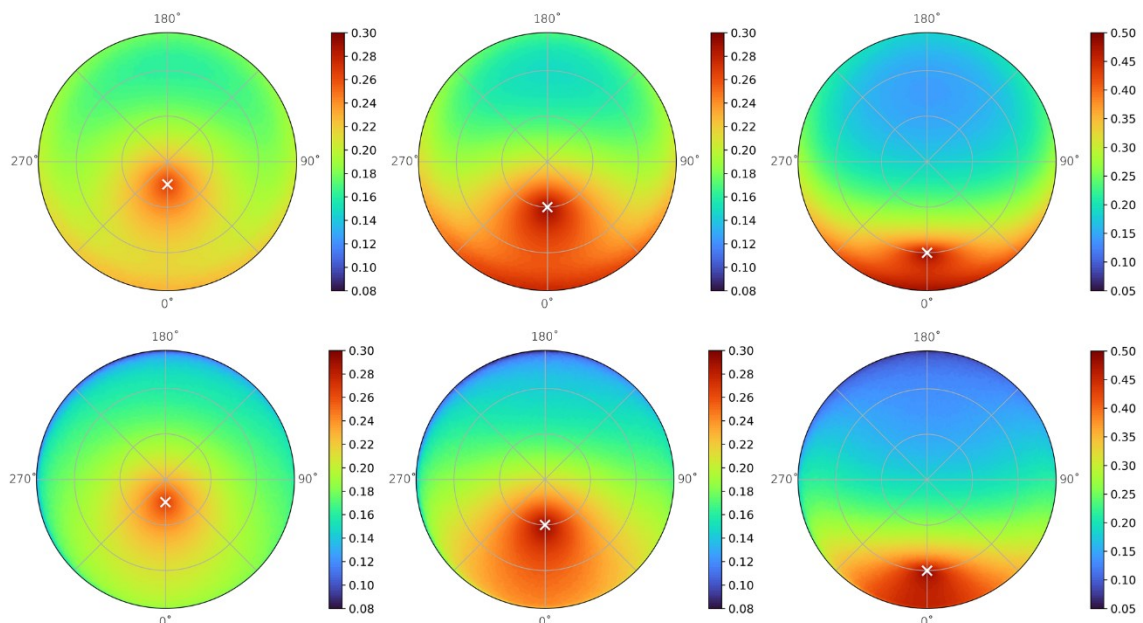


Figure III.21. BRF de MNT synthétiques (en haut) peu rugueux ($\sigma = 0.2 ; H = 1$) et (en bas) très rugueux ($\sigma = 0.5 ; H = 1$) simulées par DART-Lux à $0.52 \mu\text{m}$ pour les paramètres de RPV du sol Coulounieix sec, avec 50 rayons envoyés par pixel. La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

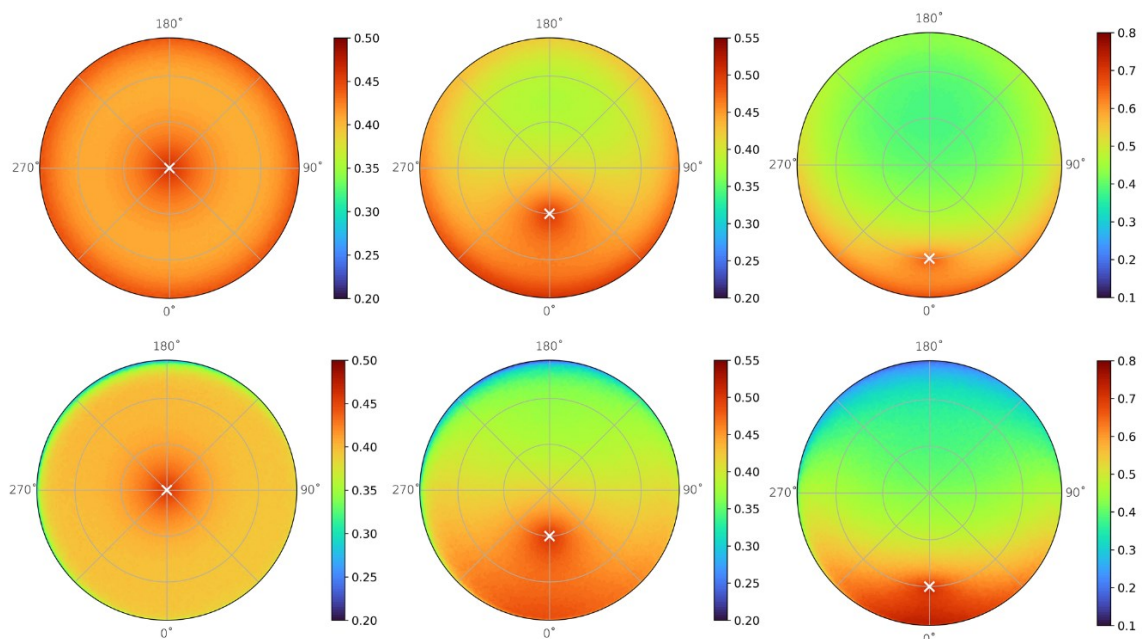


Figure III.22. BRF de MNT synthétiques (en haut) peu rugueux ($\sigma = 0.2 ; H = 1$) et (en bas) très rugueux ($\sigma = 0.5 ; H = 1$) simulées par DART-Lux à $1.998 \mu\text{m}$ pour les paramètres de RPV estimés par Roosjen et al. (2015) pour des échantillons de sol sec, avec 500 rayons envoyés par pixel. La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

III.3.3. Effet de l'humidité sur la BRF

On simule avec DART-Lux les BRF des MNT des trois parcelles agricoles Gémigny, Mareau et Coinces, pour les paramètres RPV estimés pour le sol Coulounieix sec et Coulounieix au SMC4 (Figures III.23,

III.24 et III.25). Lorsque le terrain est humide, on observe une baisse de l'intensité de la BRF mais pas de changement significatif dans la répartition de la lumière diffusée sur l'hémisphère.

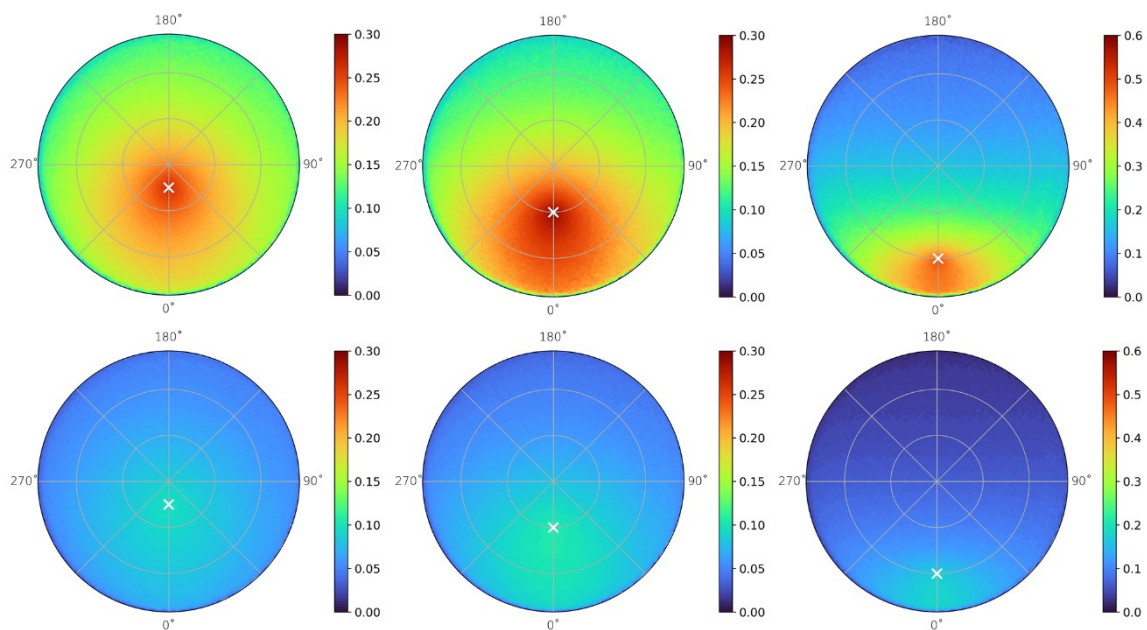


Figure III.23. BRF du MNT de Gémigny simulées par DART-Lux à $0.52 \mu\text{m}$ pour les paramètres de RPV du sol Coulounieix sec avec 400 rayons envoyés par pixel (en haut) et Coulounieix SMC4 avec 500 rayons envoyés par pixel (en bas). La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

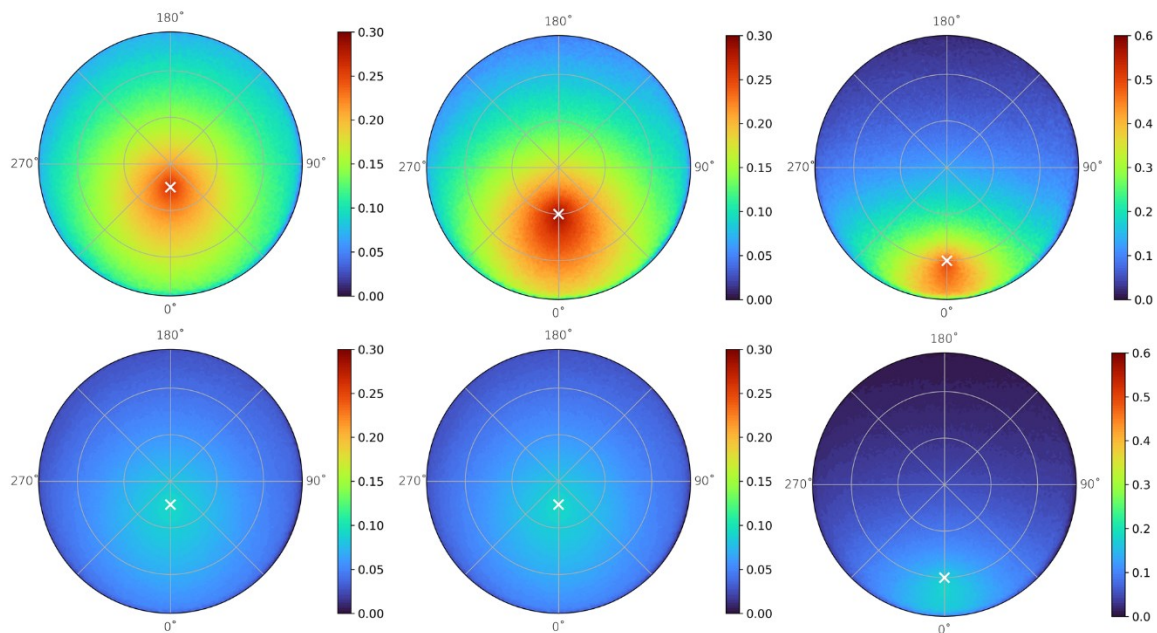


Figure III.24. BRF du MNT de Mareau à $0.52 \mu\text{m}$ simulées par DART-Lux pour les paramètres de RPV du sol Coulounieix sec avec 400 rayons envoyés par pixel (en haut) et Coulounieix SMC4 avec 500 rayons envoyés par pixel (en bas). La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

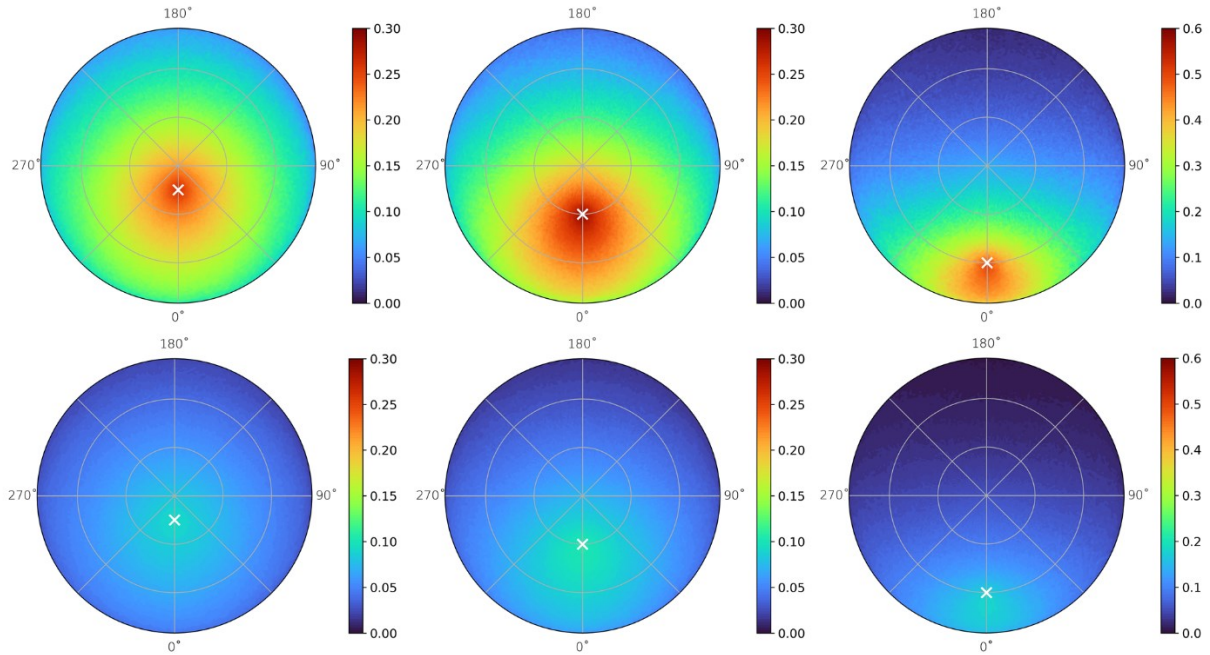


Figure III.25. BRF du MNT de Coinces à $0.52 \mu\text{m}$ simulées par DART-Lux pour les paramètres de RPV du sol Coulounieix sec avec 400 rayons envoyés par pixel (en haut) et Coulounieix SMC4 avec 500 rayons envoyés par pixel (en bas). La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

En guise de comparaison, on simule la BRF d'un MNT synthétique de rugosité moyenne ($\sigma = 0.3 ; H = 1$) avec les paramètres RPV estimés par Roosjen et al. (2015) pour des échantillons de sol sec et à un SMC de 60%. Pour le sol humide, le paramètre g est positif (Tableau III.8) ce qui correspond à un lobe de diffusion vers l'avant souvent observé dans les mesures de la littérature pour les sols humides (Section I.3). On retrouve ce lobe sur les BRF du terrain rugueux simulées par DART-Lux (Figure III.26).

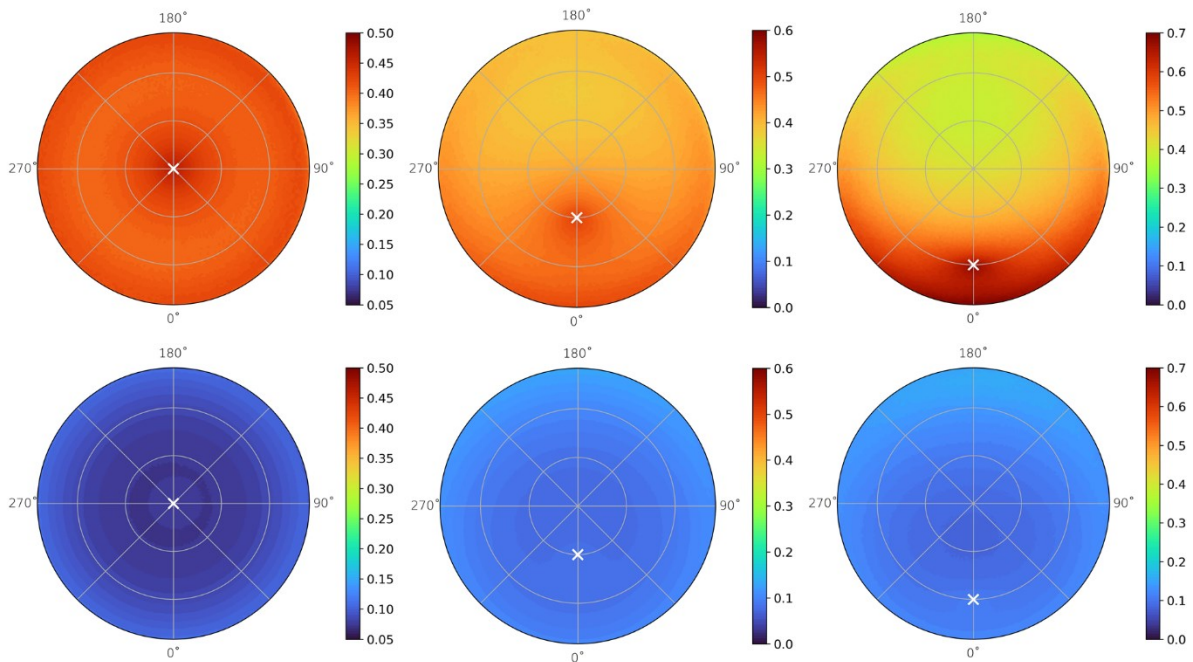


Figure III.26. BRF du MNT synthétique $\sigma = 0.3 ; H = 1$ simulées par DART-Lux à $1.998 \mu\text{m}$ pour les paramètres RPV fournis par Roosjen et al. (2015) pour des sols sec (en haut) et à un SMC de 60% (en bas) avec 500 rayons envoyés par pixel. La croix blanche marque la direction d'incidence de la lumière.

III.3.4. Couplage des effets directionnels et spectraux

On souhaite coupler les effets directionnels et spectraux en simulant des BRF à différentes longueurs grâce au modèle DART-Lux. On pourra donc tracer des spectres de réflectance simulés pour des sols rugueux dans différentes configurations géométriques. Les paramètres d'entrée de DART-Lux sont schématisés dans la Figure III.27. On considère le MNT de la parcelle agricole de Coinces, et les paramètres (k, g, h) du modèle RPV estimés pour l'échantillon Coulounieix à deux niveaux d'humidité : sec et SMC4. Pour obtenir des BRF à différentes longueurs d'onde, on remplace le paramètre ρ_0 par la réflectance de l'échantillon Coulounieix mesurée en laboratoire par un ASD (jeu de données Les08), pour deux niveaux d'humidité, 0% et 28%. Dans le modèle RPV, le paramètre ρ_0 n'est pas rigoureusement identifiable à la réflectance de surface du sol mais il y est fortement corrélé (Rahman et al., 1993). Pour cette étude, on fait toutefois l'hypothèse d'associer ρ_0 à la réflectance. On considère enfin 63 longueurs d'onde réparties dans le domaine solaire.

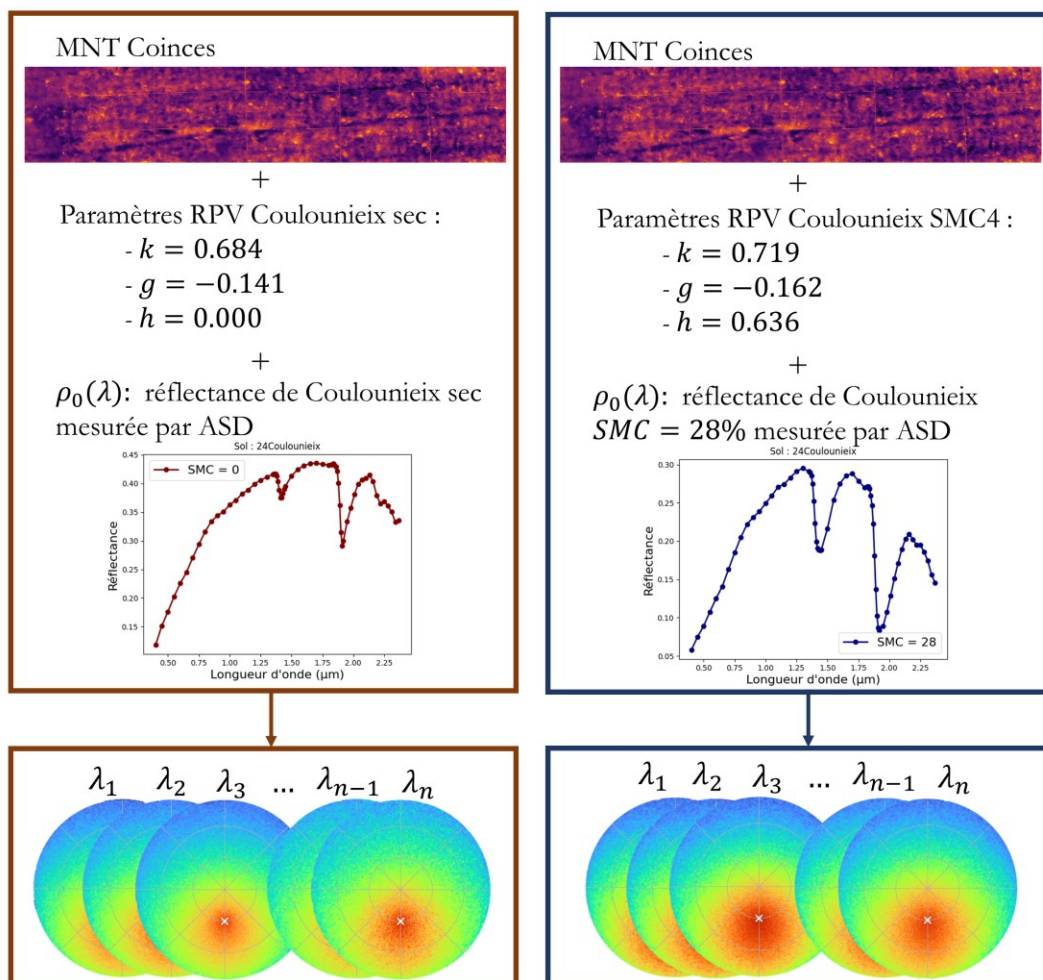


Figure III.27. Paramètres d'entrée et produits de sortie des simulations de BRF réalisées à différentes longueurs d'onde dans le domaine solaire, pour un sol sec (à gauche) et un sol humide (à droite).

La Figure III.28 présente les spectres de réflectance obtenus pour un sol sec et un sol humide, en considérant trois angles d'illumination, et pour chacun d'eux trois angles de visée : la direction du *hotspot*, la direction spéculaire et le nadir. On affiche également le spectre mesuré en laboratoire pour chaque niveau d'humidité. Quel que soit l'angle d'illumination, on observe une réflectance plus forte dans la direction du *hotspot* que dans les autres directions, et plus l'angle d'illumination augmente, plus la réflectance est forte dans la direction du *hotspot*.

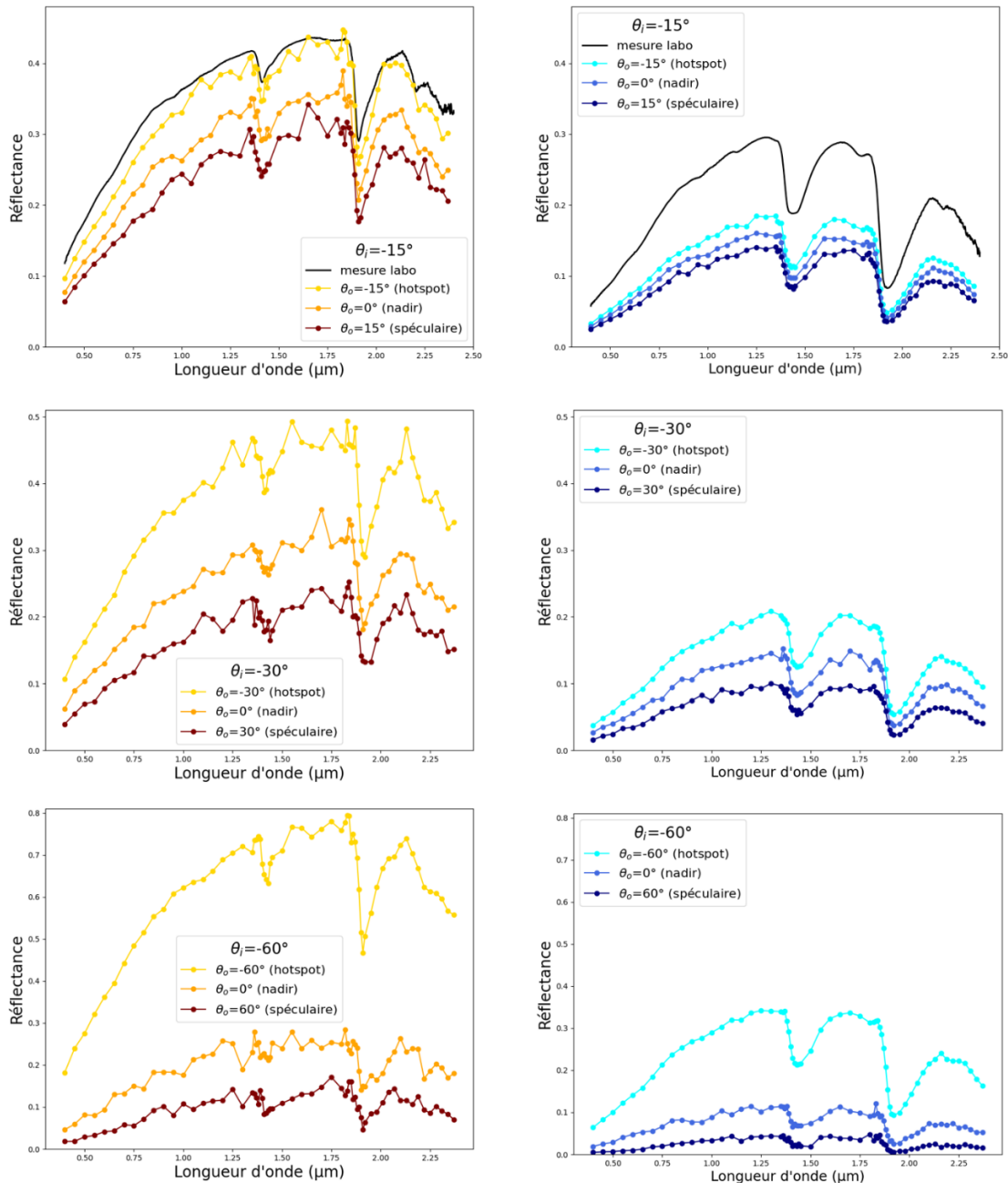


Figure III.28. Spectres de réflectance simulés par DART-Lux : MNT du sol de Coinces et paramètres RPV (k, g, h) estimées à partir des mesures SHINE sur l'échantillon Coulounieix sec (à gauche) et Coulounieix SMC4 (à droite).

La réflectance spectrale du sol est simulée en remplaçant le paramètre ρ_0 par la réflectance spectrale de l'échantillon Coulounieix mesurée à l'ONERA à l'aide d'un ASD (courbe noire) pour le sol sec (à gauche) et le sol à $SMC = 28\%$ (à droite).

Synthèse du chapitre

Nous avons considéré la BRF de sols secs et humides à différentes échelles spatiales et de rugosité. Des mesures de BRF d'échantillons de sols « lisses » ont d'abord été réalisées sur un sol de quelques cm². A partir de ces mesures, on a ajusté deux modèles de la littérature, le modèle RPV et le modèle de Hapke, en estimant leurs paramètres d'entrée. On a ensuite utilisé le logiciel de lancer de rayons DART-Lux pour prédire la réflectance de terrains rugueux de surfaces de quelques dizaines ou centaines de m², ce qui correspond à la taille d'un pixel sur une image hyperspectrale satellitaire. On a utilisé des modèles numériques de terrain de sols synthétiques, désertiques ou agricoles. Ceux-ci ont été découpés en facettes triangulaires de 2 cm de côté, pour correspondre à la dimension de la surface de mesure des BRF en laboratoire. Les propriétés optiques spectrales et directionnelles de chaque facette ont été modélisées grâce aux paramètres du modèle RPV estimés à partir des mesures de laboratoire ou tirés de la littérature. Enfin, on a comparé les BRF des sols « lisses » et celles des terrains rugueux, on a considéré l'effet de la rugosité et de l'humidité sur les BRF simulées par lancer de rayon, et on a simulé des spectres de réflectance dans différentes configurations géométriques.

Chapitre IV : Estimation du SMC par inversion du modèle MARMIT-2

du modèle MARMIT-2

Les modèles de Bach, MARMIT ou MARMIT-2, développé dans le cadre de cette thèse, permettent de prédire le spectre de réflectance d'un sol « lisse » à différents niveaux d'humidité à partir du spectre de réflectance du sol à l'état sec et d'un nombre réduit de paramètres d'entrée : épaisseur de la lame d'eau L ; fraction de couverture de la lame d'eau ϵ pour les deux premiers modèles ; fraction de particules de sol dans la lame d'eau δ pour le modèle MARMIT-2 (Chapitre II). On s'intéresse dans ce chapitre à l'inversion du modèle MARMIT-2 afin d'estimer le SMC à partir d'un spectre de réflectance de sol humide. Une étape de calibration est au préalable nécessaire pour faire le lien entre le SMC, notre variable d'intérêt, et les paramètres d'entrée du modèle L , ϵ et δ .

Dans le modèle de Bach, une relation empirique est proposée entre le SMC et L (Bach et Mauser, 1994), le paramètre ϵ n'étant pas utilisé pour la calibration du modèle. En effet, une forte corrélation ($R^2 = 0.88$) est observée entre le SMC mesuré sur les différents échantillons et la racine carrée du paramètre L estimé à partir des réflectances mesurées à différents niveaux d'humidité sur ces échantillons (Figure IV.1).

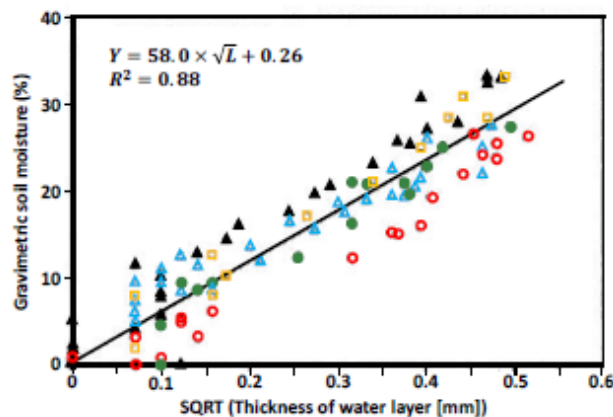


Figure IV.1. SMC mesuré en fonction de la racine carrée de l'épaisseur de la lame d'eau estimée par le modèle de Bach. Les symboles correspondent à différents échantillons de sol. D'après Bablet (2019).

Pour le modèle MARMIT, l'épaisseur moyenne de la lame d'eau ϕ définie comme le produit des paramètres L et ϵ est reliée au SMC. On s'intéressera dans ce chapitre à l'estimation du SMC à partir des paramètres de MARMIT-2 en utilisant trois types de données : 1) des spectres de réflectance mesurés en laboratoire sur des échantillons de sols tamisés ; 2) des spectres de réflectance simulant des données satellitaires corrigées des effets atmosphériques ; 3) une image hyperspectrale acquise à une quinzaine de mètres de la surface du sol sur une parcelle agricole.

IV.1. Calibration des modèles MARMIT et MARMIT-2 sur les jeux de données acquis en laboratoire

Dans cette section, on utilise les 11 jeux de données présentés dans la [Section II.1](#). Ils sont constitués de 3441 spectres de réflectance d'échantillons de sols, dont 3035 spectres de sols humides. On commence par décrire la méthode de calibration utilisée pour MARMIT et on teste ses performances sur la base de données, on adaptera ensuite cette méthode à MARMIT-2.

IV.1.1. Calibration du modèle MARMIT

La calibration du modèle MARMIT consiste à relier empiriquement la teneur en eau gravimétrique mesurée sur les échantillons de sol au produit $\phi = L \cdot \epsilon$ (Bablet et al., 2018). L'utilisation de ϕ au lieu de L comme dans la [Figure IV.1](#) permet de mieux distinguer les variations du SMC pour les faibles teneurs en eau ($SMC \leq 5\%$). Il n'a pas été possible d'établir de relation de calibration unique pour tous les sols car les points sont très dispersés selon les échantillons. Le lien entre le SMC et ϕ semble dépendre du type de sol et on n'observe pas de comportement distinctif lié à la fraction granulométrique dominante du sol ([Figure IV.2](#)). Les points alignés visibles en bleu sur la [Figure IV.2](#) correspondent à un des échantillons du jeu de données Phil14 mesuré pour un grand nombre de niveaux d'humidité. Une relation de calibration entre le SMC mesuré et ϕ estimé par MARMIT a donc dû être établie pour chaque échantillon de sol.

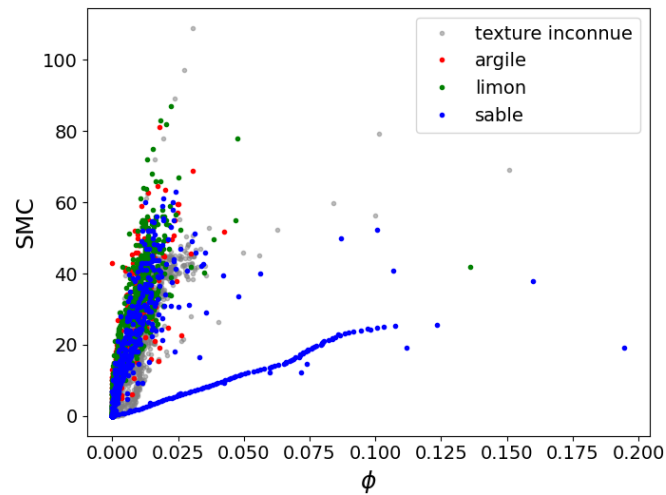


Figure IV.2. Teneur en eau gravimétrique mesurée en fonction de l'épaisseur moyenne de la lame d'eau estimée par le modèle MARMIT. Chaque point correspond à un spectre de la base de données.

Bablet et al. (2018) ont observé une courbe en S entre le SMC et ϕ pour la plupart des sols étudiés. Ils suggèrent de la modéliser par une fonction logistique de la forme :

$$SMC = \frac{K}{1 + ae^{-\psi\phi}} \quad (1)$$

avec K (% gravimétrique), a (sans unité) et ψ (cm^{-1}) trois paramètres ajustables. Lorsque K augmente, l'asymptote de la courbe augmente vers les plus hautes valeurs de SMC ; lorsque ψ augmente, la pente de la courbe augmente et le point d'inflexion se déplace vers les plus petites valeurs de ϕ ; lorsque a augmente, la courbe est traduite vers les plus grands ϕ (Figure IV.3). Lorsqu'on fait varier K et ψ , les courbes convergent vers le même point quand ϕ tend vers 0, ce qui n'est pas le cas lorsque a varie. Les trois paramètres sont strictement positifs. Comme $a > 0$, la fonction logistique est appelée sigmoïde. Il n'y a pas de contrainte lorsque $\phi = 0$ car cela ne signifie pas que l'échantillon de sol est complètement sec mais qu'il n'y a pas d'eau détectable à sa surface. Le paramètre K pourrait être relié à la porosité du sol et les paramètres a et ψ à ses propriétés physico-chimiques.

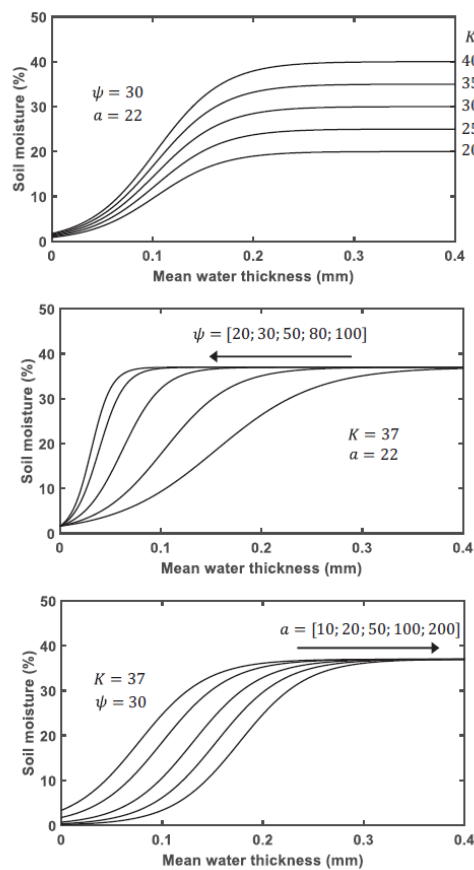


Figure IV.3. Analyse de sensibilité de la fonction logistique utilisée pour la calibration de MARMIT. En haut : K est variable, ψ et a sont constants ; au milieu : ψ est variable, K et a sont constants ; en bas : a est variable, K et ψ sont constants. D'après Bablet et al. (2018).

Les paramètres K , a et ψ sont estimés pour chaque sol. La Figure IV.4 montre les sigmoïdes obtenues pour trois échantillons : un sol sableux (Colluviosol 26d1, Bab16), un sol limoneux (Luvisol 208TE, Bab16) et un sol argileux (30Pujaut, Les08). A partir des paramètres du modèle MARMIT estimés pour chaque spectre de réflectance de sol humide et de la sigmoïde, on peut alors calculer le SMC et le comparer avec la mesure par pesée. Les performances pour ces trois échantillons sont bonnes avec un RMSE < 2% (Figure IV.5).

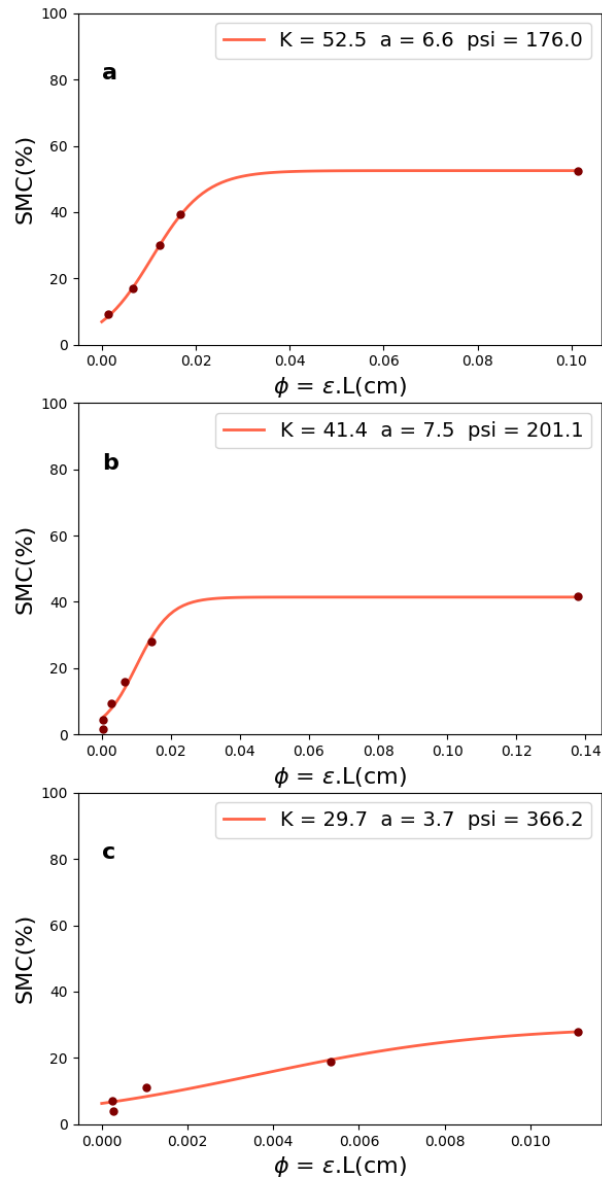


Figure IV.4. Sigmoïdes reliant le SMC mesuré à l'épaisseur moyenne de la lame d'eau ϕ estimée par inversion du modèle MARMIT pour trois échantillons de sol : (a) colluviosol 26d1 (Bab16) ; (b) luvisol 208TE (Bab16) ; (c) 30Pujaut (Les08).

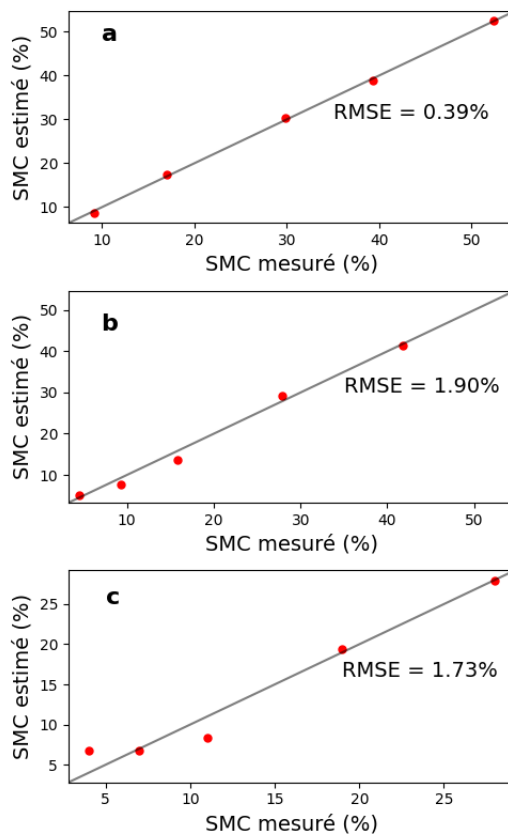


Figure IV.5. Valeurs de SMC estimées et mesurées pour trois échantillons de sol : (a) colluviosol 26d1 (Bab16) ; (b) luvisol 208TE (Bab16) ; (c) 30Pujaut (Les08).

Le RMSE moyen obtenu sur les 3035 spectres de sols humides est de 2.68% (Figure IV.6). Même si le nombre d'échantillons varie selon la classe granulométrique, on note de meilleures performances pour les sols sableux que pour les sols limoneux et argileux (Tableau IV.1).

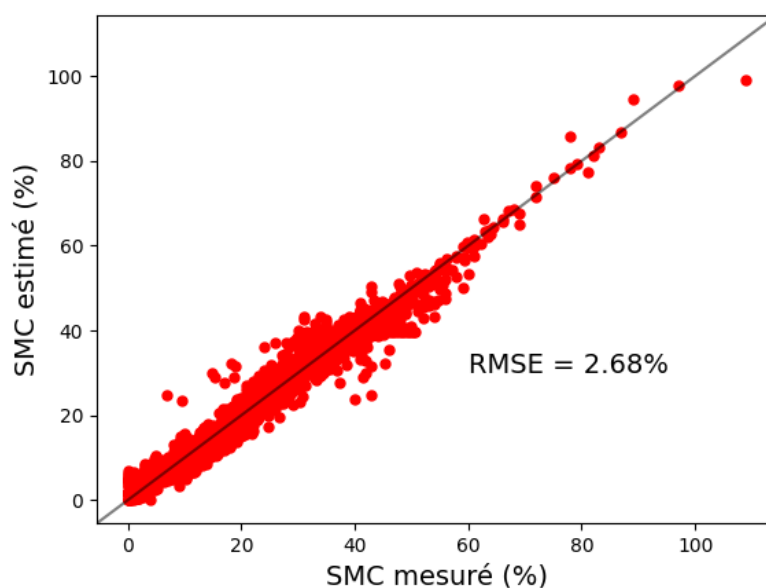


Figure IV.6. SMC estimé par le modèle MARMIT après calibration versus SMC mesuré pour 3035 spectres de réflectance de sols humides.

Le modèle MARMIT doit être ainsi calibré pour chaque sol, mais une fois la sigmoïde connue, l'estimation du SMC est performante ($RMSE < 3\%$). L'application du modèle en télédétection est cependant compliquée à envisager car il est difficile de s'appuyer sur des données *in situ*. Comme il n'existe pas de relation unique entre SMC et ϕ , on peut essayer de classer les sols en fonction de différents critères et définir une sigmoïde type pour chaque classe. [Babli et al. \(2018\)](#) ont ainsi considéré trois méthodes de classification.

La première méthode repose sur des critères de texture ou de composition minéralogique du sol. Par exemple, les sols de la base de données Whit04 ont été séparés en fonction de leur teneur en carbonate de calcium (CaCO_3) et en silice (SiO_2). [Babli et al. \(2018\)](#) ont observé une influence de la composition minéralogique du sol sur les paramètres ψ et a de la sigmoïde. Les sols des bases de données Les08 et Bab16 ont alors été divisés en deux groupes, les sols sableux dont 50% au moins des grains sont du sable et les sols argileux dont 50% au moins des grains sont de l'argile. Le paramètre K de la sigmoïde était plus faible pour les sols sableux que pour les sols argileux et limoneux plus poreux, ce qui corrobore un lien entre K et la porosité des sols. Les informations sur la texture et la minéralogie des sols sont rares et difficilement accessibles par télédétection, aussi deux autres méthodes de classification basées sur des critères spectraux ont été étudiées.

La deuxième méthode est proposée par [Lesaignoux et al. \(2013\)](#) et consiste à classer les sols en fonction de la forme du spectre de réflectance du sol sec dans différentes gammes de longueurs d'onde. Trois classes ont été définies pour 27 échantillons de la base de données Les08. Lorsqu'on considère une sigmoïde par classe de sol, l'estimation du SMC reste satisfaisante avec $RMSE = 5.1\%$. L'inconvénient de cette méthode de classification est qu'elle est visuelle et non automatisée, donc difficilement applicable à un large jeu de données.

La troisième méthode de classification est proposée par [Lacerda et al. \(2016\)](#) et utilise la réflectance des sols secs à deux longueurs d'onde, $1.650 \mu\text{m}$ et $2.215 \mu\text{m}$, qui correspondent aux centres des canaux 5 et 7 du satellite Landsat-TM 5. Si l'on trace la réflectance des sols dans le canal 5 en fonction de celle dans le canal 7, on obtient une relation linéaire où les sols argileux et sableux sont respectivement situés en bas à gauche et en haut à droite du nuage de points. Pour valider cette méthode, [Babli et al. \(2018\)](#) ont divisé les échantillons de Whit04 provenant du site Lemoore en deux ensembles, un pour la calibration et un pour la validation. Le RMSE obtenu pour les échantillons de validation est d'environ 3.6% , ce qui est très satisfaisant. Cette méthode de classification semble adaptée pour définir des sigmoïdes de calibration assez robustes pour estimer le SMC avec MARMIT sur un large ensemble de données.

IV.1.2. Calibration du modèle MARMIT-2

Par rapport au modèle MARMIT, MARMIT-2 admet un paramètre d'ajustement supplémentaire, ce qui complique sa calibration. En effet, il faut désormais relier le SMC à trois paramètres : L , ϵ et δ . À l'inverse, il faut fixer ces trois paramètres pour prédire un spectre de réflectance pour un niveau de SMC donné, ce

qui était déjà une difficulté dans MARMIT. La Figure IV.7 montre la relation entre le SMC mesuré pour chaque échantillon de sol des 11 jeux de données et ϕ ou δ . Comme pour MARMIT (Figure IV.2), les points sont très dispersés et il n'existe a priori pas de relation unique reliant le SMC à ϕ ou à δ . La variation de SMC en fonction de ϕ est similaire à celle obtenue avec MARMIT, ce qui indique qu'on pourrait aussi utiliser une sigmoïde pour calibrer MARMIT-2. Par ailleurs, même si le paramètre δ peut prendre des valeurs entre 0 et 0.25, les valeurs estimées sont généralement faibles ($\delta < 0.1$). On tentera également dans cette section de fixer δ pour faciliter l'utilisation du modèle MARMIT-2 dans le sens direct.

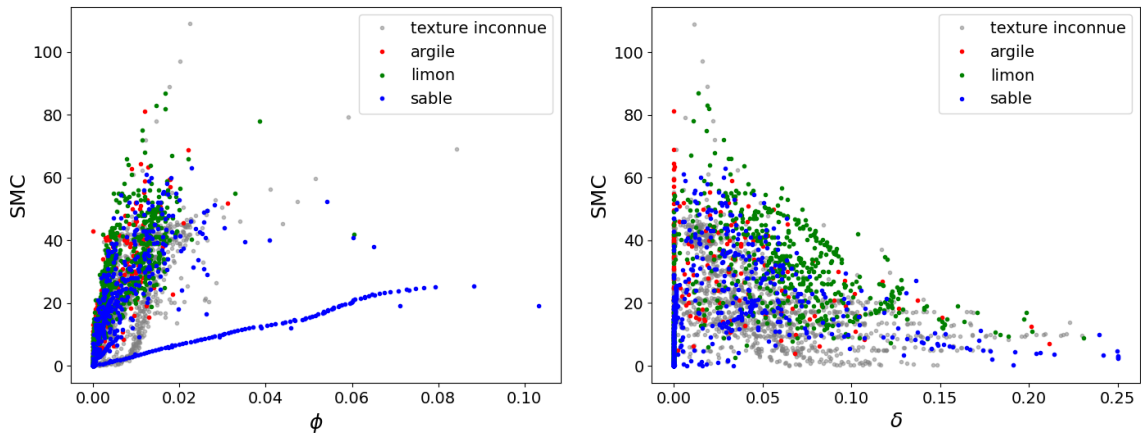


Figure IV.7. Teneur en eau gravimétrique mesurée en fonction de $\phi = L \cdot \epsilon$, le produit des paramètres L et ϵ estimés par le modèle MARMIT-2 (à gauche) et en fonction de δ , le troisième paramètre estimé par MARMIT-2 (à droite). Chaque point correspond à un des spectres des 11 jeux de données.

IV.1.2.1. Calibration avec une sigmoïde

Pour chaque sol, on calcule la sigmoïde permettant de relier le SMC mesuré à $\phi = L \cdot \epsilon$. Pour estimer les paramètres de la sigmoïde, on utilise la fonction Python `scipy.optimize.minimize` avec les bornes suivantes : $K \in]0 ; K_{max}]$, $a \in]0 ; +\infty[$ et $\psi \in]0 ; +\infty[$. On force K à être strictement positif et inférieur à $K_{max} = SMC_{max} * 1.1$ où SMC_{max} est le SMC mesuré à saturation. Cela évite à la fonction logistique de diverger lors de l'ajustement des paramètres. La sigmoïde est calculée uniquement à partir des échantillons de sol humides, sans tenir compte du sol sec pour ne pas la forcer à passer par l'origine ($\phi = 0, SMC = 0$). La Figure IV.8 montre les sigmoïdes estimées pour trois échantillons de sol. On constate qu'elles sont similaires à celles de la Figure IV.4.

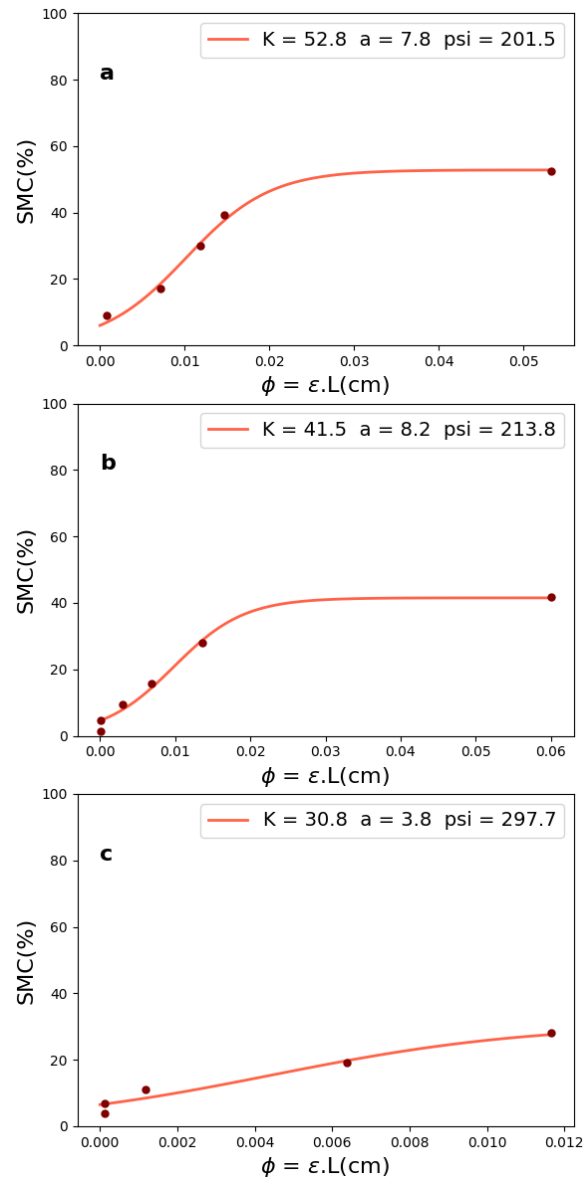


Figure IV.8. Sigmoides reliant le SMC mesuré à l'épaisseur moyenne de la lame d'eau ϕ estimée par inversion du modèle MARMIT-2 pour trois échantillons de sol : (a) colluviosol 26d1 (Bab16) ; (b) luvisol 208TE (Bab16) ; (c) 30Pujaut (Les08).

En utilisant les sigmoides de la Figure IV.8, le SMC est estimé avec une bonne précision ($RMSE < 2\%$) pour les trois échantillons de sol comme le montre la Figure IV.9. MARMIT-2 permet de mieux ajuster la réflectance spectrale des sols humides grâce à l'ajout du paramètre δ (voir Section II.3) mais l'estimation du SMC en utilisant uniquement les paramètres L et ϵ est dégradée, même si elle reste satisfaisante.

Pour l'ensemble des spectres de réflectance de sols humides, on obtient un RMSE de 3.59% (Figure IV.10) contre 2.68% avec le modèle MARMIT, soit une augmentation d'un facteur 1.3. Il est possible qu'en écartant le paramètre δ de cette étape de calibration, une partie de l'information sur l'humidité du sol soit perdue. Les performances sont légèrement meilleures pour les sols sableux que pour les sols argileux, avec un écart entre les différentes classes granulométriques plus réduit que ce qu'on observait avec le modèle MARMIT (Tableau IV.1).

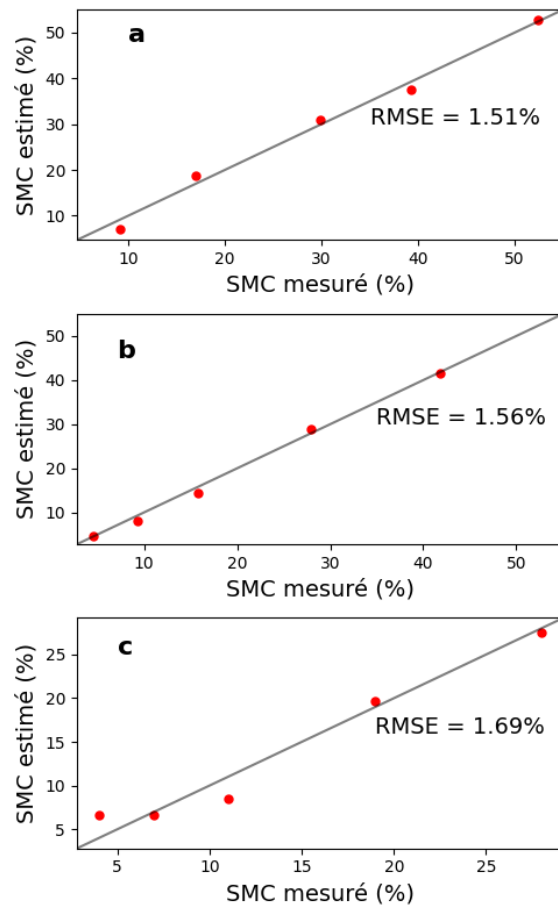


Figure IV.9. Valeurs de SMC estimées et mesurées pour trois échantillons de sol : (a) colluviosol 26d1 (Bab16) ; (b) luvisol 208TE (Bab16) ; (c) 30Pujaut (Les08).

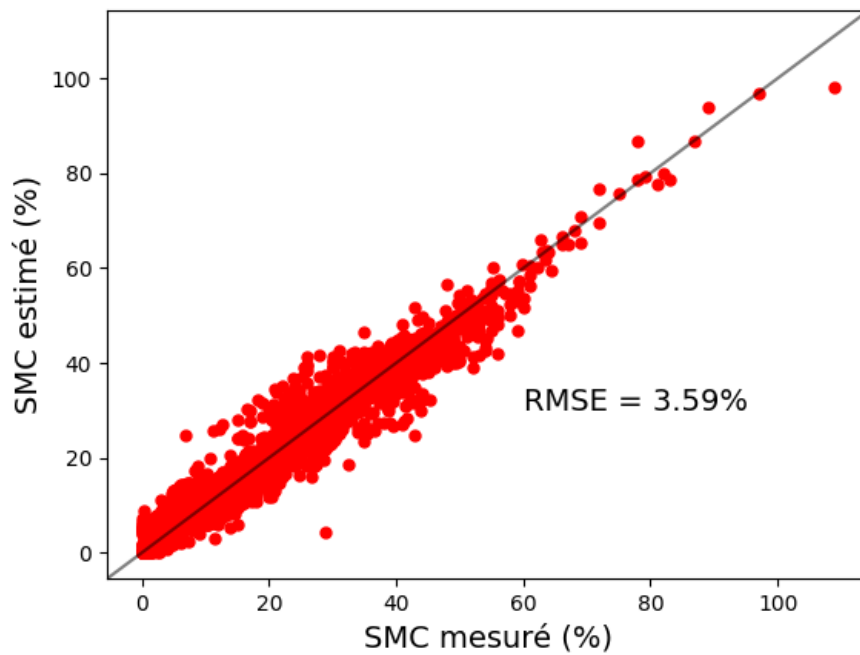


Figure IV.10. SMC estimé par le modèle MARMIT-2 après calibration versus SMC mesuré pour 3035 spectres de réflectance d'échantillons de sols humides.

IV.1.2.2. Lien entre δ et ϕ

Pour obtenir à la fois une bonne précision dans la prédiction des spectres de réflectance et dans l'estimation de SMC, nous avons essayé de trouver une relation entre δ et ϕ . La Figure IV.11 montre la variation de δ en fonction de ϕ pour tous les échantillons de sols. Il n'y a pas de relation simple entre ces deux grandeurs pour toute la base de données.

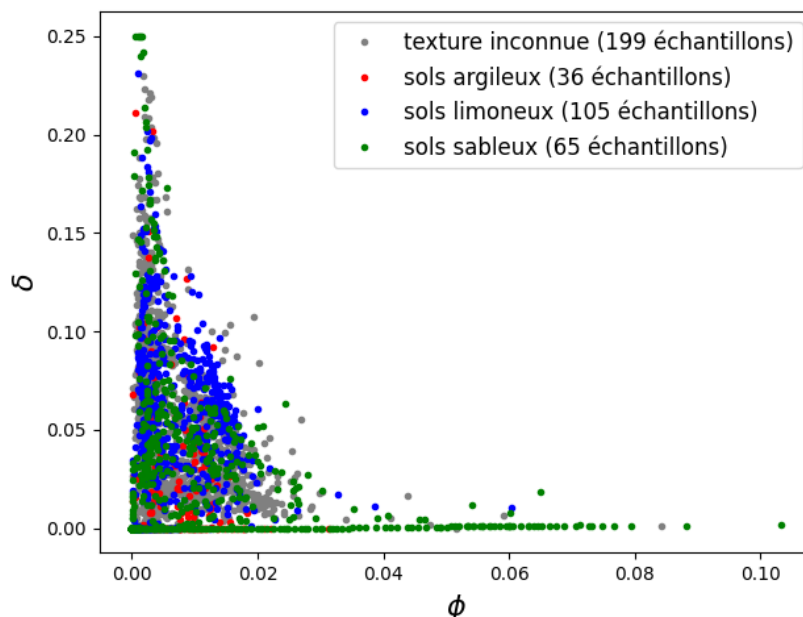


Figure IV.11. Relation entre la fraction volumique de particules de sols δ et l'épaisseur moyenne de la lame d'eau ϕ estimés par inversion de MARMIT-2 sur 3035 spectres de réflectance de sols.

Nous avons tracé la relation entre δ et ϕ pour chaque sol. La Figure IV.12 présente trois exemples pour lesquels la réflectance a été mesurée pour un grand nombre de niveaux d'humidité. On remarque deux types de comportements :

- δ est égal à 0 pour les sols secs, augmente de façon quasi-linéaire jusqu'à une valeur maximum, puis décroît lorsque le sol commence à être saturé en eau ;
- δ augmente rapidement lorsque le sol est sec ou peu humide, puis décroît lentement lorsque la teneur en eau augmente.

On peut tenter de fournir une explication physique à ces deux types de comportements. Pour le premier : lorsque le sol est sec ou très faiblement humide, il n'y a pas de particules en suspension dans la lame d'eau. Leur concentration augmente lorsqu'on ajoute de l'eau jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de particules libres en surface pouvant être mises en suspension. Pour le deuxième : toutes les particules libres sont mises en suspension dès qu'on commence à humidifier le sol donc, lorsqu'on ajoute de l'eau, la quantité de particules en suspension reste stable mais le volume d'eau augmente. Par conséquent δ décroît lorsque ϕ augmente.

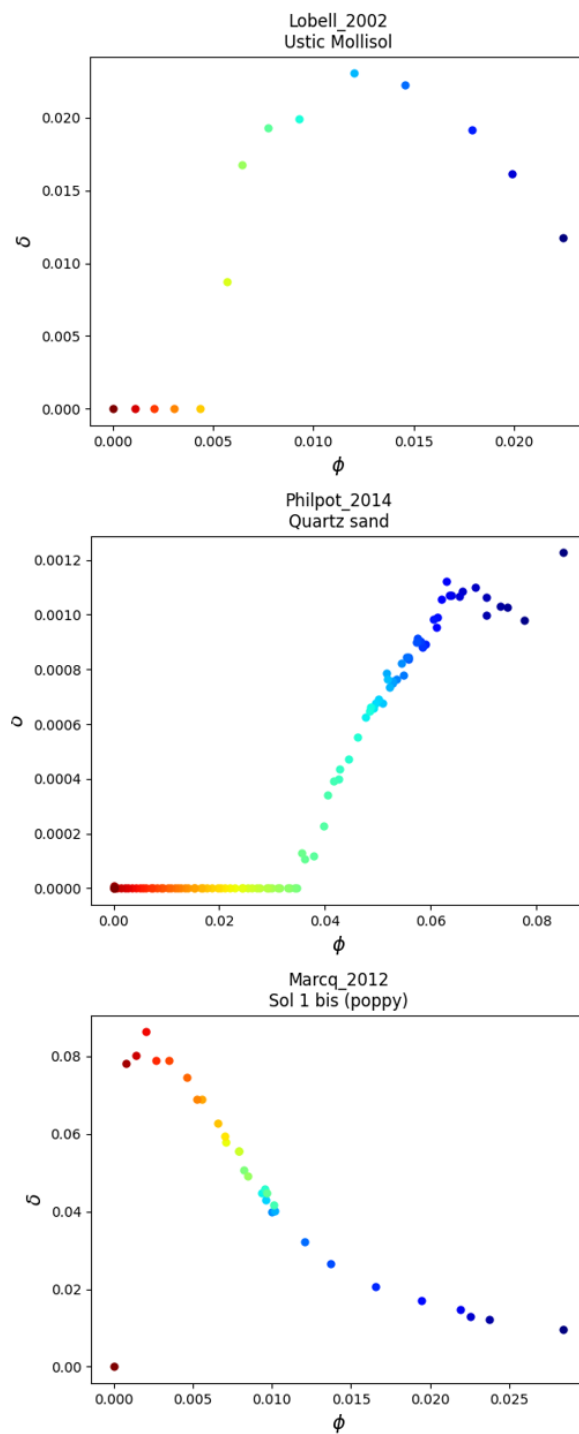


Figure IV.12. Relation entre la fraction volumique de particules de sols δ et l'épaisseur moyenne de la lame d'eau ϕ estimés par inversion de MARMIT-2 sur 3 échantillons de sol. Les points rouges correspondent à des sols secs et les points bleus à des sols saturés en eau.

Nous n'avons pas trouvé d'expression mathématique reliant de façon simple δ et ϕ pour tous les sols. Cette piste semble donc difficile à exploiter pour la calibration de MARMIT-2. Pour approfondir cette étude, il serait intéressant d'acquérir davantage de mesures de réflectance de sols avec un grand nombre de niveaux d'humidité.

IV.1.2.2. Optimisation de δ

Afin de faciliter la calibration de MARMIT-2, étape nécessaire pour prédire la réflectance du sol à différents niveaux d'humidité, nous avons calculé l'écart quadratique moyen entre les réflectances mesurées et simulées par MARMIT-2 en ajustant seulement L et ϵ et en fixant δ . La Figure IV.13 montre la variation du RMSE calculé sur toutes les longueurs d'onde et pour tous les échantillons de sols humides en fonction de δ . Il est minimum pour $\delta = 0.012$. Nous allons donc évaluer quel est l'impact de fixer $\delta = 0.012$ sur les performances du modèle MARMIT-2.

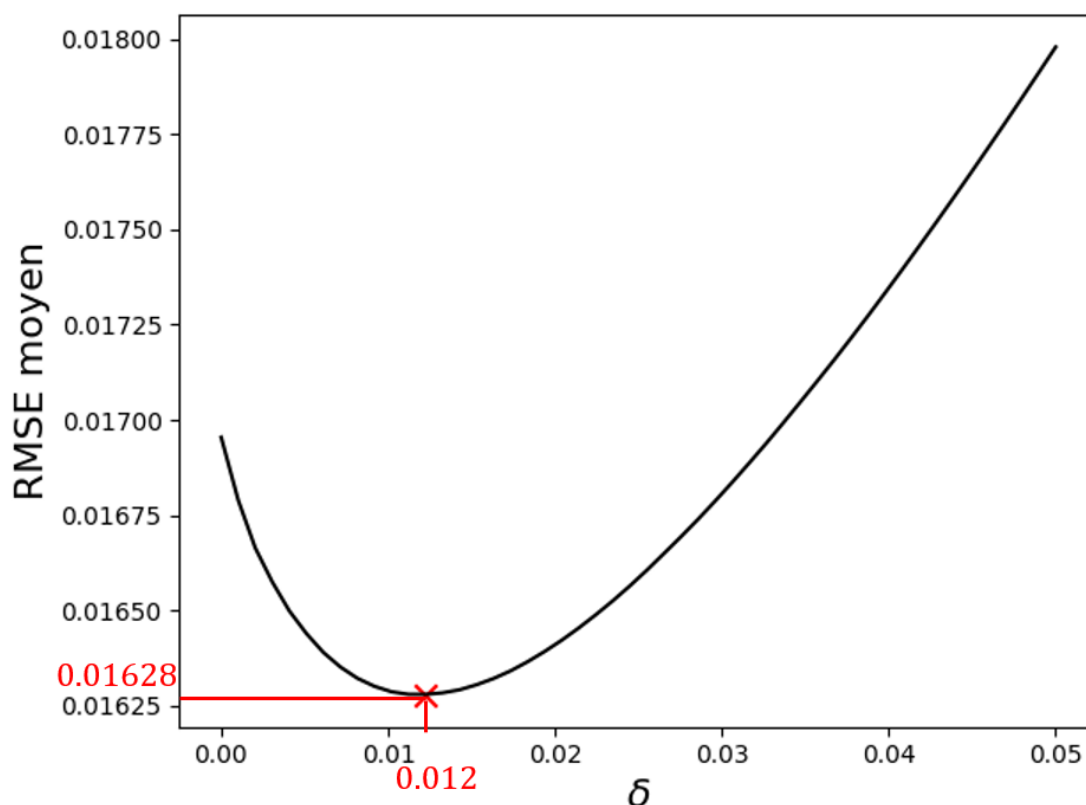


Figure IV.13. Moyenne du RMSE spectral entre les réflectances mesurées et simulées par MARMIT-2 pour les 11 jeux de données en fonction de la valeur de δ supposée constante.

L'écart entre les spectres de réflectance mesurés et simulés par MARMIT-2 est plus élevé lorsqu'on fixe $\delta = 0.012$ que lorsqu'on laisse δ libre, mais il reste moins élevé qu'avec le modèle MARMIT (Figure IV.14).

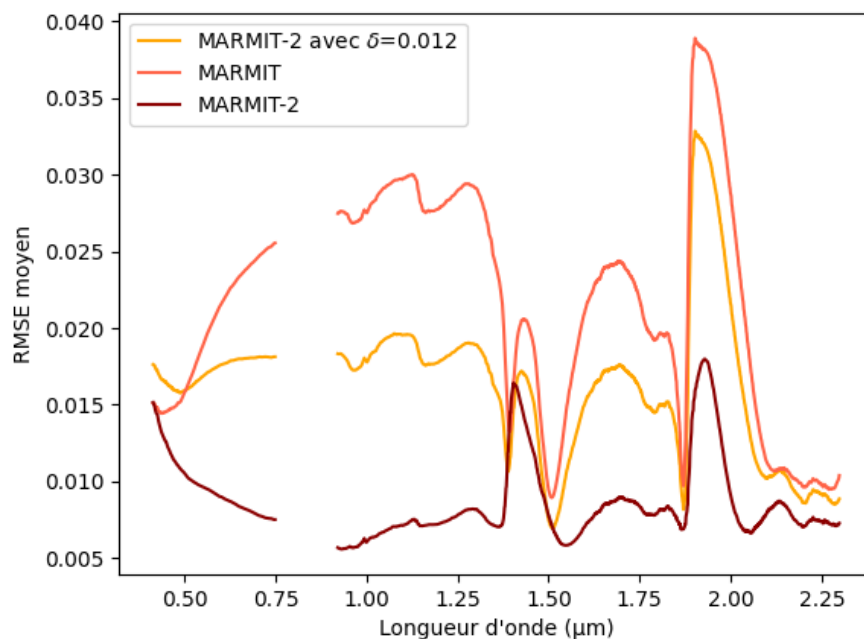


Figure IV.12. Ecart quadratique moyen (RMSE) entre les réflectances mesurées et modélisées pour les 11 jeux de données en utilisant trois configurations du modèle : MARMIT, MARMIT-2 avec δ libre et MARMIT-2 avec $\delta = 0.012$. Le saut de réflectance entre $0.75 \mu\text{m}$ et $0.92 \mu\text{m}$ est dû à des données manquantes dans la base de données Whit04.

Si l'on reprend nos trois échantillons de sols tests, l'estimation du SMC est bonne lorsqu'on utilise MARMIT-2 en fixant $\delta = 0.012$ (Figure IV.15).

On obtient un RMSE global de 2.65% (Figure IV.16), performance équivalente à celle obtenue avec MARMIT ($RMSE = 3.68\%$). Les valeurs de RMSE obtenues selon la classe granulométrique sont similaires à celles de MARMIT (Tableau IV.1).

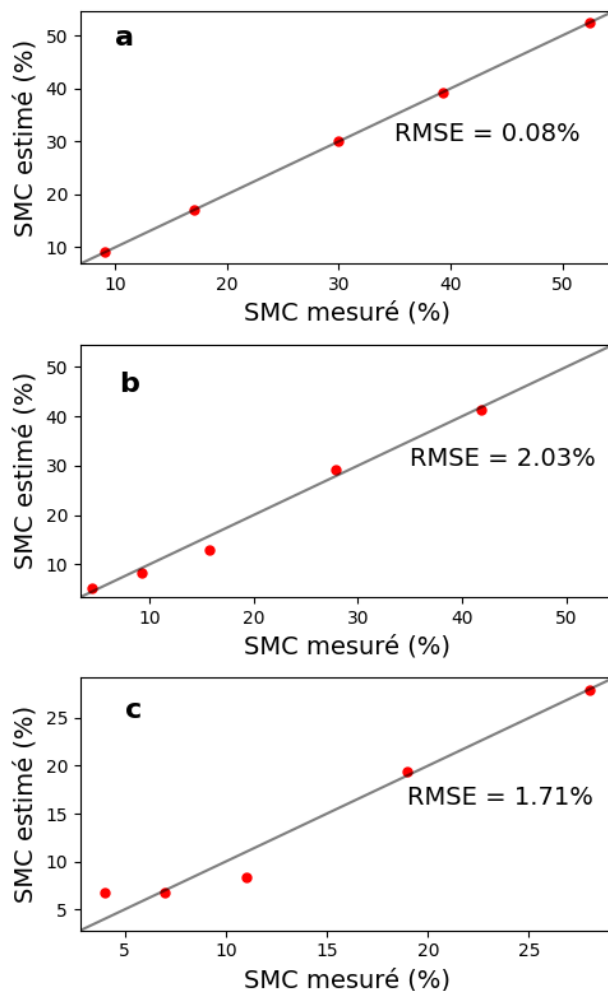


Figure IV.15. Valeurs de SMC estimées par MARMIT-2 en fixant $\delta = 0.012$ et mesurées pour trois échantillons de sol : (a) colluviosol 26d1 (Bab16) ; (b) luvisol 208TE (Bab16) ; (c) 30Pujaut (Les08).

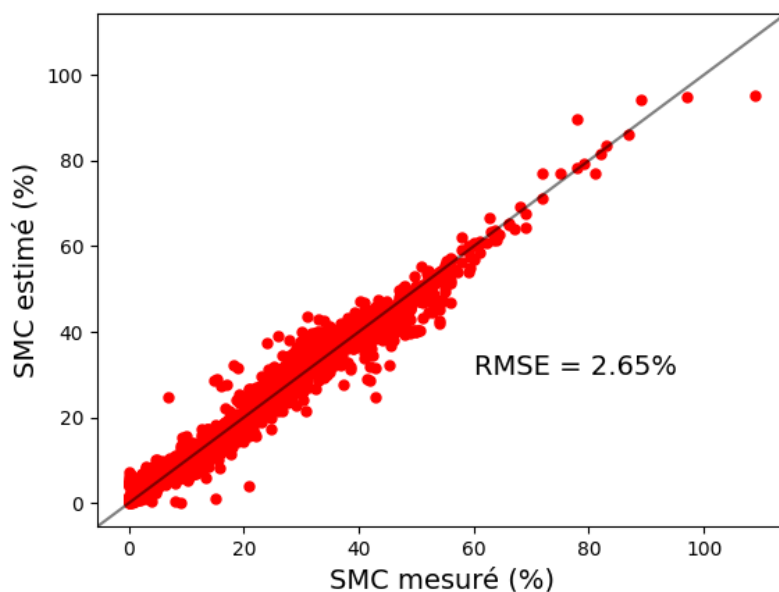


Figure IV.16. SMC estimé par le modèle MARMIT-2 en fixant $\delta = 0.012$ versus SMC mesuré pour 3035 spectres de réflectance d'échantillons de sols humides.

L'ajustement des spectres de réflectance des sols humides est moins bon lorsqu'on fixe la valeur de δ à 0.012 que lorsqu'on laisse ce paramètre libre, mais il est meilleur qu'avec MARMIT. Le SMC est estimé avec un $RMSE < 3\%$, performance équivalente à celle obtenue avec MARMIT. L'avantage de cette démarche est de simplifier la calibration car deux paramètres au lieu de trois sont à relier au SMC.

Tableau IV.1. RMSE entre le SMC estimé et mesuré en fonction des modèles et des fractions granulométriques dominantes des échantillons.

	Tous les sols (404 échantillons)	Sols argileux (36 échantillons)	Sols limoneux (105 échantillons)	Sols sableux (65 échantillons)
MARMIT	2.68 %	4.21 %	3.65 %	2.01 %
MARMIT-2	3.59 %	4.28 %	4.48 %	3.62 %
MARMIT-2 avec $\delta = 0.012$	2.65 %	4.25 %	3.72 %	1.82 %

IV.2. Utilisation de données satellitaires simulées

Le travail présenté dans cette section a été réalisé dans le cadre du projet de mission spatiale BIODIVERSITY conduit par le CNES et la DGA et dont les phases 0 et A ont été validées. Ce projet vise à étudier la faisabilité d'un imageur hyperspectral à haute résolution spatiale (10 m contre 30 m pour les capteurs en orbite comme EnMAP et PRISMA). Un des objectifs est d'étudier l'intérêt d'un tel capteur pour différentes applications : géosciences, végétation, eaux côtières et continentales, zones urbaines, sites industriels, cryosphère et atmosphère. L'humidité de surface des sols est une des variables d'intérêt qui a motivé cette étude dans le thème des géosciences.

IV.2.1. Description des données

Pour réaliser cette étude, nous sommes partis du jeu de données Les08 mesurés en laboratoire (32 sols, 160 spectres de réflectance correspondant à des SMC compris entre 5% et 85%). Le traitement effectué par les ingénieurs du Centre Spatial de Toulouse se décompose en trois étapes (Figure IV.17) : les spectres de réflectance ont été transformés en spectres de luminance (exprimés en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) au niveau du capteur satellitaire après avoir pris en compte les effets atmosphériques ; les spectres de luminance ont ensuite été modifiés de façon à intégrer le bruit instrumental et sa résolution spectrale ; une correction atmosphérique a enfin été appliquée pour recalculer les spectres de réflectance au niveau du sol.

Vingt-quatre scénarios ont été envisagés : deux niveaux de rapport signal sur bruit (« *optimistic* » et « *realistic* »), deux performances de capteur (« *target* » et « *threshold* ») et six stratégies d'échantillonnage spectral (#1 : 136 canaux, #2 : 68 canaux, #3 : 85 canaux, #4 : 86 canaux, #5 : 112 canaux et #6 : 136 canaux).

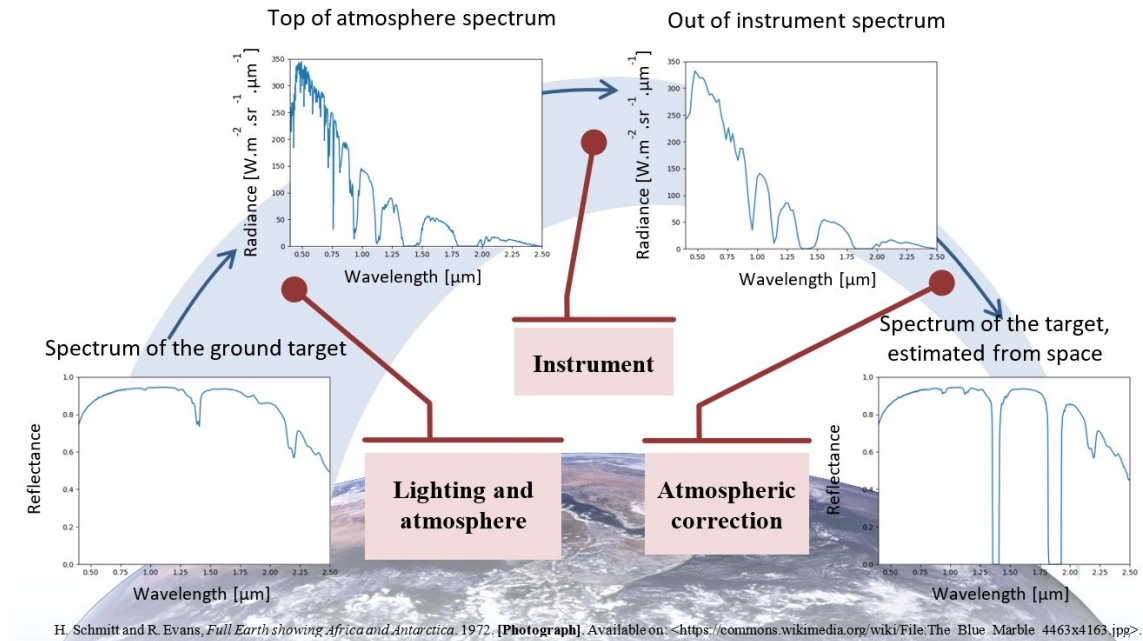


Figure IV.17. Représentation schématique de la simulation des spectres bruités. D'après Briottet et al., 2022.

On montrera les résultats obtenus pour deux sols de la base de données Les08 (Figure IV.18) : un sol clair dont la réflectance est haute (81StJulien) et un sol foncé dont la réflectance est basse (31FaugaX1).

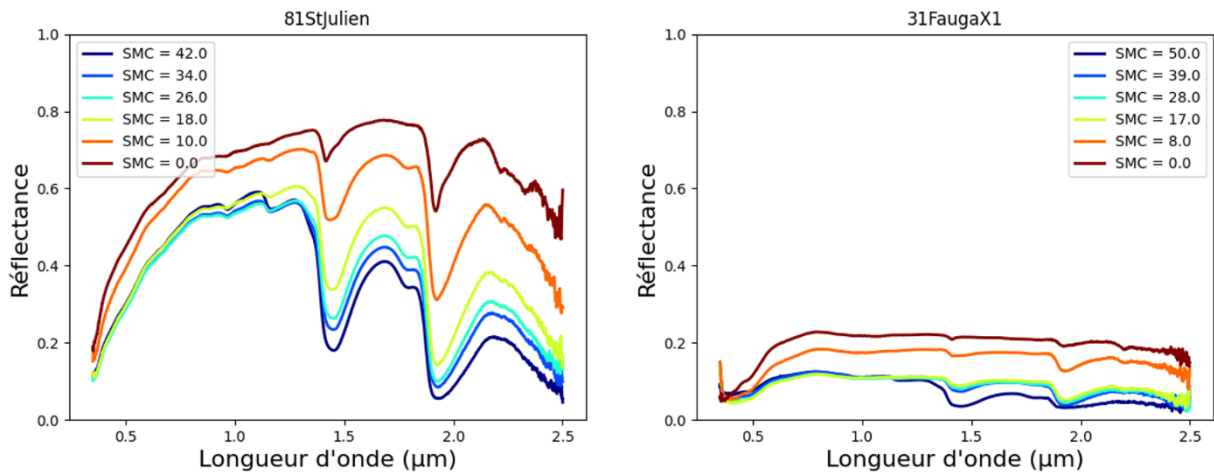


Figure IV.18. Spectres de réflectance des sols 81StJulien et 31FaugaX1 (Les08) mesurés en laboratoire à différents niveaux d'humidité.

Nous avons d'abord étudié l'effet de la stratégie d'échantillonnage spectral en considérant le niveau de bruit : SNR optimiste et performance cible. La Figure IV.19 compare les stratégies #1 et #3 : la réduction du nombre de bandes spectrales semble atténuer le bruit, et ce bruit est plus important pour les sols clairs que pour les sols sombres.

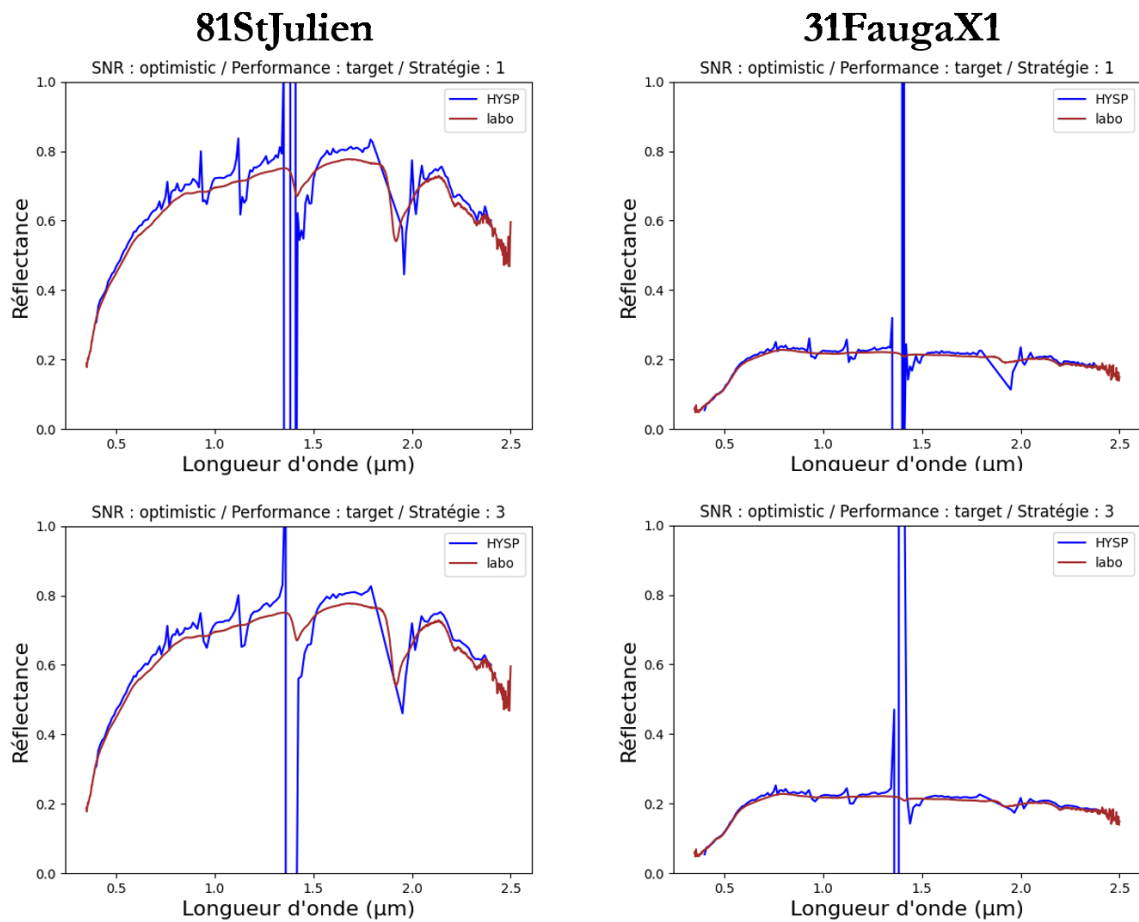


Figure IV.19. Spectres de réflectance de deux sols du jeu de données Les08 mesurés en laboratoire (courbes marron) et bruités (courbes bleues) pour le scénario SNR « *optimistic* », la performance « *target* », et les stratégies #1 et #3.

Nous avons ensuite comparé le meilleur scénario (SNR « *optimistic* » et performance « *target* ») avec le pire (SNR « *realistic* » et performance « *threshold* ») pour la stratégie #3. Sans surprise, l'accord entre les spectres bruités et ceux de laboratoire est meilleur dans le premier cas (Figure IV.20).

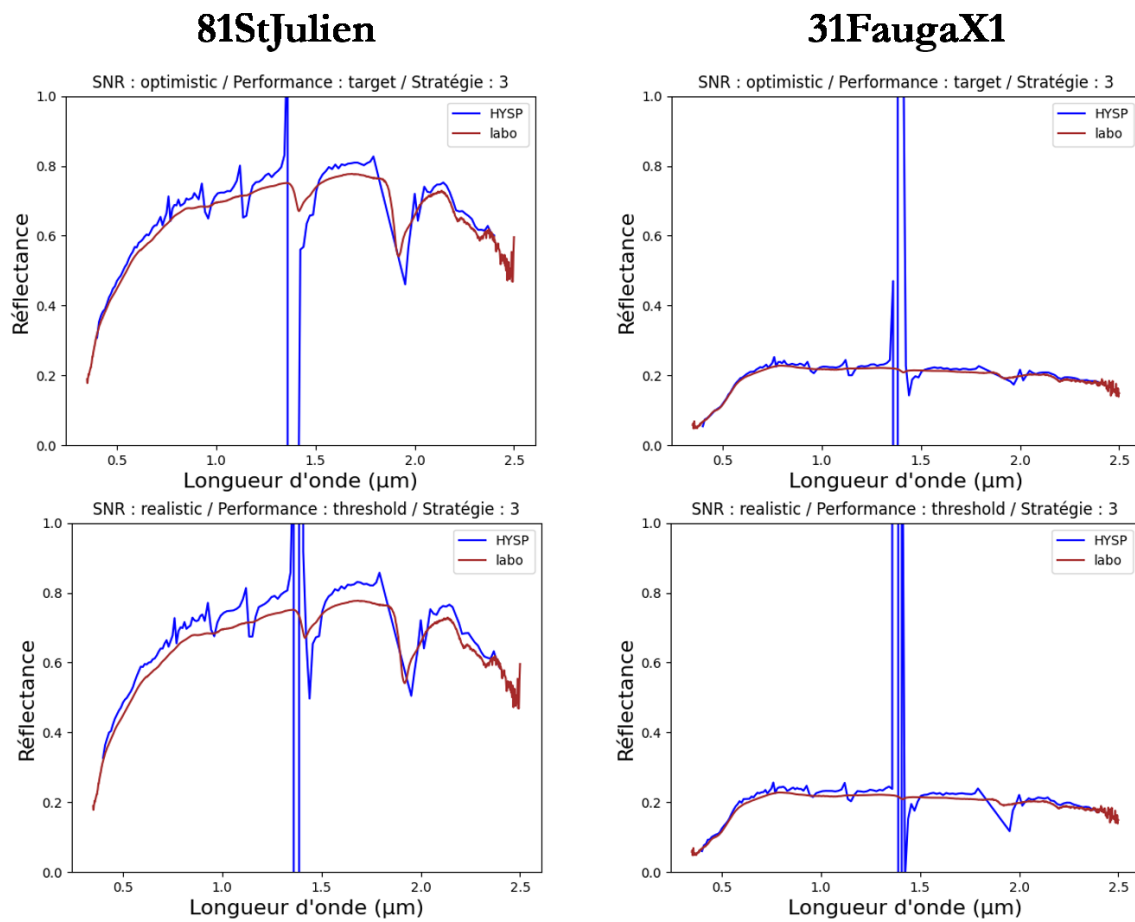
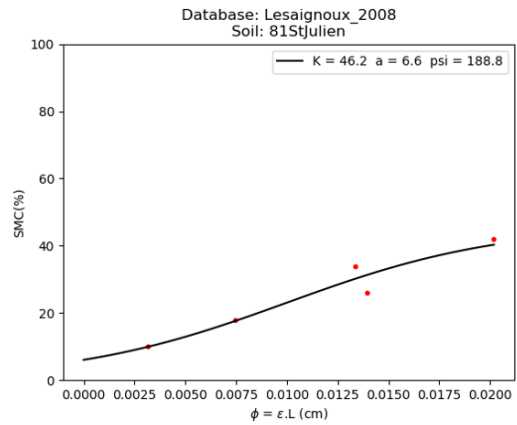
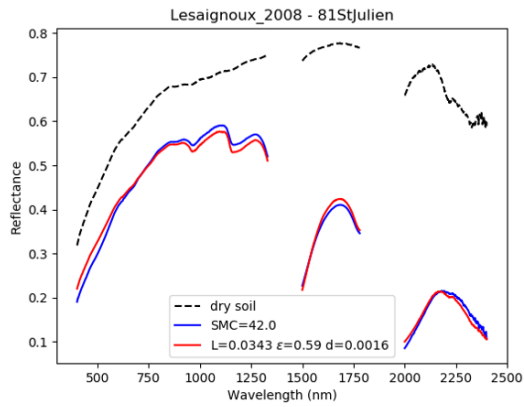


Figure IV.20. Spectres de réflectance de deux sols du jeu de données Les08 mesurés en laboratoire (courbes marron) et bruités (courbes bleues) pour les scénarios SNR « optimistic » / performance « target » et SNR « realistic » / performance « threshold », et la stratégie #3.

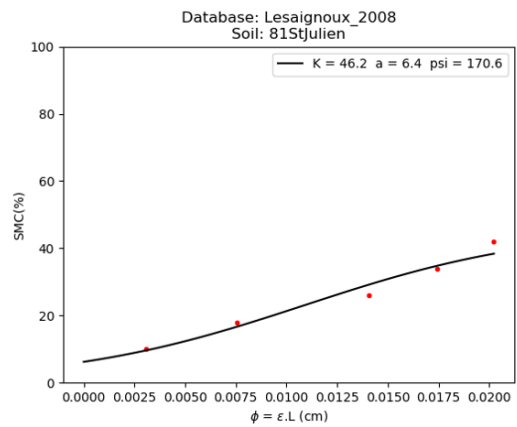
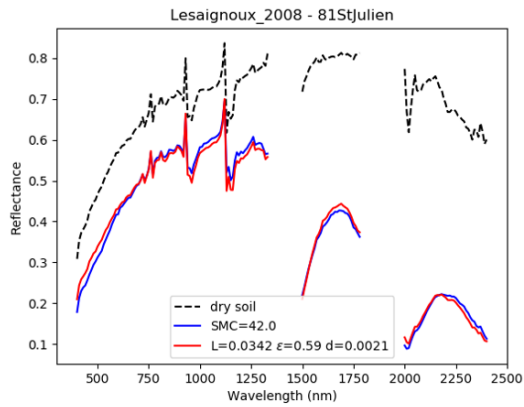
IV.2.2. Performances de MARMIT-2 sur les spectres bruités

Les simulations suivantes ont été réalisées pour trois plages de longueurs d'onde situées en dehors des bandes d'absorption de la vapeur d'eau : 0.400-1.330 μm , 1.500-1.780 μm et 2.000-2.400 μm . La [Figure IV.21](#) montre la réflectance du sol 81StJulien humide ajustée par le modèle MARMIT-2 pour différents scénarios. On constate que les paramètres estimés et la sigmoïde de calibration varient peu d'un cas à l'autre.

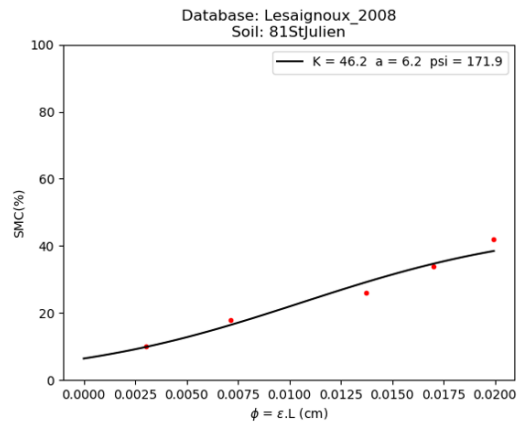
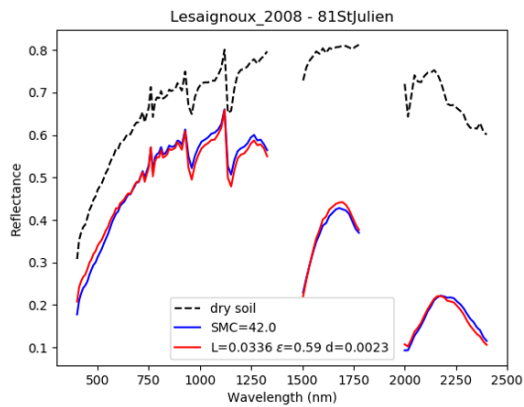
Spectres de laboratoire



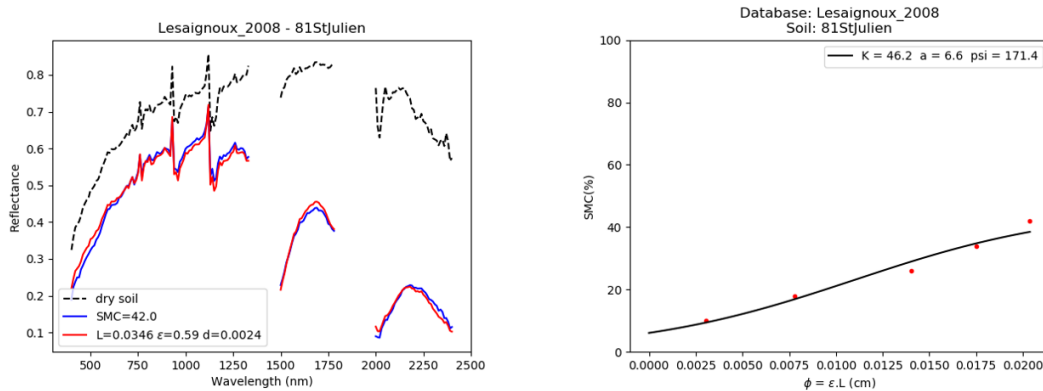
SNR : optimiste / Performance : cible / Stratégie : 1



SNR : optimiste / Performance : cible / Stratégie : 3



SNR : réaliste / Performance : seuil / Stratégie : 1



SNR : réaliste / Performance : seuil / Stratégie : 3

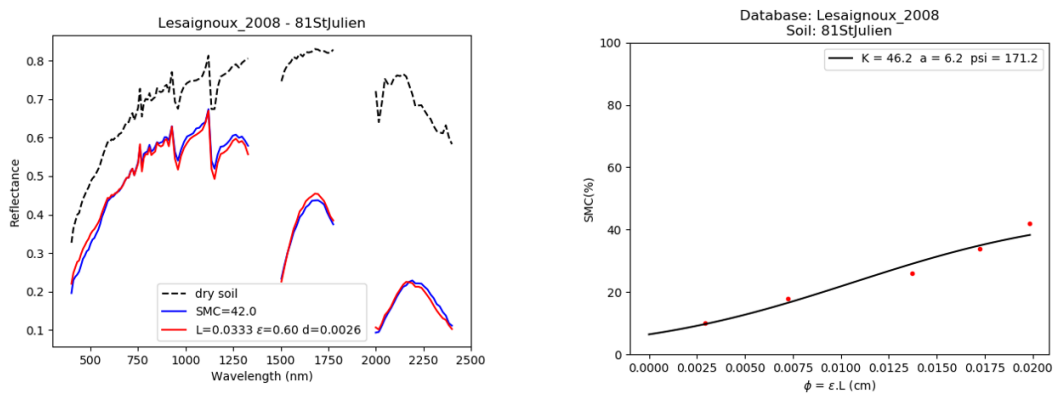
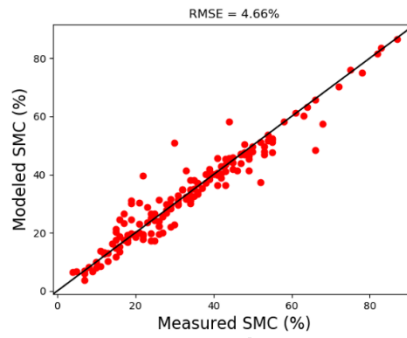


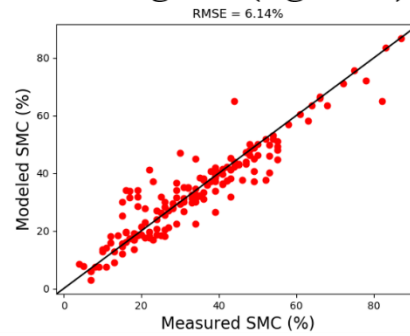
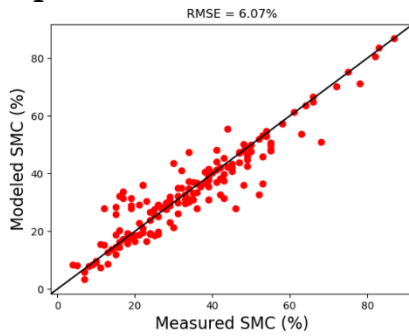
Figure IV.21. Echantillon de sol 81StJulien. A gauche : réflectance d'un sol sec (courbe noire) et d'un sol humide (courbe bleue) ajustée par MARMIT-2 (courbe rouge). A droite : relation de calibration entre le SMC et le produit $\phi = L \cdot \epsilon$ calculée pour chaque scénario.

En termes d'estimation de SMC, on observe de faibles différences entre les différents scénarios (Figure IV.22). Cela est confirmé par le Tableau IV.2 qui rassemble les résultats pour les 24 scénarios envisagées. Les performances obtenues pour l'estimation du SMC à partir des données satellitaires simulées sont similaires à celles obtenues avec les spectres de laboratoire non bruités ($RMSE = 4.66 \%$).

Spectres de laboratoire



SNR : optimiste / Performance : cible / Stratégie : 1 (à gauche) et 3 (à droite)



SNR : réaliste / Performance : seuil / Stratégie : 1 (à gauche) et 3 (à droite)

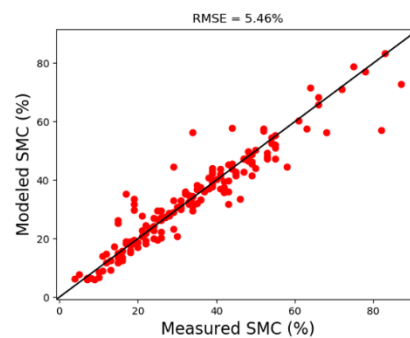
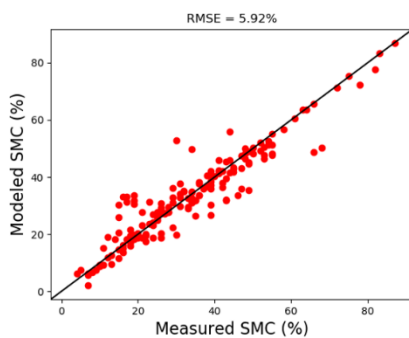


Figure IV.22. SMC estimé en fonction du SMC mesuré pour les échantillons du jeu de données Les08 pour différents scénarios.

Tableau IV.2. RMSE entre le SMC mesuré et estimé par MARMIT-2 en fonction des différentes stratégies.

	Stratégie					
	#1	#2	#3	#4	#5	#6
SNR « optimistic »						
Performance « target »	6.07 %	5.45 %	6.14 %	5.45 %	6.57 %	5.69 %
Performance « threshold »	5.61 %	4.68 %	5.15 %	3.67 %	5.27 %	5.40 %
SNR « realistic »						
Performance « target »	6.54 %	5.55 %	5.92 %	5.22 %	6.65 %	5.58 %
Performance « threshold »	5.92 %	4.86 %	5.46 %	4.60 %	5.25 %	6.10 %

IV.3 Cartographie du SMC par inversion de MARMIT-2 sur une image hyperspectrale

Dans cette section, on montre un exemple de cartographie du SMC par inversion de MARMIT-2 sur l'image hyperspectrale d'une parcelle agricole acquise grâce à deux caméras placées à une quinzaine de mètres de hauteur au-dessus de la surface du sol. Nous décrirons d'abord les prétraitements effectués sur l'image, puis nous estimerons le SMC par inversion de MARMIT-2, et enfin nous comparerons les résultats obtenus avec un indice spectral publié dans la littérature.

IV.3.1 Description de l'image utilisée et des prétraitements

Des images hyperspectrales ont été acquises dans le cadre de la thèse d'Etienne Ducasse (Ducasse, 2019) lors d'une campagne de mesure organisée conjointement par l'ONERA et le BRGM du 5 au 7 septembre 2017, à laquelle l'IPGP a participé. Trois sites de la région d'Orléans ont été étudiés : Coinces, Mareau et Gémigny, du nom des communes environnantes. Cette campagne de mesure a déjà été évoquée dans le [Chapitre II](#) – des échantillons de sol du jeu de données Dup22 ont été collectés à cette occasion – et le [Chapitre III](#) – les MNT des trois sites ont été utilisés pour simuler la BRF de terrains rugueux.

Certaines images ne sont pas exploitables en raison d'une couverture nuageuse changeante au cours de l'acquisition. Nous nous sommes focalisés sur le site de Coinces car celui de Gémigny est marqué par des traces de pneus d'engin agricole et celui de Mareau est partiellement recouvert de résidus de cultures secs. L'image étudiée est `coinces_humide_b_VNIR-SWIR_HSNR04_2009-01-01T011753`. Deux caméras hyperspectrales, VNIR-1600-e et SWIR-320m-e (HySpex – Norsk Elektro Optikk) ont été fixées sur une nacelle située à 14.7 m au-dessus de la surface du sol ([Figures II.6.a](#) et [IV.17](#)). Leurs caractéristiques techniques sont décrites dans [Ducasse \(2019\)](#). L'image a été acquise en mode *pushbroom* en opérant une rotation des caméras d'un angle de -30° à $+30^\circ$ de part et d'autre du nadir. La résolution spatiale des images varie en fonction de la position sur l'image : les meilleures résolutions obtenues au centre de l'image pour une observation au nadir sont égales à 0.4 cm dans le VNIR et 1.5 cm dans le SWIR, soit une taille comparable à celle de la zone observée par le radiomètre ASD sur les échantillons de sols mesurés en laboratoire ([Section II.1](#)).



Figure IV.17. Caméras VNIR et SWIR utilisées pour l'acquisition des images lors de la campagne organisée dans le cadre de la thèse d'Etienne Ducasse.

La zone de sol observée, de dimensions $12\text{ m} \times 4.4\text{ m}$ a été divisée en plusieurs rectangles délimités par des ficelles (Figure IV.23). Un de ces rectangles a été humidifié avant l'acquisition de l'image.

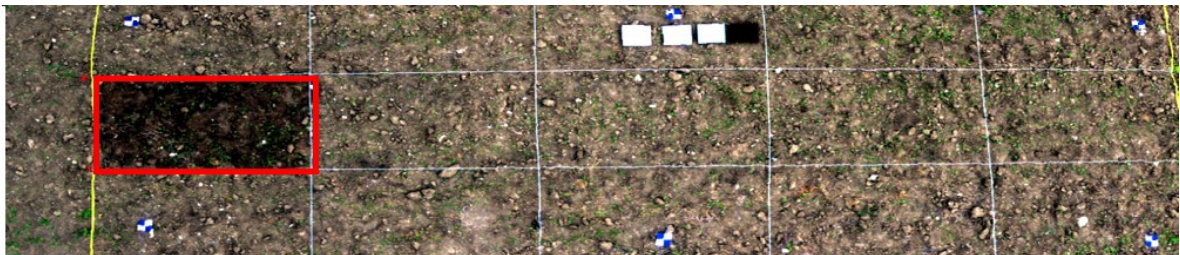


Figure IV.23. Image RGB du site de Coinces. Zone humidifiée encadrée en rouge.

Les différentes étapes de la chaîne de prétraitement de cette image, depuis les deux cartes de luminance VNIR et SWIR jusqu'à l'image en réflectance, sont résumées dans la Figure IV.24. Chacune de ces étapes est détaillée dans Ducasse (2019).

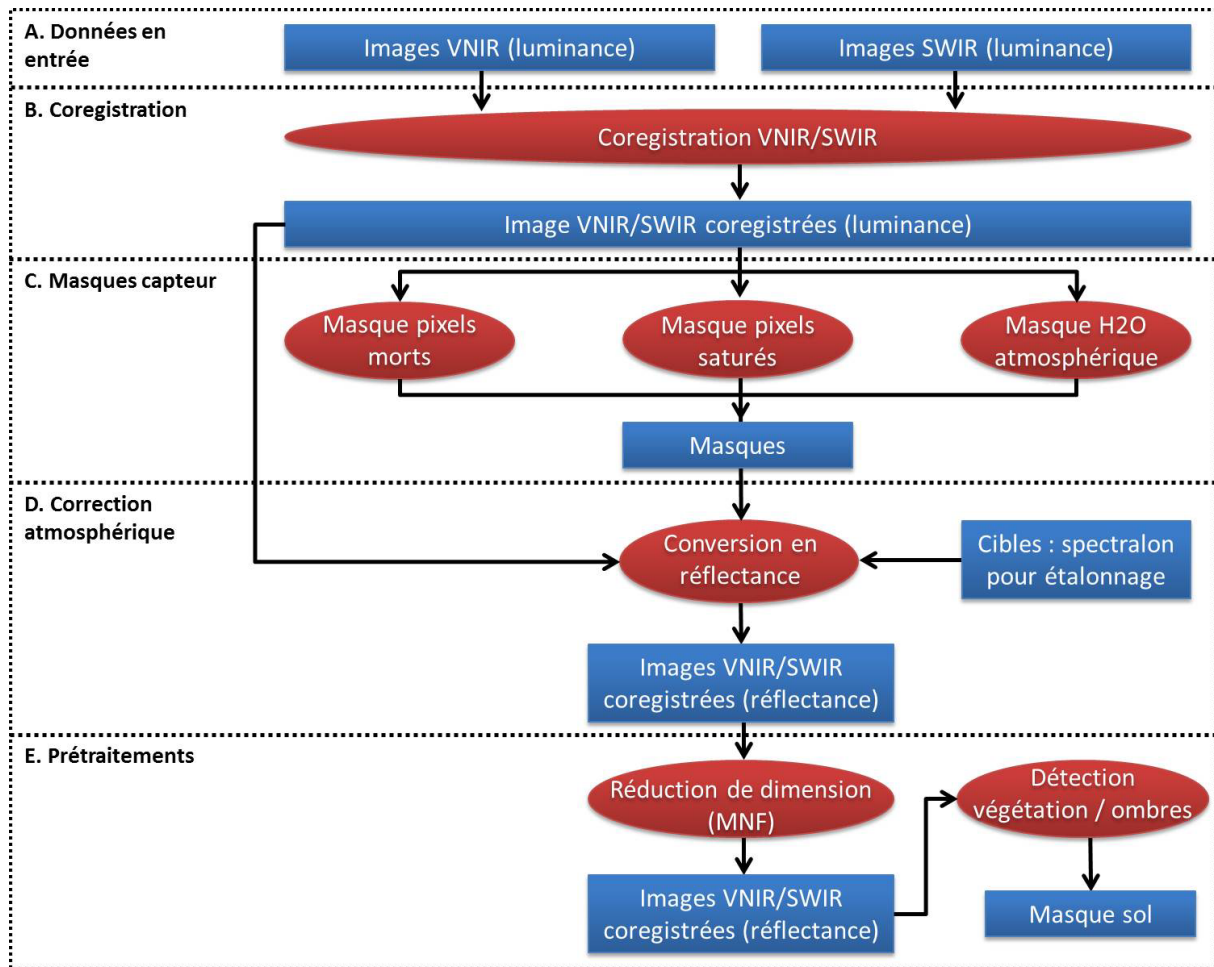


Figure IV.24. Chaîne de prétraitement des images HySpex acquises lors de la campagne de terrain dans la région d'Orléans en septembre 2017. D'après Ducasse (2019).

Avant d'inverser MARMIT-2, plusieurs masques sont appliqués pour exclure les pixels ne correspondant pas à du sol nu (Figure IV.25) :

- un masque de végétation calculé à partir du NDVI (*normalized difference vegetation index*), indice spectral très couramment utilisé en imagerie optique pour détecter la végétation (Rouse et al., 1973). Les pixels pour lesquels $NDVI > 0.2$ (seuil arbitraire) ont été retirés ;
- un masque des pixels situés à l'ombre calculé par Ducasse (2019) en utilisant l'indice de Nagao (Nagao et al., 1979). Un seuil arbitraire à 0.075 a été fixé ;
- un masque permettant d'enlever les pixels les plus brillants sur l'image RGB qui correspondent aux ficelles et aux gros cailloux ;
- un masque des bordures et des panneaux de Spectralon défini manuellement.

Certains pixels aberrants (colonnes 18, 19, 39, 43, 71, 72, 100, 101 et 292, ainsi que le pixel (1170, 99)) ont également été exclus. Il reste au total 290488 pixels non masqués, soit 60% de l'image. Par ailleurs, on ne considèrera pas les images acquises à certaines longueurs d'onde très bruitées dans les fortes bandes d'absorption atmosphériques ou à cause d'une faible sensibilité du capteur : 1.327 μm , 1.333 μm , 1.466 μm , 1.472 μm , 1.766 μm , 1.772 μm , 2.007 μm , 2.013 μm , 2.019 μm , 2.025 μm , 2.031 μm , 2.037 μm ,

2.043 μm , 2.409 μm , 2.415 μm , 2.421 μm , 2.427 μm , 2.433 μm , 2.439 μm , 2.445 μm , 2.451 μm , 2.457 μm , 2.463 μm , 2.469 μm , 2.475 μm , 2.481 μm , et 2.487 μm .

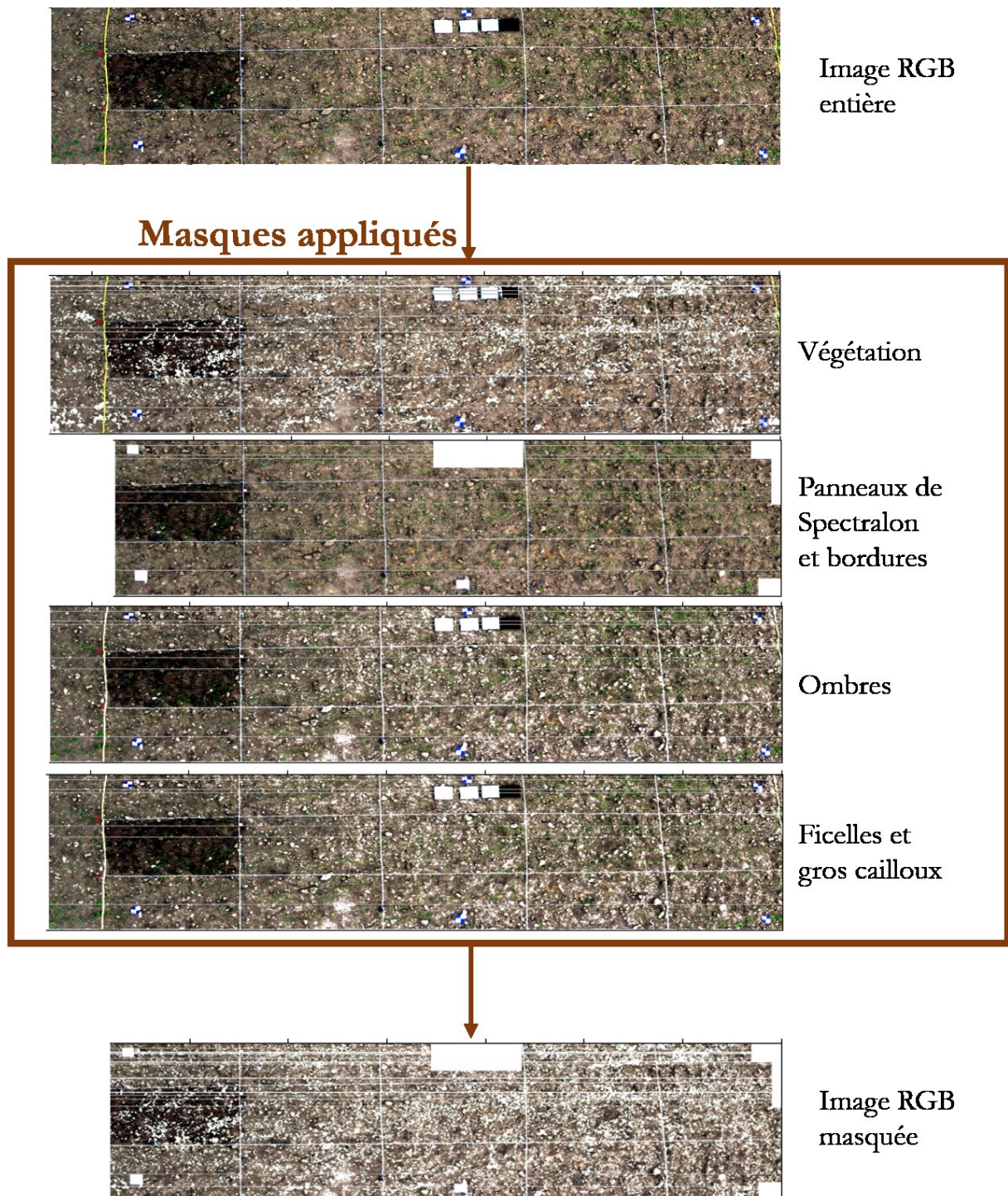


Figure IV.25. Masques appliqués à l'image de Coinces.

IV.3.2. Cartographie du SMC sur l'image de Coinces

Sur l'image de Coinces, on calcule le NSMI (*normalized difference soil moisture index*), indice spectral sensible à la teneur en eau de surface des sols (Haubrock et al., 2008). Il utilise deux bandes spectrales selon la formule :

$$NSMI = \frac{R(1.800 \mu m) - R(2.119 \mu m)}{R(1.800 \mu m) + R(2.119 \mu m)} \quad (2)$$

L'image HySpex ne contenant pas de mesure dans ces bandes spectrales, nous avons considéré les longueurs d'onde les plus proches : 1.772 μm et 2.121 μm .

Plus le NSMI est élevé, plus le sol est humide. Nous pouvons donc identifier le pixel correspondant au sol le plus sec et celui correspondant au sol le plus humide en sélectionnant les valeurs minimale et maximale de la carte de NSMI (Figure IV.26).

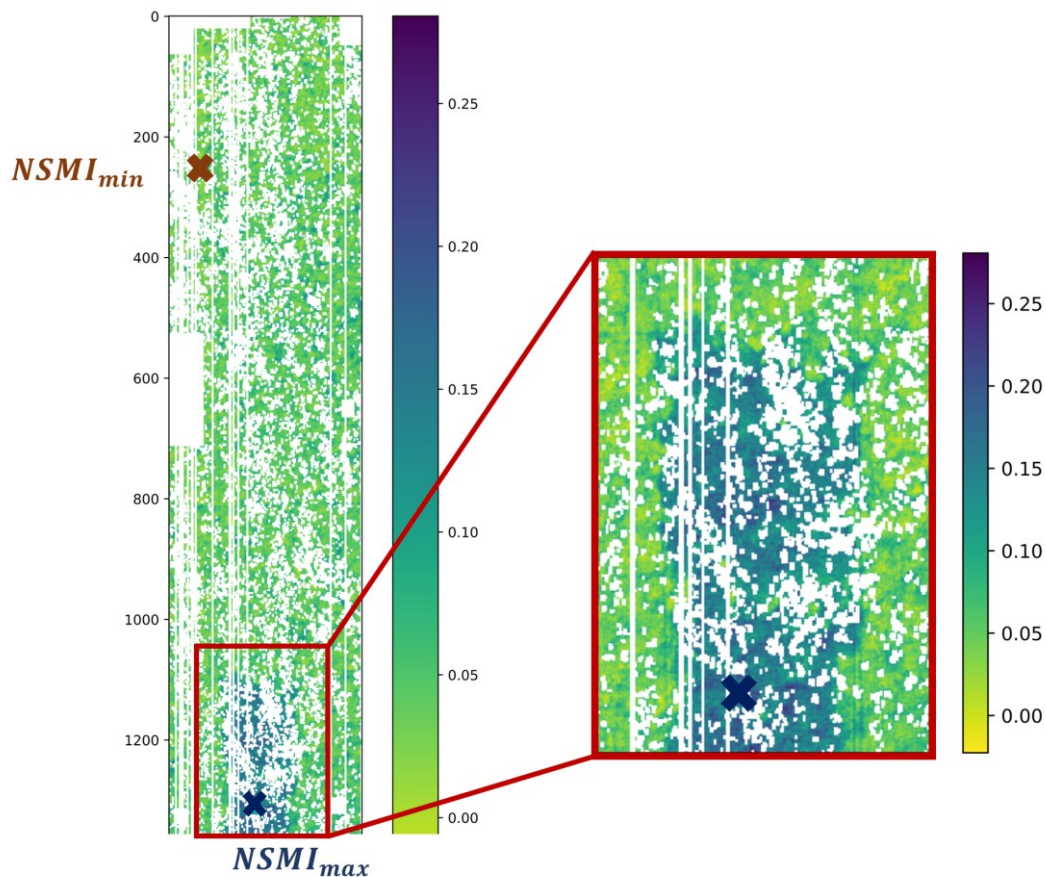


Figure IV.26. Carte de l'indice NSMI (*normalized difference soil moisture index*) de l'image HySpex acquise sur le site de Coinces et zoom sur la zone humidifiée.

Nous avons superposé les spectres de réflectance mesurés en laboratoire pour l'échantillon Coinces 9 du jeu de données Dup22 à différents niveaux d'humidité aux spectres de réflectance de l'image HySpex correspondant au pixel le plus sec et au pixel le plus humide (Figure IV.27). On constate une assez bonne

correspondance entre les spectres de réflectance des sols les plus secs et ceux des sols les plus humides, avec toutefois un décalage plus important dans le SWIR que dans le VNIR entre les deux types de données.

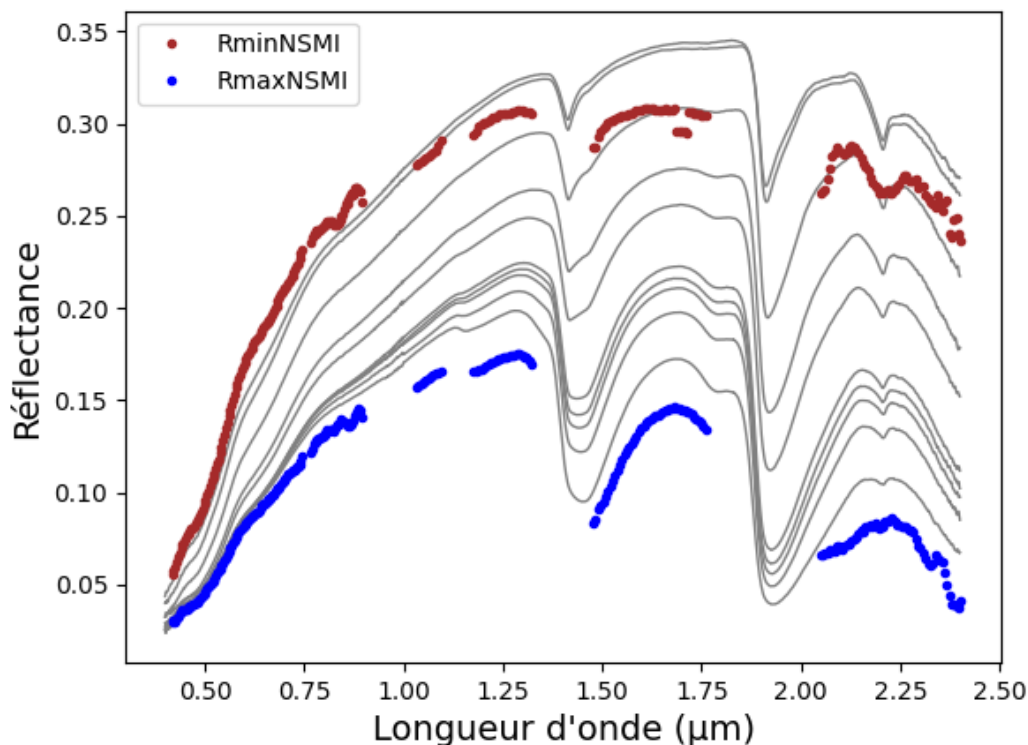


Figure IV.27. Spectres de réflectance mesurés en laboratoire pour l'échantillon Coinces 9 de Dup22 (en gris) et spectres de réflectance de l'image HySpex pour le pixel le plus sec (en marron) et le pixel le plus humide (en bleu). Les bandes spectrales manquantes dans l'image HySpex sont celles pour lesquelles les mesures sont trop bruitées à cause de l'absorption du rayonnement solaire par la vapeur d'eau atmosphérique.

La cartographie du SMC sur l'image HySpex se fait en deux étapes. On commence par estimer les paramètres du modèle MARMIT-2 en chaque pixel à partir de la réflectance du sol sec, et on les relie ensuite au SMC via une sigmoïde (Figure IV.28). On compare les résultats obtenus en utilisant deux spectres de sol sec différents : celui mesuré en laboratoire sur l'échantillon Coinces 9 séché au four (SMC9) et celui du pixel le plus sec de l'image (Figure IV.27). On note que l'ajustement des paramètres de MARMIT-2 est très sensible aux valeurs initiales ($L_0, \epsilon_0, \delta_0$) des paramètres, en particulier ϵ_0 . Jusqu'à présent, nous avons pris comme jeu de paramètres initial (0.05, 1, 0), mais si l'on utilise le spectre de réflectance de sol sec extrait de l'image, nous avons dû prendre (0.05, 0.7, 0) pour éviter de tomber dans des minima locaux. On relie ensuite l'épaisseur moyenne de la couche d'eau $\phi = L \cdot \epsilon$ au SMC grâce à la sigmoïde de calibration établie à partir des mesures effectuées en laboratoire (Section IV.1.2.1). La différence entre les valeurs de SMC estimées pour les pixels de sols le plus sec et le plus humide est plus grande en partant du spectre de sol sec extrait de l'image qu'en partant du spectre mesuré en laboratoire. Le choix du spectre de sol sec est donc très important, en particulier pour l'estimation des plus faibles teneurs en eau car les paramètres de MARMIT-2 varient plus fortement.

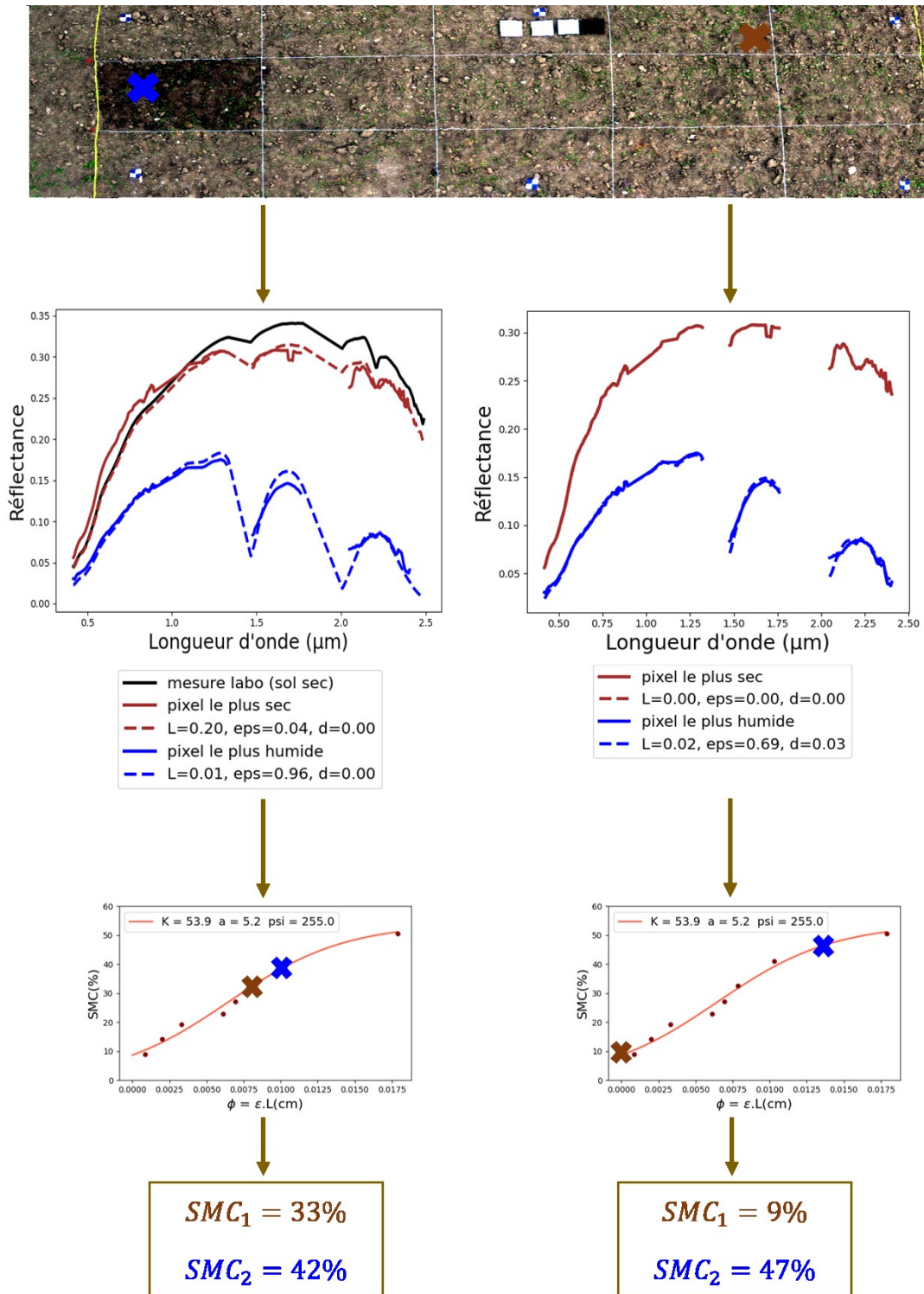


Figure IV.28. Estimation du SMC pour le pixel le plus sec et pour le pixel le plus humide de l'image HySpex du site de Coinces à partir de deux spectres de réflectance de sol sec : celui mesuré en laboratoire et celui extrait de l'image. Les paramètres de MARMIT-2 sont estimés pour chaque pixel et on utilise la sigmoïde de calibration pour relier $\phi = L \cdot \epsilon$ au SMC.

La Figure IV.29 compare le SMC estimé par inversion de MARMIT-2 pour la zone humidifiée de l'image HySpex en utilisant l'un ou l'autre spectre de réflectance de sol sec. Les valeurs sont affichées sur une échelle logarithmique pour mieux rendre compte des variations de SMC, peu visibles sur une échelle linéaire. On reconstruit mieux les spectres de réflectance des pixels de sol humide en utilisant le spectre

de sol sec extrait de l'image, mais on identifie mal la zone humide sur la carte de SMC ; à l'inverse, les résultats sont meilleurs utilise le spectre de sol sec mesuré en laboratoire. Dans les deux cas, il semble que le paramètre ϵ soit le plus corrélé à l'humidité. Dans le cas où la réflectance de sol sec est celle du pixel de sol le plus sec, les paramètres L et δ sont plus élevés pour la zone de sol sec que pour la zone de sol humide, ce qui est contre-intuitif.

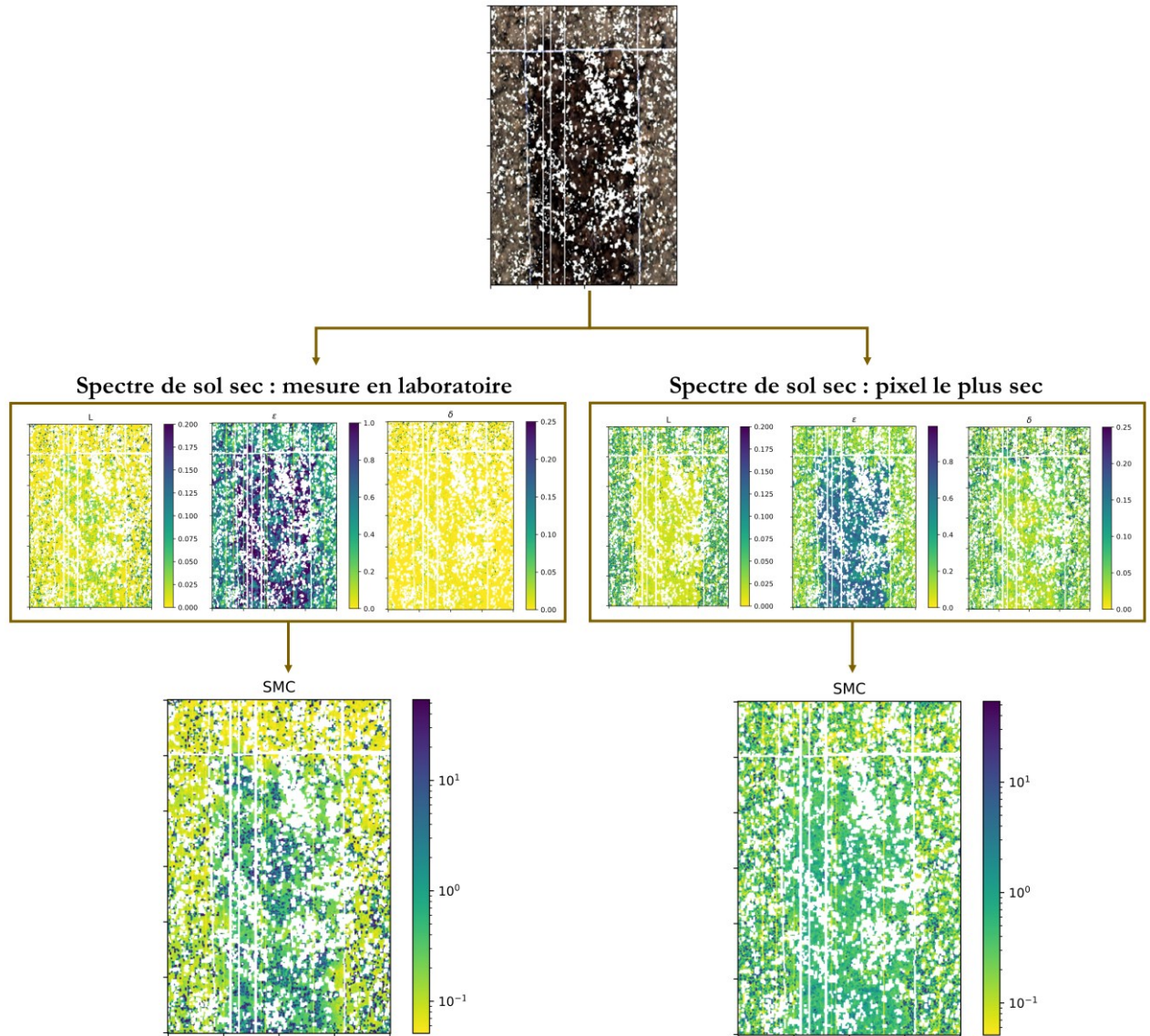


Figure IV.29. Cartographie du SMC (g/100g) sur une zone de l'image HySpex de Coinces avec le modèle MARMIT-2 en utilisant le spectre de sol sec mesuré en laboratoire pour l'échantillon Coinces 9 du jeu de données Dup22 (à gauche) ou le spectre obtenu pour le pixel de sol le plus sec (à droite).

La Figure IV.30 montre sous forme d'histogrammes les valeurs de SMC obtenues pour des deux imageries présentées sur la Figure IV.29. Dans le cas où la réflectance du sol sec est celle mesurée en laboratoire, on observe deux pics de valeurs de SMC, autour de 0% et de 53.9%, les valeurs minimale et maximale atteignables. Lorsque c'est le spectre de réflectance de sol sec extrait de l'image qui est utilisé, on observe également un pic de SMC à 0% mais une répartition plus uniforme du SMC pour les valeurs supérieures.

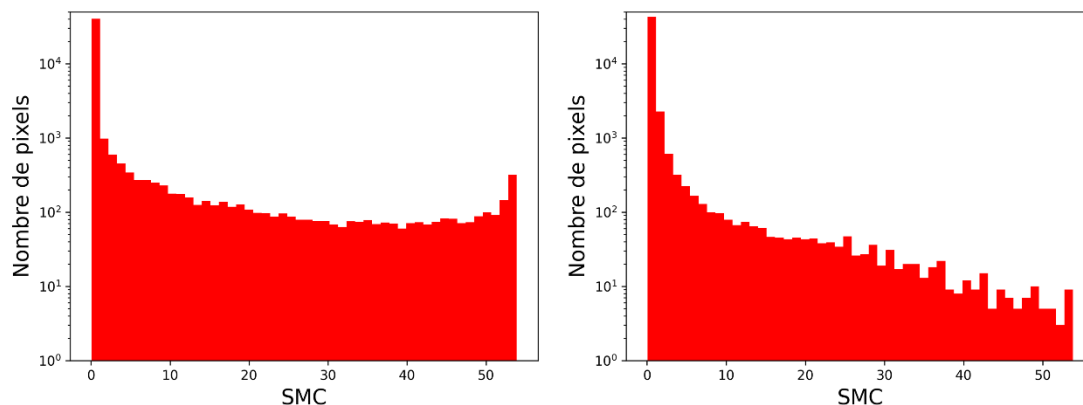


Figure IV.30. Histogrammes correspondants aux cartes de SMC de la Figure IV.29 obtenues avec le modèle MARMIT-2 en utilisant le spectre de sol sec mesuré en laboratoire pour l'échantillon Coinces 9 du jeu de données Dup22 (à gauche) ou le spectre obtenu pour le pixel de sol le plus sec (à droite). Le nombre de pixels est affiché en échelle logarithmique.

Des échantillons ont été prélevés dans chaque zone rectangulaire de l'image de Coinces pour déterminer leur SMC gravimétrique : les valeurs obtenues sont de 2% dans la zone autour du pixel le plus sec, ce qui est cohérent avec les valeurs obtenues sur les deux imagettes pour les zones sèches, et de 18% dans la zone autour du pixel le plus humide, ce qui est en revanche plus faible que les valeurs estimées pour les pixels les plus humides de l'image. Cette différence peut s'expliquer par le fait que la calibration de MARMIT-2 dépend fortement du spectre de sol sec choisi et, en fonction de celui-ci, les valeurs estimées de SMC sont très variables. De plus, la sigmoïde de calibration a été établie pour des mesures réalisées en laboratoire et non sur le terrain. Enfin, les échantillons collectés sur le terrain ont été prélevés sur une certaine épaisseur de sol, ce qui expliquerait que la teneur en eau détectée par HySpex soit différente de celle mesurée en laboratoire.

La Figure IV.31 montre que le SMC retrouvé avec MARMIT-2 n'est pas corrélé au NSMI, quel que soit le spectre de sol sec utilisé. La relation entre le paramètre ϵ et le NSMI est légèrement plus forte.

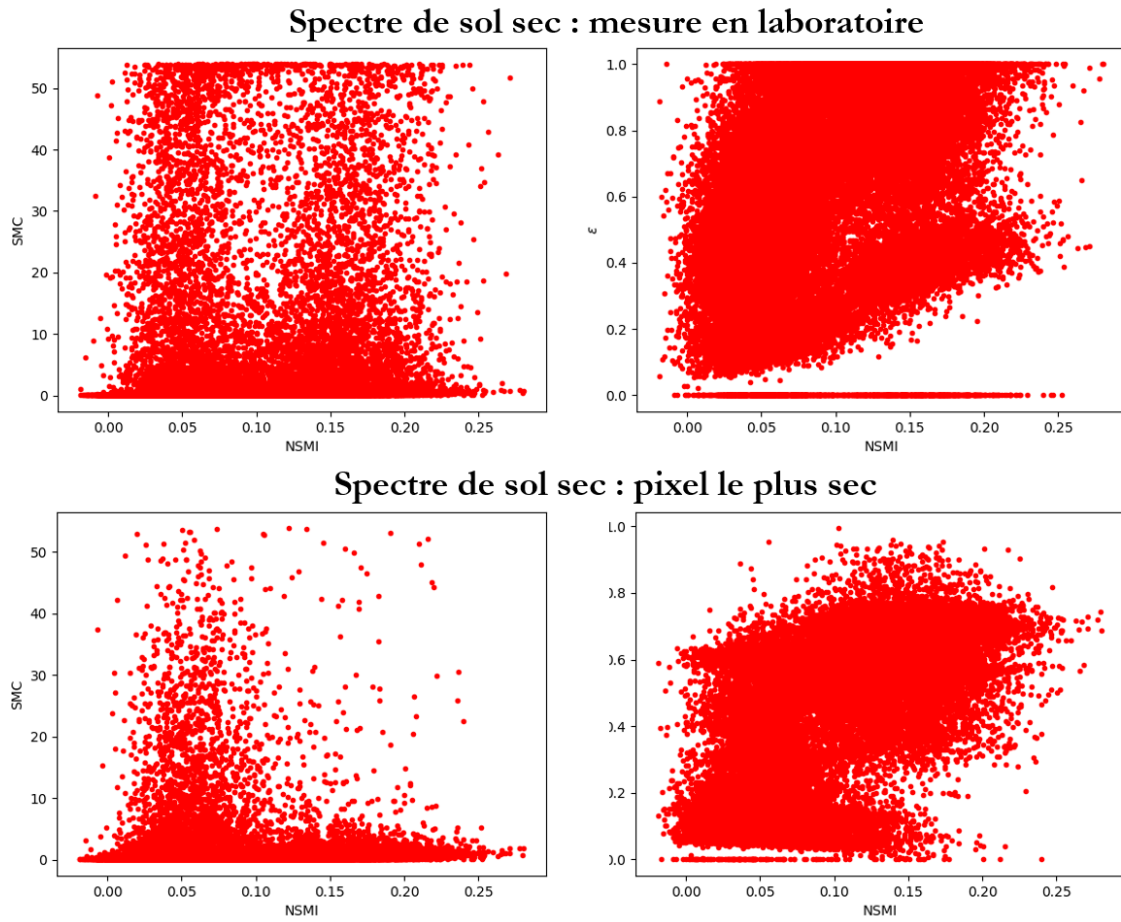


Figure IV.31. SMC (à gauche) et ϵ (à droite) estimés par MARMIT-2 en fonction du NSMI pour tous les pixels de la zone étudiée sur l'image HySpex de Coinces.

Les résultats obtenus dans cette section ouvrent plusieurs perspectives : étudier l'effet de la rugosité du sol en testant une possible corrélation entre le MNT mesuré pour ce terrain avec la carte de SMC estimée par MARMIT-2 ; mener une analyse de sensibilité sur le sol sec de départ sélectionné pour quantifier l'impact sur le SMC ; analyser des données multi-temporelles pour trouver le meilleur spectre de sol sec à partir d'images acquises à différentes périodes.

Synthèse du chapitre

Dans ce chapitre, on s'est intéressé à l'estimation du SMC à partir des trois paramètres de MARMIT-2. On a utilisé une sigmoïde de calibration tel que cela est fait pour le modèle MARMIT, qui fait le lien entre le produit de deux des trois paramètres, $\phi = L \cdot \epsilon$, et le SMC. Cependant, si l'ajout d'un paramètre au modèle MARMIT-2 par rapport à MARMIT permet d'améliorer significativement la prédiction de la réflectance spectrale, les performances en termes de prédiction de SMC sont dégradées. Pour les 11 jeux de données de réflectances de sols mesurés en laboratoire, on passe de $RMSE = 2.68 \%$ à $RMSE = 3.59 \%$. En plus des spectres de réflectance de laboratoire, on a utilisé des données satellitaires simulées à partir du jeu de données Les08 et montré que les performances obtenues pour l'estimation du SMC étaient similaires pour les deux types de données.

Pour faciliter cette étape de calibration, on peut fixer le paramètre δ à 0.012, ce qui détériore légèrement l'ajustement de la réflectance spectrale mais améliore l'estimation du SMC ($RMSE = 2.65 \%$ pour les données de laboratoire). Il est également possible d'utiliser la méthode de classification de [Lacerda et al. \(2016\)](#) pour établir différentes classes de sol et d'utiliser une sigmoïde par classe au lieu d'une par sol.

Sur une image hyperspectrale d'un terrain agricole, on a pu cartographier le SMC à l'aide de MARMIT-2. Cependant, il semble difficile de relier le SMC ainsi estimé à celui mesuré sur le terrain, en partie à cause du fait que la mesure du SMC gravimétrique n'est pas une mesure de l'humidité de surface : un échantillon peut être sec en surface mais tout de même contenir de l'eau et donc avoir un SMC élevé.

Conclusion

L'objectif de cette thèse était de modéliser la réflectance spectrale et directionnelle des sols en fonction de leur teneur en eau sur le domaine solaire. Dans le [Chapitre I](#), on a présenté les principaux modèles de réflectance des sols humides publiés dans la littérature. Bien que la réflectance d'un sol varie en fonction de son humidité et de sa rugosité de surface, il n'existe pas de modèle physique prenant en compte ces deux paramètres simultanément ainsi que la géométrie de mesure. Le [Chapitre II](#) présente MARMIT-2, une version améliorée du modèle MARMIT où le sol humide est représenté par une couche de sol sec surmontée d'une fine lame d'eau. Dans MARMIT-2, des particules de sol sont intégrées à la lame d'eau. Le spectre de réflectance d'un sol humide est désormais exprimé à partir de celui du sol sec et de trois paramètres : l'épaisseur de la lame d'eau L , la couverture de surface de sol humide ϵ et la fraction volumique de particules dans la lame d'eau δ . Le modèle a été validé sur 11 jeux de données acquis en laboratoire : les 3035 spectres de réflectance de sol humide sont ajustés avec un RMSE moyen de 0.9 % contre 2.2 % avec MARMIT. Dans le [Chapitre III](#), on a utilisé la BRF d'un sol « lisse » d'une surface de quelques cm^2 pour simuler la BRF d'un sol rugueux de quelques dizaines ou centaines de m^2 à l'aide d'un logiciel de lancer de rayon. Cette surface correspond à la dimension d'un pixel d'une image acquise par un capteur hyperspectral en orbite tel que PRISMA ou EnMAP. Le [Chapitre IV](#) était dédié à l'estimation du SMC par inversion du modèle MARMIT-2 pour différents types de données : des spectres de réflectance mesurés en laboratoire, des spectres de réflectance simulés au niveau du satellite et une image hyperspectrale acquise sur un terrain agricole.

La principale limite de MARMIT-2 pour une application opérationnelle en télédétection est actuellement sa calibration. L'estimation du SMC se fait à partir de l'épaisseur moyenne de la lame d'eau $\phi = L \cdot \epsilon$ prédite par MARMIT-2 et d'une sigmoïde établie pour chaque sol à partir de spectres de réflectance mesurés à différents niveaux d'humidité. Pour rendre cette calibration plus générale, il faudrait associer à chaque type de sol une sigmoïde représentative et pour cela regrouper les sols par des méthodes de classification. On peut citer la méthode de [Lacerda et al. \(2016\)](#) basée sur la réflectance à deux longueurs d'onde du SWIR ou des méthodes statistiques. Il faudrait aussi approfondir l'utilisation de MARMIT-2 dans le sens direct, c'est-à-dire la simulation de spectres de réflectance d'un sol humide connaissant le SMC et le spectre du sol sec.

Outre la calibration du modèle MARMIT-2, les perspectives de ce travail sont multiples. A court terme, on envisage de :

- mener des études de sensibilité du modèle, la première pour quantifier l'impact des variations de la réflectance du sol sec sur la simulation de la réflectance du sol humide – on a vu que cela pouvait influencer sur le SMC estimé – et la deuxième pour déterminer les bandes spectrales optimales pour estimer le SMC avec précision ;

Conclusion

- cartographier le SMC avec MARMIT-2 sur des images satellitaires PRISMA ou EnMAP ;
- réaliser des mesures de BRF de sols humides avec un échantillonnage angulaire plus fin dans la direction spéculaire et de rétrodiffusion afin de mieux estimer les paramètres des modèles RPV et de Hapke ;
- affiner les simulations de BRF de sols rugueux par lancer de rayon pour pouvoir les comparer à des données de télédétection. On aimerait simuler une couverture nuageuse en considérant un rayonnement diffus pour se rapprocher des conditions d'acquisition de l'image hyperspectrale du site de Coinces. Par ailleurs, il faudrait étudier la répartition spatiale de l'eau sur un sol rugueux, de manière à attribuer des niveaux d'humidité différents aux différentes facettes. On peut par exemple déterminer les facettes orientées vers le soleil et celles à l'ombre, et considérer que ces dernières sont plus humides que les premières. On peut également estimer en première approche, que les facettes situées dans des creux sont plus humides que celles situées sur des bosses, en faisant coïncider le profil d'élévation avec un profil d'humidité.

D'autres perspectives sont envisagées à moyen ou long terme :

- le SMC n'est pas une mesure de l'humidité de surface : un échantillon de sol peut être sec en surface mais être humide sous la surface et donc avoir un SMC élevé. Il y aurait un travail à faire sur la standardisation de la mesure du SMC, en particulier de la teneur en eau de surface ;
- un couplage entre un modèle de réflectance spectrale de sol humide et un modèle de réflectance directionnelle de sol rugueux, par exemple en remplaçant les paramètres spectraux des modèles RPV et de Hapke par un spectre de réflectance de sol humide simulé par MARMIT-2. Le modèle DART-Lux a récemment inclus MARMIT-2 dans son code et il est question que le modèle ERADIATE fasse de même.
- un couplage avec un modèle simulant la réflectance d'un couvert végétal pour lequel le sol peut être vu comme une perturbation du signal à enlever ;
- simuler des réflectances de sols couverts d'un autre liquide que l'eau. Une application possible est pour la surveillance de la pollution des sols, une autre pourrait être la détection du méthane sur Titan, le plus gros satellite de Saturne.

Annexe A – Expression des coefficients de réflexion et de transmission à l'interface air-eau ou eau-air

On donne dans cette annexe les expressions des coefficients de Fresnel à une interface air-eau ou eau-air utilisés dans différents modèles présentés au [Chapitre I](#).

Coefficients de Fresnel en lumière collimatée pour une interface air-eau

On considère une source de lumière non polarisée comme le soleil arrivant avec un angle θ sur une interface air-eau. Le coefficient de réflexion de Fresnel à cette interface R_{12} s'écrit comme la moyenne arithmétique des coefficients de Fresnel calculés pour deux polarisations linéaires :

$$R_{12}(\theta, n) = \frac{1}{2} \left(R_{s12}(\theta, n) + R_{p12}(\theta, n) \right) \quad (A.1)$$

Avec R_{s12} le coefficient de réflexion de Fresnel pour une polarisation perpendiculaire :

$$R_{s12}(\theta, n) = \left| \frac{\sqrt{n^2 - \sin^2 \theta} - \cos \theta}{\sqrt{n^2 - \sin^2 \theta} + \cos \theta} \right|^2 \quad (A.2)$$

et R_{p12} le coefficient de réflexion de Fresnel pour une polarisation parallèle :

$$R_{p12}(\theta, n) = \left| \frac{n^2 \cos \theta - \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta}}{n^2 \cos \theta + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (A.3)$$

n est le rapport entre les indices optiques de l'eau et de l'air. Celui de l'air étant égal à 1, n est égal à celui de l'eau, n_w . On suppose ici qu'il n'y a pas d'absorption à l'interface air/eau car la partie imaginaire de l'indice de réfraction de l'eau est négligeable par rapport à la partie réelle.

Le coefficient de transmission de Fresnel à l'interface air-eau T_{12} s'écrit en fonction de R_{12} comme :

$$T_{12} = 1 - R_{12} \quad (A.4)$$

Coefficients de Fresnel en lumière diffuse pour une interface air-eau et eau-air

En lumière diffuse, le coefficient de réflexion de Fresnel à l'interface air-eau s'exprime en intégrant R_{12} sur un hémisphère :

$$r_{12} = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} R_{12}(\theta, n) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi} \quad (A.5)$$

Le résultat de cette intégration s'écrit ([Duntley, 1942](#) ; [Judd, 1942](#) ; [Stern, 1964](#) ; [Bablet et al., 2018](#)) :

$$r_{12} = \frac{3n^2 + 2n + 1}{3(n + 1)^2} - \frac{2n^3(n^2 + 2n - 1)}{(n^2 + 1)^2(n^2 - 1)} + \frac{n^2(n^2 + 1)}{(n^2 - 1)^2} \ln(n) - \frac{n^2(n^2 - 1)^2}{(n^2 + 1)^3} \ln \frac{n(n + 1)}{n - 1} \quad (A.6)$$

Annexe A – Expression des coefficients de réflexion et de transmission à l'interface air-eau ou eau-air

On obtient le coefficient de réflexion en lumière diffuse à l'interface eau-air r_{21} à partir de r_{12} par la relation suivante :

$$r_{21} = 1 - \frac{1}{n_w^2} (1 - r_{12}) \quad (A.7)$$

Annexe B - Calcul de la loi de Beer-Lambert-Bouguer étendue à une lumière diffuse

La loi de Beer-Lambert-Bouguer relie la quantité de lumière T_w absorbée par un milieu de coefficient d'absorption α_w (cm⁻¹) et d'épaisseur L (cm) à la distance qu'elle traverse dans ce milieu. Elle s'écrit :

$$T_w = e^{-\frac{\alpha_w L}{\cos\theta}} \quad (B.1)$$

avec θ l'angle d'incidence de la lumière.

Pour une lumière incidente diffuse, on peut exprimer la loi de Beer-Lambert-Bouguer en intégrant l'Equation B.1 sur un hémisphère :

$$T_{w_{diff}} = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} T_w(\theta) \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi} \quad (B.2)$$

On appelle I et J le numérateur et le dénominateur du membre de droite de l'Equation B.2. On a :

$$I = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} e^{-\frac{\alpha_w L}{\cos\theta}} \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi \quad (B.3)$$

puis :

$$I = 2\pi \int_0^{\frac{\pi}{2}} e^{-\frac{\alpha_w L}{\cos\theta}} \cos\theta \sin\theta d\theta \quad (B.4)$$

En remarquant que I est de la forme $I = 2\pi \int_0^{\frac{\pi}{2}} u'(\theta)v(u(\theta))d\theta$ avec $u(\theta) = \frac{\alpha_w L}{\cos(\theta)}$ et $v(x) = \frac{e^{-x}}{x^3}$, on utilise le changement de variable $x = \frac{\alpha_w L}{\cos(\theta)}$ et on obtient :

$$I = 2\pi\alpha_w^2 L^2 \int_{\alpha_w L}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x^3} dx \quad (B.5)$$

En considérant que I est de la forme $I = 2\pi\alpha_w^2 L^2 \int_{\alpha_w L}^{\infty} u(x)v'(x)dx$ avec $u(x) = e^{-x}$ et $v'(x) = \frac{1}{x^3}$, on peut intégrer par parties :

$$I = 2\pi\alpha_w^2 L^2 \left(\left[-\frac{e^{-x}}{2x^2} \right]_{\alpha_w L}^{\infty} - \int_{\alpha_w L}^{\infty} \frac{e^{-x}}{2x^2} dx \right) \quad (B.6)$$

On a alors :

$$I = 2\pi\alpha_w^2 L^2 \left(\frac{e^{-\alpha_w L}}{2\alpha_w^2 L^2} - \int_{\alpha_w L}^{\infty} \frac{e^{-x}}{2x^2} dx \right) \quad (B.7)$$

De la même manière, à l'aide d'une deuxième intégration par parties, on obtient :

$$I = 2\pi\alpha_w^2 L^2 \left(\frac{e^{-\alpha_w L}}{2\alpha_w^2 L^2} - \frac{e^{-\alpha_w L}}{2\alpha_w L} + \frac{1}{2} \int_{\alpha_w L}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx \right) \quad (B.8)$$

puis :

$$I = \pi \left((1 - \alpha_w L) e^{-\alpha_w L} + \alpha_w^2 L^2 \int_{\alpha_w L}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx \right) \quad (B.9)$$

Par ailleurs :

$$J = \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\frac{\pi}{2}} \cos\theta \sin\theta d\theta = 2\pi \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{\sin(2\theta)}{2} d\theta = \pi \quad (B.10)$$

On retrouve l'Equation II.6 :

$$T_{w_{diff}} = (1 - \alpha_w L) e^{-\alpha_w L} + \alpha_w^2 L^2 \int_{\alpha_w L}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx \quad (B.11)$$

Références

A

- Allen, W.A., Gausman, H.W., Richardson, A.J., et Thomas, J.R. 1969. « Interaction of isotropic light with a compact plant leaf ». *Journal of the Optical Society of America* 59 (10): 1376-79. <https://doi.org/10.1364/JOSA.59.001376>.
- Anderson, K., et N.J. Kuhn. 2008. « Variations in soil structure and reflectance during a controlled crusting experiment ». *International Journal of Remote Sensing* 29 (12): 3457-75. <https://doi.org/10.1080/01431160701767435>.
- Anderson, K., Holly C., Milton E.J., et Kuhn N.J. 2012. « A simple spectro-goniometer for collection of multiple view angle reflectance factors ». *Remote Sensing Letters* 3 (2): 131-40. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.543181>.
- Ångström, A. 1925. « The albedo of various surfaces of ground ». *Geografiska Annaler* 7 (4): 323-42. <https://doi.org/10.1080/20014422.1925.11881121>.
- Arney, J.S., et Yamaguchi, S. 1999. « The physics behind the Yule-Nielsen equation ». In *IS&T PICS 1999: Image Processing, Image Quality, Image Capture, Systems Conference* 5. Savannah (Georgia).

B

- Bablot, A. 2019. « Modélisation de la réflectance spectrale d'un sol nu en fonction de sa teneur en eau dans le domaine réflectif solaire (400-2500 nm) ». Thèse de doctorat. IGP/ONERA. <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-02023653>.
- Bablot, A., Vu, P.V.H., Jacquemoud, S., Viallefont-Robinet, F., Fabre, S., Briottet, X., Sadeghi, M., Whiting, M.L., Baret, F., et Tian, J. 2018. « MARMIT: A multilayer radiative transfer model of soil reflectance to estimate surface soil moisture content in the solar domain (400–2500 nm) ». *Remote Sensing of Environment* 217: 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.07.031>.
- Bach, H., et Mauser, W. 1994. « Modelling and model verification of the spectral reflectance of soils under varying moisture conditions ». In : *Proc. 14th International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'94)*, Pasadena (CA), vol. 4, IEEE, pp. 2354-56. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1994.399735>.
- Bach, H. 1995. « Die Bestimmung hydrologischer und landwirtschaftlicher Oberflächenparameter aus hyperspektralen Fernerkundungsdaten ». Thèse de doctorat. *Münchener Geographische Abhandlungen*, 175 pp.
- Bachmann, C.M., Peck, D.S., Ambeau, B., Harms, J., et Schultz, M. 2015. « Improved modeling of multiple scattering in hyperspectral BRDF of coastal sediments observed using the Goniometer of the Rochester Institute of Technology (GRIT) ». *Proc. SPIE 9611, Imaging Spectrometry XX*, 9611:105-21. SPIE. <https://doi.org/10.1117/12.2188866>.
- Bachmann, C.M., Ambeau, B., Griffo, C., Harms, J., Myers, E., et Badura, G. 2016. « Modeling geophysical properties of the Algodones Dunes from field and laboratory hyperspectral goniometer measurements using GRIT and comparison with G-LiHT imagery ». In : *Proc. SPIE 9972, Earth Observing Systems XXI*, 99720K (19 septembre 2016). <https://doi.org/10.1117/12.2238270>.
- Bänninger, D., et Fluhler, H. 2004. « Modeling light scattering at soil surfaces ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42 (7): 1462-71. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.828190>.
- Bänninger, D., Lehmann, P., Flühler, H., et Tölke, J. 2005. « Effect of water saturation on radiative transfer ». *Vadose Zone Journal* 4: 1152-60. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.0109>.
- Beck, P., Pommerol, A., Thomas, N., Schmitt, B., Moynier, F., et Barrat, J.-A. 2012. « Photometry of meteorites ». *Icarus* 218 (1): 364-77. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.12.005>.
- Ben-Dor, E. 2002. « Quantitative remote sensing of soil properties ». *Advances in Agronomy* 75 : 173-243. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(02\)75005-0](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(02)75005-0).
- Birchak, J.R., Gardner, C.G., Hipp, J.E., et Victor, J.M. 1974. « High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture ». *Proc. IEEE* 62 (1): 93-98. <https://doi.org/10.1109/PROC.1974.9388>.
- Bretar, F., Arab-Sedze, M., Champion, J., Pierrot-Deseilligny, M., Heggy, E., et Jacquemoud, S. 2013. « An advanced photogrammetric method to measure surface roughness: Application to volcanic terrains in the Piton de La Fournaise, Reunion Island ». *Remote Sensing of Environment* 135: 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.03.026>.
- Briottet, X., Adeline, K., Bajjouk, T., Carrère, C., Chami, M., Constans, Y., Derimian, Y., Dupiau, A., Dumont, M., Doz, S., Fabre, S., Foucher, P.Y., Herbin, H., Jacquemoud, S., Lang, M., Le Bris, A., Loyer, S., Marion, R., Minghelli, A., Miraglio, T., Sheeren, D., Szymanski, B., Romand, F., Desjardins, C., Rodat, D., Cheul, B. 2022. « BIODIVERSITY – Status of a new hyperspectral mission : end to end simulations to optimize instrument requirements for intended applications ». *Article en préparation*.
- Brissaud, O., Schmitt, B., Bonnefoy, N., Douté, S., Rabou, P., Grundy, W., et Fily, M. 2004. « Spectrogonio radiometer for the study of the bidirectional reflectance and polarization functions of planetary surfaces. 1. Design and tests ». *Applied Optics* 43 (9): 1926-37. <https://doi.org/10.1364/AO.43.001926>.
- Brovelli, A., et Cassiani, G. 2008. « Effective permittivity of porous media: A critical analysis of the complex refractive index model ». *Geophysical Prospecting* 56 (5): 715-27. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2008.00724.x>.
- Bryant, R., Thoma, D., Moran, S., Holifield, C., Goodrich, D., Keefer, T., Paige, G., Williams, D., et Skirvin, S. 2003. « Evaluation of hyperspectral, infrared temperature and radar measurements for monitoring surface soil moisture ». In *Proceedings of the First Interagency Conference on Research in the Watersheds*. Benson (AZ), 27–30 octobre 2003, pp. 528-33.

Références

Buiteveld, H., Hakvoort, J.H.M., et Donze, M. 1994. « Optical properties of pure water ». In *Ocean Optics XII*, 2258:174-83. International Society for Optics and Photonics. <https://doi.org/10.1117/12.190060>.

C

- Callet, P. 2004. « Couleur et apparence visuelle - Le transparent et l'opaque ». *Techniques de l'Ingénieur*, 19.
- Champion-Legendre, J. 2021. « Simulations of surface BRF maps with DART ». Rapport interne, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Ciani, A., Goss, K.-U., et Schwarzenbach, R.P.. 2005. « Light penetration in soil and particulate minerals ». *European Journal of Soil Science* 56 (5): 561-74. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00688.x>.
- Cierniewski, J., et Karnieli, A. 2002. « Virtual surfaces simulating the bidirectional reflectance of semi-arid soils ». *International Journal of Remote Sensing* 23 (19): 4019-37. <https://doi.org/10.1080/01431160110117382>.
- Cosenza, P., Camerlynck, C., Rejiba, F., Guérin, R., et Tabbagh, A. 2009. « Effective medium theories for modelling the relationships between electromagnetic properties and hydrological variable in geomaterials: A review ». *Near Surface Geophysics* 7: 563-78. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2009009>.
- Croft, H., Anderson, K., et Kuhn, N.J. 2009. « Characterizing soil surface roughness using a combined structural and spectral approach ». *European Journal of Soil Science* 60 (3): 431-42. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2009.01129.x>.

D

- Di Biagio, C., Formenti, P., Balkanski, Y., Caponi, L., Cazaunau, M., Pangui, E., Journet, E., et al. 2019. « Complex refractive indices and single-scattering albedo of global dust aerosols in the shortwave spectrum and relationship to size and iron content ». *Atmospheric chemistry and physics* 19: 15503-31. <https://doi.org/10.5194/acp-19-15503-2019>.
- Ding, A., Ma, H., Liang, S., et He, T. 2022. « Extension of the Hapke model to the spectral domain to characterize soil physical properties ». *Remote Sensing of Environment* 269: 112843. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112843>.
- Doctor, K.Z., Bachmann, C.M., Gray, D.J., Montes, M.J., et Fusina, R.A. 2015. « Wavelength dependence of the bidirectional reflectance distribution function (BRDF) of beach sands ». *Applied Optics* 54 (31): F243-55. <https://doi.org/10.1364/AO.54.00F243>.
- Ducasse, E. 2019. « Cartographie fine de l'argile minéralogique par démélange d'images hyperspectrales à très haute résolution spatiale ». Thèse de doctorat. ONERA/BRGM.
- Duke, C., et Guéris, M. 1998. « Crop reflectance estimate errors from the SAIL model due to spatial and temporal variability of canopy and soil characteristics ». *Remote Sensing of Environment* 66 (3): 286-97. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00062-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00062-5).
- Duntley, S.Q. 1942. « The optical properties of diffusing materials ». *Journal of the Optical Society of America* 32 (2): 61-70.
- Dupiau, A., Jacquemoud, S., Briottet, X., Fabre, S., Viallefont-Robinet, F., Philpot, W., Di Biagio, C., Hébert, M., et Formenti, P. 2022. « MARMIT-2: An improved version of the MARMIT model to predict soil reflectance as a function of surface water content in the solar domain ». *Remote Sensing of Environment* 272: 112951. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.112951>.

E

- Egan, W., et Hilgeman, T. 1979. « Optical properties of inhomogeneous materials: Applications to geology, astronomy, chemistry, and engineering ». Academic Press, 250 pp.
- Eon, R.S., et Bachmann, C.M. 2021. « Mapping barrier island soil moisture using a radiative transfer model of hyperspectral imagery from an unmanned aerial system ». *Scientific Reports* 11 (1): 3270. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-82783-3>.

F

Fabre, S., Briottet, X., et Lesaignoux, A. 2015. « Estimation of soil moisture content on spectral reflectance of bare soils in the 0.4 -2.5 μm domain ». *Sensors* 15: 3262-81. <https://doi.org/10.3390/s150203262>.

G

- Gao, C., Xu, M., Xu, H., et Zhou, W. 2021. « Retrieving photometric properties and soil moisture content of tidal flats using bidirectional spectral reflectance ». *Remote Sensing* 13 (7): 1402. <https://doi.org/10.3390/rs13071402>.
- Garay, H., Monnard, A., et Lafon-Pham, D. 2016. « Influence of moisture content on reflectance of granular materials. Part II: Optical measurements and modelling ». *Granular Matter* 18 (3): 39. <https://doi.org/10.1007/s10035-016-0649-6>.
- Gastellu-Etchegorry, J.-P., Grau, E., et Lauret, N. 2012. « DART: a 3D model for remote sensing images and radiative budget of earth surfaces ». *Modeling and simulation in Engineering*, ISBN 978-953-307-959-2.
- Gendry, M. 2018. « La réserve utile des sols ». *Bulletin Sol et Agronomie des Chambres d'agriculture des Pays de la Loire*.
- Gilliot, J.M., Vaudour, E., et Michelin, J. 2017. « Soil surface roughness measurement: A new fully automatic photogrammetric approach applied to agricultural bare fields ». *Computers and Electronics in Agriculture* 134 : 63-78. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2017.01.010>.
- Govaerts, Y.M. 2015. « Sand dune ridge alignment effects on surface BRF over the Libya-4 CEOS calibration site ». *Sensors* 15 (2): 3453-70. <https://doi.org/10.3390/s150203453>.

Graham, C., Girkin, J.M., Bourgenot, C. 2021. « Freeform based hYperspectral imager for MOisture Sensing ». *Optics Express* 29(11) : 16007-16018. <https://doi.org/10.1364/OE.425660>.

H

Hapke, B. 1981. « Bidirectional reflectance spectroscopy: 1. Theory ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (B4): 3039-54. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p03039>.

Hapke, B. 1984. « Bidirectional reflectance spectroscopy: 3. Correction for macroscopic roughness ». *Icarus* 59 (1): 41-59. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(84\)90054-X](https://doi.org/10.1016/0019-1035(84)90054-X).

Hapke, B., DiMucci, D., Nelson, R., et Smythe, W. 1996. « The cause of the hot spot in vegetation canopies and soils: Shadow-hiding versus coherent backscatter ». *Remote Sensing of Environment* 58 (1): 63-68. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00257-X](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00257-X).

Hapke, B. 2012. « Theory of reflectance and emittance spectroscopy. 10. A miscellany of bidirectional reflectances and related quantities ». *Cambridge University Press*.

Haubrock, S.-N., Chabrilat, S., Lemnitz, C., et Kaufmann, H. 2008. « Surface soil moisture quantification models from reflectance data under field conditions ». *International Journal of Remote Sensing* 29 (1): 3-29. <https://doi.org/10.1080/01431160701294695>.

Hébert, M. 2014. « Yule-Nielsen effect in halftone prints: Graphical analysis method and improvement of the Yule-Nielsen transform ». In *Proc. Color Imaging XIX: Displaying, Processing, Hardcopy, and Applications*, 9015:9015-27. San Francisco (CA): SPIE. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00962258>.

Hébert, M., Nebouy, D., et Mazauric, S. 2015. « Color and spectral mixings in printed surfaces ». In *Computational Color Imaging*, édité par Alain Trémeau, Raimondo Schettini, et Shoji Tominaga, 3-15. Lecture Notes in Computer Science. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-15979-9_1.

I

Ishida, T., Ando, H., et Fukuhara, M. 1991. « Estimation of complex refractive index of soil particles and its dependence on soil chemical properties ». *Remote Sensing of Environment* 38 (3): 173-82. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(91\)90087-M](https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90087-M).

Ishida, T., et Price, J.C. 1996. « A procedure to infer complex refractive index and mean particle radius of soils from visible and near-infrared reflectance data ». *International Journal of Remote Sensing* 17 (11): 2145-64. <https://doi.org/10.1080/01431169608948763>.

J

Jacquemoud, S., et Baret, F. 1990. « PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra ». *Remote Sensing of Environment* 34 (2): 75-91. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(90\)90100-Z](https://doi.org/10.1016/0034-4257(90)90100-Z).

Jacquemoud, S., Baret, F., et Hanocq, J.F. 1992. « Modeling spectral and bidirectional soil reflectance ». *Remote Sensing of Environment* 41 (2-3): 123-32. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(92\)90072-R](https://doi.org/10.1016/0034-4257(92)90072-R).

Jiang, C., et Fang, H. 2019. « GSV: a general model for hyperspectral soil reflectance simulation ». *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 83: 101932. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.101932>.

Johnson, J.R., Shepard, M.K., Grundy, W.M., Paige, D.A., et Foote, E.J. 2013. « Spectrogoniometry and modeling of Martian and Lunar analog samples and Apollo soils ». *Icarus* 223 (1): 383-406. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.12.004>.

Judd, D.B. 1942. « Fresnel reflection of diffusely incident light ». *J. of the National Bureau of Standards* 29: 329-32.

K

Kandler, K., Benker, N., Bundke, U., Cuevas, E., Ebert, M., Knippertz, P., Rodríguez, S., Schütz, L., et Weinbruch, S. 2007. « Chemical composition and complex refractive index of Saharan mineral dust at Izaña, Tenerife (Spain) derived by electron microscopy ». *Atmospheric Environment* 41 (37): 8058-74. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2007.06.047>.

Kandler, K., Lieke, K., Benker, N., Emmel, C., Küpper, M., Müller-Ebert, D., Ebert, M., et al. 2011. « Electron microscopy of particles collected at Praia, Cape Verde, during the Saharan mineral dust experiment: Particle chemistry, shape, mixing state and complex refractive index ». *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 63 (4): 475-96. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2011.00550.x>.

Kano, Y., McClure, W.F., et Skaggs, R.W. 1985. « A near infrared reflectance soil moisture meter ». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. <https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US875334588>.

Khanna, S., Palacios-Orueta, A., Whiting, M.L., Ustin, S.L., Riaño, D., et Litago, J. 2007. « Development of angle indexes for soil moisture estimation, dry matter detection and land-cover discrimination ». *Remote Sensing of Environment* 109 (2): 154-65. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.018>.

Kimmel, B. W., et Baranoski, G.V.G. 2007. « A novel approach for simulating light interaction with particulate materials: Application to the modeling of sand spectral properties ». *Optics Express* 15 (15): 9755-77. <https://doi.org/10.1364/OE.15.009755>.

Kimmel, B.W., et Baranoski, G.V.G. 2009. « A compact framework to efficiently represent the reflectance of sand samples ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47 (11): 3625-29. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2028610>.

Références

- Kimmel, B. W., et Baranoski, G.V.G. 2010. « Simulating the Appearance of Sandy Landscapes ». *Computers & Graphics* 34 (4): 441-48. <https://doi.org/10.1016/j.cag.2010.04.002>.
- Kou, L., Labrie, D., et Chylek, P. 1993. « Refractive indices of water and ice in the 0.65- to 2.5- μm spectral range ». *Applied Optics* 32 (19): 3531-40. <https://doi.org/10.1364/AO.32.003531>.
- Kubelka P., et Munk F. 1931. « Ein Beitrag zur Optik der Farbanstriche ». *Zeitschrift für Technische Physik* 12:593-601.
- L**
- Labarre, S. 2017. « Caractérisation et modélisation de la rugosité multi-échelle des surfaces naturelles par télédétection dans le domaine solaire ». Thèse de doctorat, Sorbonne Paris Cité. <https://www.theses.fr/2017USPCC231>.
- Labarre, S. 2018. « Le modèle de Hapke ». Rapport interne, CEA-IPGP.
- Lacerda, M.P.C., Demattê, J.A.M., Sato, M.V., Fongaro, C.T., Gallo, B.C., et Souza, A.B. 2016. « Tropical texture determination by proximal sensing using a regional spectral library and its relationship with soil classification ». *Remote Sensing* 8 (9): 701. <https://doi.org/10.3390/rs8090701>.
- Lekner, J., et Dorf, M.C. 1988. « Why some things are darker when wet ». *Applied Optics* 27 (7): 1278-80. <https://doi.org/10.1364/AO.27.001278>.
- Leroy, V., Govaerts, Y.M., Misk, N., Schunke, S., et Nollet, Y. 2020. « Eradiate scientific handbook ». Technical report. Eradiate. <https://www.eradiate.eu/site/docs/>.
- Lesaignoux, A. 2010. « Estimation de l'humidité de surface des sols nus à partir de l'imagerie hyperspectrale à haute résolution spatiale sur le domaine optique 0,4 – 14 μm ». Thèse de doctorat. ISAE/ONERA.
- Lesaignoux, A., Fabre, S., et Briottet, X. 2013. « Influence of soil moisture content on spectral reflectance of bare soils in the 0.4-14 μm domain ». *International Journal of Remote Sensing* 34: 2268-85. <https://doi.org/10.1080/01431161.2012.743693>.
- Lewandowski, A., Ludl, M., Byrne, G., et Dorffner, G.. 2006. « Applying the Yule-Nielsen equation with negative n ». *Journal of the Optical Society of America A* 23 (8): 1827-1934. <https://doi.org/10.1364/JOSAA.23.001827>.
- Lichtenecker, K. 1926. « Die Ableitung der logarithmischen Mischungsregel aus dem Maxwell-Rayleighschen Schrankenwertverfahren ». *Kolloidchemische Beihefte* 23 (1): 285. <https://doi.org/10.1007/BF02557784>.
- Liu, W., Baret, F., Xingfa, G., Qingxi, T., Lanfen, Z. et Bing, Z. 2002. « Relating soil surface moisture to reflectance ». *Remote Sensing of Environment* 81 (2-3): 238-46. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00347-9](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00347-9).
- Liu, W., Baret F., Gu X., Zhang, B., Tong, Q., et Zheng, L. 2003. « Evaluation of methods for soil surface moisture estimation from reflectance data ». *International Journal of Remote Sensing* 24: 2069-83. <https://doi.org/10.1080/01431160210163155>.
- Lobell, D.B., et Asner, G.P. 2002. « Moisture effects on soil reflectance ». *Soil Science Society of America Journal* 66 (3): 722-27. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.7220>.
- Looyenga, H. 1965. « Dielectric constants of heterogeneous mixtures ». *Physica* 31 (3): 401-6. [https://doi.org/10.1016/0031-8914\(65\)90045-5](https://doi.org/10.1016/0031-8914(65)90045-5).
- Lv, Y., et Sun, Z. 2016. « Multi-angular spectral reflectance to characterize the particle size of surfaces of desert and cultivated soil ». *European Journal of Soil Science* 67 (3): 253-65. <https://doi.org/10.1111/ejss.12341>.
- M**
- Mahboob Kanafi, M. « Surface generator: artificial randomly rough surfaces ». MATLAB Central File Exchange. Lien consulté en 2022. <https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/60817-surface-generator-artificial-randomly-rough-surfaces>.
- Mall, H.B., et da Vitoria Lobo, N. 1995. « Determining wet surfaces from dry ». In *Proceedings of IEEE International Conference on Computer Vision*, 963-68. <https://doi.org/10.1109/ICCV.1995.466830>.
- Mandelis, A., Boroumand, F., et venden Bergh, H. 1990. « Quantitative diffuse reflectance spectroscopy of large powders: The Melamed model revisited ». *Applied Optics* 29 (19): 2853-60. <https://doi.org/10.1364/AO.29.002853>.
- Marcq, S. 2012. « Développement d'un outil end-to-end permettant de modéliser la signature spectrale de la végétation au sommet de l'atmosphère ». Rapport d'activité IPGP-CEA.
- Markel, V.A. 2016. « Introduction to the Maxwell Garnett approximation: Tutorial ». *Journal of the Optical Society of America A* 33 (7): 1244. <https://doi.org/10.1364/JOSAA.33.001244>.
- Melamed, N.T. 1963. « Optical properties of powders. Part I. Optical absorption coefficients and the absolute value of the diffuse reflectance. Part II. Properties of luminescent powders ». *Journal of Applied Physics* 34 (3): 560-70. <https://doi.org/10.1063/1.1729309>.
- Mohanty, B.P., Cosh, M.H., Lakshmi, V., Montzka, C.. 2017. « Soil moisture remote sensing : State-of-the-science ». *Vadose Zone Journal* 16 (1) : 1-9. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.10.0105>.
- Montanarella, L., et Panagos, P. 2021. « The relevance of sustainable soil management within the European Green Deal ». *Land Use Policy* 100: 104950. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2020.104950>.
- Muller, E., et Décamps, H. 2001. « Modeling soil moisture-reflectance ». *Remote Sensing of Environment* 76 (2): 173-80. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00198-X](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00198-X).

N

Références

- Nagao, M., Matsuyama, T. et Ikeda, Y. 1979. « Region extraction and shape analysis in aerial photographs ». *Computer Graphics and Image Processing* 10 (3): 195-223. [https://doi.org/10.1016/0146-664X\(79\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0146-664X(79)90001-7).
- Nguyen, M. 2021. « Etude de la réflectance d'un sol en fonction de son humidité et de sa rugosité de surface : expérimentation et modélisation ». Rapport M1 Institut d'Optique Graduate School, juillet 2021, 33 pp.
- Nguyen, D.T. 2022. « The Hapke model : direct and inverse models ». Rapport IGP, octobre 2022, 20 pp.
- Nicodemus, F.E., Richmond, J.C., Hsia, J.J., Ginsberg, I.W., et Limperis, T. 1977. « Geometrical Considerations and Nomenclature for Reflectance ». National Bureau of Standards. U. S. Monograph 160.
- Nocita, M., Stevens, A., Noon, C., et van Wesemael, B. 2013. « Prediction of soil organic carbon for different levels of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy ». *Geoderma, Proximal Soil Sensing Papers from the Second Global Workshop on Proximal Soil Sensing*, 199: 37-42. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.07.020>.
- O**
- Oltra-Carrio, R., Baup, F., Fabre, S., Fieuzal, R., Briottet, X. 2015. « Improvement of soil moisture retrieval from hyperspectral VNIR-SWIR data using clay content information : From laboratory to field experiments ». *Remote Sensing* 7: 3184-3205. <https://doi.org/10.3390/rs70303184>.
- P**
- Park, C.-H., Behrendt, A., LeDrew, E., et Wulfmeyer, V. 2017. « New approach for calculating the effective dielectric constant of the moist soil for microwaves ». *Remote Sensing* 9 (7): 732. <https://doi.org/10.3390/rs9070732>.
- Peltoniemi, J.I., Piironen, J., Näränen, J., Suomalainen, J., Kuittinen, R., Markelin, L., et Honkavaara, E. 2007. « Bidirectional reflectance spectrometry of gravel at the Sjökkulla test field ». *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 62 (6): 434-46. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2007.07.009>.
- Peng, J., Albergel, C., Balenzano, A., Brocca, L., Cartus, O., Cosh, M.H., Crow, W.T., Dabrowska-Zielinska, K., Dadson, S., Davidson, M.W.J., de Rosnay, P., Dorigo, W., Gruber, A., Hagemann, S., Hirschi, M., Kerr, Y.H., Lovergine, F., Mahecha, M.D., Marzahn, P., Mattia, F., Musial, J.P., Preuschmann, S., Reichle, R.H., Satalino, G., Silgram, M., van Bodegom, P.M., Verhoest, N.E.C., Wagner, W., Walker, J.P., Wegmüller, U., Loew, A.. 2021. « A roadmap for high-resolution satellite soil moisture applications – confronting product characteristics with user requirements ». *Remote Sensing of Environment* 252 : 112162. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112162>.
- Philpot, W. 2010. « Spectral reflectance of wetted soils ». In *Proc. Art. Science and Applications of Reflectance Spectroscopy Symposium*, 2:11. Boulder (CO): IEEE. <https://doi.org/10.13140/2.1.2306.0169>.
- Piekarczyk, J., Kazmierowski, C., Królewicz, S., Cierniewski, J. 2016. « Effects of soil surface roughness on soil reflectance measured in laboratory and outdoor conditions ». In *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 9 (2):827-834. doi: 10.1109/JSTARS.2015.2450775.
- Planet, W.G. 1970. « Some comments on reflectance measurements of wet soils ». *Remote Sensing of Environment* 1 (2): 127-29. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(70\)80014-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(70)80014-1).
- Pommerol, A., Thomas, N., Jost, B., Beck, P., Okubo, C., et McEwen, A.S. 2013. « Photometric properties of Mars soils analogs ». *Journal of Geophysical Research: Planets* 118 (10): 2045-72. <https://doi.org/10.1002/jgre.20158>.
- Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Poloczanska, E.S., Mintenbeck, K., Tignor, M., Alegria, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A. 2022. « IPCC. Summary for Policymakers ». In *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 3–33. doi : 10.1017/9781009325844.001.
- R**
- Rahman, H., Pinty, B., et Verstraete, M.M. 1993. « Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model: 2. Semiempirical surface model usable with NOAA advanced very high resolution radiometer data ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 98 (D11): 20791-801. <https://doi.org/10.1029/93JD02072>.
- Richer-de-Forges, A., Feller, C., et Jamagne, M. 2008. « Perdus dans le triangle des textures ». *Etude et Gestion des Sols*, 15 (2), 97-111.
- Richer-de-Forges, A., Arrouays, D., Chen, S., Dobarco, M.R., Libohova, Z., Roudier, P., Minasny, B., et Bourennane, H. 2022. « Hand-feel soil texture and particle-size distribution in central France. Relationships and implications ». *CATENA* 213: 106155. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106155>.
- Riziq, A.A., Erlick, C., Dinar, E., et Rudich, Y. 2007. « Optical properties of absorbing and non-absorbing aerosols retrieved by cavity ring down (CRD) spectroscopy ». *Atmos. Chem. Phys.*, 14.
- Roosjen, P.P.J., Bartholomeus, H.M., et Clevers, J.G.P.W. 2015. « Effects of soil moisture content on reflectance anisotropy — Laboratory goniometer measurements and RPV model inversions ». *Remote Sensing of Environment* 170: 229-38. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.09.022>.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Deering, D.W., et Schell, J.A. 1973. « Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation ». RSC-1978-2. <https://ntrs.nasa.gov/citations/19740004927>.

S

- Sadeghi, M., Jones, S.B., et Philpot, W. 2015. « A linear physically-based model for remote sensing of soil moisture using short wave infrared bands ». *Remote Sensing of Environment* 164. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.04.007>.
- Sadeghi, M., Sheng, W., Babaeian, E., Tuller, M., et Jones, S.B. 2017. « High resolution shortwave infrared imaging of water infiltration into dry soil ». *Vadose Zone Journal* 16. <https://doi.org/10.2136/vzj2017.09.0167>.
- Sadeghi, M., Babaeian, E., Tuller, M., et Jones, S.B. 2018. « Particle size effects on soil reflectance explained by an analytical radiative transfer model ». *Remote Sensing of Environment* 210. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.03.028>.
- Satterwhite, M.B., et Allen, C.S. 2005. « Reflectance spectra and optical depth of some sandy soils ». In *Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery XI*, 5806:542-53. SPIE. <https://doi.org/10.1117/12.603663>.
- Savitzky, A. et Golay, M.J.E., 1964. « Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures ». *Analytical Chemistry* 36 (8), 1627–1639.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M., Painter, T.H., Dangel, S., et Martonchik, J.V. 2006. « Reflectance quantities in optical remote sensing—Definitions and case studies ». *Remote Sensing of Environment* 103 (1): 27-42. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.03.002>.
- Shepard, M.K., Campbell, B.A., Bulmer, M.H., Farr, T.G., Gaddis, L.R., et Plaut, J.J. 2001. « The roughness of natural terrain: A planetary and remote sensing perspective ». *Journal of Geophysical Research: Planets* 106 (E12): 32777-95. <https://doi.org/10.1029/2000JE001429>.
- Simonot, L., Obein, G., Bringier, B., et Meneveau, D. 2019. « Modeling, measuring, and using BRDFs: significant French contributions ». *JOSA A* 36 (11): C40-50. <https://doi.org/10.1364/JOSAA.36.000C40>.
- Simpkin, R. 2010. « Derivation of Lichtenecker’s logarithmic mixture formula from Maxwell’s equations ». *Microwave Theory and Techniques, IEEE Transactions on* 58: 545-50. <https://doi.org/10.1109/TMTT.2010.2040406>.
- Smith, A.J., Grainger, R.G., 2013. « Does variation in mineral composition alter the shortwave light scattering properties of desert dust aerosol? ». *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 133 : 235–243. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2013.08.005>.
- Soltani, I., Fouad, Y., Michot, D., Bréger, P., Dubois, R., et Cudenneq, C. 2019. « A near infrared index to assess effects of soil texture and organic carbon content on soil water content ». *European Journal of Soil Science* 70 (1): 151-61. <https://doi.org/10.1111/ejss.12725>.
- Stern, F. 1964. « Transmission of isotropic radiation across an interface between two dielectrics ». *Applied Optics* 3: 111-13.
- Sun, Z., Lv, Y. et Lu, S. 2015. « An assessment of the bidirectional reflectance models basing on laboratory experiment of natural particulate surfaces ». *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 163: 102-19. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2015.05.005>.
- T**
- Tavin, F., Roman, A., Mathieu, S., Baret, F., Liu, W., et Gouton, P. 2008. « Comparison of metrics for the classification of soils under variable geometrical conditions using hyperspectral data ». *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 5 (4): 755-59. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2008.2005212>.
- Tester, M., et Morris, C. 1987. « The penetration of light through soil ». *Plant, Cell & Environment* 10 (4): 281-86. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.1987.tb01607.x>.
- Tian, J., et Philpot, W.D. 2015a. « Relationship between surface soil water content, evaporation rate, and water absorption band depths in SWIR reflectance spectra ». *Remote Sensing of Environment* 169: 280-89. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.08.007>.
- Tian, J., et Philpot, W.D. 2015b. « Relating water absorption features to soil moisture characteristics ». In *Imaging Spectrometry XX*, 9611:96110M. International Society for Optics and Photonics. <https://doi.org/10.1117/12.2188478>.
- Twomey, S.A., Bohren, C.F., et Mergenthaler, J.L. 1986. « Reflectance and albedo differences between wet and dry surfaces ». *Applied Optics* 25 (3): 431-37. <https://doi.org/10.1364/AO.25.000431>.
- V**
- Vasques, G.M., Demattê, J.A.M., Viscarra Rossel, R.A., Ramírez-López, L., et Terra, F.S. 2014. « Soil classification using visible/near-infrared diffuse reflectance spectra from multiple depths ». *Geoderma* 223-225 (juillet): 73-78. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.01.019>.
- Vaudour, E., Girard, M.C. 2010. « La pédologie. ». In *Traitement des données de télédétection. Environnement et ressources naturelles*, chapitre 23. Dunod, 2nde édition, M.C Girard et C.M. Girard.
- Vaudour, E., Gomez, C., Loiseau, T., Baghdadi, N., Loubet, B., Arrouays, D., Ali, L., et Lagacherie, P. 2019. « The impact of acquisition date on the prediction performance of topsoil organic carbon from Sentinel-2 for croplands ». *Remote Sensing* 11 (18): 2143. <https://doi.org/10.3390/rs11182143>.
- Verhoef, W., et Bach, H. 2007. « Coupled soil–leaf–canopy and atmosphere radiative transfer modeling to simulate hyperspectral multi-angular surface reflectance and TOA radiance data ». *Remote Sensing of Environment* 109 (2): 166-82. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.013>.
- Verhoef, W. 2012. « Modeling the effect of soil moisture on the soil’s surface reflectance spectrum ». Communication personnelle.

- Verhoef, W., van der Tol, C., et Middleton, E.M. 2018. « Hyperspectral radiative transfer modeling to explore the combined retrieval of biophysical parameters and canopy fluorescence from FLEX – Sentinel-3 tandem mission multi-sensor data ». *Remote Sensing of Environment* 204. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.006>.
- Viallefont-Robinet, F., Bacour, C., Bouvet, M., Kheireddine, M., Ouhsain, M., Idoughi, R., Grignon, L., Munesa, E., Lemaitre, F., et Rivière, T. 2019. « Contribution to sandy site characterization: Spectro-directional signature, grain size distribution and mineralogy extracted from sand samples ». *Remote Sensing* 11 (20): 2446. <https://doi.org/10.3390/rs11202446>.
- Viggiano, J.A.S. 2006. « Physical significance of negative Yule-Nielsen n-value ». In *Proc. International Congress of Imaging Science (ICIS)*, 607-10. Rochester (NY).
- W**
- Wagner, R., Ajtai, T., Kandler, K., Kling, K. (nee Lieke), Linke, C., Müller, T., Schnaiter, M., et Vragel, M. 2012. « Complex refractive indices of Saharan dust samples at visible and near UV wavelengths: A laboratory study ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 12. <https://doi.org/10.5194/acp-12-2491-2012>.
- Wang, Y. et Gastellu-Etchegorry, J.P. 2021. « Accurate and fast simulation of remote sensing images at top of atmosphere with DART-Lux ». *Remote Sensing of Environment* 256 :112311. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112311>.
- Wang, Y., Kallel, A., Yang, X., Regaieg, O., Lauret, N., Guilleux, J., Chavanon, E. et Gastellu-Etchegorry, J.P. 2022. « DART-Lux: An unbiased and rapid Monte Carlo radiative transfer method for simulating remote sensing images ». *Remote Sensing of Environment* 274 : 112973. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.112973>.
- Ward, K.J., Chabrilat, S., Brell, M., Castaldi, F., Spengler, D., Foerster, S. 2020. « Mapping soil organic carbon for airborne and simulated EnMAP imagery using the LUCAS soil database and a local PLSR ». *Remote Sensing* 12(20) : 3451. <https://doi.org/10.3390/rs12203451>.
- Wassenaar, T., Andrieux, P., Baret, F., et Robbez-Masson, J.M. 2005. « Soil surface infiltration capacity classification based on the bi-directional reflectance distribution function sampled by aerial photographs. The case of vineyards in a Mediterranean area ». *CATENA* 62 (2-3): 94-110. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.05.004>.
- Whalley, W. R., Leeds-Harrison, P.B., et Bowman, G.E. 1991. « Estimation of soil moisture status using near infrared reflectance ». *Hydrological Processes* 5 (3): 321-27. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360050312>.
- Whiting, M.L., Li, L., et Ustin, S.L. 2004. « Predicting water content using Gaussian model on soil spectra ». *Remote Sensing of Environment* 89 (4): 535-52. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.11.009>.
- Wieliczka, D.M., Weng, S., et Querry, M.R. 1989. « Wedge shaped cell for highly absorbent liquids: Infrared optical constants of water ». *Applied Optics* 28 (9): 1714-19. <https://doi.org/10.1364/AO.28.001714>.
- Y**
- Yang, G. J., Zhao, C.J., Huang, W.J., et Wang, J.H. 2011. « Extension of the Hapke bidirectional reflectance model to retrieve soil water content ». *Hydrology and Earth System Sciences* 15 (7): 2317-26. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2317-2011>.
- Yang, P., van der Tol, C., Yin, T., et Verhoef, W. 2020. « The SPART model: A soil-plant-atmosphere radiative transfer model for satellite measurements in the solar spectrum ». *Remote Sensing of Environment* 247: 111870. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111870>.
- Yao, Y., Liu, Y., Gao, M., et Chen, Z. 2018. « Hyperspectral inversion of soil moisture content based on SOILSPECT model ». In *2018 7th International Conference on Agro-geoinformatics (Agro-geoinformatics)*, 1-6. <https://doi.org/10.1109/Agro-Geoinformatics.2018.8476086>.
- Yin, Z., Lei, T., Yan, Q., Chen, Z., et Dong, Y. 2013. « A near-infrared reflectance sensor for soil surface moisture measurement ». *Computers and Electronics in Agriculture* 99: 101-7. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2013.08.029>.
- Yuan, J., Wang, X., Yan, C.X., Wang, S.R., Ju, X.P., et Li, Y. 2019. « Soil moisture retrieval model for remote sensing using reflected hyperspectral information ». *Remote Sensing* 11 (3): 366. <https://doi.org/10.3390/rs11030366>.
- Yule, J.A.C., et Nielsen, W.J. 1951. « The penetration of light into paper and its effect on halftone reproduction ». In *Proc. of the Technical Association of the Graphic Arts (TAGA) Conference* 3:65-76.
- Z**
- Zakri, T., Laurent, J.-P., et Vauclin, M. 1998. « Theoretical evidence for ‘Lichtenecker’s mixture formulae’ based on the effective medium theory ». *Journal of Physics D: Applied Physics* 31 (13): 1589-94. <https://doi.org/10.1088/0022-3727/31/13/013>.
- Zhang, H., et Voss, K.J. 2006. « Bidirectional reflectance study on dry, wet, and submerged particulate layers: Effects of pore liquid refractive index and translucent particle concentrations ». *Applied Optics* 45 (34): 8753. <https://doi.org/10.1364/AO.45.008753>.
- Zhang, X. L., Wu, G.J., Zhang, C.L., Xu, T.L., et Zhou, Q.Q. 2015. « What is the real role of iron oxides in the optical properties of dust aerosols? » *Atmospheric Chemistry and Physics* 15 (21): 12159-77. <https://doi.org/10.5194/acp-15-12159-2015>.

Références

Zhang, Y., Tan, K., Wang, W., et Chen, Y. 2020. « Retrieval of soil moisture content based on a modified Hapke photometric model: A novel method applied to laboratory hyperspectral and Sentinel-2 MSI data ». *Remote Sensing* 12: 2239. <https://doi.org/10.3390/rs12142239>.