



HAL
open science

Estimation de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L: préparation de la mission SMOS

Maria-José Escorihuela

► **To cite this version:**

Maria-José Escorihuela. Estimation de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L: préparation de la mission SMOS. Physique [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. NNT: . tel-00168766

HAL Id: tel-00168766

<https://theses.hal.science/tel-00168766>

Submitted on 30 Aug 2007

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.

THESE

présentée pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE TOULOUSE

Ecole doctorale : Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace

Spécialité : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

par Maria José Escorihuela

Estimation de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L : préparation de la mission SMOS

Soutenue le 21 Décembre 2006 devant le Jury composé de :

Yann Kerr	Ingénieur CNES, Toulouse	Directeur de thèse
Rachid Ababou	Professeur à l'Inst. Nat. Polytechnique, Toulouse	Président
André Chanzy	Directeur de recherche, INRA Avignon	Rapporteur
Mike Schwank	Senior Research Assistant ETH, Suisse	Rapporteur
Jean-Paul Huot	Ingénieur ESA, Hollande	Examineur
Jean-Pierre Wigneron	Directeur de recherche, INRA Bordeaux	Examineur
François Lemaître	Ingénieur ONERA, Toulouse	Examineur
José Sobrino	Directeur de recherche, Universitat de València	Examineur
J.-P. Gastellu-Etchegorry	Professeur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse	Invité



**Préparée au Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO)
18 av. Edouard Belin 31401 Toulouse Cedex 9**

Remerciements

Cette thèse a été une aventure très enrichissante au delà des aspects scientifiques. Autour de SMOS j'ai pu partager l'enthousiasme de différents groupes scientifiques. Je voudrais donc remercier les personnes que l'ont rendue possible. Je voudrais tout d'abord remercier Jean-Claude Menaut pour son accueil au Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO).

Un grand merci à Yann, qui a été toujours disponible et m'a su montrer le bon chemin tout en me laissant une grande liberté. Sa capacité de discernement et son efficacité n'arrêteront jamais de me surprendre.

Avec Patricia on a partagé le bureau, les courses le long du canal, les tisanes, moult discussions scientifiques et autres ... ça a été un plaisir !

A Jean Pierre pour démontrer que la science et la sympathie sont fortement corrélées.

Remerciements très spéciaux aux rapporteurs André et Mike pour le temps qu'ils ont pris à examiner cette thèse et pour leurs remarques constructives et aussi à tous les membres du jury.

A Philippe Richaume qui m'a montré comment expliquer ce que je voulais dire et par sa disponibilité à tout moment.

Aux anciens du labo Anne, Sylvie, Olivier, Laurent, Manu à ceux qui sont encore là ou viennent d'arriver Joost, Maria Carmen, Manuela, Vincent, Arnaud, Dana pour les bons moments partagés et plus généralement à l'ensemble des personnes du labo qui ont contribué à créer une excellente ambiance de travail.

Aux amis de Toulouse : Nacho, Mathieu, Paolo, Milena, Cyrille, Toff, Isabelle et Sandra pour avoir été là.

Et naturellement à mes parents et à mes soeurs.

Estimation de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L : préparation de la mission SMOS

Résumé :

Les travaux de cette thèse s'inscrivent dans le cadre de la préparation de la mission SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity). Sur les terres émergées, le satellite SMOS fournira une cartographie globale de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L (1.4 GHz). Le principe physique repose sur la sensibilité de la bande-L au contenu en eau de la surface. Le couvert végétal contribue à l'émission en fonction de son contenu en eau, et ses effets doivent être corrigés pour estimer l'humidité du sol. Le satellite SMOS obtiendra des mesures à deux polarisations (horizontale et verticale) et à multiples angles d'incidence. Ce système surdéfini permettra l'inversion de plusieurs paramètres, notamment l'humidité du sol et l'opacité de la végétation. L'objectif de cette thèse est de tester et d'améliorer si possible les modèles micro-ondes pour les scènes naturelles, en tenant compte des particularités de la configuration SMOS, notamment la diversité d'angles d'incidence. La première partie est consacrée à l'émission d'un sol nu. Dans un premier temps, deux approches (télé-détection et capteurs *in situ*) pour estimer l'humidité du sol ont été comparées. Dans un deuxième temps, la signature angulaire et polarimétrique de l'émission d'un sol nu rugueux est étudiée, un modèle semi-empirique est développé pour prendre en compte des effets de la rugosité aux différents angles et polarisations. La seconde partie est consacrée à l'émission d'un couvert végétal. L'influence de la rosée et les variations journalières de teneur en eau de la végétation sur l'émission ont été analysées.

Soil moisture retrieval from L-band microwave measurements : SMOS mission preparation

Abstract :

This thesis has been developed in the framework of the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) mission preparation. Over land, SMOS will provide global mapping of soil moisture from L-band (1.4 GHz) radiometric measurements. The principle for soil moisture monitoring is the high sensitivity of L-band measurements to soil water content. Vegetation contributes as well to the emission and its effects must to be considered to correctly estimate soil moisture. SMOS will provide measurements at multiple incidence angles and for two polarizations. This overdefined system will allow for several parameters retrieval, namely soil moisture and vegetation optical depth. This thesis aims at testing and improving when possible the existing microwave models for the emission of natural surfaces, taking into account the SMOS configuration, namely the multiangularity. The first part of this thesis deals with a bare soil surface. Two approaches (remote sensing and *in situ* sensors) have been compared. Then a new roughness model has been developed considering the angular and polarimetric signature of the emission. The second part of the thesis focuses on the emission of a natural fallow. Dew and diurnal variations of vegetation water content effects on the signal have been assessed.

Table des matières

1	Introduction Générale	7
1.1	L'eau	7
1.2	SMOS	9
1.3	Objectifs et plan de la thèse	14
2	Fondements de la radiométrie micro-onde	17
2.1	Émission thermique en bande-L	17
2.2	Propagation de l'émission	19
2.2.1	Polarisation d'une onde plane	19
2.2.2	Interface plane	20
2.3	Le Transfert radiatif	22
2.4	Émission et diffusion par le sol	24
2.4.1	Surface plane	26
2.4.2	Surface rugueuse	28
2.5	Émission et diffusion par la végétation	30
2.5.1	Le modèle τ - ω	31
2.6	Constante diélectrique	32
2.6.1	Modèle diélectrique du sol humide	33
2.6.2	Constante diélectrique de l'eau liée	34
2.7	Conclusion	36
3	Données Expérimentales	39
3.1	Introduction	39
3.2	Description du site SMOSREX	40
3.2.1	Texture et densité du sol	40
3.2.2	Rugosité du sol	41
3.3	Mesures In Situ	43
3.3.1	Profils d'humidité et de température	43
3.3.2	Météorologie	45
3.3.3	Végétation	45
3.4	Données de Télédétection	47
3.4.1	Microondes en bande-L	47
3.4.2	Pyromètres	52
3.5	Conclusion	52

4	La mesure de l'humidité de surface	53
4.1	Introduction	53
4.2	Résultats	54
4.2.1	Comparaison entre les mesures d'humidité	54
4.2.2	Effets de la température sur la constante diélectrique à 100MHz	55
4.2.3	Correction de l'effet de température	57
4.3	Conclusion	59
4.4	Article	59
5	Modélisation de l'émission du sol nu	73
5.1	Introduction	73
5.2	Résultats	74
5.2.1	Influence de la rugosité aux différentes polarisations	74
5.2.2	Dépendance angulaire de la rugosité	74
5.2.3	Le paramètre de rugosité h	75
5.3	Conclusion	76
5.4	Article	77
6	Variations journalières de l'émission sur la jachère	95
6.1	Introduction	95
6.2	Résultats	95
6.2.1	Mesures de végétation en contenu max/min d'eau	95
6.2.2	Opacité de la végétation	96
6.2.3	Effets de la rosée	98
6.3	Conclusions	101
6.4	Article	101
7	Conclusion générale	115
7.1	Résumé des travaux	115
7.2	Perspectives	117
A	article présentation SMOSREX	119
B	profils de texture et composition du sol	135
	Références bibliographiques	138

Chapitre 1

Introduction Générale

1.1 L'eau

L'eau est la source de toute la vie sur la Terre. Bien que la quantité d'eau présente sur la Terre soit constante, l'eau circule en permanence entre les océans, l'atmosphère et la surface terrestre grâce à l'énergie solaire. Cette circulation (et conservation de l'eau terrestre) connue comme 'le cycle de l'eau' (figure 1.1) est une composante cruciale de notre système climatique. La quantité d'eau présente dans la zone non saturée des surfaces continentales est l'humidité du sol. La quantité d'eau stockée dans le sol est petite par rapport à d'autres réservoirs. L'humidité du sol joue cependant un rôle majeur dans le cycle de l'eau.

Les précipitations se partagent en ruissellement ou infiltration selon l'humidité du sol. A l'heure actuelle, les estimations de ruissellement, infiltration et de variation du stock d'eau dans le sol sont encore assez imprécises du au manque de mesures d'humidité. Dans un contexte hydrologique, des mesures précises d'humidité sont essentielles afin d'estimer les flux d'eau à l'échelle du bassin.

La végétation extrait l'eau du sol par les racines et l'émet dans l'atmosphère à travers ses stomates. La transpiration des plantes est donc déterminée par l'eau disponible pour la végétation sur l'ensemble de la zone racinaire. Par ailleurs, sur une grosse partie du globe, la disponibilité en eau est le facteur limitant pour la croissance des plantes et donc l'agriculture. Ainsi, la connaissance de l'humidité du sol est très précieuse pour détecter des périodes de stress hydrique.

L'humidité du sol détermine aussi la partition de l'énergie solaire incidente entre énergie sensible d'évaporation et chaleur dans le sol. Étant donné que le processus de l'évaporation d'eau demande des quantités importantes d'énergie, ce processus a une forte influence sur le cycle de l'énergie. Ainsi, l'humidité de surface du sol est une variable clé pour décrire les échanges d'eau et d'énergie à l'interface surface terrestre / atmosphère.

Ces processus interagissent sur une large échelle spatiale et temporelle. L'humidité de surface est fortement liée à la variabilité des précipitations [Koster 2004]. De nombreuses études montrent qu'il existe un mécanisme de rétroaction entre l'humidité du sol et les précipitations. Des valeurs anormalement élevées d'humidité du sol résultent en une augmentation de la fréquence et magnitude des processus orageux, c'est-à-dire qu'il y a une rétroaction positive entre l'humidité du sol et les

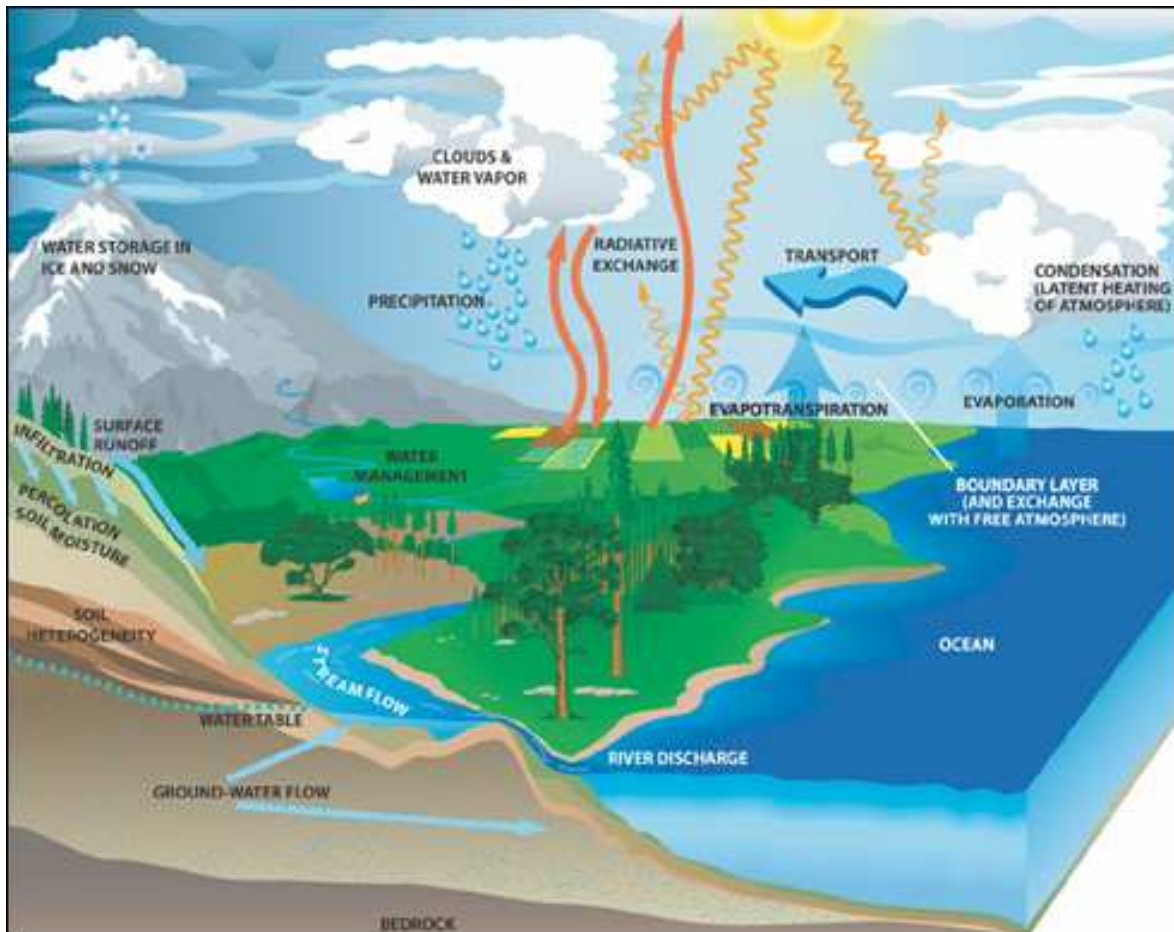


FIG. 1.1 – Cycle de l'eau. *Paul Houser et Adam Schlosser NASA GSFC.*

précipitations [Beljaars et al. 1996]. Inversement, il y a une rétroaction entre les conditions anormales de faible précipitation et la sécheresse [Eltahir 1998, Pal and Eltahir 2001].

A l'échelle régionale, l'agriculture peut avoir un impact sur les échanges d'eau et d'énergie dû d'une part au changement d'utilisation du sol (de forêt à terrain cultivé par exemple) et d'autre part à travers l'irrigation. L'irrigation affecte le cycle de l'eau en réduisant le débit des fleuves, augmentant l'évaporation (des sols), et en augmentant la transpiration (des plantes). Par exemple, [de Rosnay et al. 2003] ont montré que l'irrigation en Inde augmentait de presque 10% le flux de chaleur latente. Un tel changement dans les échanges eau-énergie modifie le comportement climatique à l'échelle régionale mais aussi à l'échelle globale [Chase et al. 2003].

L'humidité du sol est donc une variable d'importance majeure dans le champ de l'hydrologie, de la météorologie et du climat. La compréhension de ces phénomènes est capitale pour la gestion des ressources d'eau, pour le développement des stratégies agricoles, ainsi que pour la prévention de risques (humains et matériels) dans le cas d'événements extrêmes.

A titre d'exemple, l'impact de la connaissance de l'humidité du sol sur les prévisions météorologiques est illustré sur la figure 1.2. On montre que la predictabilité des précipitations sur les terres émergées augmente par la connaissance de l'humidité du sol et notamment en zones sensibles comme le Sahel ou la méditerranée.

Les incertitudes actuelles sur les effets des perturbations du système climatique demandent une meilleure compréhension du cycle de l'eau. Pour traiter ces questions il est nécessaire de développer des modèles météorologiques et climatiques globaux fiables [Entekhabi et al. 1999, Krajewski et al. 2006]. Cependant, deux des variables clés dans ces modèles, l'humidité du sol et la salinité de la mer, ne sont pas disponibles à l'échelle globale avec la précision et couverture nécessaires. L'humidité du sol varie fortement dans le temps et l'espace et les modèles atmosphériques utilisent des 'humidités' provenant du forçage des observations ou des estimations issues des modèles de circulation générale [Robock et al. 2000].

1.2 SMOS

La télédétection est la technique la plus adaptée pour fournir une cartographie globale de l'humidité du sol. Bien qu'il n'ait pas eu de satellites dédiés à cette tâche, de nombreuses études ont été faites pour estimer l'humidité à partir des données existantes. Ainsi, par exemple les données dans l'infrarouge peuvent être utilisées pour estimer l'humidité [Sandholt et al. 2002]. Le principe physique se base sur l'inertie thermique : plus la surface est humide plus son inertie thermique sera importante. Cependant, la télédétection dans le spectre du visible ou de l'infrarouge est limitée à cause de sa vulnérabilité aux couvert nuageux, au manque de couverture globale et à sa fréquence de revisite trop basse.

La télédétection dans le domaine des micro-ondes est fondée sur l'écart entre les constantes diélectriques du sol et de l'eau et présente l'avantage de ne dépendre pas de l'illumination solaire et d'être très peu influencés par les phénomènes atmosphériques. La télédétection en micro-ondes peut se

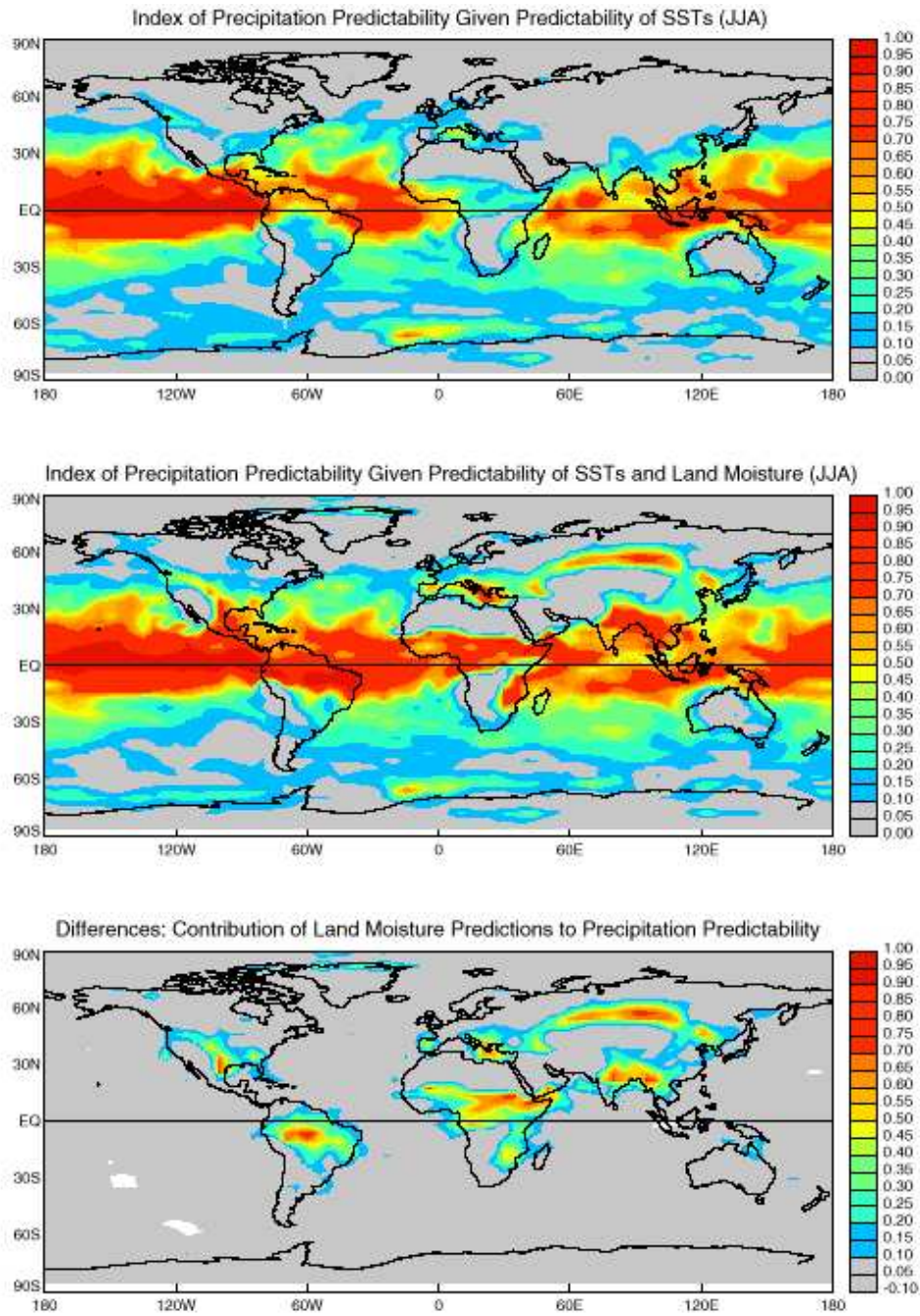


FIG. 1.2 – Prédicabilité des précipitations en connaissant la salinité de la mer (en haut), la salinité de la mer et l'humidité de la surface (milieu) et différence entre les deux (en bas).

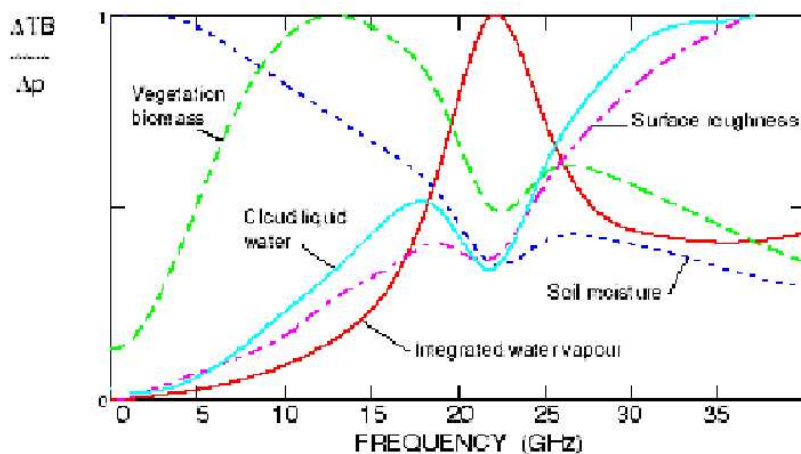


FIG. 1.3 – Sensibilité de l'émission microondes aux différents paramètres de surface : humidité du sol (trait bleu discontinu), biomasse (vert discontinu), et rugosité de surface (en rose) selon la fréquence.

faire avec des systèmes actifs (radar) ou passifs (radiomètres). Les systèmes actifs sont plus sensibles aux caractéristiques structurales de la surface, comme la rugosité ou la structure de la canopée. La quantité d'information que l'on peut extraire du signal radar est limitée car les systèmes actifs sont classiquement limités à une seule polarisation et une seule fréquence. De plus, le temps de revisite des capteurs actifs est trop faible pour les études météorologiques et climatiques. Les radiomètres sont donc préférés pour l'estimation de l'humidité du sol. Par ailleurs, les radiomètres ont une dynamique plus forte en fonction de l'humidité du sol.

Les données micro-ondes des satellites existants (SSM/I, SMMR, AMSR-E) ont fait l'objet de nombreuses études pour estimer l'humidité du sol [Owe et al. 2001, Njoku et al. 2003]. Cependant, ces satellites mesurent à des fréquences supérieures à 5 GHz où l'opacité de la végétation est élevée. Ainsi, l'estimation de l'humidité est limitée aux zones arides ou semi-arides.

La figure 1.3 montre la sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres de surface. La figure montre que les basses fréquences micro-ondes présentent un maximum de sensibilité à l'humidité de surface et minimum aux phénomènes perturbateurs (biomasse, rugosité de surface ...). Dans les basses fréquences micro-ondes, la fenêtre à 1.400-1.427 GHz en bande-L (0.39-1.55 GHz) est protégée pour des applications radio-astronomiques (pas d'émissions). Mise à part la sensibilité à la constante diélectrique, la bande-L présente les avantages suivants par rapport aux fréquences plus élevées :

- A 1.4 GHz l'influence de la végétation sur le signal est plus faible qu'aux fréquences plus élevées, et le signal est sensible à l'humidité du sol jusqu'à des biomasses de 5 kgm^2 ce qui représente 65% de la surface terrestre.
- La sensibilité aux phénomènes atmosphériques est minimale. En particulier, à cette fréquence, les nuages sont pratiquement transparents, seuls les nuages précipitants contribuent à l'émission proportionnellement à leur contenu en eau.
- La sensibilité à la rugosité de la surface est minimale.

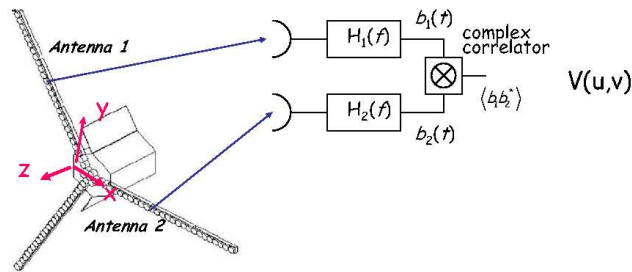


FIG. 1.4 – Instrument SMOS. La corrélation entre les différentes fonctions de visibilité permet de reconstituer le diagramme d’antenne de l’instrument.

De nombreuses études basées sur des capteurs terrain [Wigneron et al. 1995] ou aéroportés [Wang et al. 1990, Schmugge and Jackson 1994, Chanzy et al. 1997] ont montré le potentiel de la bande-L pour l’estimation de l’humidité du sol. Bien que les principes soient connus depuis longtemps, l’observation de la Terre à une certaine résolution spatiale se heurtait à des contraintes technologiques, étant données les tailles d’antennes requises (>8 m). En effet, la résolution angulaire d’une antenne dépend du diamètre de l’antenne. Ainsi, plus la longueur d’onde observée est grande, plus l’antenne pour avoir la même résolution spatiale doit être grande. Le développement des techniques interférométriques a permis le développement d’antennes à synthèse d’ouverture. Cette technique, inspirée des réseaux de radiotélescopes, consiste à combiner les signaux issus d’au moins deux antennes observant la même scène depuis une position distincte. L’instrument ainsi composé, appelé interféromètre, ne fournit pas directement un signal proportionnel à la température de brillance de la scène observée, mais une mesure de la cohérence spatiale de cette scène, à partir de laquelle la température de brillance est calculée.

Le satellite SMOS se base en la technique d’interferometrie pour fournir pour la première fois une cartographie globale de l’humidité du sol et de la salinité de la mer en utilisant la radiométrie en bande-L [Kerr et al. 2001]. Par ailleurs, la mission SMOS fournira aussi des informations utiles pour la recherche sur la cryosphère (accumulation de neige dans la calotte polaire).

L’instrument SMOS comporte 69 éléments d’antennes distribués sur trois bras déployables (voir figure 1.4). Le diagramme d’antenne de SMOS provient de la corrélation des diagrammes d’antenne des différents éléments (appelés aussi fonctions de visibilité). On peut ainsi constituer une image en deux dimensions avec une résolution similaire à une antenne de diamètre équivalent aux bras de l’instrument SMOS. Tous les éléments d’antenne sont utilisés simultanément pour générer une image bidimensionnelle de la surface toutes les 2.4 secondes. Ainsi, lorsque le satellite se

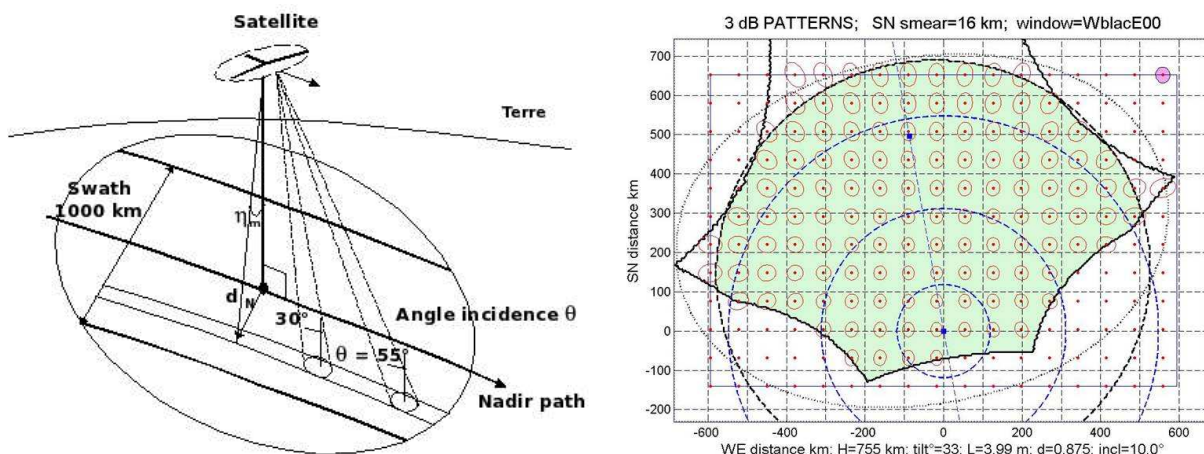


FIG. 1.5 – A gauche, multi-angularité SMOS : lorsque le satellite se déplace la surface est observée sous différents angles de visée. A droite, champ de vue instantané de SMOS.

déplace, les surfaces sont observées sous différents angles de visée. La figure 1.5 illustre la capacité multi-angulaire du satellite SMOS. La multi-angularité de SMOS permet d'explorer la signature directionnelle de la température de brillance.

La variable mesurée par un radiomètre, appelée température de brillance, dépend de trois variables de surface : l'humidité, l'opacité de la végétation et la température. Le couvert végétal atténue l'émission du sol et contribue lui-même à l'émission. La correction des effets de la végétation est donc une question majeure pour l'estimation de l'humidité du sol avec des radiomètres. Le satellite SMOS obtiendra des mesures à deux polarisations (horizontale et verticale) et pour plusieurs angles d'incidence. Ce système surdéfini permettra d'estimer plusieurs paramètres, notamment l'humidité du sol et l'opacité de la végétation [Wigneron et al. 2001].

Les caractéristiques de la mission SMOS sur les terres émergées ont été définies pour fournir une cartographie globale de l'humidité du sol, avec une fréquence et une résolution appropriées aux besoins des études climatiques, météorologiques et hydrologiques. Ainsi, SMOS fournira :

- Une précision sur l'estimation de l'humidité en surface supérieure à $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Sur les sols nus où l'influence de l'humidité du sol sur les flux de surface est plus forte, [Chanzy et al. 1995] ont montré qu'une précision de $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ est suffisante pour estimer l'évaporation et les flux d'eau dans le sol.
- Une résolution spatiale inférieure à 50 km. Les applications météorologiques et climatiques demandent des résolutions spatiales de l'ordre de la cinquantaine de kilomètres, et sont donc complètement compatibles avec SMOS.
- Une fréquence de revisite de 2 à 3 jours. Les estimations de contenu d'eau en profondeur et de flux d'évapotranspiration à partir de l'humidité du sol requièrent des mesures d'humidité en surface tous les 3 jours [Calvet et al. 1998, Wigneron et al. 1999, Walker and Houser 2001].
- L'heure de passage sur l'équateur est fixée à 6 a.m - 6 p.m. L'heure de passage n'est pas critique mais à 6 a.m. les effets ionosphériques sont minimaux, et la condition d'équilibre thermique plus probable.

- La couverture globale de la surface terrestre.

Les applications hydrologiques travaillent à l'échelle du bassin versant et il faut changer de l'échelle SMOS à une échelle plus fine. Dû aux processus non-linéaires, le simple moyennage n'est pas suffisant. Le changement d'échelle doit prendre en compte les hétérogénéités sub-pixel ou plus précisément désagréger les humidités. Les méthodes existantes se fondent sur l'utilisation des caractéristiques hydrologiques du pixel observé [Pellenq et al. 2003] ou sur l'utilisation d'indicateurs d'humidité disponibles à une échelle plus fine comme la température [Merlin et al. 2005].

1.3 Objectifs et plan de la thèse

Une des activités principales en préparation de la mission SMOS est le développement de l'algorithme pour l'estimation de l'humidité du sol à partir de données SMOS. Sommairement, pour chaque pixel SMOS les différentes contributions (forêt, jachère, eau ...) sont calculées proportionnellement à sa surface. L'algorithme utilise une approche itérative pour minimiser l'écart entre les températures de brillance observées et estimées. Ainsi, les différents paramètres (humidité du sol, contenu en eau de la végétation) sont estimés.

L-MEB (L-band Microwave Emission of the Biosphere) est le modèle choisi pour simuler les températures de brillance et englobe l'état de l'art pour les différents types de couverts. De nombreuses expériences ont été réalisées récemment pour améliorer les modèles d'émission en bande-L [Schneeberger et al. 2004, Grant et al. 2005, Schwank et al. 2006, Fenollar et al. 2006]. L-MEB est un modèle ouvert où les résultats de ces expériences seront introduits.

Dans ce contexte, **l'objectif de cette thèse est de répondre aux questions ouvertes dans la validation L-MEB.** Concrètement, des études récentes montrent que :

- la rugosité a des effets différents aux différentes polarisations et angles d'incidence [Wegmüller and Mätzler 1999, Shi et al. 2002]
- la rosée a une influence sur le signal [De Jeu et al. 2004, Hornbuckle et al. 2006]

Ces deux aspects ne sont pas pris en compte sur le modèle à l'heure actuelle. Le satellite SMOS sera lancé début 2008, et donc nous ne disposons pas de données SMOS. Pour cet étude on se basera donc sur les données expérimentales du site SMOSREX, ce qui présente l'avantage d'être un milieu contrôlé.

Dans une première partie de cette thèse, nous présentons les fondements physiques de la radiométrie micro-ondes. Nous décrivons brièvement les différentes approches de modélisation pour relier les paramètres physiques (humidité, contenu en eau de la végétation) aux températures radiométriques. L'approche retenue est le transfert radiatif simplifié. Cette approche semi-empirique est très adaptée aux objectifs de cette thèse qui sont de développer des modèles directement applicables aux données SMOS.

Le Chapitre 3 est consacré à la description des données expérimentales. Ces données proviennent du site expérimental SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment). SMOSREX a été conçu dans le cadre de la préparation à SMOS. Un radiomètre en bande-L mesure de



FIG. 1.6 – Satellite SMOS : vue de l'artiste.

façon continue un sol nu et une jachère dans tout le spectre angulaire de SMOS. Par ailleurs, les deux surfaces sont complètement instrumentées.

Ensuite, nous abordons la problématique de la validation des données radiométriques avec des mesures terrain dans le Chapitre 4. Le problème a deux volets. D'une part les mesures radiométriques sont des mesures intégrées de la surface observée par l'instrument tandis que les mesures terrain sont ponctuelles. D'autre part les mesures sont faites à des fréquences différentes.

Dans les modèles de transfert radiatif d'une scène naturelle, une des contributions majeures est l'émission du sol. Bien que des études aient mis en évidence que les effets de la rugosité sont différentes pour des polarisations et des angles d'incidence différents [Mo et al. 1987, Shi et al. 2002], les modèles semi-empiriques existants considèrent des effets équivalents de la rugosité [Choudhury et al. 1979, Wang and Choudhury 1981, Wegmüller and Mätzler 1999, Wigneron et al. 2001]. Ainsi, dans le Chapitre 5, un nouveau modèle de rugosité est développé. Ce modèle utilise les capacités multi-angulaires de SMOS.

L'émission de la végétation dépend de son contenu en eau. Les heures du passage du satellite SMOS sont prévues à 6 a.m et 6 p.m lorsque le contenu en eau est maximal et minimal respectivement. Ainsi, le cycle journalier de la végétation peut jouer un rôle important sur les estimations d'humidité. Par ailleurs, à 6 a.m. la présence de rosée est probable. Actuellement, les effets de la rosée ne sont pas pris en compte dans la modélisation, bien que des études ont montré que la présence de rosée peut avoir une influence sur le signal en bande-L [Hornbuckle et al. 2006, De Jeu et al. 2004]. Ainsi, dans le chapitre 6, nous étudions l'émission de la jachère à l'échelle journalière et la possible influence de la rosée sur l'émission.

Chapitre 2

Fondements de la radiométrie micro-onde

Dans ce Chapitre nous présentons les bases physiques de la radiométrie et les modèles que nous utiliserons dans la suite de cette thèse. Nous nous sommes basés sur la bibliographie suivante :

Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung : *Microwave remote sensing : active and passive, Vol I,II, III. Artech House, Dedham, MA. 1986*

Thermal Microwave Radiation - Applications for Remote Sensing, IEEE Electromagnetic Waves Series, London, UK. 2006

Chandrasekhar, S., and et al. : *Radiative transfer. New York : Dover 1960.*

2.1 Émission thermique en bande-L

Tout corps à température supérieure à 0 K rayonne de l'énergie électromagnétique. En général, une partie du rayonnement incident sur une surface est absorbée et une partie est réfléchiée. Un corps noir se définit comme le matériau idéal où toute l'énergie incidente est absorbée. Selon la loi de Kirchhoff, par équilibre thermodynamique, ce corps idéal émettra sous forme de rayonnement thermique toute l'énergie reçue. La loi de Planck définit l'intensité spécifique I_f [$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{Hz}^{-1}$] (appelée luminance spectrale dans le domaine optique ou encore brillance spectrale dans le domaine micro-onde). Il s'agit d'un rayonnement incohérent, uniforme dans toutes les directions de l'espace qui dépend uniquement de la température absolue T (en Kelvin) du corps et de la fréquence f considérée :

$$I_f = \frac{2hf^3}{c^2} \left(\frac{1}{e^{(hf/kT)} - 1} \right) \quad (2.1)$$

où h est la constante de Planck ($6.63 \cdot 10^{-34}$ J), k la constante de Boltzmann ($1.38 \cdot 10^{-23}$ JK⁻¹) et c la vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8$ ms⁻¹).

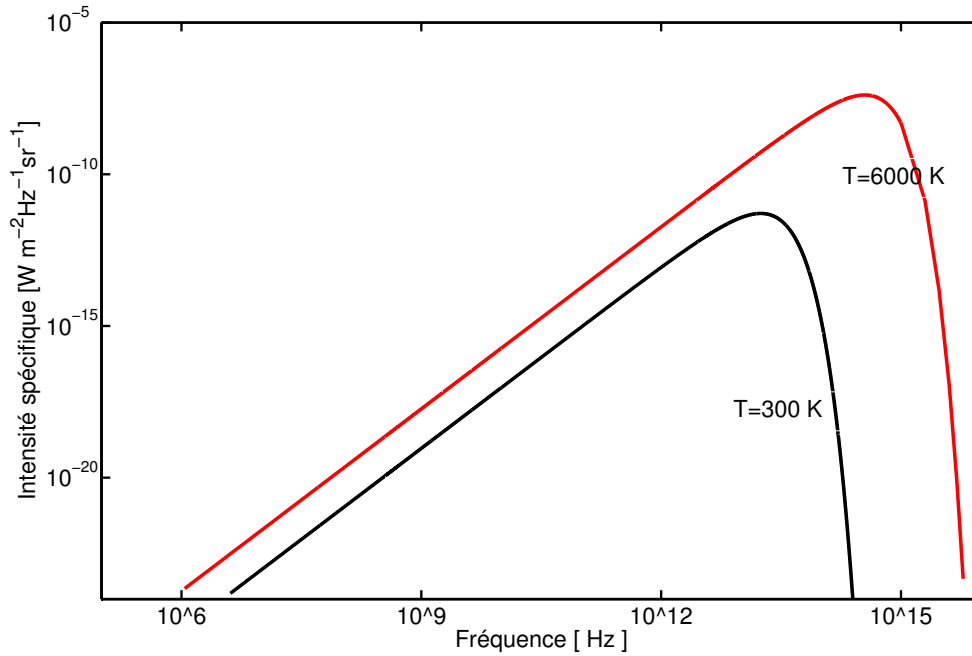


FIG. 2.1 – Loi de Planck : Rayonnement émis par un corps à température T selon la fréquence (note : les deux axes sont logarithmiques).

La figure 2.1 illustre le spectre de rayonnement pour deux corps noirs à température $T = 300K$ et $T = 6000K$, températures représentatives de la surface terrestre et du soleil respectivement. La figure montre que (i) le rayonnement augmente avec la température sur tout le spectre de fréquences, (ii) la fréquence à laquelle l'intensité est maximale augmente avec T et (iii) en basse fréquence l'intensité varie linéairement avec T . En effet, dans le domaine des micro-ondes $hf/kT \ll 1$ et l'équation 2.1 se simplifie selon la loi de Rayleigh-Jeans :

$$I_f = \frac{2k}{\lambda^2} T \quad (2.2)$$

où λ est la longueur d'onde.

La brillance d'un corps noir (I_{bb}), pour une largeur de bande Δf , est :

$$I_{bb} = I_f \Delta f = \frac{2k}{\lambda^2} T \Delta f \quad (2.3)$$

Les matériaux réels ont des pertes et leur capacité à absorber et à émettre est inférieure à celle d'un corps noir. La brillance d'un corps réel, que l'on appelle aussi corps gris, à une température T , peut être différente suivant la direction de l'espace (θ, ϕ) et s'exprime par analogie à celle du corps noir :

$$I(\theta, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} T_B(\theta, \phi) \Delta f \quad (2.4)$$

où la température de brillance ($T_B(\theta, \phi)$) est toujours inférieure ou égale à T . T_B est la température qu'aurait un corps noir rayonnant la même énergie. On définit ainsi l'émissivité (e) d'un corps :

$$e(\theta, \phi) = \frac{I(\theta, \phi)}{I_{bb}} = \frac{T_B(\theta, \phi)}{T} \quad (2.5)$$

où l'émissivité vérifie $e(\theta, \phi) \leq 1$.

2.2 Propagation de l'émission

Les ondes électromagnétiques se propageant dans un milieu homogène et isotrope sont des ondes transversales, *i. e.* leurs champs électriques et magnétiques sont dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation. Selon les équations de Maxwell dans un milieu homogène et sans source le champ électrique satisfait :

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\epsilon \frac{\delta^2 \vec{E}}{\delta t^2} \quad (2.6)$$

où μ est la perméabilité du milieu et ϵ sa constante diélectrique. Sans perte de généralité, une onde solution de ces équations peut s'écrire :

$$\vec{E}(z, t) = \vec{E}_o \cos(\omega t - kz) \quad (2.7)$$

Cette équation décrit une onde plane où \vec{E}_o est l'amplitude de l'onde, ω la fréquence angulaire, z la direction de propagation et k le nombre d'onde qui est fonction de la longueur d'onde (λ) :

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.8)$$

Pour que l'équation 2.7 soit une solution des équations de Maxwell, ω et k doivent satisfaire :

$$v = \frac{\omega}{k} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad (2.9)$$

où ϵ_r est la constante diélectrique relative du milieu (rapport entre la constante diélectrique du milieu et celle du vide) et μ_r la perméabilité relative.

2.2.1 Polarisation d'une onde plane

Toute onde plane peut se décomposer en deux vecteurs orthogonaux entre eux et orthogonaux à la direction de propagation. En radiométrie, on choisit d'identifier ces composantes comme la polarisation verticale et horizontale. La direction verticale est celle contenue dans le plan perpendiculaire au plan d'incidence ou d'observation et qui contient la direction de propagation, et la polarisation horizontale la parallèle à la surface. Ainsi,

$$\vec{E}(z, t) = E_h(z, t) \vec{h} + E_v(z, t) \vec{v} \quad (2.10)$$

Quand une onde plane se propage sur l'axe z , le vecteur \vec{E} trace une courbe dans le plan xy . La polarisation d'une onde caractérise l'évolution du champ électrique dans ce plan d'onde. Ainsi, si

le vecteur \vec{E} décrit une ellipse, la polarisation est dite elliptique. Quand cette courbe est une ligne ou un cercle on dit que l'onde est polarisée linéairement ou circulairement respectivement. Quand \vec{E} varie de manière aléatoire, l'onde n'est pas polarisée. Les radiations naturelles d'origine solaire sont non polarisées, cependant, après interaction avec des surfaces, l'onde peut devenir partiellement polarisée.

Les instruments en général et les radiomètres en particulier ne mesurent pas directement les champs électriques d'une onde mais le flux d'énergie intégré pendant un certain temps. On appelle cette grandeur l'intensité de l'onde (I) et le temps pendant lequel on moyenne le temps d'intégration. L'intensité seule ne donne pas d'information sur l'état de polarisation de l'onde et trois autres quantités doivent être définies. Les vecteurs de Stokes sont une façon pratique de décrire l'état de polarisation d'une onde. Ils sont définis par :

$$\begin{bmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} TB_H + TB_V \\ TB_H - TB_V \\ TB_{45} - TB_{-45} \\ TB_l - TB_r \end{bmatrix} = \frac{1}{2Z_o} \begin{bmatrix} \langle E_h^2 + E_v^2 \rangle \\ \langle E_h^2 - E_v^2 \rangle \\ 2Re \langle E_v E_h \rangle \\ 2Im \langle E_v E_h \rangle \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

où $Z_o = \sqrt{\mu/\epsilon}$ est l'impédance du milieu. I représente l'intensité totale de l'onde, Q représente la tendance de l'onde à être polarisée horizontalement ($Q > 0$) ou verticalement ($Q < 0$), U la tendance à être linéairement orientée en $+45^\circ$ ou -45° , et V circulairement à droite ($V < 0$) ou à gauche ($V > 0$). Dans le cas particulier d'une onde cohérente, les vecteurs de Stokes accomplissent la relation $I = Q^2 + U^2 + V^2$. Cependant l'émission d'une surface naturelle est normalement incohérente et alors $Q = U = V = 0$.

2.2.2 Interface plane

Lorsqu'une onde entre en contact avec une interface plane, l'onde subit des phénomènes de réflexion et de réfraction, dus à la discontinuité de la permittivité à l'interface des milieux. Le cas particulier d'une onde incidente sur une surface complètement plane ou spéculaire avec un angle θ_1 , est illustré sur la figure 2.2. Dans ce cas, les coefficients de réflexion (rapport entre l'amplitude de l'onde incidente et l'onde réfléchie) et transmission peuvent se calculer à l'aide des équations de Fresnel :

$$R_H = \frac{n_1 \cos \theta_1 - n_2 \cos \theta_2}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (2.12)$$

$$R_V = \frac{n_1 \cos \theta_2 - n_2 \cos \theta_1}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (2.13)$$

$$T_H = \frac{2n_1 \cos \theta_1}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (2.14)$$

$$T_V = \frac{2n_1 \cos \theta_1}{n_2 \cos \theta_1 + n_1 \cos \theta_2} \quad (2.15)$$

où θ_1 est l'angles d'incidence et de réflexion, θ_2 l'angle de transmission, et n_1 et n_2 les indices

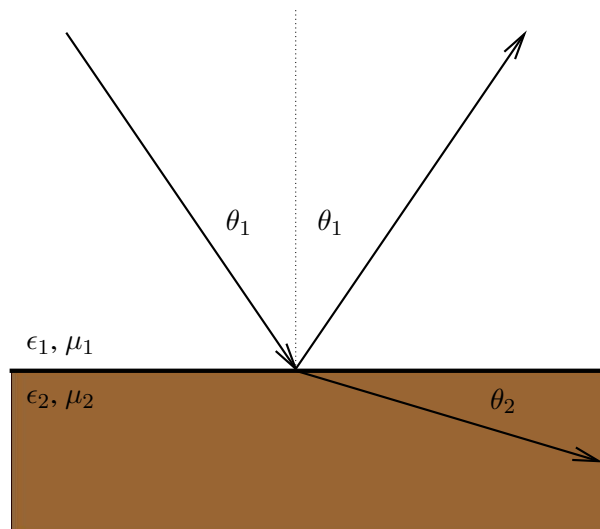


FIG. 2.2 – Réflexion et transmission d'une onde à l'interface entre deux milieux caractérisés par ϵ_1 , μ_1 et ϵ_2 , μ_2 respectivement.

de réfraction du milieu 1 et 2 respectivement.

L'angle de transmission (θ_2) peut se calculer à l'aide de la loi de Snell :

$$k_2 \sin \theta_2 = k_1 \sin \theta_1 \quad (2.16)$$

où k_1 et k_2 sont les nombres d'onde dans les milieux 1 et 2 respectivement.

Dans le cas d'un milieu non-magnétique, n est relié à la constante diélectrique relative du milieu (ϵ_r) selon :

$$n = \sqrt{\epsilon_r} \quad (2.17)$$

Il existe un angle en polarisation verticale auquel toute l'onde est transmise et donc la réflexion est nulle. Ce angle s'appelle l'angle de Brewster (θ_B) et il peut être obtenu par :

$$R_V = 0$$

ce qui dans un milieu non-magnétique est :

$$\sqrt{\epsilon_2} \cos \theta_B = \sqrt{\epsilon_1} \cos \theta_2 \quad (2.18)$$

d'où,

$$\tan \theta_B = \sqrt{\frac{\epsilon_2}{\epsilon_1}} \quad (2.19)$$

La réflectivité (Γ) et la transmissivité (t) caractérisent ces phénomènes en termes d'intensité et sont les grandeurs couramment utilisées en radiométrie :

$$\begin{aligned}\Gamma_p &= |R_p|^2 \\ t_p &= |T_p|^2\end{aligned}\quad (2.20)$$

où p exprime la polarisation de l'onde. Par conservation de l'énergie Γ et t sont reliées par la relation suivante :

$$\Gamma_p + t_p = 1 \quad (2.21)$$

2.3 Le Transfert radiatif

Les modèles d'émission d'une surface naturelle en bande-L ont pour but de décrire l'émission des différents composants (sol, végétation, forêt, atmosphère) et les interactions entre les différentes émissions et le milieu. On peut distinguer deux approches différentes pour résoudre ce problème : les approches physiques et les approches semi-empiriques. Les approches physiques intègrent une description précise des différents éléments intervenants dans l'émission et résolvent les équations de Maxwell. Ces approches permettent une analyse détaillée des différentes contributions à l'émission. Cependant elles ne sont pas appropriées pour les applications de télédétection.

L'équation de transfert radiatif décrit comment la radiation est modifiée en se propageant dans un volume donné avec l'hypothèse d'interactions incohérentes [Chandrasekhar and *et al.* 1960]. L'interaction entre la radiation et la matière peut se décrire par deux processus distincts : l'extinction et l'émission. Si la radiation qui traverse un milieu réduit son intensité, on a de l'extinction. Si le milieu rajoute de l'énergie on a de l'émission. Normalement, l'interaction consiste en une combinaison de ces deux processus. Les équations de transfert radiatif représentent un bilan d'énergie radiative dans un élément de volume infinitésimal où l'on prend en compte les effets d'absorption et de diffusion.

La perte en énergie par extinction d'un rayonnement d'intensité I est donnée par :

$$dI_{extinction} = k_e I dr \quad (2.22)$$

où k_e est le coefficient d'extinction du milieu (en Nepers m^{-1}). L'extinction peut se produire par diffusion ou par absorption. Soit :

$$k_e = k_a + k_s \quad (2.23)$$

où k_a est le coefficient d'absorption et k_s est le coefficient de diffusion (en Nepers m^{-1}).

L'énergie émise par ce volume infinitésimal est :

$$dI_{emission} = (k_a J_a + k_s J_s) dr \quad (2.24)$$

où J_a et J_s sont des fonctions source qui caractérisent respectivement l'émission thermique et l'émission par diffusion. J_a est aussi appelée fonction source d'absorption car en condition d'équilibre thermodynamique, l'émission thermique est équivalente à l'absorption. Deux termes caractéristiques du milieu sont définis en fonction des paramètres que nous venons de décrire : l'albédo de simple diffusion (w) et l'épaisseur optique du milieu (τ). L'albédo de simple diffusion quantifie l'importance de la diffusion par rapport à l'absorption. Il est défini par :

$$\omega = \frac{k_s}{k_e} \quad (2.25)$$

Ainsi, on peut réécrire l'équation 2.24 :

$$\begin{aligned} dI_{emission} &= k_e \left(\frac{k_a}{k_e} J_a + \frac{k_s}{k_e} J_s \right) dr = \\ &= k_e ((1 - \omega) J_a + \omega J_s) dr \end{aligned} \quad (2.26)$$

L'épaisseur optique du milieu se définit par :

$$\tau(r_1, r_2) = \int_{r_1}^{r_2} k_e dr \quad (2.27)$$

La différence d'intensité du rayonnement traversant un milieu peut s'écrire donc comme la différence entre l'émission et l'extinction :

$$\begin{aligned} dI &= dI_{emission} - dI_{extinction} = \\ &= k_e I dr - k_e ((1 - \omega) J_a + \omega J_s) dr = \\ &= I d\tau - ((1 - \omega) J_a + \omega J_s) d\tau \end{aligned} \quad (2.28)$$

et ainsi, nous obtenons l'équation différentielle simple :

$$\frac{dI}{d\tau} + I = (1 - \omega) J_a + \omega J_s \quad (2.29)$$

Cette équation est connue comme l'*équation de transfert*. La loi de Kirchhof établit qu'en condition d'équilibre thermodynamique, l'émission thermique est équivalente à l'absorption. Ainsi la fonction source J_a est donnée par la loi de radiation de Planck :

$$J_a(r) = \frac{2k}{\lambda^2} T(r) \Delta f \quad (2.30)$$

où $T(r)$ est la température physique du milieu en r .

La fonction source de diffusion rend compte du rayonnement diffusé dans la direction r en fonction du rayonnement incident dans toutes les directions et s'exprime :

$$J_s(r) = \frac{1}{4\pi} \int \int_{4\pi} \Psi(r', r) I(r) d\Omega \quad (2.31)$$

où $\Psi(r', r)$ est la fonction de phase qui exprime la fraction d'énergie provenant de la direction r' diffusée dans la direction r . De façon analogue à J_a on peut exprimer J_s en fonction de la température radiométrique diffusée T_{SC} :

$$J_s(r) = \frac{2k}{\lambda^2} T_{SC}(r) \Delta f \quad (2.32)$$

Les équations 2.19, 2.31 et 2.32 donnent :

$$T_{SC}(r) = \frac{1}{4\pi} \int \int_{4\pi} \Psi(r', r) T_B(r') d\Omega' \quad (2.33)$$

En utilisant les équations 2.30 et 2.32 en 2.29, après intégration le long d'un trajet r , nous obtenons la solution générale des équations de transfert :

$$T_B(r) = T_B(0)e^{-\tau} + \int_0^r k_e(r') [(1 - \omega)T(r') + \omega T_{SC}(r')] e^{-\tau(r', r)} dr' \quad (2.34)$$

La résolution de cette équation nécessite le calcul de la température radiométrique diffusée (T_{SC}). Cependant, le problème se simplifie beaucoup avec l'hypothèse de diffusion négligeable ($\omega \ll 1$) ce qui revient à négliger les termes de la fonction de phase (Ψ). Les modélisations qui se basent sur cette équation de transfert radiatif simplifiée et qui négligent donc le terme de phase sont appelées *d'ordre zéro*.

Pour un milieu non diffusant ($k_e = k_a$) l'équation 2.34 est notamment simplifiée :

$$T_B(r) = T_B(0)e^{-\tau} + \int_0^r k_a(r') T(r') e^{-\tau(r', r)} dr' \quad (2.35)$$

où $T_B(0)$ est la température apparente de la surface, et le terme $e^{-\tau}$ prend en compte l'atténuation due à l'absorption atmosphérique entre la surface et le point d'observation. L'intégrale représente l'émission atmosphérique dans la direction du radiomètre.

La diffusion des particules contenues dans un milieu est souvent appelée *diffusion volumique* pour la distinguer de la diffusion à l'interface entre deux milieux différents qui est appelée *diffusion surfacique*. La diffusion volumique est causée principalement par les discontinuités diélectriques dans le volume considéré qui dépend de la profondeur de pénétration. La profondeur de pénétration (δ_p) dépend de la constante diélectrique du milieu (ϵ) et peut s'estimer par :

$$\delta_p \simeq \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi \epsilon''} \quad (2.36)$$

où ϵ' est la permittivité (partie réelle de la constante diélectrique) et ϵ'' la partie imaginaire. Ainsi, l'hypothèse de milieu non diffusant, est valable si les hétérogénéités et/ou les anisotropies des propriétés diélectriques du milieu sont petites par rapport à la longueur d'onde. C'est le cas de la radiation qui traverse l'atmosphère, des surfaces enneigées ou des couverts végétaux à des longueurs d'onde plus larges que celles qui caractérisent la structure du milieu en bande-L. Le cas du sol est illustré par la figure 2.3. La profondeur de pénétration dépend de la constante diélectrique du milieu (et donc de l'humidité du sol). Elle est petite dans le cas du sol humide ce qui rend négligeable la diffusion volumique. Dans le cas d'un sol sec, la profondeur de pénétration augmente et l'hypothèse de milieu non diffusant peut ne plus être valable.

2.4 Émission et diffusion par le sol

Dans cette partie nous nous intéressons à l'interaction de la radiation avec une surface caractérisée avec une discontinuité abrupte à l'interface. En particulier, nous voulons trouver des relations entre la

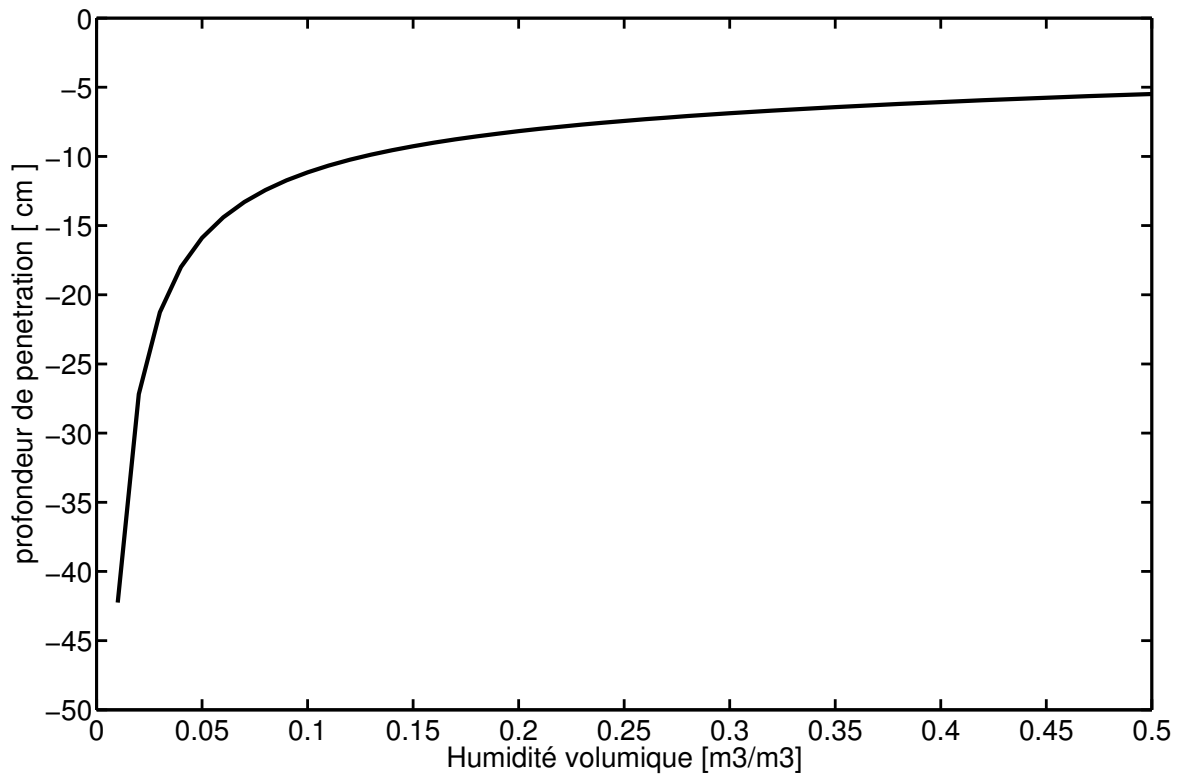


FIG. 2.3 – Profondeur de pénétration (calculée avec l'équation 2.36) en fonction du contenu en eau dans le sol pour le site SMOSREX.

température de brillance d'une surface (T_B) et les caractéristiques physiques de cette surface. Tout d'abord, nous étudierons brièvement le cas d'une surface plane et ensuite le cas général d'une surface rugueuse. Une surface est considérée électromagnétiquement plane à une fréquence si les variations de hauteur de la surface sont négligeables par rapport à la longueur d'onde.

2.4.1 Surface plane

Dans le cas d'un sol avec une surface complètement plane ou spéculaire avec un profil de température et diélectrique uniforme, la réflectivité peut se calculer à l'aide des coefficients de réflexion de Fresnel (2.12) qui dans le cas d'un interface sol-air se simplifient :

$$\Gamma_H(\theta) = \left| \frac{\cos\theta - \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}} \right|^2 \quad (2.37)$$

$$\Gamma_V(\theta) = \left| \frac{\epsilon\cos\theta - \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}}{\epsilon\cos\theta + \sqrt{\epsilon - \sin^2\theta}} \right|^2 \quad (2.38)$$

$$(2.39)$$

où ϵ est la permittivité du sol et θ l'angle d'observation.

ainsi la température de brillance de la surface en une polarisation p (T_{B_p}) peut s'écrire en fonction de la réflectivité en la même polarisation Γ_p :

$$T_{B_p}(\theta) = [1 - \Gamma_p(\theta)]T_S \quad (2.40)$$

où T_S est la température de la surface.

d'où l'émissivité (e_p) de cette surface (voir équation 2.5) est :

$$e_p(\theta) = \frac{T_{B_p}}{T_S} = 1 - \Gamma_p(\theta) \quad (2.41)$$

Ainsi, l'émissivité d'une surface (le sol) dépend de l'angle d'observation (θ) et de la permittivité du milieu (à travers les coefficients de Fresnel). Dans la suite de ce chapitre nous montrons que la permittivité d'un sol dépend essentiellement de son contenu en eau. Ainsi, l'émissivité d'un sol en bande-L dépend très fortement de son humidité. La figure 2.4 illustre la variation angulaire de l'émissivité d'un sol complètement lisse pour deux valeurs différentes d'humidité.

Le cas des surfaces naturelles non-homogènes est celui des milieux avec un profil de température et d'humidité (et donc de constante diélectrique). A cause du profil diélectrique non homogène, on doit prendre en compte des réflexions multiples dans le milieu et deux approches théoriques sont utilisées pour résoudre ce problème :

- l'approche cohérente qui prend en compte à la fois l'amplitude et la phase de l'onde [Wilheit 1978, Njoku and Kong 1977]

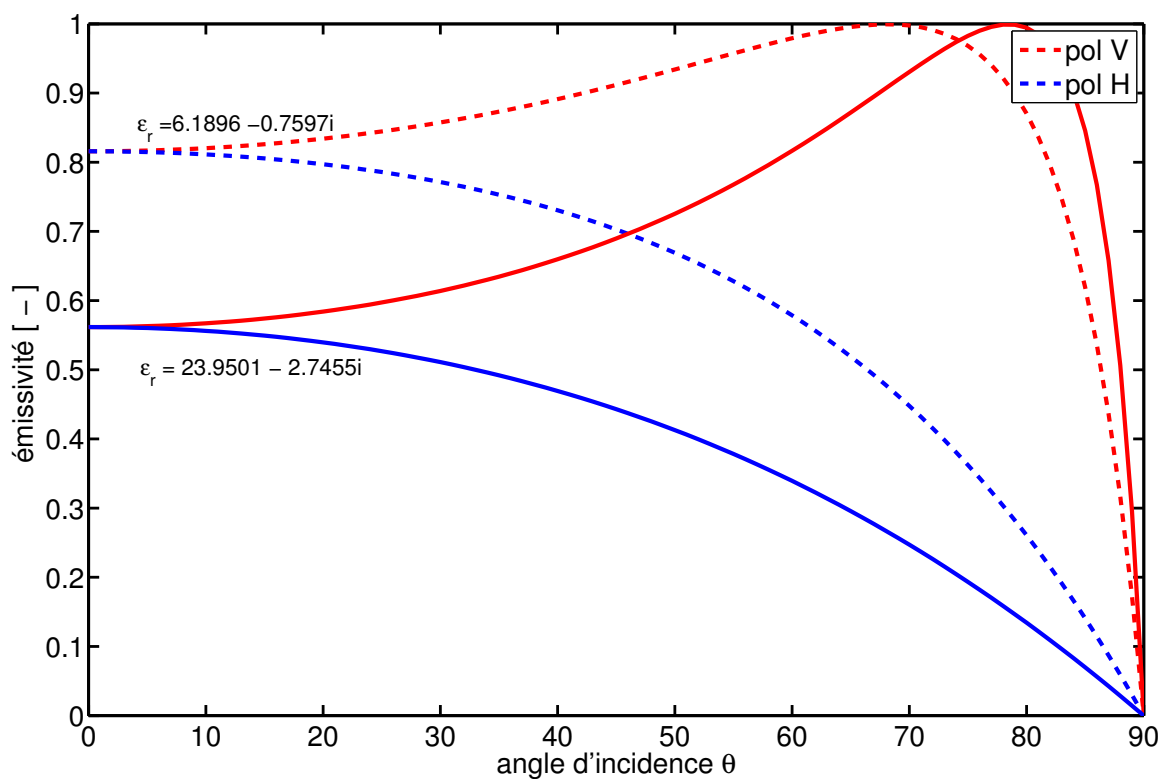


FIG. 2.4 – Emissivité d’une surface plane en polarisation horizontale et verticale selon l’angle d’incidence et pour deux valeurs différentes de permittivité. Dans le cas de SMOSREX, une $\epsilon_r = 6.1896 - 0.7597i$ correspond à une teneur en eau de $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ et $\epsilon_r = 23.9501 - 2.7455i$ à $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, ces valeurs ont été calculées avec le modèle de *Dobson et al. 1985*

- l’approche incohérente qui s’appuie uniquement sur l’amplitude de l’onde [Njoku and Kong 1979]

L’approche semi-empirique néglige les gradients diélectriques et prend en compte les gradients thermiques à travers la définition de la température effective du milieu (T_{eff}). Ainsi,

$$T_{Bp}(\theta) = [1 - \Gamma_p(\theta)]T_{eff} \quad (2.42)$$

où Γ_p doit être ici considérée comme une réflectivité *effective*. T_{eff} peut être obtenue de l’équation simplifiée du transfert radiatif [Njoku and Kong 1977] :

$$T_{eff} = \int_0^\infty T_S(z)P(z)dz \quad (2.43)$$

où $T_S(z)$ est le profil de température du sol selon la profondeur (z) et $P(z)$ est une fonction de poids qui prend en compte l’atténuation de l’onde dans le sol :

$$P(z) = \alpha(z)exp\left[-\int_0^z \alpha(z')dz'\right] \quad (2.44)$$

avec,

$$\alpha(z) = \left[\frac{4\pi}{\lambda} \frac{\epsilon''(z)}{2\epsilon'(z)}\right]^{1/2} \quad (2.45)$$

[Choudhury et al. 1982] proposent une expression simplifiée de la température effective comme une fonction linéaire de la température du sol à deux profondeurs. La paramétrisation de *Wigneron et al.* prend en compte aussi l’humidité du sol pour le calcul. Ainsi, plus le sol est sec plus les couches profondes contribuent à l’émission [Wigneron et al. 2001]. Cette paramétrisation est :

$$T_{eff} = T_{deep} + (T_{surf} - T_{deep})\left(\frac{w_{surf}}{w_o}\right)^b \quad (2.46)$$

où, T_{deep} est la température du sol à 50 cm de profondeur, T_{surf} est la température du sol à 5 cm de profondeur, w_{surf} est l’humidité du sol en surface, et w_o et b sont déterminés empiriquement.

Récemment, *Holmes et al. 2006* ont proposé une nouvelle paramétrisation qui a principalement la même forme que celle de *Wigneron et al. 2001* en utilisant la valeur de la constante diélectrique au lieu de l’humidité. Bien qu’elle nécessite le calcul de la constante diélectrique, cette nouvelle paramétrisation présente l’avantage d’être plus stable à l’échelle interannuelle.

2.4.2 Surface rugueuse

Dans le cas général d’une surface rugueuse, la diffusion se caractérise par les coefficients bi-statiques. L’expression communément utilisée a été développée par [Peake 1959]. Elle provient de l’application des lois de Kirchhof et est équivalente à celle de l’équation 2.33 :

$$\Gamma_p(\theta) = \frac{1}{4\pi \cos\theta} \int_{4\pi} [\sigma_{pp}(\theta_i, \phi_i, \theta_d, \phi_d) + \sigma_{pq}(\theta_i, \phi_i, \theta_d, \phi_d)] d\Omega_d \quad (2.47)$$

où les indices i et d signifient incident et diffusé respectivement, le coefficient bistatique σ_{pp} prend en compte l'émission diffusée dans la direction d'observation et qui est souvent appelé terme cohérent et σ_{pq} prend en compte la diffusion dans toutes les autres directions et est appelé incohérent. Dans le cas d'une surface spéculaire, l'intégration de σ_{pp} donne les coefficients de Fresnel, et le terme incohérent est nul.

Nous pouvons distinguer deux approches pour résoudre ce problème [Wigneron et al. 2006] :

- approche physique. La réflectivité de la surface se calcule par intégration des coefficients bistatiques.
- approche semi-empirique, se basent sur les équations simplifiées dérivées des approches physiques.

Dans les approches physiques, la composante incohérente se calcule par intégration des coefficients bistatiques de diffusion sur l'hémisphère supérieur. On peut distinguer deux approches : les simulations numériques et les modèles analytiques. Les simulations numériques comme le modèle de Monte-Carlo résolvent directement les équations de Maxwell et permettent le calcul de la réflectivité sans aucune approximation [Fung 1994].

Les modèles analytiques se basent sur une description physique de la diffusion et font une série d'hypothèses pour modéliser les coefficients bistatiques. Les méthodes analytiques traditionnelles sont la méthode des petites perturbations (SPM) et l'approximation de Kirchhof (KA). L'hypothèse principale de KA est que la réflexion peut se produire en tout point de la surface, c'est-à-dire, que la surface peut être regardée en chaque point comme un plan incliné. Cette approximation est valide si la longueur de corrélation est plus grande que la longueur d'onde. La méthode des petites perturbations est applicable quand la longueur de corrélation et l'écart type des hauteurs sont petits par rapport à la longueur d'onde. Pour une surface donnée la méthode SPM et la méthode KA peuvent être regardées comme des approximations pour les hautes et basses fréquences respectivement. Plus récemment le modèle des équations intégrales (IEM) intègre les différents domaines d'application du SPM et le KA [Tsang et al. 2001].

La diffusion surfacique est donc très bien caractérisée par l'intégration des coefficients bistatiques. Cependant, ces approches ne prennent pas en compte les effets de transmission, et donc sa validité semble discutable dans des milieux à forts gradients de température ou diélectriques. Par ailleurs, ces approches demandent une connaissance très détaillée des paramètres géophysiques, paramètres qui ne sont en général pas disponibles à l'échelle des satellites. La complexité de calcul de ces approches rend assez difficile l'application directe aux données satellitaires. Cependant ce type d'approches est utile pour valider les modèles semi-empiriques.

Les approches semi-empiriques proviennent pour la plupart de l'expression modifiée de la composante cohérente. [Choudhury et al. 1979] proposent la formulation suivante pour la réflectivité d'une surface rugueuse (Γ_p) :

$$\Gamma_p(\theta) = \Gamma_{op}(\theta)e^{-h_o \cos^2 \theta} \quad (2.48)$$

où, Γ_{op} est la réflectivité de Fresnel et $h_o = (2k\sigma)^2$ (k est le nombre d'onde) exprime la

rugosité de la surface (σ) en rapport avec la longueur d'onde. Dans leur article, les auteurs estiment σ pour un angle d'incidence et une polarisation fixés, la dépendance angulaire n'est donc pas testée. Par ailleurs, les valeurs estimées de σ sont plus faibles que les écart types des hauteurs mesurées [Choudhury et al. 1979].

Le modèle semi-empirique de Wang et Choudhury modifie l'expression antérieure pour inclure la dépolarisation du signal associée à l'augmentation de la rugosité. Ce modèle exprime les deux composantes, cohérente et incohérente, de l'émission en relation avec la réflectivité spéculaire de la façon suivante [Wang and Choudhury 1981] :

$$\Gamma_p(\theta) = [(1 - Q)\Gamma_{op}(\theta) + Q\Gamma_{oq}(\theta)]e^{-h\cos^n(\theta)} \quad (2.49)$$

où, Γ_{op} est la réflectivité de Fresnel pour la polarisation p , Γ_{oq} est la réflectivité de Fresnel pour la polarisation orthogonale à p , Q est le facteur de mélange de polarisation, n exprime la dépendance angulaire de la rugosité, et h est le paramètre de rugosité. Les auteurs mentionnent que les valeurs des paramètres h et Q ajustées sont indépendantes de l'angle d'incidence θ .

Le modèle de Wang et Choudhury est assez simple pour être adapté à des problèmes d'inversion. Cependant, étant donné que les différents paramètres sont souvent déterminés par calage entre les observations et le modèle, ces paramètres incluent des erreurs de mesure et ne sont pas bien établis. Le paramètre n exprime la dépendance angulaire du terme de rugosité. Quelques études utilisent la valeur $n = 2$ proposé dans Choudhury et al. 1979 [Vall-Ilosera et al. 2005], d'autres $n = 0$ [Wang et al. 1983, Wigneron et al. 2001], mais pour une grande gamme de fréquences, $n = 0.5$ décrit mieux les données en polarisation horizontale [Wegmüller and Mätzler 1999]. De façon similaire, il n'y a pas de consensus pour la valeur du paramètre de rugosité, Vall-Ilosera et al. utilisent la valeur proposée dans l'étude initiale de Choudhury et al. 1979 $h_o = (2k\sigma)^2$ [Vall-Ilosera et al. 2005], mais Wigneron et al. ont constaté expérimentalement que des valeurs plus petites décrivent mieux les données et ainsi h devient une valeur empirique [Wigneron et al. 2001].

Par ailleurs, les différents paramètres de ce modèle (n, h, Q) sont considérés indépendants de la polarisation ou de l'angle d'incidence. Cependant Mo et al. and Shi et al. ont signalé que les effets de rugosité dépendent autant de l'angle d'incidence que de la polarisation [Mo et al. 1987, Shi et al. 2002]. En revanche, il y a un accord pour considérer qu'aux basses fréquences micro-ondes (bande L), le mélange de polarisation est négligeable, c'est-à-dire que $Q = 0$ [Wigneron et al. 2001], [Njoku et al. 2003].

2.5 Émission et diffusion par la végétation

Bien que des méthodes qui résolvent exactement les équations de Maxwell aient été appliquées sur des surfaces avec végétation [Oh et al. 2002], ces approches restent du domaine théorique et de la validation des différentes méthodes approximatives.

Parmi les méthodes approximatives cohérentes (celles qui prennent en compte l'amplitude et la phase de l'onde) la plus commune est l'approximation de Born (DBA) [Ulaby et al. 1986].

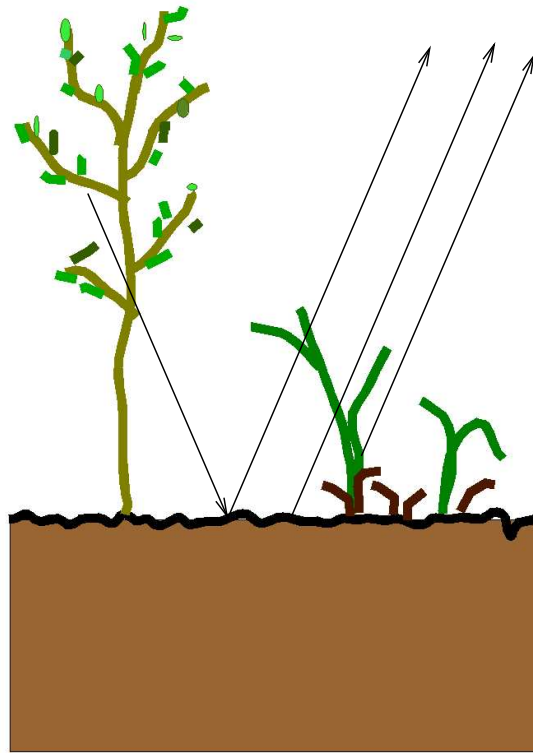


FIG. 2.5 – Le modèle $\tau - \omega$ exprime T_B comme la somme de trois termes différents : l'émission du sol atténuée par la végétation, l'émission de la végétation, et l'émission de la végétation réfléchi sur le sol et atténuée par la végétation.

L'approximation de Born (DBA) est une approche cohérente d'ordre 1. Leur hypothèse principale est que l'atténuation par les diffuseurs est indépendante des interactions entre diffuseurs qui sont donc négligées. L'approche cohérente a été utilisée pour l'étude des émissions de prairies [Stiles and Sarabandi 2000], cultures [Marliani et al. 2002] et forêt [Koh et al. 2003]. Ces approches définissent beaucoup de paramètres et sont difficiles à inverser. Les méthodes qui se basent sur les équations de transfert radiatif simplifiées (équation 2.35) sont donc préférées pour l'estimation de l'humidité à partir des données satellitaires [Wigneron et al. 1995, Ferrazoli et al. 2002]. Cependant, dans le cas de végétation très dense, l'hypothèse de diffusion négligeable des approches d'ordre zéro peut ne plus être valable et ainsi, l'émission globale peut être sous-estimée [Van de Griend and Wigneron 2004].

2.5.1 Le modèle $\tau - \omega$

Le modèle $\tau - \omega$ est le résultat de l'application des équations de transfert radiatif simplifiées d'ordre zéro [Mo et al. 1982]. La diffusion volumique n'est considérée que par sa contribution à l'extinction, et le gain en émission dû à la diffusion est négligé. Le modèle néglige la réflexion entre la végétation et l'atmosphère puisque les différences diélectriques sont petites. Et les différentes couches sont considérées homogènes et en équilibre thermodynamique.

Ainsi, la température de brillance (T_B) d'une surface avec un couvert végétal peut s'exprimer simplement à partir de l'approche simplifiée de l'équation de transfert radiatif qui vient d'être décrite. En première approximation nous considérons que l'indice de réfraction de la végétation est peu différent de celui de l'air, et donc que la réflectivité de la végétation (Γ_v) est négligeable. Ainsi, comme illustre la figure 2.5, T_B peut s'écrire comme la somme de trois termes différents : l'émission du sol atténuée par la végétation, l'émission de la végétation, et l'émission de la végétation réfléchie sur le sol et atténuée par la végétation. Pour un milieu non-diffusant l'expression analytique de la température de brillance est :

$$T_B = T_S(1 - \Gamma_S)e^{-\tau/\cos\theta} + (1 - \omega)(1 - e^{-\tau/\cos\theta})T_V + (1 - \omega)(1 - e^{-\tau/\cos\theta})T_V\Gamma_S e^{-\tau/\cos\theta} \quad (2.50)$$

où T_S est la température effective du sol, Γ_S est la réflectivité du sol, τ est l'opacité de la végétation, θ l'angle d'incidence, T_V est la température de la végétation et ω est l'albédo de simple diffusion.

L'opacité de la végétation verte (τ_G) peut s'exprimer en fonction de la teneur en eau de la végétation (GWC en kgm^2) [Jackson and Schmugge 1991] :

$$\tau_G = b_G GWC \quad (2.51)$$

où b_G est un paramètre déterminé de façon empirique. Plusieurs travaux ont évalué les valeurs prises par b_G selon le type de végétation. Pour des jachères des études précédentes ont trouvé que $b_G = 0.1 - 0.3$ s'ajuste aux observations [Wang et al. 1990, Wang et al. 1982, Jackson et al. 1982].

[Saleh et al. 2006] ont proposé de modéliser l'opacité de la couche de litière de façon similaire et ainsi :

$$\tau_L = b_L LWC \quad (2.52)$$

LWC est le contenu en eau de la couche de litière en kg/m^2 .

[Saleh et al. 2006] ont estimé $b_L = 0.26$ sur le site SMOSREX. L'opacité totale de la végétation se calcule en sommant les contributions de la végétation verte (τ_G) et de la litière (τ_L) *i.e.* $\tau = \tau_G + \tau_L$.

La température de la végétation (T_V) a été obtenue empiriquement par interpolation de la température infrarouge de la végétation (TIR) et la température du sol à 1 cm de profondeur ($T_{S_{1cm}}$) :

$$T_V = 0.65TIR + 0.35T_{S_{1cm}} \quad (2.53)$$

2.6 Constante diélectrique

L'émissivité du sol dépend fortement de sa constante diélectrique. Dans le cas de la végétation, les modèles d'ordre zéro négligent la réflexion entre la végétation et l'atmosphère. Ainsi, la constante diélectrique de la végétation, qui dépend de sa teneur en eau, n'est prise en compte qu'indirectement à travers l'opacité.

La fin de ce chapitre est donc consacrée à la description du modèle de constante diélectrique du sol humide que nous utiliserons dans la suite de cette thèse. La constante diélectrique (ϵ) d'un matériau est une mesure de sa capacité à se polariser en réponse à un champ électrique. En général, ϵ est un nombre complexe dont la partie réelle est associée à l'emmagasinage d'énergie (la permittivité ϵ'), et la partie imaginaire ϵ'' à la dissipation d'énergie.

Dans le cas particulier d'un sol humide, la contribution de la partie imaginaire, ϵ'' , est relativement petite et, la plupart des études simplifiées considèrent seulement la permittivité (partie réelle) de la constante diélectrique. Étant donné la petite valeur de la constante diélectrique de l'air ($\epsilon_a \sim 1$) et des particules solides du sol ($\epsilon_s \sim 4$) comparée à celle de l'eau ($\epsilon_w \sim 80$), la constante diélectrique du sol humide dépend très fortement de la quantité d'eau dans le sol. C'est cette dépendance qui est utilisée pour estimer l'humidité du sol.

2.6.1 Modèle diélectrique du sol humide

Les modèles diélectriques du sol humide décrivent la relation entre la constante diélectrique du sol (ϵ_b) et son humidité volumique. Le modèle semi-empirique proposé par [Dobson et al. 1985] est devenu une référence pour estimer ϵ_b dans le domaine des micro-ondes. Ce modèle calcule ϵ_b en pondérant les constantes diélectriques des différents constituants du sol (*i.e.* eau, air et sol solide) par leur contenu volumétrique partiel. Ainsi, la constante diélectrique du sol humide se calcule :

$$\epsilon_b^\alpha = \sum_i V_i \epsilon_i^\alpha \quad (2.54)$$

où, ϵ_i , est la constante diélectrique de chaque constituant du sol, V_i est le contenu volumétrique partiel de chaque constituant du sol, i fait référence respectivement à l'air (a), le sol solide (s), et l'eau (w), et α est un paramètre empirique.

Les effets de la température (T) et de la fréquence de mesure sur les constantes diélectriques des différents constituants du sol ont déjà été caractérisés [Ulaby et al. 1986]. Ils sont négligeables dans le sol solide et dans l'air mais il sont importants dans l'eau. Ces effets sont détaillés ci-dessous.

La polarisabilité de l'eau dépend fortement de la fréquence considérée. Aux basses fréquences, l'eau est facilement polarisable. Cependant, à cause des forces qui les relient, les molécules d'eau ne peuvent pas vibrer aussi facilement aux hautes fréquences ce qui fait diminuer ϵ_w aux hautes fréquences. La dépendance de ϵ_w avec la fréquence s'exprime par l'équation de Debye :

$$\epsilon_w = \epsilon_{\infty w} + \frac{\epsilon_{0w} - \epsilon_{\infty w}}{1 + jf/f_{r_w}} \quad (2.55)$$

où, f est la fréquence ; ϵ_{0w} est la constante diélectrique de l'eau pour $f \ll f_{r_w}$, $\epsilon_{\infty w}$ est la constante diélectrique de l'eau pour $f \gg f_{r_w}$, f_{r_w} est la fréquence de relaxation de l'eau, *i.e.* la fréquence à laquelle $\epsilon_w = \epsilon_{0w}/2$, et j est le nombre imaginaire qui a la propriété $j^2 = -1$.

Les effets de la température sur ϵ_{0w} et f_{r_w} sont connus et ils ont été déterminés de façon empirique [Stogryn 1971, Klein and Swift 1977] :

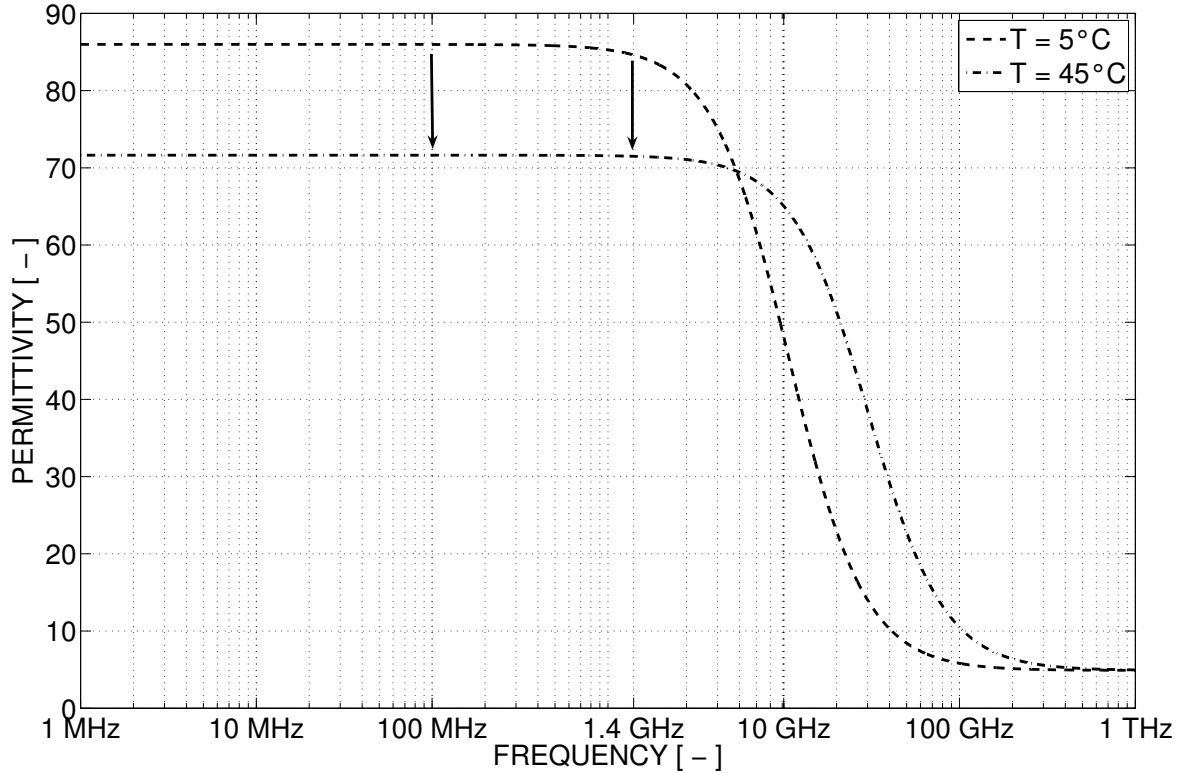


FIG. 2.6 – Constante diélectrique de l'eau en fonction de la fréquence et pour deux températures différentes.

$$\epsilon_{ow} = 87.134 - 1.949 * 10^{-1}T - 1.276 * 10^{-2}T^2 + 2.491 * 10^{-4}T^3 \quad (2.56)$$

$$1/f_{r_w} = 1.1109 * 10^{-10} - 3.824 * 10^{-12}T + 6.938 * 10^{-14}T^2 - 5.096 * 10^{-16}T^3 \quad (2.57)$$

où T est exprimée en °C.

L'équation (2.57), nous permet de calculer la fréquence de relaxation de l'eau. Pour l'intervalle de températures de l'eau du sol $T = 5^\circ\text{C}$ et $T = 45^\circ\text{C}$, f_{r_w} est respectivement 11 GHz et 30 GHz. Ces équations (2.56 et 2.57) nous permettent aussi d'étudier les effets de la température. La figure 2.6 représente la constante diélectrique de l'eau en fonction de la fréquence et pour deux températures différentes représentatives de l'eau dans le sol. Cette figure montre que les effets à 1.4 GHz (radiomètre en bande L) ou à 100 MHz (Theta Probe) sont similaires. Concrètement, la constante diélectrique de l'eau décroît avec la température à ces fréquences.

2.6.2 Constante diélectrique de l'eau liée

Le modèle décrit ci-dessus, considère implicitement que les propriétés diélectriques de l'eau dans le sol sont équivalentes aux propriétés diélectriques de l'eau hors du sol (ϵ_w). Quand les molécules

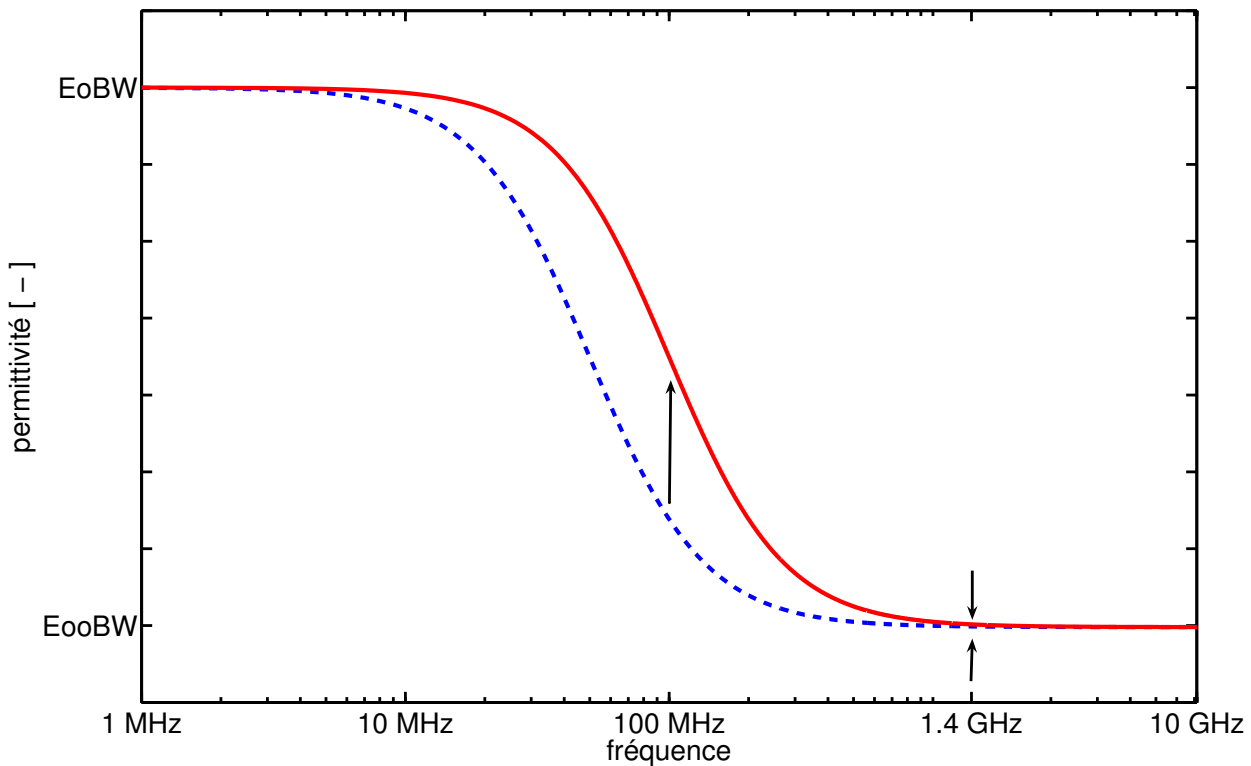


FIG. 2.7 – Constante diélectrique de l'eau liée en fonction de la fréquence et pour deux températures différentes.

d'eau du sol sont distantes de la surface des particules du sol, ce que l'on appelle 'eau libre' ('free water'), leur constante diélectrique (ϵ_{FW}) est équivalente à ϵ_w . Cependant, une fraction de l'eau dans le sol, que l'on appelle 'eau liée' ('bound water'), est liée à la matrice du sol et sa constante diélectrique (ϵ_{BW}) diffère de ϵ_w . Tout d'abord, due aux forces qui l'attache à la matrice du sol, la capacité de polarisation de l'eau liée est inférieure que celle de l'eau libre et donc, $\epsilon_{oBW} < \epsilon_{oFW}$. Ensuite, la fréquence de relaxation est différente pour l'eau libre et liée. [Hilhorst et al. 2001] ont signalé que f_{rBW} pourrait être inférieure à 150 MHz et [Robinson et al. 2003] ont estimé que f_{rBW} serait dans l'intervalle 10 - 100 MHz.

Considérant la validité de l'équation de Debye (2.55) pour l'eau liée et que la fréquence de relaxation augmente avec la température, on a représenté la constante diélectrique de l'eau liée (figure 2.7), pour l'intervalle de fréquences de relaxation suggéré : $f_{rBW} = 50$ MHz and $f_{rBW} = 100$ MHz. On constate que ϵ_{BW} à 1.4 GHz n'est pas dépendant de f_{rBW} , c'est-à-dire que ϵ_{BW} à cette fréquence n'est pas dépendant de la température. Cependant, les effets de la température à 100 MHz sont importants : ϵ_{BW} augmente avec f_{rBW} , c'est à dire ϵ_{BW} augmente avec la température. En d'autres termes, à 100 MHz ϵ_{BW} augmente avec la température.

Bien que la fréquence de relaxation de l'eau liée ait été étudiée dans d'autres travaux [Hilhorst et al. 2001, Robinson et al. 2003], elle n'est pas encore caractérisée de façon précise. Ainsi, l'eau liée n'est pas encore considérée comme un composant spécifique du sol dans les modèles

diélectriques. Cette hypothèse est appropriée si (1) la fraction d'eau liée est négligeable comme c'est le cas des sols humides où (2) la constante diélectrique est considérée à des fréquences en dehors de la plage de relaxation de l'eau liée.

2.7 Conclusion

Le but de ce chapitre est de décrire les modèles qui serviront pour l'estimation de l'humidité du sol à partir des données radiométriques du satellite SMOS qui sera lancé début 2008. Le satellite SMOS mesurera l'émission thermique de la surface terrestre aux basses fréquences micro-ondes (bande-L) pour une variété d'angles d'incidence (10 - 55 °) et pour deux polarisations [Kerr et al. 2001]. Ainsi, tout d'abord, nous avons présenté les fondements de la radiométrie avec un accent tout particulier sur les basses fréquences.

Ensuite, nous avons présenté les différents types d'approches utilisées pour relier les mesures radiométriques avec des paramètres biophysiques. Deux grands groupes se dégagent : les méthodes exactes qui résolvent les équations des ondes sans aucune approximation et les méthodes qui se basent sur des équations physiques simplifiées. Les méthodes exactes demandent une connaissance très détaillée de la surface à étudier et ne sont donc pas adaptées à notre tâche. Cependant elles sont très utiles pour évaluer la contribution des différents éléments et leur domaine d'application. L'approche de modélisation retenue est basée sur les équations de transfert radiatif simplifiées [Chandrasekhar and *et al.* 1960]. Les hypothèses principales de cette approche sont les suivantes :

- i) surfaces homogènes et en équilibre thermodynamique
- ii) la diffusion dans le milieu est négligée et n'est prise en compte que par son atténuation de l'émission

Dans la pratique, les surfaces ne sont ni homogènes ni en équilibre thermodynamique, cependant les modèles semi-empiriques permettent de prendre en compte ces limitations à travers l'utilisation de paramètres 'effectifs'. L'hypothèse de milieu non diffusant est plus contraignante et sa validité n'est plus assurée dans le cas d'un sol nu très sec ou dans le cas de végétation très dense.

Finalement, nous avons présenté le modèle de *Dobson et al. 1985* qui est utilisé pour dériver la constante diélectrique du sol en fonction de sa température et de sa teneur en eau.

Quelques questions se dégagent des modèles présentés dans ce chapitre :

- comment les mesures de constante diélectrique sont influencées par la fréquence ? c'est-à-dire, mise à part les effets d'échelle, dans quelle mesure les estimations d'humidité à partir des données radiométriques (1.4 GHz) sont-elles comparables à celles des données *in situ* ?
- quelle est l'influence de la rugosité aux différents angles d'incidence et aux différentes polarisations ?
- sur les couverts végétaux, la rosée a-t-elle un rôle dans l'émission ?
- quelle est l'influence de la variation journalière du contenu en eau de végétation ?

Dans la suite de cette thèse nous allons essayer de répondre à ces questions.

Chapitre 3

Données Expérimentales

3.1 Introduction

Les données expérimentales utilisées pour le développement des travaux de thèse proviennent du site expérimental SMOSREX. L'expérience SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment) a été conçue dans le cadre de la préparation à SMOS. Les objectifs de SMOSREX sont multiples. Il s'agit d'une part de développer et d'améliorer les algorithmes direct et inverse en bande L et d'autre part d'étudier les techniques d'assimilation amenant à restituer l'humidité racinaire. Ainsi, les données SMOSREX ont fait l'objet de nombreux études concernant, par exemple, la température effective du sol [Holmes et al. 2006], l'interception des précipitations par une couche végétale [Saleh et al. 2006], ou l'assimilation des données radiométriques dans les modèles de transfert surface-végétation-atmosphère [Muñoz Sabater et al. 2004].

Les objectifs de cette thèse sont tout d'abord de mettre au point un modèle du sol qui tienne compte de la signature angulaire et polarimétrique de l'émission. Ensuite, nous aborderons la modélisation d'effets plus complexes comme l'influence de la rosée ou des variations journalières de contenu en eau de la végétation sur le signal. Les données SMOSREX sont très adaptées aux objectifs de notre thèse car (i) les mesures concernent deux types de surface : un sol nu et une jachère couvrant tout le spectre angulaire SMOS et (ii) il s'agit d'une expérience long terme. L'aspect long terme permet de considérer une large gamme de conditions météorologiques, hydrologiques et phénologiques. Ainsi, ceci permet d'une part de développer des modèles robustes et d'autre part d'étudier des événements spéciaux comme la rosée.

Dans ce chapitre, nous décrivons les mesures SMOSREX qui concernent les travaux de cette thèse¹. Nous présentons les différentes mesures réalisées pour caractériser le terrain expérimental, ainsi que les différentes variables mesurées qui seront utilisées dans les chapitres suivants.

¹La présentation générale de l'expérience SMOSREX a été publiée à RSE [de Rosnay et al. 2006], cet article est donné en annexe

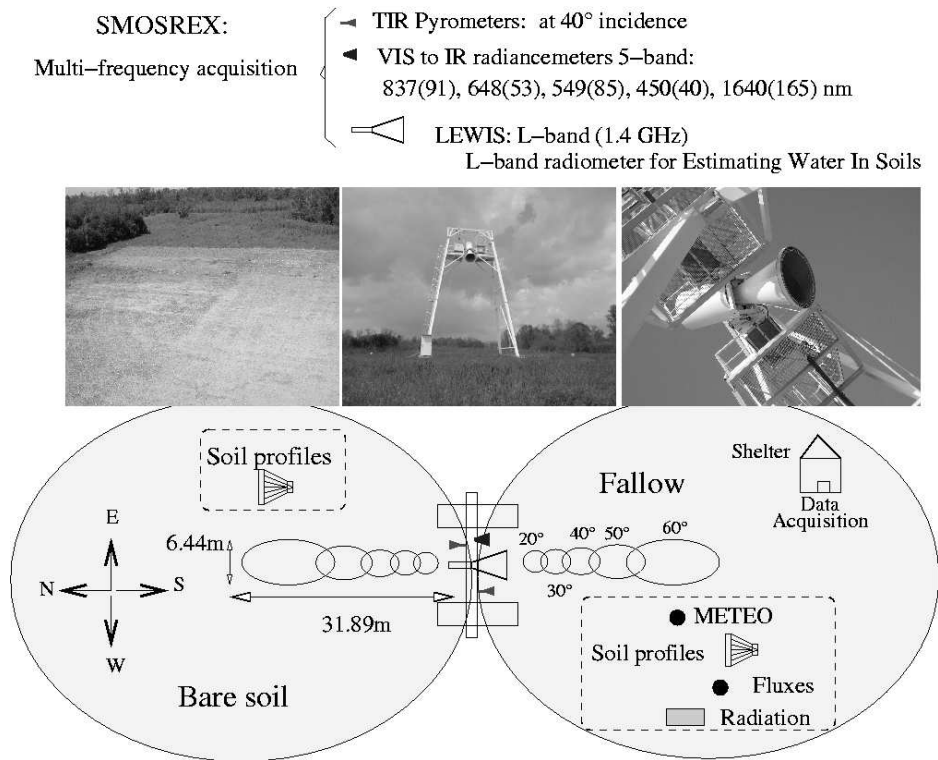


FIG. 3.1 – Schéma du site expérimental SMOSREX d’après *de Rosnay et al. 2006*.

3.2 Description du site SMOSREX

Le site expérimental SMOSREX se situe sur le complexe de l’ONERA (Office National d’Etudes et de Recherches Aérospatiales) de Fauga-Mauzac (43°23’N, 1°17’E à 188 m d’altitude) 30 km au sud de Toulouse (France).

Le site d’étude comprend une zone de sol nu et un champ laissé en jachère. Les deux types de surface sont instrumentés avec des profils de température et d’humidité. Un radiomètre en bande L a été conçu et construit spécialement pour l’expérience [Lemaître et al. 2004]. Le radiomètre se situe à la limite des deux zones d’étude comme montre la figure 3.1.

3.2.1 Texture et densité du sol

Des prélèvements de sol ont été faits séparément pour les deux zones d’étude et à différentes profondeurs. Les analyses du sol suivantes ont été faites :

- granulométrie : pourcentage de sable, argile et limons
- densité
- composition du sol : acidité (Ph), teneur en sels et teneur en matière organique

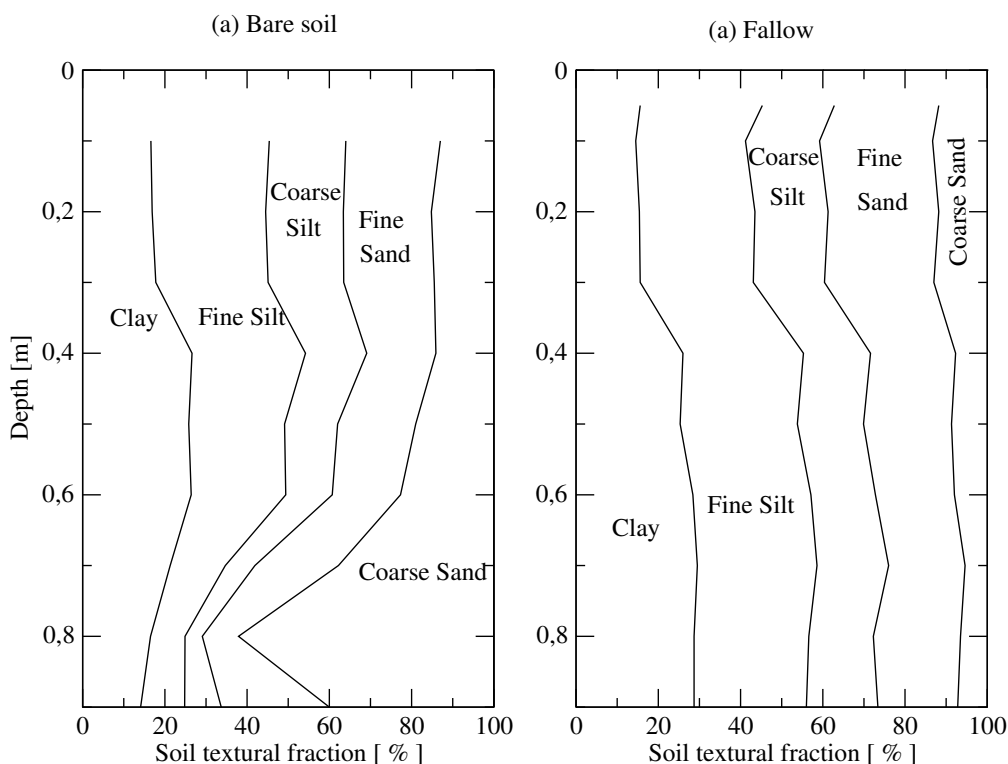


FIG. 3.2 – Profil de texture granulométrique pour a) le sol nu et b) la jachère *d'après Holmes 2004*.

Les résultats de l'analyse de granulométrie sont montrés à la figure 3.2 et le détail des mesures est donné en annexe B.1. Les deux terrains sont limoneux en surface avec 16.6% et 15.6% d'argile, 47.4% et 47.2% de limon et 36.0% et 37.2% de sable pour le sol nu et la jachère respectivement. Il faut remarquer que, contrairement à la parcelle de prairie où le sol est très argileux et peu profond, la tranchee sol nu a été creusée sur une parcelle très limoneuse en profondeur. Reposant sur l'ancien lit de la Garonne constitué de sable et de gravier, la limite assez nette entre la couche sédimentaire et la couche sableuse se situe vers 1.20 m de profondeur.

3.2.2 Rugosité du sol

Les mesures de rugosité ont pour but de caractériser la rugosité de surface à travers deux paramètres déterminants pour l'émission thermique : l'écart type des variations de hauteur de la surface (σ) et la longueur de corrélation des mesures (L_c). La rugosité du sol a été caractérisée avec un rugosimètre à aiguilles de deux mètres (voir figure 3.3). Le rugosimètre est constitué de 201 aiguilles, espacées de 1 cm, qui peuvent bouger verticalement suivant le profil d'élévation du sol. Les mesures de rugosité sont réalisées dans la direction parallèle et perpendiculaire à l'axe du radiomètre. A chaque date de mesure, on réalise six mesures placées aléatoirement dans le champ de vue du radiomètre.

La rugosité du sol sous la jachère a été mesurée le 2 Juillet 2003. Comme ce sol n'est pas exposé aux phénomènes météorologiques, l'on considère une rugosité constante. Par contre, la partie du sol



FIG. 3.3 – Table d’aiguilles utilisée pour caractériser le profil d’élévation du sol.

	PLOT	σ (mm)	Lc (mm)
2 Jul 03	JACHERE	7.06	101.13
2 Jul 03	SOL NU	11.26	65.25
4 Feb 04	SOL NU	11.09	101.22
2 Apr 04	SOL NU	9.12	70.70

TAB. 3.1 – Résultats des mesures de rugosité.

nu est beaucoup plus exposée aux phénomènes météorologiques et peut évoluer. Par ailleurs, le sol nu a été hersé légèrement en Novembre 2003. Ce labourage n’a pas produit de lignes qui peuvent être observées visuellement. Les paramètres de rugosité ont été mesurés trois fois : le 2 Juillet 2003, le 4 Février 2004 et le 2 Avril 2004. Les résultats de ces mesures ne montrent pas de corrélation avec la direction de mesure. En conséquence, nous allons considérer que les propriétés de rugosité sont distribuées aléatoirement. La valeur moyenne de toutes les répliques sera considérée dorénavant. Les résultats des mesures de rugosité sont présentés dans le Tableau (3.1).

L’écart type des variations de hauteur (σ) sur le sol nu décroît légèrement après le labourage de Novembre 2003. Cette décroissance de la rugosité est due aux effets météorologiques, principalement pluie et vent. La rugosité d’une surface dépend de la longueur d’onde (λ) considérée. Ainsi, une surface est rugueuse, si σ et λ ont le même ordre de magnitude. Sur SMOSREX, le rapport entre l’écart type de la hauteur (σ) et la longueur d’onde ($\lambda=21.4$ cm) reste petit le long de l’expérience,

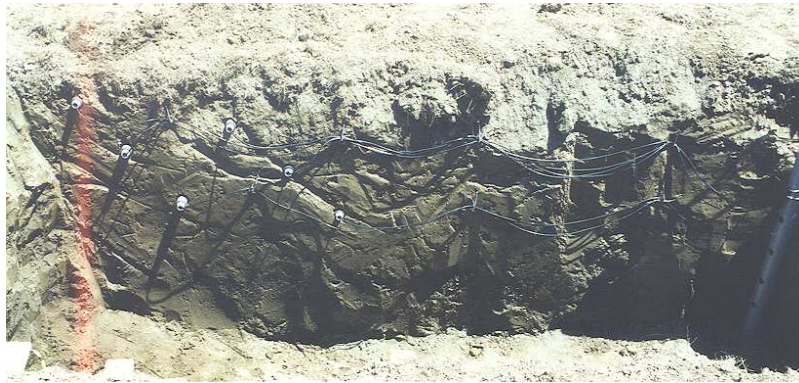


FIG. 3.4 – Détail de la fosse avec les capteurs d’humidité aux différentes profondeurs. (Photo F. Marty 2002)

$\sigma/\lambda \ll 1$ ce qui caractérise un sol assez lisse à cette fréquence.

3.3 Mesures In Situ

Les variables décrites dans la suite sont mesurées toutes les 2 minutes et moyennées sur 30 minutes.

3.3.1 Profils d’humidité et de température

La température du sol est mesurée avec des capteurs PT-100 installés aux profondeurs suivantes : 1 cm, 5 cm, 20 cm, and 50 cm. Ces capteurs mesurent la température avec une précision de ± 0.19 K.

L’humidité du sol est mesurée avec des capteurs d’humidité Delta-T Theta Probe ML2. En surface, les capteurs sont installés verticalement ce qui permet de mesurer une valeur d’humidité intégrée de 0 à 6 cm de profondeur. Nous disposons de quatre répliques des capteurs en surface, espacés de 2 m. Les capteurs plus profonds sont installés horizontalement à 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 et 90 cm de profondeur (voir figure 3.4).

Pour estimer l’humidité du sol, ces sondes mesurent la valeur absolue de la constante diélectrique du sol. Le principe de fonctionnement est basé sur la mesure du coefficient de réflexion à 100 MHz. Quand une onde électromagnétique qui voyage dans une ligne de transmission (la sonde) atteint un milieu d’impédance différente (le sol) une partie de l’onde est réfléchi. L’amplitude de l’onde réfléchi dépend de la racine carrée de la constante diélectrique du milieu. Plus de détails sont donnés dans [Gaskin and Miller 1996]. La sortie de ces sondes est donnée en Volts (V) et la relation empirique avec la constante diélectrique du sol est la suivante [Delta-T Devices 1999] :

$$\sqrt{\epsilon_b} = 1.07 + 6.40V - 6.40V^2 + 4.70V^3 \quad (3.1)$$

où ϵ_b désigne la constante diélectrique du sol et V la valeur mesurée en sortie des sondes.

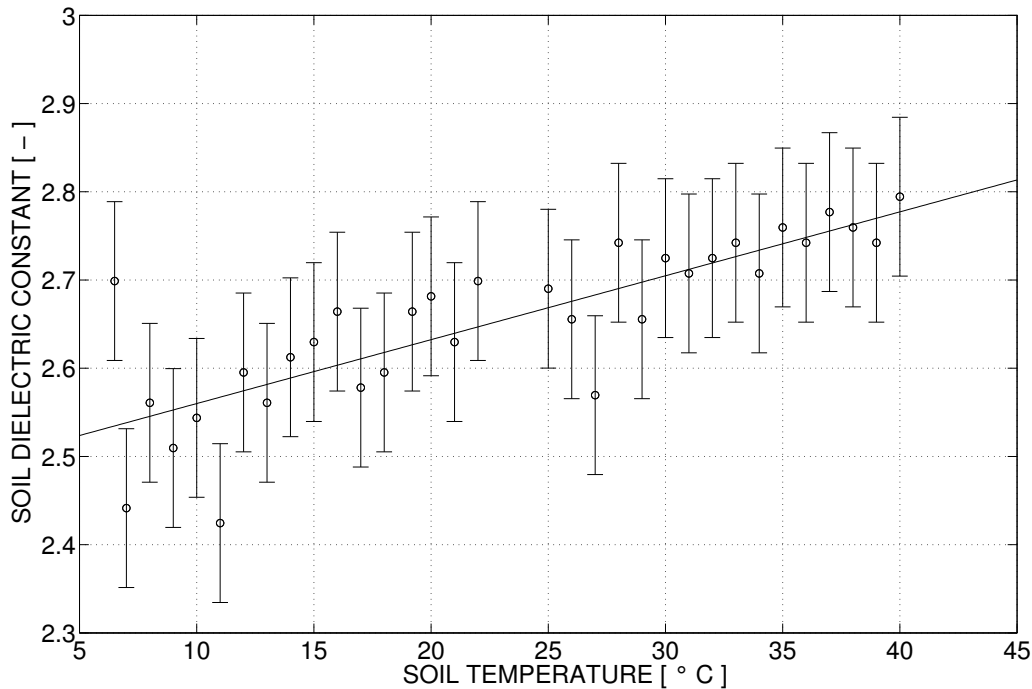


FIG. 3.5 – Constante diélectrique mesurée avec des capteurs ThetaProbe sur un sol sec pour une gamme de températures dans le sol.

Nous réalisons des mesures gravimétriques régulièrement pour la calibration de ces sondes, en particulier celles qui sont en surface. Six échantillons sont prélevés aléatoirement dans le champ expérimental pour estimer la variabilité spatiale. L'utilisation de plusieurs sondes pour les mesures et la procédure multi-échantillonnage, permet de nous assurer que les mesures d'humidité sont représentatives à l'échelle du champ comme cela a été montré dans [Chanzy et al. 1998]. Ainsi, l'erreur de calibration estimée pour les sondes de surface est de $0.023 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en 2004 et $0.039 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en 2005.

Des mesures de laboratoire ont été réalisées pour caractériser de façon précise les effets de température du sol sur la constante diélectrique mesurée par ces sondes. Les échantillons de sol prélevés sur SMOSREX ont été placés dans des conteneurs hermétiquement fermés afin d'assurer un contenu constant d'humidité. Pour chaque échantillon, la constante diélectrique a été mesurée à différentes températures de sol entre 5°C et 45°C , chaque 1°C . Le contenu volumétrique d'eau a été déterminé pour chaque échantillon à la fin de l'expérience par gravimétrie. L'analyse simple de ces mesures sur un sol sec se fera dans la suite de ce chapitre. L'analyse sur des sols humides, plus complexe, sera présentée dans le Chapitre 4.

La constante diélectrique d'un sol sec est indépendante de la température. Ainsi, à partir des variations de constante diélectrique mesurées sur un sol sec, on peut estimer la sensibilité propre du capteur à la température. La constante diélectrique est représentée en fonction de la température sur la figure 3.5. La sensibilité à la température ($\Delta\epsilon_b/\Delta T$) a été estimée par régression linéaire :

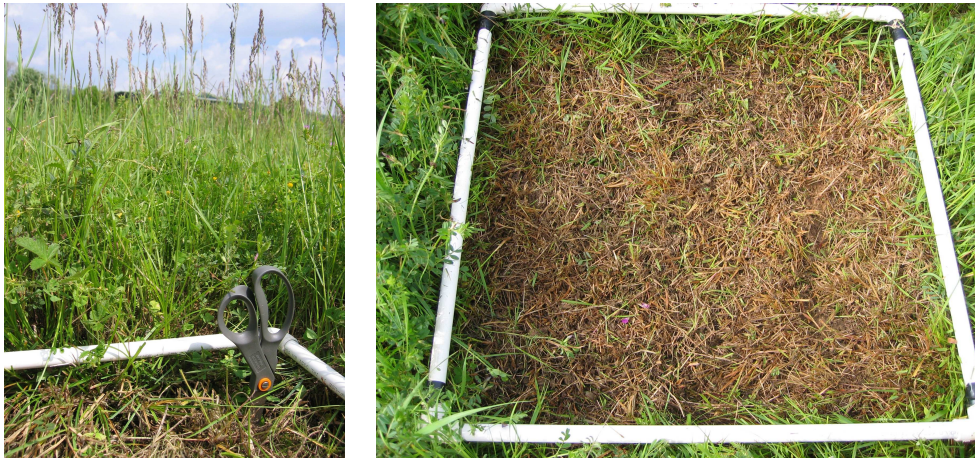


FIG. 3.6 – Mesures de végétation.

$$\Delta\epsilon_b/\Delta T = 0.0067K^{-1} \quad (3.2)$$

Pour un gradient de température de 20°C, la dépendance mesurée avec la température, nous amènerait à une erreur sur l'humidité de $\pm 0.002 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ et $0.06 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ou une erreur de $\pm 0.004 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ à $0.30 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Ces résultats sont en accord avec les spécifications techniques des capteurs Theta Probe ([Delta-T Devices 1999]). Ils sont également en accord avec l'étude indépendante de [Blonquist et al. 2005]. Cette étude montre que les effets directs de la température sur les capteurs Theta Probes sont négligeables, cependant leur dépendance est légèrement supérieure à celle de l'équation (3.2).

3.3.2 Météorologie

Une station météorologique automatique réalise des mesures de précipitation, température et humidité de l'air à 2 m de hauteur, direction et vitesse du vent à 10 m de hauteur, pression atmosphérique, rayonnement solaire et atmosphérique. Les flux de surface (sensible et latent) sont aussi estimés sur la jachère. Nous utilisons des capteurs résistifs pour la détection de la rosée. Ces capteurs détectent la présence de la rosée (ou pluie) mais ne la quantifient pas.

3.3.3 Végétation

La partie 'herbe' du site expérimental est une jachère dont le seul entretien consiste en une tonte annuelle qui s'effectue normalement au début de l'année. Ainsi, ce champ est considéré représentatif de beaucoup de surfaces naturelles et a une couche importante de litière. Cette litière est due en partie à l'herbe coupée qui n'est pas complètement ramassée et à l'accumulation des feuilles mortes des plantes encore vivantes. Cette dernière partie est très en contact avec le sol et les plantes.

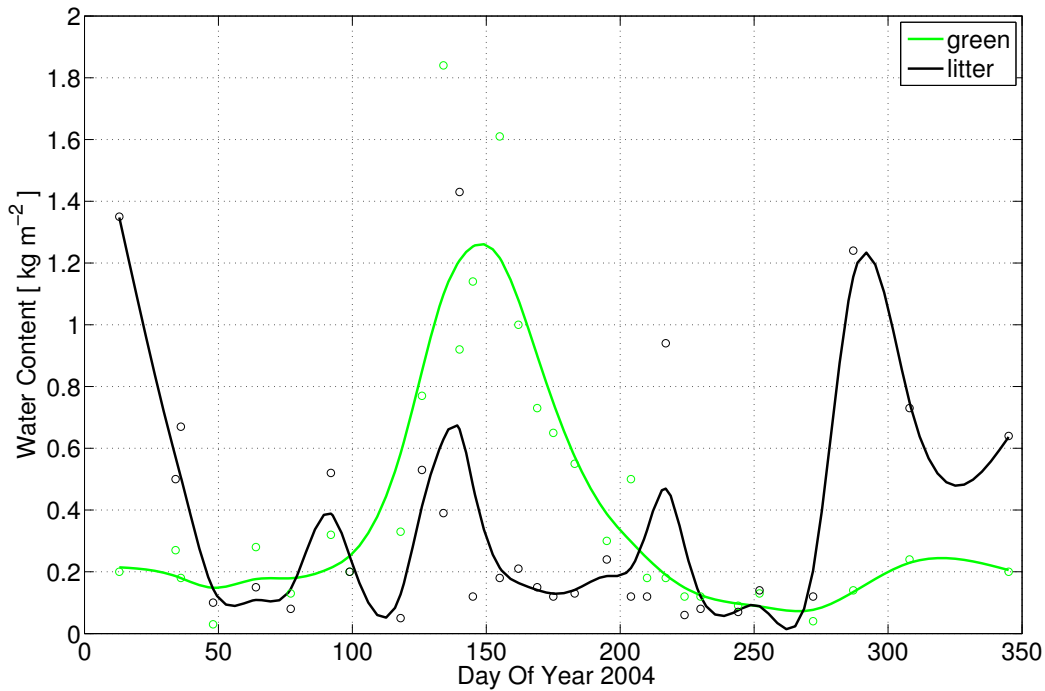


FIG. 3.7 – Cycle annuel du contenu en eau de la végétation verte (courbe verte) et du contenu en eau de la litière (courbe noire). Ces données correspondent à l'année 2004.

DOY	GMax	std	Gmin	std	mG [kg/m2]	LMax	std	Lmin	std	mL [kg/m2]	dew
110	73	1.3	63	7.3	0.16	46	3.1	31	2.7	0.25	1
116	75	0.8	75	0.8	0.19	44	5.3	27	3.8	0.23	1
124	74	2.2	71	3.7	0.22	27	0.5	22	5.5	0.22	0
165 - 166	54	1.7	49	0.8	0.19	21	2.5	14	4.1	0.22	1
173	57	3.9	56	3.9	0.19	38	3.7	26	3.5	0.27	1
173 - 174	53	1	56	3.9	0.19	29	0.8	26	3.5	0.27	1
174	53	1	50	2.4	0.19	29	0.8	7.5	1	0.23	1
180	54	2.87	51	0.96	0.22	24.5	1.29	16	5.66	0.21	1

TAB. 3.2 – Mesures intensives de végétation réalisées en 2006.

Différents mesures sont réalisées régulièrement dans le but de caractériser le cycle annuel de la végétation. Ces mesures comportent des mesures de contenu en eau pour la biomasse verte et pour la nécromasse et des mesures d'indice foliaire (LAI) pour la biomasse verte. La Figure 3.7 montre l'évolution annuelle du contenu en eau de la végétation verte (GWC) et celui de la litière (LWC) pour l'année 2004. Cette année est représentative d'un cycle typique, le GWC atteint sa valeur maximale en Juin autour du jour julien (DOY) 150. Pendant l'été la végétation s'assèche et les valeurs de GWC sont presque nulles, les précipitations en automne produisent un nouveau cycle de la végétation d'amplitude plus petite. Les valeurs de LWC sont corrélées avec les valeurs d'humidité du sol, avec des valeurs élevées de LWC en hiver quand le sol est très humide et des valeurs basses en été quand le sol est plus sec. Les valeurs hautes et occasionnelles de LWC sont corrélées avec des précipitations.

Des mesures intensives de végétation ont été réalisées pendant l'année 2006. Le but de ces mesures était de caractériser le cycle journalier du contenu en eau de la végétation. Les résultats sont présentés en la table 3.2. Ces mesures ont été réalisées à l'aube et dans l'après-midi (14h solaire) correspondant aux moments de contenu en eau maximal et minimal respectivement. Chaque mesure concerne quatre échantillons de 50 x 50 cm² chacun. La biomasse verte a été séparée de la nécromasse ou litière, pesées à la tonte et séchées à l'étuve à 65° C pendant 48 heures. Cette procédure permet de déterminer séparément le contenu en eau de la biomasse verte et de la litière.

3.4 Données de Télédétection

3.4.1 Microondes en bande-L

Le radiomètre LEWIS (L-band radiometer for Estimating Water In Soils) a été spécialement conçu pour l'expérience SMOSREX. LEWIS est un radiomètre à bipolarisation en bande L avec une largeur de bande de 10 MHz centrée à 1414 MHz. Il est équipé avec une antenne Potter de 1.3 m de diamètre. La largeur du lobe à -3 dB est de 13.6 °, et les premiers lobes latéraux sont à -38 dB. Grâce aux bords ondulés de l'antenne, il n'a presque pas de lobes secondaires. L'efficacité calculée est supérieure à 98%. La résolution de l'instrument pour 4s de temps d'intégration est de 0.2 K et la précision estimée de la calibration est 0.5K. Par ailleurs le radiomètre est régulé thermiquement à 0.02 K [Lemaître et al. 2004].

L'instrument est monté sur une structure de 15 mètres de hauteur qui se situe au centre du terrain expérimental. Il effectue des rotations N - S (sur un axe E - W). Le sol nu est situé au nord tandis que la jachère se situe au sud. En mode routine le radiomètre vise la jachère sous un angle de visée de 40°. Des balayages automatiques sont programmés toutes les trois heures. Pendant ces balayages le radiomètre vise le sol nu et la jachère pour des angles d'incidence entre 20° et 60° avec un incrément de 10°. Pendant le balayage le radiomètre s'arrête environ une minute à chaque angle d'incidence, le temps d'intégration est fixé à 6 s, ce qui produit environ 9 mesures instantanées à chaque angle d'incidence. Le centre et la dimension de la zone visée varie avec l'angle d'incidence. A 20° le centre de la zone visée se situe à 5 m de la structure et la surface visée à -3dB est d'environ 10 m², à 60° le centre se situe à 24 m et la surface visée est d'environ 70 m². Plus de détails sont donnés dans [de Rosnay et al. 2006].



FIG. 3.8 – Radiomètre LEWIS et détail des surfaces observées.

La relation de polarisation (PR) se déduit directement des données radiométriques. Il s'exprime par :

$$PR(\theta) = \frac{T_{Bv}(\theta) - T_{Bh}(\theta)}{T_{Bv}(\theta) + T_{Bh}(\theta)} \quad (3.3)$$

où θ est l'angle d'observation et T_{Bv} et T_{Bh} sont les températures de brillance en polarisation verticale et horizontale respectivement. Et en utilisant les équations 2.40 et 2.41 :

$$PR(\theta) \simeq \frac{e_v(\theta) - e_h(\theta)}{e_v(\theta) + e_h(\theta)} \quad (3.4)$$

où e_v et e_h sont les émissivités en polarisation verticale et horizontale respectivement.

Ainsi, le PR permet de s'affranchir de l'influence de la température de surface. Par ailleurs, l'émissivité, pour un certain angle, dépend fortement de ϵ_b [Ulaby et al. 1986]. Ainsi, cet indice est très approprié pour le suivi de l'humidité du sol [Kerr and Njoku 1990, Njoku et al. 2003].

En guise d'illustration la figure 3.9 montre les effets de la pluie sur la température de brillance (T_B) sur le sol nu et sur la jachère. Sur le sol nu on observe une diminution de T_B quel que soit l'angle de visée. L'apport d'eau dans le sol provoque l'augmentation de la constante diélectrique du sol ; en conséquence, la réflectivité augmente et l'émissivité diminue. Sur le sol nu, la pluie augmente la différence entre les polarisations (PR). Cette augmentation est plus forte lorsque l'angle de visée est élevé.

Du côté herbe aux faibles angles d'incidence on observe à peine de différence. Aux angles d'incidence élevés la température de brillance en polarisation horizontale (T_{Bh}) augmente après la pluie, et T_{Bv} diminue. Sur l'herbe, en termes de rapport de polarisation, on observe une diminution plus forte lorsque l'angle de visée est élevé. Ces observations indiquent que l'apport d'eau sur la végétation a un effet contraire à l'eau dans le sol. Par ailleurs ces effets, du moins en polarisation horizontale, sont plus importants que la diminution d'émissivité due à l'augmentation d'eau dans le sol.

Sur la Figure 3.10 on observe l'évolution temporelle (pendant un mois) du rapport de polarisation (PR) à 40° sur le sol nu et sur la jachère. Au début de la période se produit des précipitations (DOY 60-62) ce qui fait augmenter le PR sur le sol et diminuer sur la jachère comme était montré précédemment (voir figure 3.9). Ensuite le PR sur le sol nu diminue suivant la tendance de l'humidité du sol. On observe, un cycle journalier qui est lié aux variations diurnes d'humidité en surface, ce qui montre l'extrême sensibilité des données radiométriques à l'humidité surfacique.

Du côté herbe, la pluie fait tout d'abord diminuer le PR . Dans un second temps, une fois l'herbe et la litière mouillées, l'humidité du sol augmente. Ce qui explique la remontée du PR du côté herbe quelques jours après la pluie. L'amplitude du cycle journalier sur l'herbe est beaucoup plus importante que sur le sol nu. Le cycle journalier du PR sur l'herbe est inversé par rapport à celui du sol nu, ce qui montre qu'il n'est pas dû à l'humidité du sol mais au contenu d'eau de la végétation.

En conclusion, ces graphiques illustrent d'une part la forte corrélation entre l'humidité du sol et le rapport de polarisation du sol nu et d'autre part la complexité de l'interprétation du signal sur la

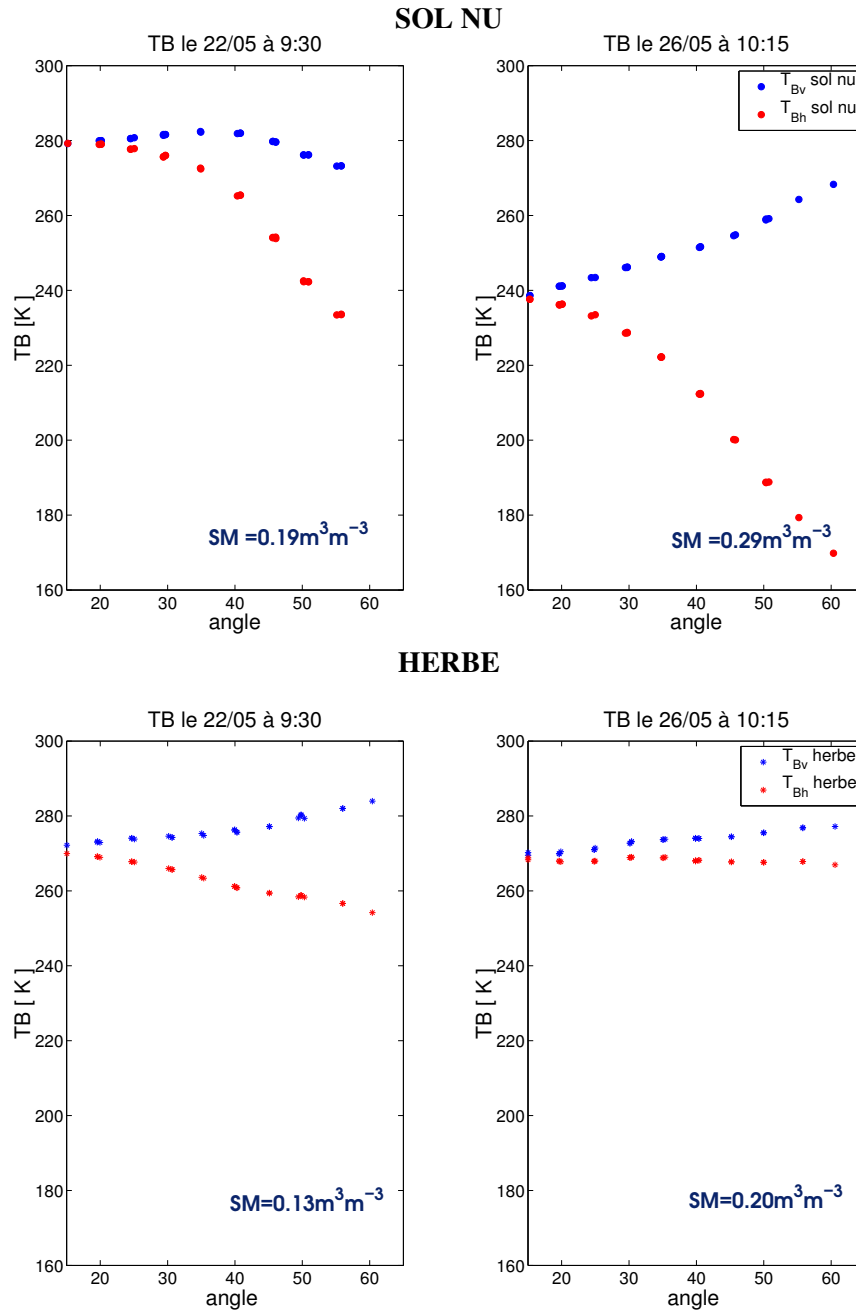


FIG. 3.9 – Influence de la pluie sur le signal radiométrique à tous les angles de visée et pour les deux surfaces observées (à gauche avant la pluie et à droite après) d'après *Escorihuela 2003*.

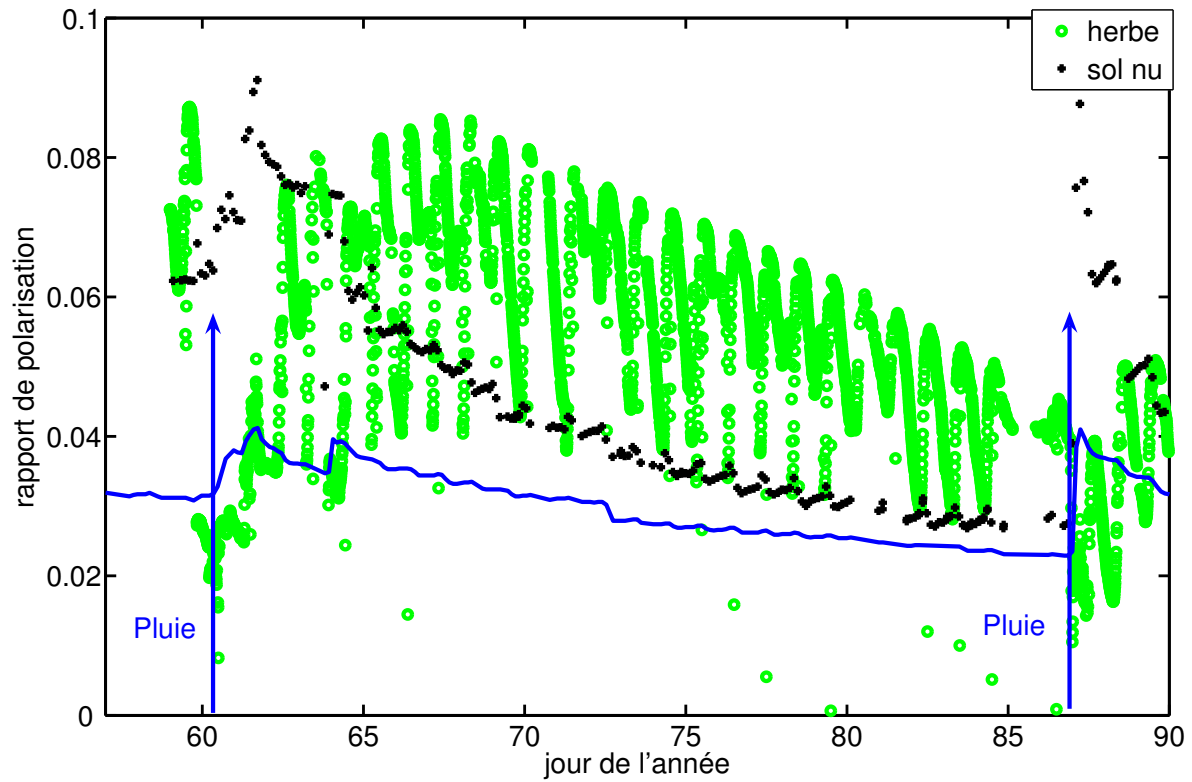


FIG. 3.10 – Cycle journalier du rapport de polarisation à 40° degrés d'incidence sur le sol nu et sur l'herbe. Ces données correspondent à l'année 2003 d'après *Escorihuela 2003*.

jachère. Par ailleurs, elles montrent l'amplitude importante du cycle journalier du contenu en eau de la végétation sur le signal.

3.4.2 Pyromètres

Deux pyromètres KT15 sont installés en haut du portique. Ils mesurent le flux dans la longueur d'onde de l'infrarouge thermique (8-14 μm) sur la jachère et le sol nu respectivement, sous un angle d'incidence de 40°.

3.5 Conclusion

Ce chapitre présente le jeu de données que nous allons utiliser par la suite de cette thèse. Le jeu de données provient de l'expérience SMOSREX qui se déroule depuis 2001 dans le site de l'ONERA de Mauzac (30 km au sud de Toulouse). L'expérience a pour but :

- de fournir un jeu de données micro-onde très étendu qui permet de tester les algorithmes d'inversion d'humidité.
- de mettre au point des techniques d'assimilation de ces données d'humidité dans des modèles de transfert sol - végétation - atmosphère (SVAT).

Ainsi, ce jeu de données se montre très pertinent dans le but de tester et d'améliorer si possible les modèles d'émission en bande-L. En effet, les données SMOSREX présentent les avantages suivants par rapport aux jeux de données disponibles par ailleurs :

- SMOSREX est une expérience long terme. A la différence des jeux de données existants en bande-L qui sont limités à quelques dizaines de jours, aujourd'hui nous disposons de données radiométriques collectées pendant quatre années entières. Cette particularité de SMOSREX permet d'une part de valider les différentes modélisations sur le long terme, et d'autre part d'étudier des phénomènes qui se produisent occasionnellement (gel du sol, modifications de la rugosité, évolution de la végétation ...).
- le radiomètre LEWIS fournit des mesures sur un sol nu et une jachère dans tout le spectre angulaire SMOS (10 - 60 °).
- la végétation en jachère permet de caractériser les effets de la litière sur le signal.
- l'instrumentation du site, au delà des besoins pour la modélisation de l'émission micro-onde, permet d'approfondir l'étude du rôle des processus de surface en l'émission micro-onde.

En conclusion, ce jeu de données nous paraît, par la qualité et l'intensité des mesures, très adapté aux objectifs de cette thèse.

Chapitre 4

La mesure de l'humidité de surface

Les résultats de ce chapitre sont issus de l'article

M.J. Escorihuela, P. de Rosnay, and Y. Kerr, 2007b : Influence of Bound Water Relaxation Frequency on Soil Moisture Measurements. *in revision IEEE Trans. Geos. Remote Sensing*

4.1 Introduction

La validation des estimations d'humidité à partir de données radiométriques nécessite des mesures précises de l'humidité du sol. Les mesures automatiques sont souvent préférées aux gravimétriques car elles fournissent des mesures continues. Les deux méthodes fournissent des mesures ponctuelles tandis que le radiomètre fournit une mesure intégrée sur son champ de vue. Ainsi, l'hétérogénéité spatiale doit être traitée dans la procédure de validation. Nous avons montré que, en SMOSREX, l'hétérogénéité spatiale était traitée par l'utilisation de plusieurs sondes et la procédure multi-échantillonnage.

Les mesures automatiques d'humidité se basent sur des mesures de la constante diélectrique du sol. Cette constante diélectrique n'est pas d'habitude mesurée à la même fréquence que celle du radiomètre. Concrètement, nous disposons de capteurs automatiques en surface qui mesurent la constante diélectrique à 100 MHz. Cette différence de fréquence est d'habitude négligée car la constante diélectrique de l'eau est constante pour des fréquences inférieures à 2 GHz.

Par ailleurs, l'humidité surfacique d'un sol nu (sans végétation) peut être aussi estimée indirectement avec le rapport de polarisation (PR) du signal radiométrique qui est une mesure réalisée à 1.4 GHz [Njoku et al. 2003].

Dans ce chapitre nous présentons dans un premier temps la comparaison entre les deux approches : télédétection à 1.4 GHz et capteurs *in situ* à 100 MHz. Ces deux approches montrent des résultats très similaires tant sur le long terme que sur le court terme. Cependant, ces mesures sont contradictoires dans des conditions très spécifiques où un sol très sec est soumis à des gradients importants de température.

En un deuxième temps nous avons étudié l'effet de la température sur la mesure de la constante

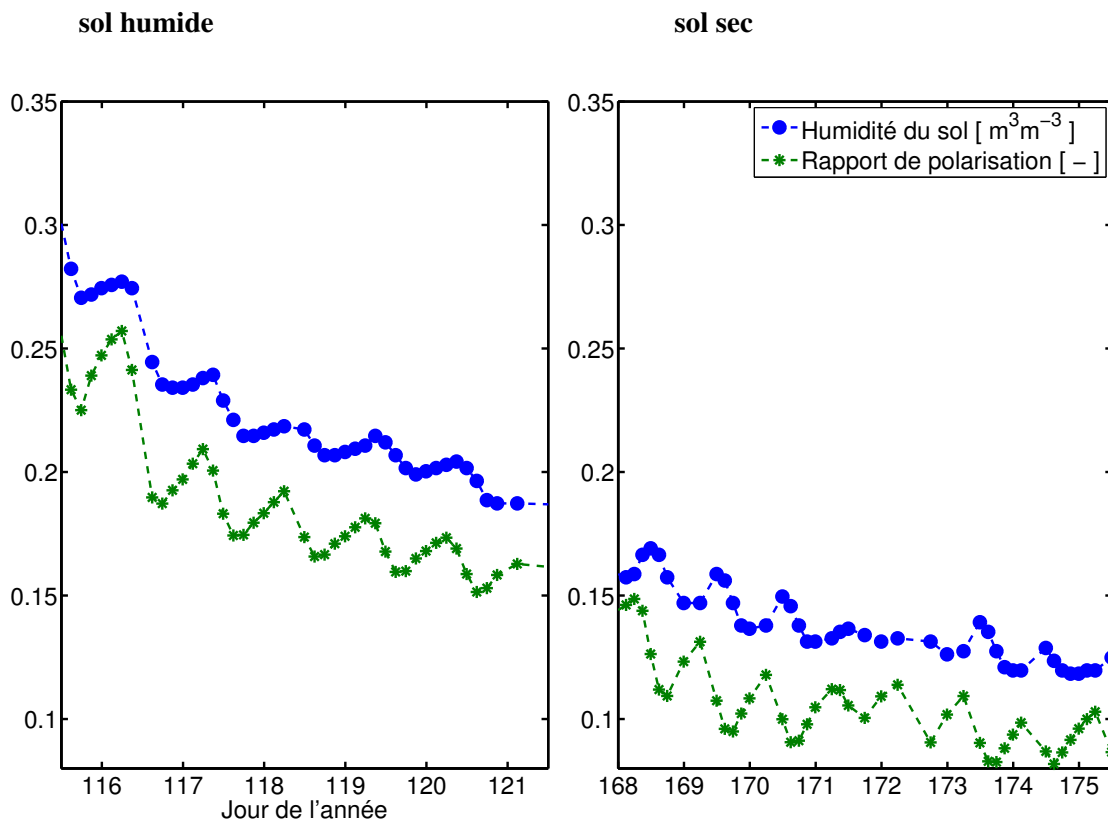


FIG. 4.1 – Évolution temporelle des deux approches pour estimer l'humidité du sol : sondes *in situ* et *PR* pour un sol humide (gauche) et un sol sec (droite).

diélectrique du sol. On déduit de cette comparaison que, dans le cas spécifique d'un sol très sec, les mesures réalisées par les sondes d'humidité sont affectées par la température. Les mesures réalisées en laboratoire nous ont servi pour caractériser la dépendance des capteurs *in situ* à la température et les corriger.

4.2 Résultats

4.2.1 Comparaison entre les mesures d'humidité

Tout d'abord on a comparé une année complète, avec des grandes variations d'humidité et de température de sol, des approches différentes pour estimer l'humidité du sol : données de télédétection LEWIS à 1.4 GHz et sondes d'humidité à 100MHz. La corrélation entre les deux approches est très haute ($R^2 = 0.93$).

Ce bon résultat n'est pas confirmé à des échelles temporelles plus courtes, alors que l'on s'attendrait à avoir une meilleure précision puisque la plage de variation d'humidité et de température est plus petite. La figure 4.1 montre que, pour des sols relativement humides, les mesures à 1.4 GHz

et 100 MHz sont en bon accord concernant la phase des cycles journaliers d'humidité. Cependant, ce bon accord n'est pas confirmé pour des sols relativement secs. Dans ce cas, les variations journalières d'humidité de surface mesurées à 1.4 GHz et à 100 MHz sont négativement corrélées.

En absence de précipitation, l'humidité du sol en surface est contrôlée par des processus d'échelle journalière : évaporation pendant le jour, et humidification par capillarité et dépôt de rosée la nuit. Les données LEWIS sont en accord de phase avec les processus d'interaction surface atmosphère (minimum d'humidité l'après midi et maximum avant le lever du soleil) tandis que la phase des données des sondes est incorrecte. Dans le cas de sol sec, la température a un effet positif sur les mesures d'humidité des sondes.

4.2.2 Effets de la température sur la constante diélectrique à 100MHz

Dans cette partie, nous allons analyser les résultats des mesures de laboratoire décrits dans le Chapitre 3. La constante diélectrique pour des sols à différents teneurs en eau était mesurée pour une gamme de températures. La dépendance de la constante diélectrique de l'eau avec la température est négative, en conséquence on attend aussi une dépendance négative de la constante diélectrique des sols humides. Les résultats des mesures de laboratoire confirment que, dans le cas de sols secs, les effets de la température sur les mesures de constante diélectrique à 100 MHz sont positifs (voir figure 4.2).

Concrètement, les mesures de constante diélectrique réalisées dans des sols relativement secs (humidité volumique inférieure à 13-14%) correspondant à ϵ_b inférieure à 8.5, sont fonction croissante avec la température et d'autant plus que la constante diélectrique du sol augmente avec la température. Or, plus il y a d'eau dans le sol plus la dépendance est positive. Par contre, dans des conditions de constante diélectrique moyenne (ϵ_b entre 8 et 18) correspondant à des valeurs d'humidité entre 13 et 30% la dépendance de la température de ϵ_b diminue. Finalement, pour des valeurs élevées d'humidité (ϵ_b supérieur à 18), la dépendance de ϵ_b avec la température est négative.

Les effets de la température sur les capteurs peuvent causer une dépendance positive de ϵ_b avec la température. Cependant, cette étude et [Blonquist et al. 2005] montrent que les effets de la température sur les capteurs sont négligeables. D'autres phénomènes comme la conductivité électronique où la relaxation de Maxwell-Wagner peuvent aussi provoquer une corrélation positive entre ϵ_b et la température. Mais ces phénomènes augmentent ou diminuent avec l'humidité, ils ne peuvent en conséquence expliquer une influence bidirectionnelle sur la permittivité.

Des études ont aussi mis en évidence une dépendance positive avec la température dans des sols de texture fine en condition d'humidité relativement basse [Wraith and Or 1999]. Elles suggèrent que l'eau liée joue un rôle important dans ces conditions et que la corrélation positive entre la constante diélectrique et la température est attribuée à une libération de l'eau liée avec la température.

Les mesures de laboratoire réalisées dans des sols relativement secs confirment que (i) l'eau liée joue un rôle majeur dans la constante diélectrique et que (ii) la constante diélectrique mesurée avec des capteurs d'humidité augmente avec la température du sol. Les mesures terrain multi-spectrales, à 1.4GHz et 100MHz, permettent d'approfondir cette analyse. En effet, nos mesures montrent que

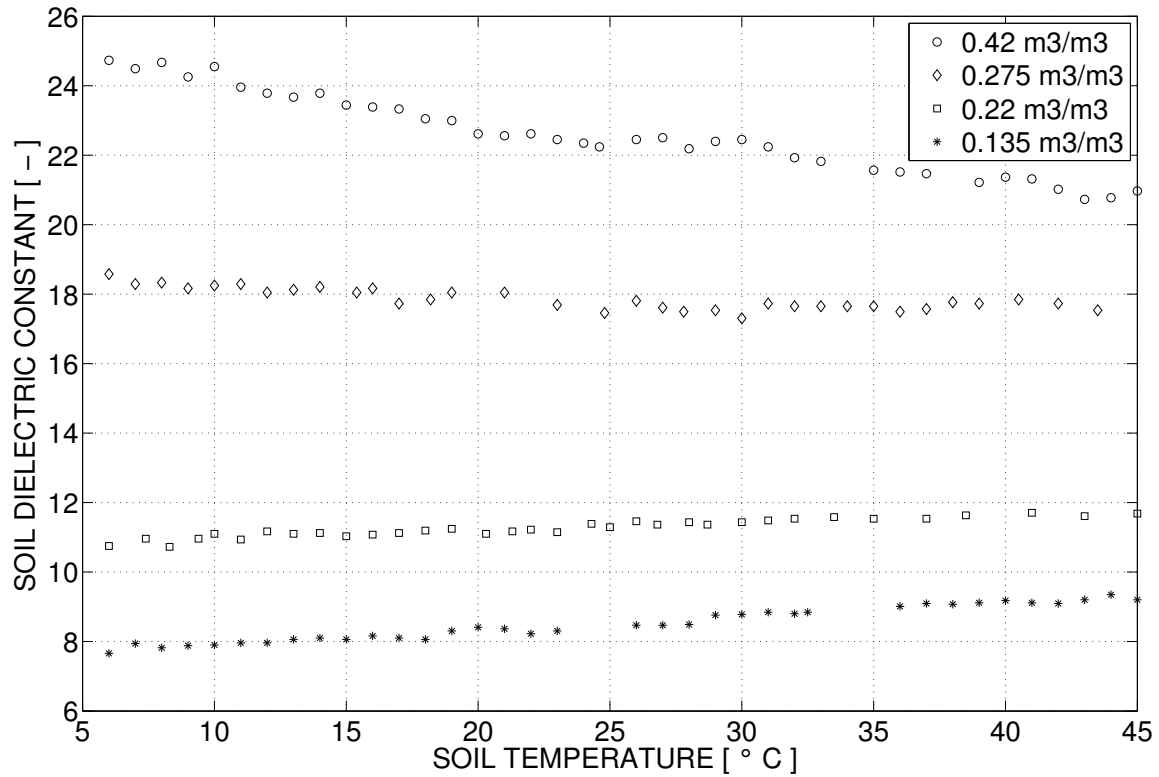


FIG. 4.2 – Variation de la mesure de la constante diélectrique en fonction de la température pour quatre différents niveaux d'humidité.

quand la fraction d'eau liée est importante : (i) les effets de la température sont opposés à 1.4GHz et à 100MHz, (ii) à 100MHz les mesures de constante diélectrique sont positivement affectées par la température. Ces résultats montrent que, dans l'expérience SMOSREX, la libération d'eau liée ne peut pas être la cause principale de la dépendance positive de ϵ_b avec la température. Contrairement, ces résultats montrent la forte influence de la fréquence de mesure sur la constante diélectrique de l'eau liée.

Pour des sols relativement secs, la plupart de l'eau dans le sol est liée. Comme discuté dans le Chapitre 2, la dépendance de $f_{r_{BW}}$ avec la température cause une dépendance positive de ϵ_{BW} à 100 MHz. La dépendance positive de la constante diélectrique dans des sols secs à 100 MHz, observée sur le terrain et en laboratoire, confirment que 100 MHz est dans la plage de la fréquence de relaxation de l'eau liée [Hilhorst et al. 2001, Robinson et al. 2003].

Quand l'humidité du sol augmente, l'eau dans le sol est constituée d'eau libre et d'eau liée. En conséquence, la dépendance avec la température de ϵ_b est le résultat de deux phénomènes compétitifs : la dépendance positive de l'eau liée et la dépendance négative de l'eau libre. Pour des humidités moyennes la quantité d'eau liée est constante et la quantité d'eau libre augmente avec l'humidité. On obtient en conséquence une dépendance de ϵ_b avec la température qui diminue.

4.2.3 Correction de l'effet de température

Si nous considérons l'eau liée comme une composante distincte dans le modèle diélectrique (équation 2.54), la dépendance de ϵ_b avec la température peut s'obtenir (en dérivant l'équation) en fonction de l'eau libre et de l'eau liée :

$$\frac{\partial \epsilon_b}{\partial T} = k_1 \frac{\partial \epsilon_{BW}}{\partial T} V_{BW} + k_2 \frac{\partial \epsilon_{FW}}{\partial T} V_{FW} \quad (4.1)$$

Pour des faibles valeurs d'humidité, l'eau dans le sol est eau liée (*i.e.* $V_{FW} = 0$), et alors :

$$\frac{\partial \epsilon_b}{\partial T} = k_1 \frac{\partial \epsilon_{BW}}{\partial T} V_{BW} \quad (4.2)$$

Les mesures réalisées en laboratoire nous ont permis d'estimer une valeur de $\partial \epsilon_b / \partial T$ à 100 MHz pour toutes les valeurs de constante diélectrique. La contribution de l'eau libre a été prise en compte à travers l'équation (2.54), et ainsi de l'équation (4.1) on a pu estimer la contribution de l'eau liée pour toute la gamme d'humidité :

$$\partial \epsilon_{BW} / \partial T = \begin{cases} 0.008833 \epsilon_b - 0.01435 & \text{if } \epsilon_b < 8.33 \\ 0.003026 \epsilon_b + 0.085 & \text{if } 8.33 \leq \epsilon_b \leq 18 \end{cases} \quad (4.3)$$

Cette quantification est spécifique à la texture du sol de SMOSREX. Cependant, elle nous permet de 'corriger' l'effet de la température sur les mesures réalisées avec les sondes et de les comparer avec les données du radiomètre.

La Figure 4.3 montre la comparaison des données micro-ondes et des sondes *in situ* avant et après l'application de la correction. Les données corrigées sont cohérentes avec le *PR*. De façon similaire, le scatterplot des données de Juin 2004 montre que la correction améliore notablement la dispersion.

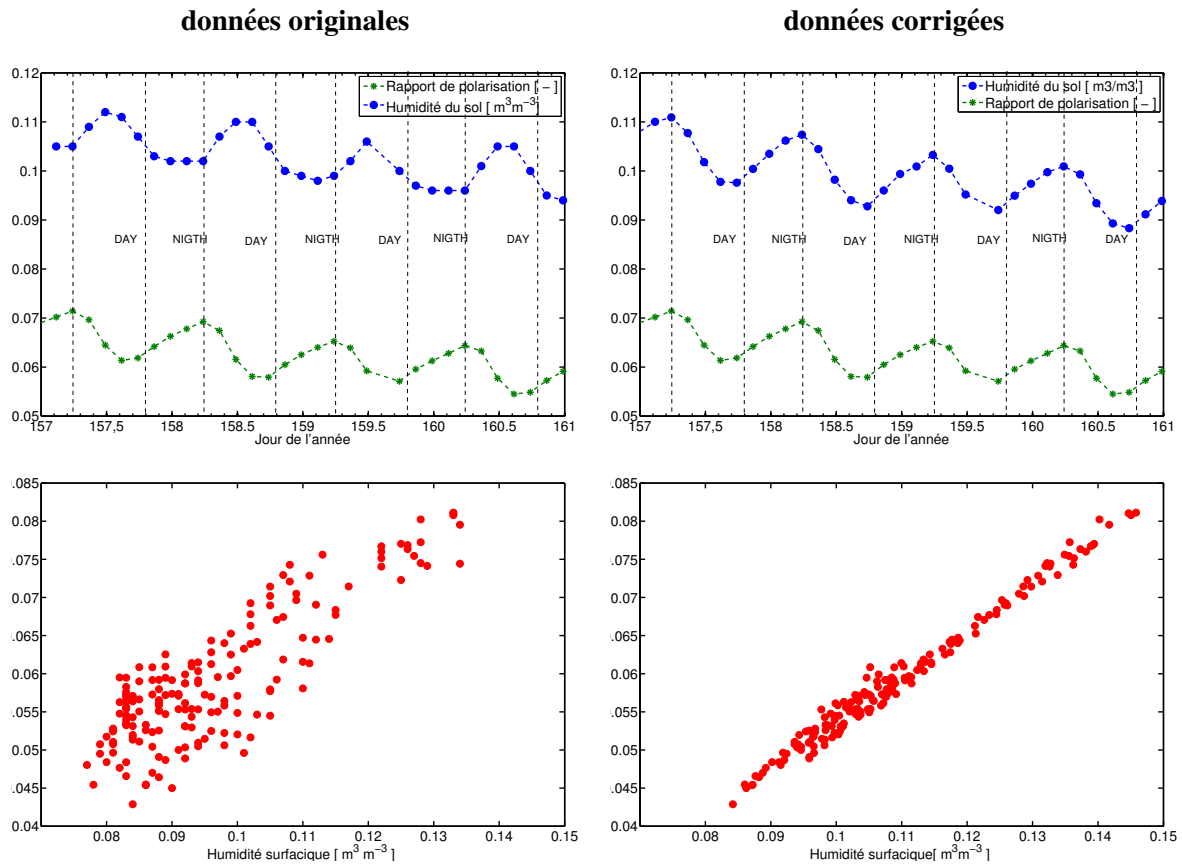


FIG. 4.3 – En haut, variation temporelle des données des sondes et PR avant et après correction des sondes en Juin 2004. En bas, PR vs. données des sondes. La corrélation avant la correction est de $R^2=83.50$ et après $R^2=96.74$

La corrélation avant la correction est $R^2=83.50$ et après $R^2=96.74$.

Ces résultats montrent l'importance de considérer l'eau liée comme une composante distincte dans les modèles de constante diélectrique pour obtenir une estimation précise de l'humidité du sol.

4.3 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons comparé deux approches pour estimer l'humidité d'un sol nu : données radiométriques (à travers le rapport de polarisation) et capteurs *in situ*. Les deux techniques montrent un très bon accord sur le long et le court terme. Ceci permet d'inter-valider les deux approches dans le sens de surface observée et de profondeur de mesure. Cependant, dans des sols secs, quand la fraction d'eau liée est importante, les capteurs d'humidité montrent un comportement non attendu. Les mesures de terrain et de laboratoire montrent que, pour des valeurs basses d'humidité, la mesure des capteurs d'humidité de ϵ_b est corrélée avec la température.

Les mesures multi-fréquence de la constante diélectrique du sol ont mis en évidence que la fréquence de relaxation de l'eau liée ($f_{r_{BW}}$) est dans la plage de mesure des capteurs *in situ* d'humidité. Quand la mesure est réalisée avec une fréquence proche de $f_{r_{BW}}$, les effets positifs de la température sur $f_{r_{BW}}$ ont un effet positif sur la mesure de ϵ_b . Dans le cas de SMOSREX, cette dépendance a une influence sur les capteurs *in situ* à 100 MHz. Les mesures à 1.4 GHz ne sont pas affectées.

Nous avons estimé l'influence de la température sur la constante diélectrique de l'eau liée. Cette estimation nous a permis d'avoir une mesure plus précise du contenu en eau du sol à partir des données des capteurs. Ceci était une étape indispensable à franchir avant d'aborder la modélisation de l'émission.

Le phénomène dévoilé par cette étude peut être important dans des sols argileux où la fraction d'eau liée est importante. Or, la plupart des capteurs d'humidité actuels travaillent dans la même gamme de fréquences. Ainsi, dans un contexte plus large, cette étude met en évidence le besoin de développer des modèles de constante diélectrique du sol qui prennent en compte comme élément distinct l'eau liée.

4.4 Article

Influence of Bound Water Relaxation Frequency on Soil Moisture Measurements

M.J. Escorihuela, P. de Rosnay and Y. Kerr

Abstract—In this paper, microwave remote sensing together with *in situ* moisture probes are used to investigate temperature effects on the soil dielectric constant. Field and specific laboratory measurements were performed for different soil water content over a wide range of temperatures. The experimental results lead to the evidence that: (1) temperature effect is different for bound and free water in soil, (2) bound water relaxation frequency falls within the range of frequencies used by impedance soil moisture probes for field measurements and (3) bound water relaxation frequency increases with soil temperature interfering in a significant way with moisture measurements when bound water fraction is important. These results have implications in field experimentation since *in situ* moisture sensors that operate under 500 MHz are affected by this phenomena of relaxation .

of L-band microwave radiometry for monitoring surface soil moisture [Schmugge and Jackson 1994], [Jackson et al. 1995], [Jackson et al. 1999]. In this context, the Soil Moisture and Ocean Salinity Mission (SMOS) aims at delivering global mapping of soil moisture with an accuracy of $0.04 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ [Kerr et al. 2001].

In the framework of the SMOS preparation, the intensive and long term field experiment SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment) is taking place in the South of France [de Rosnay et al. 2006]. One of the objectives of SMOSREX is to test, validate and better parameterize radiative transfer models at L-band (1.4 GHz). To address this issue, a dicke-type L-band dual polarization radiometer was specifically designed for this experiment and has been installed on the SMOSREX site [Lemaître et al. 2004]. In addition to remote sensing measurements, *in situ* soil moisture measurements have been made with impedance probe sensors operating at 100 MHz. These sensors provide an integrated value of the soil sample dielectric constant with high accuracy [Delta-T Devices 1999], [Blonquist et al. 2005].

Accurate soil moisture measurements are required for both land surface modeling and remote sensing applications such as algorithm development and

I. INTRODUCTION

Soil moisture is a key variable that controls water and heat energy interactions occurring at the land atmosphere interface. It is thus a crucial variable in hydrology, meteorology and ecology. However, currently there are no global scale measurements of soil moisture available. A number of experiments have shown the high potential

Manuscript received November, 2006. M.J. Escorihuela, Y. Kerr and P. de Rosnay, are with the CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère), UMR5126 (CNRS/CNES/IRD/UPS) BPI 2801, 18 ave Edouard Belin, 31401 Toulouse cedex 9, France

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

1 validation. For this, soil moisture automatic
2 measurements are usually preferred to gravimetric
3 ones because they provide continuous measurements.
4 Automatic soil moisture approaches are based on
5 measurements of the soil dielectric constant. Due to
6 the strong difference of permittivity between solid soil
7 particles and water, the soil dielectric constant mainly
8 depends on water content, which is the principle for
9 soil moisture monitoring. The soil dielectric constant is
10 also frequency and temperature dependent. In particular,
11 the dependency between the soil dielectric constant and
12 temperature, is shown to be negative by [Ulaby et al.
13 1986].

14
15
16
17
18
19
20
21 However, recent studies reported an unexpected
22 positive correlation between soil dielectric constant
23 and temperature in fine textured soils under relatively
24 dry soil conditions [Wraith and Or 1999]. In these
25 conditions, a substantial fraction of the soil water is
26 bound water. The authors suggested that temperature
27 increase leads to the release of bound water. Since
28 free water has larger values of dielectric constant than
29 bound water, the release of bound water is expected to
30 increase the value of measured dielectric constant.

31
32
33
34
35
36
37
38 The purpose of this study is to investigate the
39 temperature effect on the measurement of the soil
40 dielectric constant and the relative effects of free
41 and bound water in the soil. This study is based
42 on a multi-spectral approach for estimating soil
43 moisture: remote sensing at L-band (1.4 GHz) and
44 *in situ* measurements at 100 MHz. Multi-spectral
45 measurements allow the analysis of the role of the
46 frequency on the observed relationship between soil
47 dielectric constant and temperature. This study is
48 based on the SMOSREX experimental data set, which

provides a continuous several year data set (4 years
now), suitable to investigate a large range of soil
moisture and temperature conditions.

In the next section, the semi-empirical dielectric
mixing model used for relating soil moisture to
dielectric constant is described. Section III describes
the experimental dataset derived from field and
complementary laboratory measurements. The results
from these measurements and a discussion are provided
in Section IV and Section V respectively. A conclusion
is given in Section VI.

II. MOIST SOIL DIELECTRIC CONSTANT

The dielectric constant (ϵ) of a material is a measure
of its ability to polarize in response to an applied electric
field. In general, ϵ is a complex number consisting of a
real part associated with energy storage, the permittivity
 ϵ' , and an imaginary part ϵ'' associated with energy
dissipation [Ulaby et al. 1986]. The contribution of
the imaginary part, ϵ'' , is relatively small and, for
many studies, simplified approaches consider only
the permittivity (real part) of the complex dielectric
constant. The physical principle for soil moisture
monitoring is the large difference between the dielectric
constant of water and soil. Because of the low dielectric
constant of air ($\epsilon_a \sim 1$) and solid soil particles ($\epsilon_s \sim 4$)
compared to the dielectric constant of water ($\epsilon_w \sim 80$),
moist soil dielectric constant is strongly dependent on
the amount of water contained in the soil.

A. Moist Soil Dielectric Model

Moist soil dielectric mixing models describe the rela-
tionship between soil dielectric constant (ϵ_b) and volu-

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

metric soil moisture. The semi-empirical model proposed in [Dobson et al. 1985] is used often to estimate ϵ_b in the microwave frequency domain. It calculates ϵ_b by mixing the dielectric constants of soil constituents (*i.e.* water, air and solid soil) weighted by their partial volumetric content. The dielectric constant of moist soil is calculated as follows:

$$\epsilon_b^\alpha = \sum_i V_i \epsilon_i^\alpha$$

where, ϵ_i and V_i are the dielectric constant and the volumetric fraction of soil constituents respectively, i stands respectively for air (a), solid soil (s), and water (w), and α is an empirical parameter.

The effects of temperature (T) and measuring frequency on soil constituents have been previously characterized [Ulaby et al. 1986]. They are negligible on solid soil and air but they are important on water. They are detailed next.

B. Frequency Dependency of Water Dielectric Constant

The polarisability of water depends strongly on the frequency considered. At low frequencies, water polarizes easily. However, because of binding forces among them, water molecules are prevented from rotating at high frequencies which results in a decreased water dielectric constant (ϵ_w) at higher frequencies. The frequency dependence of ϵ_w is expressed using Debye equation [Ulaby et al. 1986]:

$$\epsilon_w = \epsilon_{\infty w} + \frac{\epsilon_{0w} - \epsilon_{\infty w}}{1 + jf/f_{rw}} \quad (2)$$

where, f is the frequency; ϵ_{0w} is water dielectric constant for $f \ll f_{rw}$, $\epsilon_{\infty w}$ is water dielectric constant for $f \gg f_{rw}$, f_{rw} is water relaxation frequency, *i.e.* the

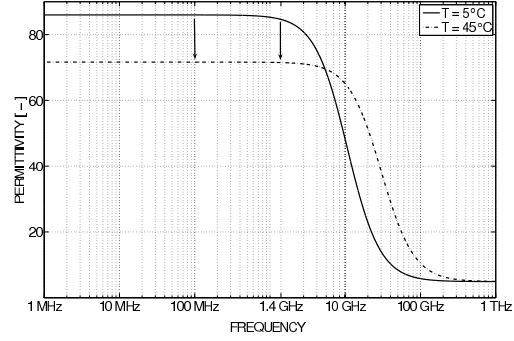


Fig. 1. Free water permittivity as a function of frequency for two different temperatures.

frequency at which $\epsilon_w = \epsilon_{0w}/2$, and j is the imaginary unit.

C. Temperature Dependency of Water Dielectric Constant

Temperature effects on water ϵ_{0w} and f_{rw} are known and were determined empirically [Ulaby et al. 1986]:

$$\epsilon_{0w} = 87.134 - 1.949 * 10^{-1}T - 1.276 * 10^{-2}T^2 + 2.491 * 10^{-4}T^3 \quad (3)$$

$$1/f_{rw} = 1.1109 * 10^{-10} - 3.824 * 10^{-12}T + 6.938 * 10^{-14}T^2 - 5.096 * 10^{-16}T^3 \quad (4)$$

where T is in $^{\circ}\text{C}$.

Following equations (2), (3) and (4), Figure (1) represents permittivity of water as a function of frequency for two different temperatures: $T = 5^{\circ}\text{C}$ and $T = 45^{\circ}\text{C}$ which represent the range of temperatures of water in soil. At those temperatures f_{rw} is 11 GHz and 30 GHz

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

respectively. This figure shows temperature effects the real part of the water dielectric constant at 100 MHz and 1.4 GHz frequencies. It is clear that soil moisture measurements at 1.4 GHz and 100 MHz are in the range of the free water relaxation frequency. Measurements at these frequencies are thus not affected by water relaxation frequency. The arrows in the plot show temperature effects at 100 MHz and at 1.4 GHz: that range of temperatures. For both frequencies effects are similar, specifically free water dielectric constant temperature dependency is negative.

D. Dielectric Constant of Bound Water

The above described dielectric mixing model, considers that dielectric properties of water in soil are equivalent to dielectric properties of water out of soils (ϵ_w). When water molecules in soil are at great distance from the soil particle surface, the so called 'free water', their dielectric constant (ϵ_{FW}) is equivalent to ϵ_w . However, a fraction of water in soils, referred as 'bound water', is bounded to soil matrix. Its dielectric constant (ϵ_{BW}) differs from ϵ_w . Because of binding forces to soil matrix, the polarization capability of bound water is lower than that of free water and therefore $\epsilon_{OBW} < \epsilon_{OFW}$ [Ulaby et al. 1986]. In addition, relaxation frequency is different for bound and free water. Recently, [Hilhorst et al. 2001] pointed out that f_{rBW} may lay below 150 MHz and [Robinson et al. 2003] estimated f_{rBW} to be in the range 10 - 100 MHz.

In Figure (2) frequency dependency of ϵ_{BW} is plotted for this suggested range of relaxation frequencies: $f_{rBW}=50$ MHz and $f_{rBW}=100$ MHz. The plot was obtained from equation (2), assuming the validity of this relation for bound water. Since relaxation frequency increases with temperature, higher f_{rBW}

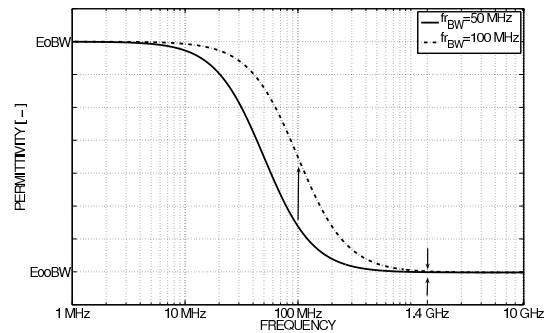


Fig. 2. Bound water permittivity as a function of frequency for two different relaxation frequencies (f_{rBW}). Since relaxation frequency increases with temperature, higher f_{rBW} is related to higher temperatures.

is related to higher temperature. The plot shows that ϵ_{BW} at 1.4 GHz is not dependent on f_{rBW} , hence that ϵ_{BW} at this frequency is not dependent on temperature. However, temperature effects at 100 MHz are important: ϵ_{BW} increases with f_{rBW} , hence ϵ_{BW} increases with temperature. In other words, at 100 MHz temperature dependency of ϵ_{BW} is positive.

Although, bound water relaxation frequency has been investigated in previous studies [Hilhorst et al. 2001], [Robinson et al. 2003], Bound water is still not often considered as a specific component of the soil in dielectric models. This assumption is suitable provided that (1) bound water fraction is negligible as is the case in wet soils or (2) dielectric constant is considered at a frequency outside the range of bound water relaxation frequency.

III. EXPERIMENTAL DATA

In this study, two different approaches to monitor surface soil moisture are used: microwave remote sensing at 1.4 GHz (L-band) and soil moisture probes at

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

100 MHz. These measurements are made concurrently in the SMOSREX experimental site, where a bare soil instrumented for the purpose of soil moisture monitoring, is simultaneously monitored by remote sensing providing a multi-year dataset [de Rosnay et al. 2006]. For the purpose of this study, the full year 2005 data set is considered. Weather conditions in the SMOSREX experimental site show a large range of variation with a dry/warm summer and a wet/cold winter, providing a large range of soil moisture and soil temperature conditions. The soil is texturally a loamy soil, with a composition within the topsoil of 17% clay, 36% sand and 47% silt, and a bulk density of 1.4 kg m^{-3} .

Complimentarily, a laboratory experiment was designed to study temperature effects on the soil dielectric constant measurements acquired at 100 MHz by moisture probes.

Quantitative features of the dielectric constant are considered through measurements of its magnitude. The term 'dielectric constant' refers hereafter to its absolute value.

A. Microwave Remote Sensing Measurements

The L-band radiometer for Estimating Water In Soils (LEWIS) is a precision L-band dual-polarization radiometer. It is equipped with a Potter horn antenna of 1.3 m diameter, its beam-width at -3 dB is 13.6° and the first side-lobes as low as -38 dB. The calculated beam efficiency is greater than 98%. The instrument sensitivity is 0.2 K for 4 s integration time and the estimated absolute calibration accuracy of the instrument is 0.5 K. The radiometer is thermally regulated to 0.02 K. The instrument is mounted on a 15 m high structure and able to change its elevation angle in the vertical north-south plane. The radiometer features an automatic

scan every three hours to look at the bare soil at different angles (from 20° to 60° with steps of 10°) [Lemaître et al. 2004].

The Polarization Ratio (PR) is directly derived from radiometric brightness temperature. PR effectively normalizes out the surface temperature leaving a quantity that is dependent primarily on soil moisture [Kerr and Njoku 1990], [Njoku et al. 2003]. It is expressed as:

$$PR(\theta) = \frac{T_{Bv}(\theta) - T_{Bh}(\theta)}{T_{Bv}(\theta) + T_{Bh}(\theta)} \simeq \frac{e_v(\theta) - e_h(\theta)}{e_v(\theta) + e_h(\theta)} \quad (5)$$

where θ is the observation angle, T_{Bv} and T_{Bh} are brightness temperature at vertical and horizontal polarization respectively, and e_v and e_h are emissivity at vertical and horizontal polarization respectively. In this study PR at $\theta = 40^\circ$ is used. At this incidence angle the resulting monitored surface is about 20 m^2 .

For a L-band radiometer, it is considered that, on average, the emissivity depth is in the range 2-5 cm, depending on the moisture of the soil [Jackson et al. 1997]. Emissivity, for a given angle, can be calculated with Fresnel equations and depends strongly on ϵ_b [Ulaby et al. 1986].

B. In Situ Soil Moisture Measurements

Surface soil moisture has been monitored by a set of Delta-T Theta Probe ML2 moisture sensors (mention of manufacturers is for the convenience of the reader only and implies no endorsement on the part of the authors). To estimate soil water content, these probes measure the apparent absolute value of the soil dielectric constant. The principle of the device is based on measuring the reflection coefficient at 100 MHz. When

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

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

an electromagnetic wave traveling along a transmission line (the probe) reaches a medium of different impedance (the soil) part of the wave is reflected. The amplitude of the reflected wave depends on the square root of the medium dielectric constant. Further details are given in [Gaskin and Miller 1996]. The output voltage of these sensors is related to the magnitude of dielectric constant following the empirical relation [Delta-T Devices 1999]:

$$\sqrt{\epsilon_b} = 1.07 + 6.40V - 6.40V^2 + 4.70V^3 \quad (6)$$

Surface sensors have been installed vertically in the soil, providing an integrated measure of the soil dielectric constant between 0 - 6 cm depth. These measurements are performed every 2 minutes and averaged over thirty minutes. Probes sample volume is about 75 cm³. In order to address the surface soil moisture spatial variability, there were four replication of surface probes spaced about 2 m apart.

Field calibration allows to establish a relationship between dielectric constant and soil moisture. For that purpose, gravimetric measurements are performed regularly for a wide range of soil moisture conditions. For each gravimetric measurement, six different soil samples are taken randomly from the experimental field. Based on soil density measurements, gravimetric soil moisture averaged for the six samples is used to estimate volumetric soil moisture content at the LEWIS footprint scale.

The use of several probes for automatic surface soil moisture measurements, together with a multi-sample calibration procedure, allows to address the surface soil moisture variability. The obtained ground soil moisture

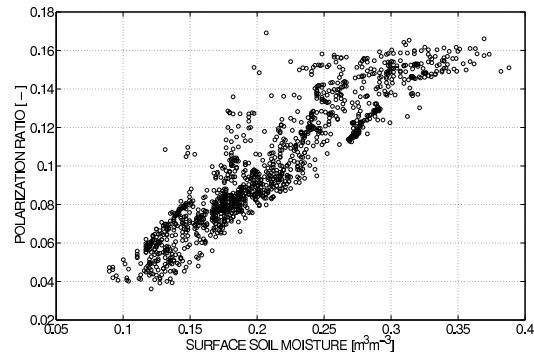


Fig. 3. Polarization ratio is plotted versus surface soil moisture. The full year data set is considered which allows to consider a large range of soil moisture and temperature conditions.

measurements are assumed, hereafter, to be representative of the field scale as shown in [Chanzy et al. 1998].

C. Laboratory Measurements

Laboratory measurements were performed in order to characterize the effect of soil temperature on the soil dielectric constant at the Theta Probe frequency. The soil samples were collected on the SMOSREX field and placed in hermetically closed containers to ensure they kept a constant soil moisture level. For each sample, with a constant soil moisture level, the dielectric constant was measured for different soil temperatures in the range of 5°C to 45°C, with a step of 1°C. The volumetric water content was determined for each sample at the end of the experiment by gravimetry. The results of this experiment are summarized in Table I and commented in the next section.

IV. RESULTS

A. Field Measurements

Figure (3) shows the scatter plot between PR and volumetric surface soil moisture, obtained by field measurements at respectively: 1.4 GHz by LEWIS with a remote sensing approach, and at 100MHz by *in situ* Theta Probe sensors. One year of data is considered with large variations of soil moisture and soil temperature. This figure illustrates the comparison between the two approaches for monitoring the soil dielectric constant ϵ_b . The plot clearly shows that the correlation between the two approaches is very high ($R^2 = 0.93$) when such a large range of soil moisture and temperature conditions are considered. This result allows the inter-validation of the two methods and shows that passive microwave remote sensing and *in situ* Theta Probes are measuring soil dielectric constant at a similar depth.

The good agreement between both approaches is not confirmed however for shorter temporal scales, when the range of soil moisture and soil temperature is less extended and one might expect better agreement. Figure 4 illustrates this comparison for a few days in April in wet soil moisture conditions (left panel) and in June 2005 in dry conditions (right panel). Both the wet and the dry periods considered correspond to dry weather conditions with clear sky conditions (no rain). At this temporal scale, since no rain nor freezing occurred, the amplitude of the soil temperature and moisture variations is mainly controlled by the diurnal scale processes (daily evaporation, and capillary wetting and dew deposition at night). Presence of dew is plotted for the same time period as a binary variable (1 for dew, 0 for no dew and an intermediate value when dew is present only a fraction of the time step). For

the considered periods, the clear sky conditions lead to dew deposition at night (Figure 4), and high solar radiation during the day (not shown). Accordingly the surface soil moisture increases at night and decreases during the day when solar radiation is important, due to evaporation processes.

In Figure 4, the left panel shows that, for relatively wet soils, measurements at 1.4 GHz and 100 MHz are synchronous concerning the phase of the soil moisture diurnal cycle. However, this agreement is not confirmed for relatively dry soils (Figure 4, right) where the diurnal variations of the surface soil moisture measured at 1.4 GHz and at 100 MHz are negatively correlated. LEWIS Polarization Ratio is in agreement with surface atmosphere interaction processes (minimum soil moisture in the afternoon and maximum before sunrise) while the phase of surface soil moisture diurnal cycle is shown to be wrong for *in situ* measurements. The figure indicates that, for the considered dry soil conditions, temperature is correlated with the measurement of soil moisture by the *in situ* sensors.

Figure 5, shows scatter-plots between measured soil dielectric constant at 100 MHz and 1.4 GHz, and soil temperature for the wet and dry periods. Since soil moisture evolves rapidly because of surface atmosphere interactions, only two days of rather stable soil moisture were considered. Figure 5 confirms the qualitative analysis of Figure 4 and points out that the influence of temperature on the dielectric measurement is different depending on the frequency, which is particularly noteworthy. At L-band, the slope is negative for wet and dry conditions. At 100MHz, the slope is slightly negative for wet conditions and positive for dry conditions. The correlation between temperature and

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

WET SOIL

DRY SOIL

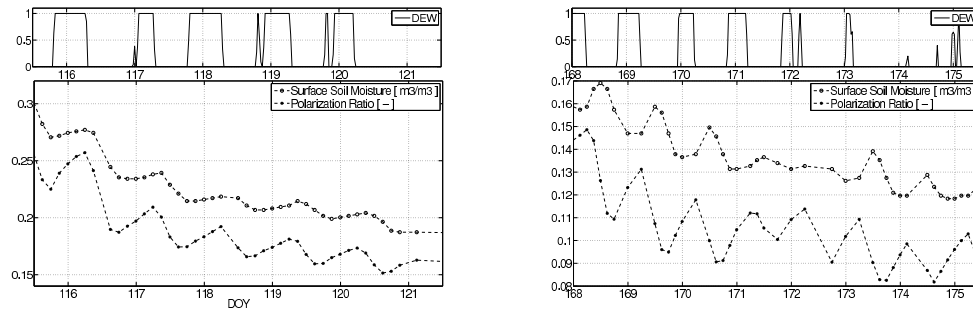


Fig. 4. Temporal evolution of *in situ* surface soil moisture and microwave polarization index from DOY (Day Of Year) 116 to DOY 121 (UP) and DOY 168 to DOY 175 (DOWN) for different cases of soil moisture.

soil moisture observed for dry soils is not in agreement with the land surface processes and can not be related to variations in soil moisture content. This figure confirms that, for relatively dry soils, the dielectric constant at 100 MHz is correlated with temperature.

B. Temperature Effect on Theta Probe Sensors

Laboratory measurements allow the quantification of temperature effects on the dielectric constant measured by Theta Probes at 100 MHz, for different soil moisture levels. The direct effect of temperature on sensors was evaluated on dry soil (oven dried at 105°C for 48 h.) In this particular case, since no water is left in the soil, the measured effect of temperature on the soil dielectric constant is due to the temperature sensitivity of the sensor itself. In Figure 6, the top panel shows the dielectric variations of a dried soil, for which soil moisture is kept constant at 0.0 m³m⁻³, for temperature varying between 5°C and 45°C. Temperature sensitivity ($\Delta\epsilon_b/\Delta T$) was estimated by linear regression. The slope of the sensitivity is as follows:

$$\Delta\epsilon_b/\Delta T = 0.0067K^{-1} \quad (7)$$

For a 20°C gradient of temperature, this temperature dependency, would lead to an error of soil moisture of 0.002 m³m⁻³ at 0.06 m³m⁻³ or an error of 0.004 m³m⁻³ at 0.30 m³m⁻³. This results are in concordance with technical specifications of Theta Probe sensors [Delta-T Devices 1999]. It is also in agreement with the independent study of [Blonquist et al. 2005] which found that direct Theta Probes temperature dependency was negligible, though they found slightly higher values than in equation (7).

C. Temperature Effect on Dielectric Constant at 100 MHz

Measured values of soil dielectric constant, ϵ_b , at 100 MHz for different constant soil water contents are plotted against temperature in the bottom panel of Figure 6. This figure shows that for low values of soil moisture the temperature effect is positive, whereas for higher values is negative.

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

Transactions on Geoscience and Remote Sensing
WET SOIL

DRY SOIL

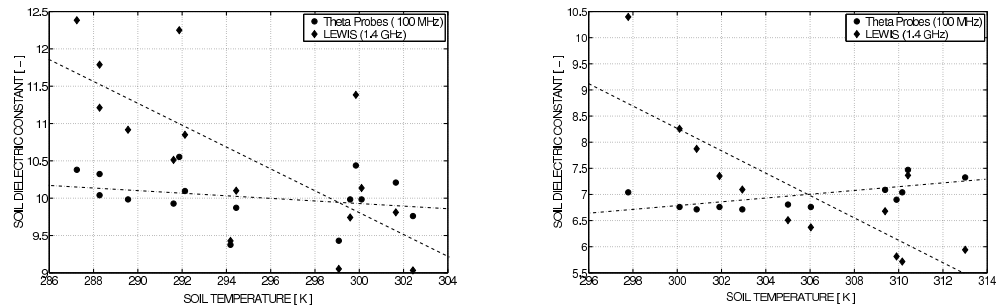


Fig. 5. Measured dielectric constant at two different frequencies against soil temperature: from DOY 119 to DOY 121 (UP), and DOY 173 to DOY 175 (DOWN) for two cases of soil moisture.

The results of the laboratory measurements obtained for different soil moisture are summarized in Table I. For each soil water content, the slope of variation of ϵ_b as a function of temperature was estimated by a linear regression, as described above for the dry soil case. This table details the slope for two cases: $T < 25^\circ\text{C}$ and $T > 25^\circ\text{C}$. These are somewhat different and indicate that temperature effects are stronger at high temperatures. However, for simplicity of analysis, the value calculated over the complete range ($5 - 45^\circ\text{C}$) is considered hereafter. The correlation factor R^2 between dielectric constant and temperature is also given and refers to the complete range. Its high value confirms that measured variations in soil dielectric constant are due to temperature effect. The temperature dependency calculated using the Dobson formulation described in Section II (eq. 1 and 3) is also given. The model relates a negative dependency of soil dielectric constant to temperature which increases with soil water content.

Observed and theoretical features of the soil dielectric constant, listed in Table I, are also plotted in Figure (7)

where different values of $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ are plotted for each soil moisture at which measurements were performed.

V. DISCUSSION

Measurements performed for relatively dry soils (below $13-14 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$) corresponding to values of dielectric constant below 8.5, depict a clearly positive temperature dependency as suggested above with Theta Probe field measurements. The absolute value of temperature dependency increases with dielectric constant, indicating that the wetter the soil the more positive the dependency.

This paper and [Blonquist et al. 2005] show that direct temperature effects on probe are negligible. Electronic Conductivity or Maxwell-Wagner relaxation can induce positive correlation between ϵ_b and temperature. However, both these phenomena either increase or decrease with water content; they have an unidirectional influence on permittivity not a bidirectional influence as observed in figure (7).

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

Transactions on Geoscience and Remote Sensing

ϵ_b	m^3m^{-3}	$S(T < 25)$	$S(T > 25)$	S	R^2	S_{model}
4.35	0.054	0.013	0.018	0.016	0.96	-0.0031
5.7	0.08	0.013	0.017	0.017	0.94	-0.0063
5.95	0.095	0.028	0.027	0.028	0.99	-0.0073
7.55	0.12	0.034	0.042	0.039	0.99	-0.012
8.3	0.14	0.031	0.048	0.040	0.98	-0.013
8.5	0.135	0.035	0.041	0.041	0.99	-0.015
10	0.18	0.016	0.039	0.025	0.95	-0.0185
11.3	0.22	0.03	0.017	0.023	0.95	-0.023
12.9	0.24	0.0013	0.028	0.013	0.82	-0.028
14.7	0.265	0.006	0.029	0.024	0.88	-0.033
16.5	0.30	-0.021	0.006	0.019	0.71	-0.038
17.7	0.275	-0.036	0.0057	-0.021	0.80	-0.042
18.8	0.32	-0.046	-0.044	-0.047	0.92	-0.044
21	0.355	-0.071	-0.088	-0.063	0.96	-0.05
22.6	0.42	-0.131	-0.091	-0.112	0.99	-0.056

TABLE I

LABORATORY MEASUREMENTS OF TEMPERATURE EFFECT ON SOIL DIELECTRIC CONSTANT AT 100MHZ, OBTAINED FOR DIFFERENT SOIL MOISTURE LEVELS IN DRY, MEDIUM AND WET CONDITIONS; ϵ_b IS THE SOIL DIELECTRIC CONSTANT MEASURED AT $T=25^\circ\text{C}$; m^3m^{-3} IS VOLUMETRIC WATER CONTENT MEASURED BY GRAVIMETRY; $S(T < 25)$ AND $S(T > 25)$ ARE $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ FOR T BELOW AND ABOVE 25°C RESPECTIVELY; S IS $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ WHEN ALL TEMPERATURE RANGE IS CONSIDERED AND R^2 IS THE CORRELATION COEFFICIENT BETWEEN BOTH VARIABLES (ϵ_b AND T); SMODEL IS THE TEMPERATURE DEPENDENCY OF THE DIELECTRIC CONSTANT, AS COMPUTED WITH THE DOBSON MODEL DESCRIBED IN SECTION II.

For this range of soil moisture, most of soil water is bound water. [Wraith and Or 1999] already observed a positive sensitivity to temperature in fine textured soils. They suggested that bound water plays a critical role in the relation between dielectric constant and temperature for dry conditions. They attributed the positive correlation between dielectric constant and temperature for dry conditions, to a release of bound water with increasing temperature.

In the present paper, laboratory measurements performed at 100MHZ for dry soil conditions confirm

that (i) bound water has a major role on the dielectric constant and (ii) dielectric constant measured by moisture probes increases with soil temperature for dry soil conditions. Multi-spectral field measurements conducted in this study, at 1.4GHz and 100MHZ, allow to go further in the analysis of the temperature effect on the soil dielectric constant when bound water fraction is important. The above results of Figure 5 show that, when bound water fraction is important: (i) dielectric sensitivity to temperature are opposite at 1.4GHz and 100MHZ, (ii) at 100MHZ dielectric constant is positively affected by temperature. These results indicate that, in the SMOSREX field, the release of bound water cannot

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

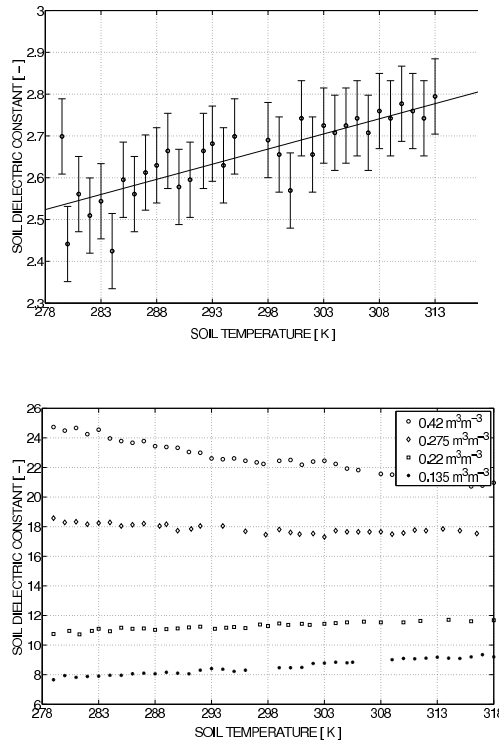


Fig. 6. Soil dielectric constant measured for varying soil temperature. Soil moisture value is kept constant for: a completely dried soil (top panel) and for four different levels of soil moisture (bottom panel).

be the main contribution for the positive temperature dependency of ϵ_b . On the contrary, this result points out the strong sensitivity of the bound water dielectric constant to the measuring frequency.

As discussed in section II, $f_{r_{BW}}$ dependency with temperature leads to a positive dependency on ϵ_{BW} at 100 MHz. The positive sensitivity of bound water dielectric constant at 100MHz to temperature, observed from field and laboratory measurements (Figure 5, Table I and Figure 7) confirm that 100MHz is in the range of bound water relaxation frequency. Furthermore,

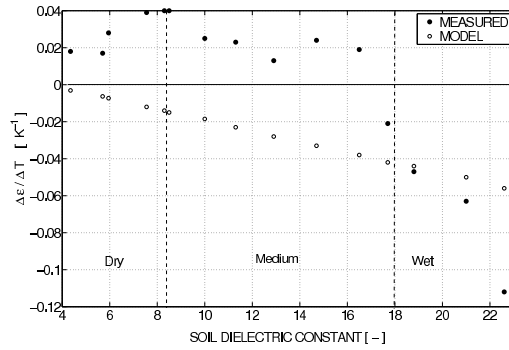


Fig. 7. Measured and modeled $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ as a function of soil moisture, here expressed as the soil dielectric constant at 25°C (see Table I). Three different zones are distinguished according to different observed temperature dependency of dielectric constant. These zones are controlled by the soil moisture level at which measurements are performed.

the more bound water in soil, the more positive the temperature dependency of ϵ_b , as it is shown in Table I and Figure 5.

For measurements performed in medium soil moisture conditions, soil dielectric constant ranges from 8 to 18. This corresponds to intermediate soil moisture values in the range of 13 to 30 m³m⁻³, as indicated in Table I. For this range of soil moisture, soil water content includes free and bound water. Hence, the temperature dependency of ϵ_b is the result of two competing phenomena: the positive temperature dependency of bound water at this frequency and the negative temperature dependency of free water. Since the amount of bound water in soil remains constant as the amount of free water in soil increases, the temperature dependency of ϵ_b decreases. This behavior, though biased, is similar to the expected by the model.

For high soil moisture content (ϵ_b above 18), both

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

observed and measured slopes of $\Delta\epsilon_b/\Delta T$ at 100MHz are negative. However, compared to the Theta Probe measurements, the model underestimates the negative sensitivity of the dielectric constant to temperature. In this range of soil moisture, above field capacity (0.30 m^3m^{-3} for the considered SMOSREX soil), water flows with gravity and is no longer attracted to soil particles. However, the model considers that water is always slightly attracted by soil particles which might explain why it underestimates the negative effect of free water.

VI. CONCLUSION

This paper investigates the temperature effects on soil dielectric constant (ϵ_b) measurements performed with *in situ* moisture probes at 100 MHz and microwave remote sensing data at L-band (1.4 GHz). The analysis is based on one year concurrent ϵ_b measurements at these two frequencies together with a laboratory temperature dependency analysis for the Theta Probes dielectric measurements.

Both measuring techniques showed a good agreement in the long and short time period. However, for dry soil conditions, when bound water fraction is important, probes measurements depict an unexpected behavior. Field and laboratory measurements showed that, for low values of soil moisture, ϵ_b measured by probes were correlated with temperature.

Multi-frequency observation of soil dielectric constant led to the evidence that bound water relaxation frequency (f_{rBW}) lays in measuring frequency of *in situ* moisture probes. Since temperature has a positive effect on relaxation frequency, temperature increases

ϵ_b when measuring close to f_{rBW} . This dependency affects *in situ* measurements at 100MHz, but does not affect remote sensing data at 1.4GHz. In relatively dry soils, the error in the measurement of soil moisture can led to the misinterpretation of the diurnal moisture cycle.

ACKNOWLEDGMENT

This work was funded by the French CNES/TOSCA contracts and by the PIRRENE program (<http://www.onecert.fr/pirrene/>). The authors thank the SMOSREX partners for their support in the field campaign experiment.

REFERENCES

- [Blonquist et al. 2005] Blonquist, J., S. B. Jones, and D. Robinson, 2005: Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors: Part II. Evaluation of Seven Sensing Systems. *Vadose Zone Journal.*, **4**,1059 – 1069.
- [Chanzy et al. 1998] Chanzy, A., J. Chadoeuf, J. Gaudu, D. Mohrath, G. Richard, and L. Bruckler, 1998: Soil moisture monitoring at the filed scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science.*, pp. 637 – 648.
- [de Rosnay et al. 2006] de Rosnay, P., J.-C. Calvet, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, F. Lemaître, M. J. Escorihuela, J. Muñoz Sabater, K. Saleh, G. Bouhours, L. Coret, G. Cherel, D. G., T. Douffet, R. Durbe, N. Fritz, F. Froissard, A. Kruszwski, F. Lavenu, D. Legain, D. Suquia, A. Petitpa, and P. Waldteufel, 2006: SMOSREX: A Long Term Field Campaign Experiment for Soil Moisture and Land Surface Processes Remote Sensing. *Remote sens. environ.*, **102**,377 – 389.
- [Delta-T Devices 1999] Delta-T Devices, L., 1999: Theta Probe Soil Moisture Sensor User Manual. *Delta-T Devices, 128 Low Road Burwell, Cambridge, CB5 0RJ, England.*
- [Dobson et al. 1985] Dobson, M., F. Ulaby, M. Hallikainen, and M. El-Rayes, 1985: Microwave Dielectric Behaviour of Wet Soil- PartII: Dielectric Mixing Models. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **23**,35–47.
- [Gaskin and Miller 1996] Gaskin, G. J., and J. D. Miller, 1996: Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *J. Agric. Engng. Res.*, **63**,153–160.

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

- [Hilhorst et al. 2001] Hilhorst, M., C. Dirksen, F. Kampers, and R. Feddes, 2001: Dielectric Relaxation of Bound Water versus Soil Matric Pressure. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **65**,311–314.
- [Jackson et al. 1995] Jackson, T., D. Le Vine, C. Swift, T. Schmugge, and F. Schiebe, 1995: Large area mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer in Washita92. *Remote sens. environ.*, **51**,27 – 37.
- [Jackson et al. 1997] Jackson, T., P. E. O'Neill, and C. Swift, 1997: Passive Microwave Observation of Diurnal Surface Soil Moisture. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **35**,1210–1222.
- [Jackson et al. 1999] Jackson, T. J., D. M. Le Vine, A. Hsu, A. Oklack, P. Starks, C. Swift, J. Isham, and M. Haken, 1999: Soil moisture mapping at regional scales using microwave radiometry: The southern great plains hydrology experiment. *IEEE Trans. Geos. and Remote. Sens.*, **37**,2136–2149.
- [Kerr and Njoku 1990] Kerr, Y., and E. Njoku, 1990: A Semiempirical Model For Interpreting Microwave Emission From Semiarid Land Surfaces as Seen From Space. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,384–393.
- [Kerr et al. 2001] Kerr, Y., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J.-M. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger, 2001: Soil moisture retrieval from Space: The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39** (8),1729–1735.
- [Lemaître et al. 2004] Lemaître, F., J. Poussiere, Y. Kerr, M. Dejus, R. Durbe, P. de Rosnay, and J. Calvet, 2004: Design and test of the ground based L-band radiometer for estimating water in soils (LEWIS). *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,1666–1676.
- [Njoku et al. 2003] Njoku, E., T. Jackson, V. Lakshmi, T. Chan, and S. Nghiem, 2003: Soil Moisture Retrieval From AMSR-E. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **41**,215–229.
- [Robinson et al. 2003] Robinson, D., S. Jones, J. Wraith, D. Or, and S. Friedman, 2003: A Review in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils Using Time Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal.*, **2**,444–475.
- [Schmugge and Jackson 1994] Schmugge, T., and T. Jackson, 1994: Mapping soil moisture with microwave radiometers. *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**,27 – 37.
- [Ulaby et al. 1986] Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung, 1986: *Microwave remote sensing: active and passive, Vol III, from theory to application*. Artech House, Dedham, MA.
- [Wraith and Or 1999] Wraith, J., and D. Or, 1999: Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resource Research*, **35**,361–369.

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

Chapitre 5

Modélisation de l'émission du sol nu

Les résultats de ce chapitre sont issus de l'article

[Escorihuela et al. 2007c] Escorihuela, M.J., Y.Kerr, P.de Rosnay, J.-P. Wigneron, J.-C. Calvet, and F. Lemaître, 2007c : A Simple Model of the Bare Soil Microwave Emission at L-Band . *in press IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing.*

5.1 Introduction

Dans les modèles de transfert radiatif d'une scène naturelle, une des contributions majeures est l'émission du sol. La modélisation de surfaces complexes (sol couvert de végétation, rosée, interception de précipitation, gel ou neige) nécessite donc un modèle d'émission du sol robuste et précis.

Le Chapitre 2 a présenté les différentes approches pour modéliser une surface rugueuse : les approches physiques et les approches semi-empiriques. L'approche semi-empirique étant la plus adaptée à notre but de mettre au point un modèle applicable aux données SMOS. Les modèles semi-empiriques existants considèrent des effets de la rugosité équivalents [Wang and Choudhury 1981, Wegmüller and Mätzler 1999, Wigneron et al. 2001], bien que des études aient mis en évidence que ces effets sont différents aux différents polarisations et angles d'incidence [Mo et al. 1987, Shi et al. 2002],

Par ailleurs, les jeux de données existants pour étudier l'émission du sol sont basés sur un nombre limité d'angles d'incidence et ne couvrent pas l'ensemble du spectre angulaire totale de SMOS [Wigneron et al. 2001, Schneeberger et al. 2004]. Dans ce contexte, ce chapitre veut aborder les points suivants :

1. étudier l'influence de la rugosité de surface en fonction de l'angle d'incidence et de la polarisation
2. modéliser empiriquement l'émission du sol rugueux en utilisant le moins de paramètres possibles
3. évaluer quantitativement la précision de ce modèle pour l'inversion de l'humidité de surface à partir de mesures radiométriques en bande L.

Des études montrent qu'en bande-L le mélange de polarisations peut être négligé [Wigneron et al. 2001, Njoku et al. 2003]. Ainsi, nous nous baserons sur une modélisation cohérente et prenant en compte une possible dépendance angulaire et de polarisation de la rugosité. Ainsi, dans cette étude, nous exprimerons la réflectivité du sol :

$$\Gamma_p(\theta) = \Gamma_{op}(\theta)e^{-h_p(\theta)} \quad (5.1)$$

en cette formulation le terme de rugosité $h_p(\theta)$ peut dépendre de la polarisation p et aussi de l'angle d'incidence θ . Le modèle de Dobson est utilisé pour calculer la permittivité du sol [Dobson et al. 1985].

Notre approche pour étudier l'influence de la rugosité consiste à trouver les relations entre les réflectivités horizontales et verticales aux différents angles sans utiliser les données terrain. En effet, les études précédentes se basent sur le calcul de l'émission de la surface plane ou spéculaire équivalente (celle qui a les mêmes conditions de texture, humidité, température ...). Ensuite, les différents paramètres du modèle sont calés pour ajuster l'émission de la surface rugueuse. Ainsi la nouveauté de notre approche est de permettre de quantifier les relations entre les différentes polarisations et/ou angles d'incidence indépendamment des inévitables incertitudes liées aux procédures de calibration.

5.2 Résultats

5.2.1 Influence de la rugosité aux différentes polarisations

Nous avons trouvé que $\Gamma_v(\theta)$ était significativement corrélée avec $\Gamma_h(\theta)$, ainsi que $\Gamma_{ov}(\theta)$ avec $\Gamma_{oh}(\theta)$. La relation trouvée entre les réflectivités verticales et horizontales est la suivante :

$$\Gamma_h(\theta) = [\Gamma_v(\theta)]^{\cos^2\theta} \quad (5.2)$$

En appliquant l'équation (5.2) à l'équation (5.1), nous dérivons que :

$$h_h(\theta) = h_v(\theta)\cos^2\theta \quad (5.3)$$

Cette équation montre que la relation entre les effets de la rugosité en polarisation horizontale et verticale sont liés directement à l'angle d'incidence. Elle nous permet de considérer les différents effets des polarisations sans utiliser des paramètres additionnels. De plus, étant donné que le mélange de polarisation n'a pas été considéré, nos résultats montrent qu'une formulation cohérente est capable de décrire l'émission en bande-L.

5.2.2 Dépendance angulaire de la rugosité

Nous avons trouvé la relation suivante en polarisation horizontale pour les réflectivités spéculaires et mesurées par LEWIS :

$$[\Gamma_h(\theta_1)]^{\cos\theta_2} = [\Gamma_h(\theta_2)]^{\cos\theta_1} \quad (5.4)$$

En utilisant l'équation (5.4) et l'équation (5.1) on trouve :

$$\frac{h_h(\theta_1)}{\cos\theta_1} = \frac{h_h(\theta_2)}{\cos\theta_2} = h \quad (5.5)$$

et en conséquence,

$$h_h(\theta) = h \cos\theta \quad (5.6)$$

où h est indépendant de l'angle d'incidence. En utilisant cette équation dans l'équation (5.3) :

$$h_v(\theta) = h / \cos\theta \quad (5.7)$$

Cette modélisation s'est avérée très précise dans le cas de la polarisation horizontale avec des erreurs quadratiques moyennes (rmse) négligeables. Dans le cas de la polarisation verticale, l'équation (5.7) n'est pas capable de décrire les variations angulaires pour des angles d'incidence supérieurs à 50° . Dans ce cas particulier, les valeurs expérimentales de Γ_v saturent pour des sols secs, c'est-à-dire pour les valeurs basses de réflectivité. Cet effet pourrait être dû à l'émission incohérente qui n'a pas été prise en compte. Cette évidence expérimentale est en accord avec les résultats de Shi *et.al* qui ont trouvé avec une approche théorique une augmentation de la radiation incohérente en polarisation verticale pour des angles d'incidence élevés [Shi et al. 2002].

L'équation initiale (5.1) peut ainsi être simplifiée à l'aide des équations (5.5) et (5.7) :

$$\Gamma_h(\theta) = \Gamma_{oh}(\theta) e^{-h \cos\theta} \quad (5.8)$$

$$\Gamma_v(\theta) = \Gamma_{ov}(\theta) e^{-h / \cos\theta} \quad (5.9)$$

Dans les équations (5.8) et (5.9) un seul paramètre (h) suffit pour représenter l'effet de la rugosité dans les réflectivités pour tous les angles et pour les deux polarisations.

5.2.3 Le paramètre de rugosité h

Notre première approche a été d'utiliser la valeur du paramètre de rugosité proposé en [Choudhury et al. 1979] ($h_o = (2k\sigma)^2$) dans les équations (5.8) et (5.9) pour simuler les réflectivités mesurées par LEWIS. Pour ceci on a besoin de la mesure de σ . Cette simulation a été donc réalisée pour la période où les mesures de rugosité étaient disponibles (voir Table 3.1, entre DOE 35 (4 Février 2004) et DOE 93 (2 Avril 2004)). Les réflectivités simulées ont une dynamique plus petite que les mesures. Ainsi, nous avons estimé le paramètre h de façon à mieux représenter les observations.

Pour cette période, les valeurs mesurées de σ indiquent une légère diminution de la rugosité. La valeur estimée de h pour cette période montre que :

1. h ne montre aucune tendance à la diminution
2. h est corrélé avec la précipitation. Après le DOE 35, la valeur inversée de rugosité augmente jusqu'à qu'il se produise un événement pluvieux.

Nos résultats suggèrent que l'humidité du sol a une grande influence sur le paramètre de rugosité h . D'autres auteurs ont signalé que la rugosité pourrait changer avec l'humidité du sol ; Wigneron *et al.* ont trouvé une relation exponentielle entre la rugosité et l'humidité et Schneeberger *et al.* ont développé un modèle avec une zone de transition dont l'épaisseur dépend de l'humidité du sol [Wigneron *et al.* 2001, Schneeberger *et al.* 2004]. Wigneron *et al.* expliquent cette dépendance comme un 'incrément de la rugosité diélectrique' quand le sol s'assèche à cause des hétérogénéités spatiales [Wigneron *et al.* 2001].

Nous avons trouvé une relation linéaire entre le paramètre h et l'humidité surfacique. Quand le sol est très humide, au-delà de la capacité au champ, la valeur inversée de h ne dépend plus de l'humidité, elle reste constante. Pour des valeurs d'humidité inférieures, la rugosité augmente linéairement avec l'humidité.

5.3 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de mettre au point un modèle de transfert radiatif pour un sol nu rugueux. Ce modèle devrait être directement applicable pour l'inversion de l'humidité du sol à partir des données SMOS. Un des atouts de l'instrument SMOS, qui permettra l'estimation de plusieurs paramètres, est la diversité d'angles d'incidence. Les modèles semi-empiriques de sol ne prennent pas en compte les différents effets de la rugosité selon la polarisation et l'angle d'incidence, bien que différentes approches physiques ont montré que ces effets sont différents [Mo *et al.* 1987, Shi *et al.* 2002].

Nos résultats montrent que les effets de la rugosité sont différents en polarisation verticale et horizontale. Cependant, cette différence a pu être modélisée avec un seul paramètre en une formulation cohérente. En polarisation horizontale, nous n'avons pas trouvé d'effets de radiation incohérente. En polarisation verticale, la radiation incohérente apparaît aux angles d'incidence élevés (à 60° et à 50° seulement pour des sols très secs). La radiation incohérente a pour effet d'augmenter la réflectivité effective.

En polarisation verticale, les effets de la rugosité augmentent avec l'angle d'incidence. En polarisation horizontale ils diminuent. Nous avons modélisé ce comportement antagoniste avec un seul paramètre : le paramètre de rugosité h . Ce paramètre est dépendant de l'humidité du sol.

Pour l'évaluation de ce modèle simple, nous avons calculé les réflectivités sur une période de deux ans. Pour l'évaluation de l'erreur, le jeu de données a été divisé en jours pluvieux et jours non pluvieux, à cause des incertitudes de mesure d'humidité les jours pluvieux. L'erreur quadratique moyenne, quand on ne considère pas les jours pluvieux, est de 0.0275 en polarisation verticale et de 0.0237 en polarisation horizontale tout-angles d'incidence confondus. Quand on considère toutes les données, la rmse en polarisation verticale est de 0.0350 et de 0.0373 en polarisation horizontale. Le modèle a été utilisé pour l'inversion de l'humidité du sol à partir des données radiométriques. Deux années d'humidité du sol ont été inversées avec une très bonne précision.

5.4 Article

A Simple Model of the Bare Soil Microwave Emission at L-Band

M.J. Escorihuela, Y. Kerr, P. de Rosnay, J.P. Wigneron, J.C. Calvet, and F. Lemaître

Abstract—A simple reflectivity model of a bare soil at L-band is developed to account for the effects of soil roughness at different angles and polarizations. This model was developed using a long term dataset acquired over bare soil in the framework of the SMOSREX experiment. It is shown that roughness effects are different depending on the measurement configuration, in terms of incidence angle and polarization. However, in this study, a simple parametrization based on a single roughness parameter was calibrated in order to account for this angular and polarization dependencies. This parameter was found to be dependent on soil moisture: drier conditions were associated to higher "roughness" conditions. The root mean square difference between measured and modelled reflectivities on days where no precipitation events were detected at V-pol is 0.0275 and at H-pol 0.0237 all incidence angles considered. When all data are considered, the rmsd for V-pol is 0.0350 and for H-pol 0.0373. This new simple model is suitable for soil moisture retrieval from SMOS data. By the means of this simple parametrization almost two year of soil moisture data were retrieved with a good accuracy. The SMOSREX dataset allowed to ensure the

long term suitability of the proposed parametrization.

Index Terms—L-band radiometry, emissivity, bare soil, soil moisture, surface roughness

I. INTRODUCTION

In the framework of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission preparation [Kerr et al. 2001], the intensive and long term field experiment SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment) is taking place in the south of France [de Rosnay et al. 2006]. One of the objectives of the experiment is to test, validate, and better parametrize radiative transfer models at L-band. To address this issue, a dual-polarized L-band radiometer has been developed and installed on the SMOSREX field site [Lemaître et al. 2004]. This radiometer performs continuous measurements over natural fallow and bare soil at different observation angles.

This paper focuses on the soil component of the microwave emission. In radiative transfer models for a natural scene, one of the main contributions is the soil emission. It is thus necessary, before addressing more complex targets (vegetation covered soils, dew, rain interception, soil freezing, or snow) to have reliable and accurate soil emission models for rough bare soil surfaces.

Manuscript received April, 2006. M.J. Escorihuela, Y. Kerr and P. de Rosnay, are with the CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère), UMR5126 (CNRS/CNES/IRD/UPS) BPI 2801, 18 ave Edouard Belin, 31401 Toulouse cedex 9, France J.-P. Wigneron is with INRA (Institut National de Recherche Agronomiques), EPHYSE, Bordeaux, France J.-C. Calvet is with Météo-France, CNRM/GAME, URA CNRS 1357, 1057 Toulouse Cedex 1, France F. Lemaître is with ONERA (Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales), France

For a non uniform, rough emitting surface there are two main approaches to model surface emissivity: (i) physical approaches that solve Maxwell equations like the Montecarlo model [Fung 1994], or the Integral Equation Model [Tsang et al. 2001] and (ii) semi-empirical approaches where a physically based simple formulation is applied [Wegmüller and Mätzler 1999], [Wigneron et al. 2001]. Physical approaches require detailed knowledge of geophysical parameters that are not usually available at satellite scales. Furthermore, the accuracy of these complex approaches is not well established for a variety of roughness conditions.

Conversely semi-empirical models require less geophysical parameters and are much more suited for soil moisture retrieval studies. However, they have the drawback to be site specific and therefore must be calibrated and validated on different conditions. A commonly used semi-empirical approach for soil emission is the Wang and Choudhury model [Choudhury et al. 1979], [Wang and Choudhury 1981]. However, roughness effects can be different at horizontal and vertical polarization [Mo et al. 1987], [Shi et al. 2002], although this model does not account for this difference of behavior. Furthermore, experimental datasets for studying bare soil emission were focused on a limited number of incidence angles [Wigneron et al. 2001], [Schneeberger et al. 2004], not fully covering the SMOS angular range .

In this context, SMOSREX provides a unique dataset to address the following points: (1) to study the influence of surface roughness as a function of angle and polarization (2) to empirically model rough bare soil emission using as few parameters as possible (3) to

quantitatively evaluate the model accuracy by retrieving surface soil moisture from L-band measurements. The next section describes the data set, while section III is devoted to describe the model and the approach taken for its calibration. In section IV the model is evaluated both in terms of error in reflectivity and accuracy of surface soil moisture retrieval and section V gives a summary and the conclusions of the study.

II. DATA

The present paper is based on the SMOSREX field experiment. The SMOSREX experimental site is located in Mauzac in the South of France ($43^{\circ} 23'N$, $1^{\circ}18'E$), at altitude of 188m. Weather conditions show a large range of variation along the year with a dry/warm summer and a wet/cold winter, which provides a large range of soil moisture and soil temperature conditions at the annual scale as shown in Figure (1). Bare soil is texturally a loamy soil, with a composition of 17% clay, 36% sand, and 47% silt, and a bulk density of $1.4 g/cm^3$ at the surface.

In this study, the dataset extending from January 2004 to October 2005 was used. The site is equipped with a complete meteorological station that measures precipitation, air temperature, atmospheric pressure, surface fluxes, wind speed and direction, infrared and solar radiation and specific humidity every 2 minutes (averaged over 30 min.) [de Rosnay et al. 2006]. Specific measurements related to bare soil radiative transfer model are detailed next.

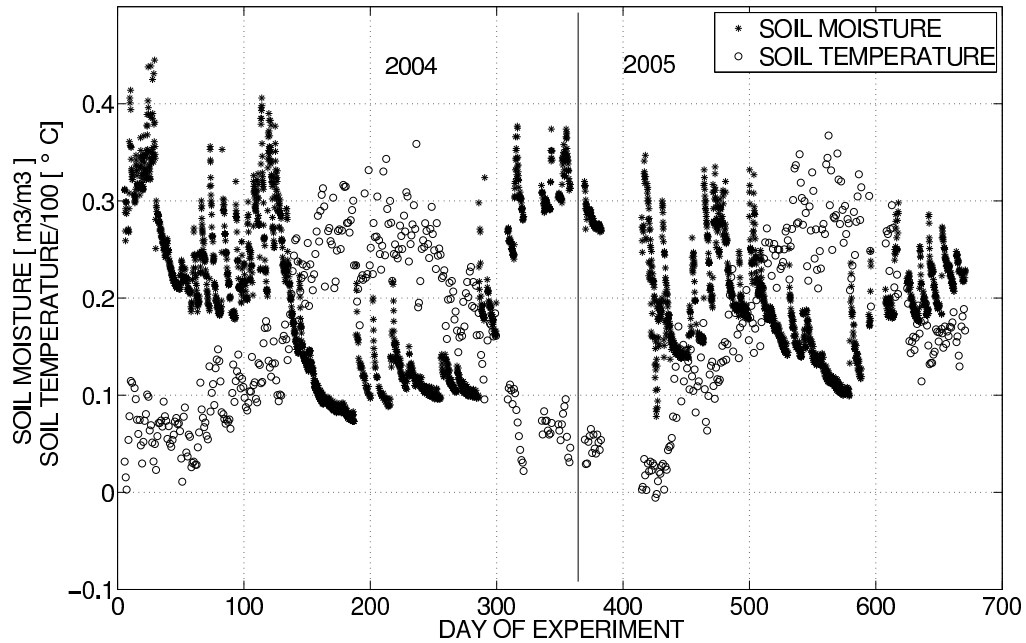


Fig. 1. Time variation of *in situ* 1 cm depth surface soil temperature (circles) and 0 to 6 cm depth surface soil moisture (stars) on the bare soil plot of the SMOSREX site from January 2004 to October 2005. For the soil temperature, the daily average value is given for the clarity of the plot.

A. L-band Microwave Measurements

The L-band radiometer for Estimating Water In Soils (LEWIS) was especially designed for the SMOSREX experiment. LEWIS is a L-band dual-polarization radiometer with a 1414 ± 10 MHz bandwidth. It is equipped with a 1.3m diameter Potter horn antenna. The beam-width at -3 dB is 13.6° , and the first side-lobes at -38 dB. Due to corrugations around the edges of the horn, it has almost no rear lobes. The calculated beam efficiency is greater than 98%. The instrument resolution is 0.2 K for a 4s integration time and the estimated accuracy of the calibration is 0.5K. The radiometer is thermally regulated [Lemaître et al. 2004].

The instrument is mounted on a 15 meter high structure centered on the experimental area and it can rotate from N to S over a E - W axis. The bare soil plot is situated north whereas the fallow is south. In routine mode the radiometer monitors continuously the fallow plot under 40° incidence angle. Automatic scans are performed every three hours over both plots for an incidence varying from 20° to 60° with a 10° increment. During the scan the radiometer stops 1 min at each incidence angle, the radiometer integration time is fixed to 6 s, which produces about 9 instantaneous measurements at each incidence angle. The averaged value of the signal during this time is considered

hereafter. The center and the dimension of the footprint changes with incidence angle. At 20° the center of the footprint is located at 5 m from the structure and the -3dB field of view (FOV) area is about 10 m^2 , at 60° the center is located at 24 m and the FOV area is about 70 m^2 . Further details are given in [de Rosnay et al. 2006].

B. *In Situ Measurements*

Measurements of soil temperature and moisture profiles are made every 2 minutes and averaged over thirty minutes.

Surface soil moisture is monitored by a set of Delta-T moisture probes (mention of manufacturers is for the convenience of the reader only and implies no endorsement on the part of the authors). These sensors are installed vertically in the soil providing an integrated soil moisture from 0 to 6 cm depth. There are four replication of moisture probes spaced about 2 m.

Gravimetric measurements are performed regularly for calibration. In order to address spatial variability, six different soil samples are taken from the experimental field. The use of several probes for soil moisture measurements, together with a multi-sample calibration procedure, allows to assume the obtained soil moisture measurements representative at the field scale as shown in [Chanzy et al. 1998]. The estimated root mean square calibration error for 2004 is $0.023 \text{ m}^3/\text{m}^3$ and for 2005 is $0.039 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Soil temperature is monitored using PT-100 temperature transducers installed at the following depths: 1 cm, 5 cm, 20 cm, and 50 cm. These sensors

provide soil temperature with a $\pm 0.19 \text{ K}$ accuracy.

C. *Roughness Measurements*

Before the experiment (in November 2003) the soil was slightly random ploughed, this work did not produce lines that could be visually observed. Basic roughness parameters were measured twice during the experiment: the 4th of February 2004 (Day of experiment DOE-35) and the 2nd of April 2004 (DOE-93). Soil roughness was characterized by means of a two meter needle board. The board has 201 needles, 1 cm spacing, which are free to move vertically following the soil elevation profile.

Roughness measurements were performed in the along and across direction of the radiometer FOV and replicated 6 times at each measurement date. The results from these measurements did not show any correlation with measurement direction. Consequently, roughness properties are considered to be randomly distributed and the average value of all replications is considered hereafter. Results from roughness measurements are depicted in Table I. A slight decrease in the measurement of σ indicates that the soil is still evolving after ploughing due to meteorological phenomena (rain and wind). The standard deviation of height (σ) ratio to the wavelength ($\lambda=21.4 \text{ cm}$) remains quite small during the experiment ($\sigma/\lambda \ll 1$), which characterizes a rather smooth soil at this frequency.

III. MODEL FOR SOIL MW EMISSION

For a completely flat or specular surface, with a dielectric and temperature homogeneous profile, the reflectivity can be computed with Fresnel equations

	4 Feb 04 (DOE 35)	2 Apr 04 (DOE 93)
σ (mm)	11.09	9.12
stddev σ (mm)	3.6	2.1
Lc (mm)	101.22	70.70
stddev Lc (mm)	42.2	33.7

TABLE I

RESULTS FROM ROUGHNESS MEASUREMENTS OVER THE BARE SOIL. THE STANDARD DEVIATION HEIGHT (σ) AND CORRELATION LENGTH (LC) ARE GIVEN TOGETHER WITH THEIR STANDARD DEVIATION

[Ulaby et al. 1986].

For a rough surface, the reflectivity is characterized by the bistatic scattering coefficients σ_{pp} and σ_{pq} [Peake 1959]. The bistatic scattering coefficient σ_{pp} takes into account the scattering of emission on the observation angle and is often called coherent and the bistatic scattering coefficient σ_{pq} takes into account the scattering of emission in the other directions and it is called incoherent.

In theoretical models, the coherent and incoherent components of the reflectivity are computed by integrating the bistatic scattering coefficients over the upper hemisphere. The complexity of this calculation makes direct application to satellite data rather difficult. Since the aim of this study is to calibrate a bare soil emission model that can be used for retrieving soil moisture at the satellite scale, a semi-empirical model is the most suited approach.

A. Semi Empirical Approach

The semi-empirical Wang and Choudhury model expresses both coherent and non-coherent components of a roughness surface reflectivity at a p polarization at a θ incidence angle ($\Gamma_p(\theta)$) in relationship to the specular reflectivity in the following way [Choudhury et al. 1979] and [Wang and Choudhury 1981]:

$$\Gamma_p(\theta) = [(1 - Q)\Gamma_{op}(\theta) + Q\Gamma_{oq}(\theta)]e^{-h\cos^n(\theta)} \quad (1)$$

where, Γ_{op} is Fresnel reflectivity at the same p polarization, q expresses the orthogonal polarization, Q is the polarization mixing factor, n expresses the angular dependency of roughness and h is the roughness parameter.

This semi-empirical model is rather simple and tractable for inversion problems. However, since the different parameters are usually determined by best fit, they include measurement errors and are not well established. The parameter n expresses the angular dependency of the roughness term. [Vall-llosera et al. 2005] use the value $n = 2$ provided by the study of Choudhury et al. though in this study the angular dependency was not checked, while others use $n = 0$ [Wang et al. 1983], [Wigneron et al. 2001], and for a wide range of frequencies, it was found that $n = 0.5$ fits data better on horizontal polarization [Wegmüller and Mätzler 1999]. Similarly, there is no consensus on the value of the roughness parameter. Choudhury et al. proposed to use $h = (2k\sigma)^2$ where k is the wave number, although Wigneron et al. and Choudhury et al. state that, experimentally, smaller values fit data better and thus h becomes an empirical value [Wigneron et al. 2001].

Usually these parameters (n, h, Q) are considered to

be independent of angle and polarization. However Mo *et al.* and Shi *et al.* pointed out that roughness effects depend on both the incidence angle and polarization [Mo *et al.* 1987], [Shi *et al.* 2002] .

There is a general agreement to consider that, at microwave low frequencies (L-band), polarization mixing is negligible and thus $Q = 0$ [Wigneron *et al.* 2001], [Njoku *et al.* 2003]. Based on these assumptions, and so as to be able to take into account a possible angular and polarization dependency of roughness, in this study, the bare soil reflectivity will be expressed as:

$$\Gamma_p(\theta) = \Gamma_{op}(\theta)e^{-h_p(\theta)} \quad (2)$$

where the roughness term $h_p(\theta)$ can depend on polarization p and incidence angle θ . $\Gamma_{op}(\theta)$ is computed using Fresnel equations [Ulaby *et al.* 1986] and the Dobson model is used to infer soil permittivity [Dobson *et al.* 1985]. In the next section, the influence of roughness at different polarizations and at different angles will be investigated.

B. Retrieval of Γ_p from LEWIS measurements

For a bare soil, the polarized brightness temperature (T_{Bp}) can be expressed as,

$$T_{Bp}(\theta) = e_p(\theta)T_{eff} + \Gamma_p(\theta)T_{sky} \quad (3)$$

where, p is the polarization ($p = v$ or h for the vertical and horizontal polarization respectively), θ is the incidence angle, e is the emissivity, T_{eff} is the soil effective temperature, Γ is reflectivity and T_{sky} is the sky radiometric temperature calculated as in [Pellarin

et al. 2003].

The effective temperature was parametrized using, [Wigneron *et al.* 2001]

$$T_{eff} = T_{deep} + (T_{surf} - T_{deep})\left(\frac{w_{surf}}{w_o}\right)^b \quad (4)$$

where, T_{deep} is soil temperature at 50 cm depth, T_{surf} is soil temperature at 5 cm depth, w_{surf} is soil moisture at 0 - 6 cm depth, and w_o and b are empirically determined in our site ($w_o = 0.32$ and $b = 0.58$) [Holmes *et al.* 2006].

The reflectivity for each angle and polarization can be derived from emissivity as follows

$$\Gamma_p(\theta) = 1 - e_p(\theta) \quad (5)$$

In Figure 2 the retrieved $\Gamma_h(40)$ from LEWIS measurements as well as $\Gamma_{oh}(40)$ as calculated from Fresnel equations using *in situ* soil moisture measurements is shown for the complete period. As expected, reflectivities measured by LEWIS ($\Gamma_h(40)$) are smaller than those of a specular surface ($\Gamma_{oh}(40)$) because surface roughness decreases reflectivity as it is expressed in equation 2.

It can be noted however, that in a few particular cases, during a rainfall event on a dry soil $\Gamma_h(40)$ is higher than $\Gamma_{oh}(40)$ which does not have any physical sense. In this particular case, with very strong vertical soil moisture gradients in the very top soil, remotely sensed Γ_h and ground based Γ_{oh} (based on moisture probes measurements) correspond to a different sensing depth (note that *in situ* soil moisture measurements are averaged over 30 min while radiometer measurements are instantaneous). Apart from these particular cases, ground soil moisture measurements are assumed to be

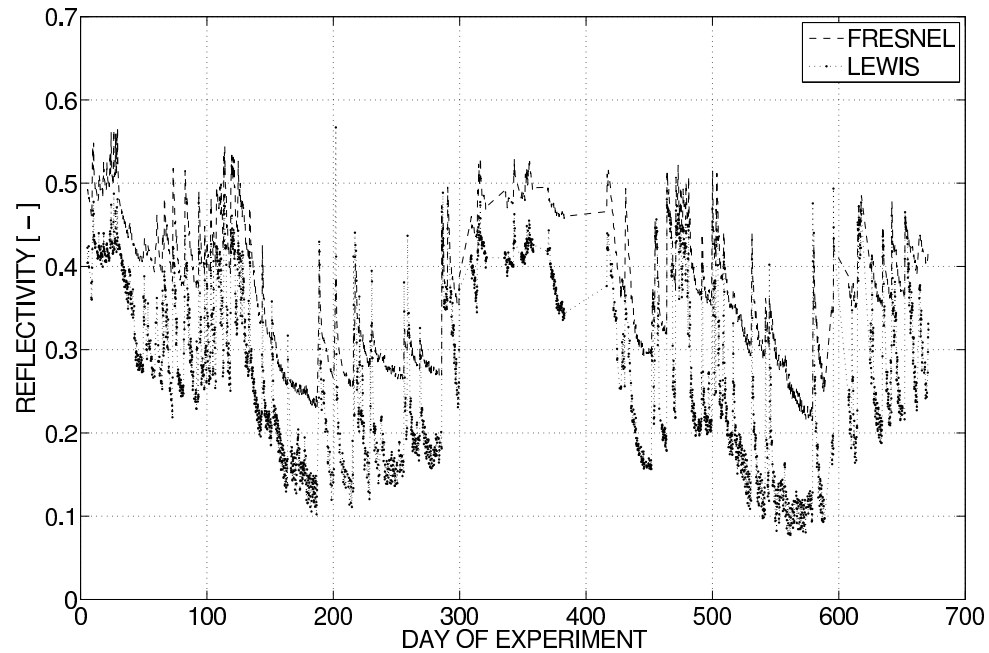


Fig. 2. Time variation of $\Gamma_h(40)$ and $\Gamma_{oh}(40)$ on the bare soil plot of the SMOSREX site from January 2004 to Octobre 2005.

representative of the L-band remotely sensed sensing depth.

C. Influence of roughness at different polarizations

Some studies have pointed out that roughness effects are different at H and V polarizations for the same surface roughness parameters [Shi et al. 2002], [Wegmüller and Mätzler 1999]. However, one study was based on a theoretical model [Shi et al. 2002], and the other was not focused on L-band [Wegmüller and Mätzler 1999]. Therefore, there is a need to simple parametrize this different influence of roughness. In order to qualitatively evaluate the effects of roughness at different polarizations the relationship $\Gamma_p(\theta)/\Gamma_{op}(\theta)$

was studied (note that the logarithm of this relationship is h_p). Γ_p is LEWIS reflectivity calculated as explained in previous section and Γ_{op} is Fresnel reflectivity calculated by using soil moisture measurements to derive soil permittivity.

In figure (3), $\Gamma_v(\theta)/\Gamma_{ov}(\theta)$ is plotted versus $\Gamma_h(\theta)/\Gamma_{oh}(\theta)$ at 40° incidence angle. This figure illustrates that roughness effects, for the SMOSREX site, are different at different polarizations. The relationship $\Gamma_v(\theta)/\Gamma_{ov}(\theta)$ versus $\Gamma_h(\theta)/\Gamma_{oh}(\theta)$ was studied for all LEWIS incidence angles ($\theta = 20, 30, 40, 50$ and 60) and roughness effects were found different at H and V polarizations for all different angles (not shown).

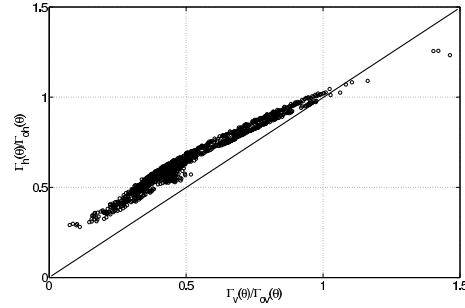


Fig. 3. Roughness effects on horizontal polarization versus roughness effects on vertical polarization at $\theta = 40^\circ$ incidence angle. On x-axis $\Gamma_v(\theta)/\Gamma_{ov}(\theta)$ and on y-axis $\Gamma_h(\theta)/\Gamma_{oh}(\theta)$.

In figure (3), a few values higher than than 1 are shown to occur. They are related to the particular cases seen in figure 2. Apart from these particular cases, $\Gamma_p(\theta)/\Gamma_{op}(\theta)$ provides a physical quantification of the soil roughness effect.

In order to quantify the relationship between horizontal and vertical reflectivities, the radiometric reflectivities are compared between them without using Γ_{op} for this analysis. That is done on the purpose of getting robust relationships independent of unavoidable uncertainties introduced by calibration procedures.

$\Gamma_v(\theta)$ were found to be significantly correlated with $\Gamma_h(\theta)$, and $\Gamma_{ov}(\theta)$ with $\Gamma_{oh}(\theta)$ as suggested by fig 3. A simple relationship was found between vertical and horizontal reflectivities given by:

$$\Gamma_h(\theta) = [\Gamma_v(\theta)]^{\cos^2\theta} \quad (6)$$

Figure (4) illustrates the capability of equation (6) to derive Γ_h from Γ_v for both specular (upper panel) and measured by LEWIS (bottom panel). Table II summarizes the root mean square error in reflectivity

when using equation 6 to compute Γ_h for both cases: specular and LEWIS measured reflectivities.

Both figure (4) and table II show, qualitatively and quantitatively, that equation (6) expresses well the relationship between both polarizations. Furthermore, since polarization mixing is not considered, they indicate that a coherent formulation is able to describe the polarization dependency of the bare soil emission at L-band at low incidence angles.

Although there is a slight degradation of the ability of equation (6) to describe the relationship between polarizations at 50° incidence angle for the LEWIS data, the equation works well for the specular case. However, at 60° incidence angle this relationship is not able to describe the polarization feature of the signal nor for specular (upper panel) neither for observed (bottom panel) reflectivity. Reasons for that disagreement are different for specular and LEWIS reflectivities and are detailed next.

For the specular surface, for low values of reflectivity, equation (6) underestimates horizontal reflectivity. Since this equation is an approximation for Fresnel equations, the low agreement between reflectivities indicates that the approximation range of validity is restricted to incidence angles up to 50° .

For LEWIS reflectivities, horizontal reflectivity computed with equation (6) is overestimated for the complete range of reflectivity. Furthermore, while experimental values of Γ_h go on decreasing, Γ_h computed with equation (6) saturates. The reason for that saturation is that experimental values of Γ_v saturate under a certain value of soil moisture. These effects

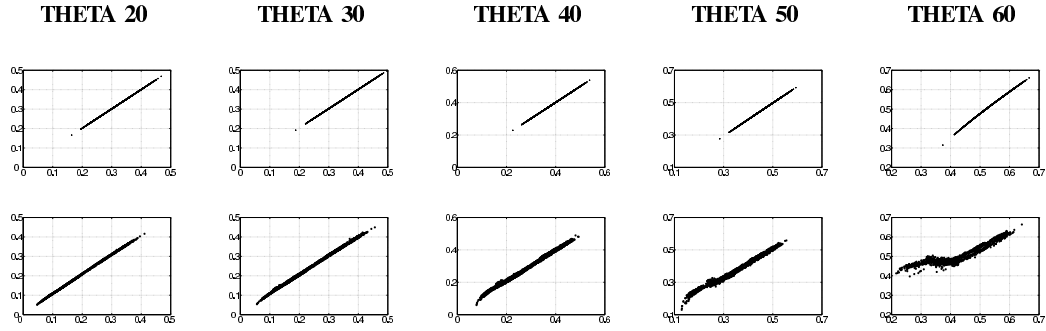


Fig. 4. Relationship between polarizations at different incidence angles. Two cases are considered: on the upper panel the specular case and on the bottom panel measured on the SMOSREX field. On x-axis Γ_h calculated directly from Fresnel equations and LEWIS brightness temperature respectively and on y-axis as calculated from eq. 6 using $[\Gamma_v]^{cos^2\theta}$.

	20	30	40	50	60
SPECULAR	0.0012	0.0020	0.0015	0.0032	0.0118
LEWIS	0.0086	0.0074	0.0109	0.0324	0.0944

TABLE II

ROOT MEAN SQUARE ERROR IN REFLECTIVITY WHEN USING EQUATION 6 FOR SPECULAR AND MEASURED BY LEWIS REFLECTIVITIES.

could be explained by incoherent radiation effects which are more important at larger incident angles and may explain the saturation effect observed at 60° for low reflectivity, this is for very dry soils. This experimental evidence is in agreement with the results of Shi *et al* who found out theoretically with an integral equation model (IEM) an increase of incoherent radiation at vertical polarization for high incidence angles [Shi *et al*. 2002].

By applying equation (6) in equation (2), it can be derived that:

$$h_h(\theta) = h_v(\theta) \cos^2\theta \quad (7)$$

This equation shows that the relationship between roughness effects at horizontal and vertical polarization is directly related to the incidence angle and allows to account for polarization effects without additional parameters.

D. Angular dependency of roughness

The angular dependence of roughness was studied by comparing radiometric measurements at different angles. Although roughness is considered to be randomly distributed over the field, the radiometer field of view varies with the incidence angle which might introduce uncertainties in evaluating the angular dependency. Hence, for the comparison consecutive angles are chosen, in this case their respective fields of view are overlapped. The following relationship was found at horizontal polarization for both specular and measured reflectivities:

$$[\Gamma_h(\theta_1)]^{\cos\theta_2} = [\Gamma_h(\theta_2)]^{\cos\theta_1} \quad (8)$$

The left hand side of the equation (8) is plotted versus the right hand side on figure (5), for both specular surface and measured by LEWIS at different incidence angles (θ_1 and θ_2).

Figure 5 shows that equation (8) is able to describe the angular dependency at H-pol with good correlation and low dispersion. Furthermore, no difference of behavior could be seen at high incidence angles, it is likely that incoherent effects affect only the soil emission at vertical polarization.

By using equation (8) in equation (2) the following relationship is found:

$$\frac{h_h(\theta_1)}{\cos\theta_1} = \frac{h_h(\theta_2)}{\cos\theta_2} = h \quad (9)$$

and therefore,

$$h_h(\theta) = h \cos\theta \quad (10)$$

where h is angle independent. And by using the above equation in Equation (7):

$$h_v(\theta) = h / \cos\theta \quad (11)$$

Equations (10) and (11) allow to compute reflectivity at different θ_2 incidence angles ($\Gamma_p(\theta_2)$) for a given $\Gamma_p(\theta_1)$. Table III summarizes the root mean square error in reflectivity for different pairs of incidence angles θ_2, θ_1 . The table shows that at horizontal polarization, the modeling of angular dependency of roughness with equation (10) lead to negligible values of mse. At vertical polarization, equation (11) is not able to describe angular variations at high incidence angles.

	θ_1, θ_2			
	20,30	30,40	40,50	50,60
H- FRESNEL	0.0007	0.0009	0.0009	0.0007
H- LEWIS	0.0099	0.0108	0.0190	0.0117
V- FRESNEL	0.00001	0.0014	0.0052	0.0170
V- LEWIS	0.0068	0.0084	0.0302	0.0518

TABLE III

ROOT MEAN SQUARE ERROR IN REFLECTIVITY WHEN CONSIDERING EQUATION 9 AND 11 FOR SPECULAR AND MEASURED BY LEWIS REFLECTIVITIES.

The initial equation (2) can be simplified by the use of equations (9) and (11):

$$\Gamma_h(\theta) = \Gamma_{oh}(\theta) e^{-h \cos\theta} \quad (12)$$

$$\Gamma_v(\theta) = \Gamma_{ov}(\theta) e^{-h / \cos\theta} \quad (13)$$

In equations (12) and (13) a single parameter (h) is able to represent the effect of soil roughness on the soil microwave reflectivities at L-band at different angles for both polarizations.

E. The roughness parameter h

The value of the roughness parameter proposed in Choudhury *et al.* $h = (2k\sigma)^2$ was used to simulate reflectivities for periods when roughness measurements are available (see Table I). Compared to measurements, simulated reflectivities had a lower dynamic range than measured ones (not shown). Therefore, *in situ* data were used to estimate Γ_{op} and by substitution of measured reflectivities Γ_p in equations (12) and (13)

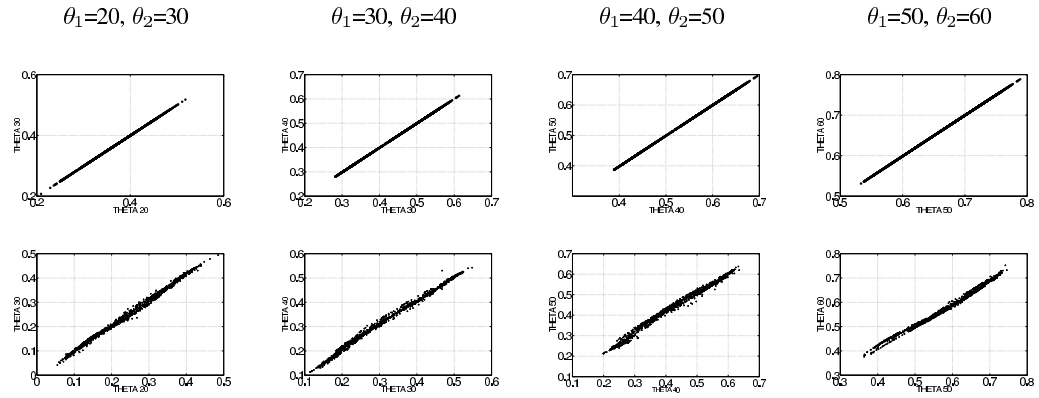


Fig. 5. Horizontal reflectivity (Γ_h) at two different angles θ_1, θ_2 . On x-axis $[\Gamma_h(\theta_1)]^{\cos(\theta_2)}$ and on y-axis $[\Gamma_h(\theta_2)]^{\cos(\theta_1)}$. Two cases are considered: on the upper panel specular case and on the bottom panel SMOSEX observed over a rough surface

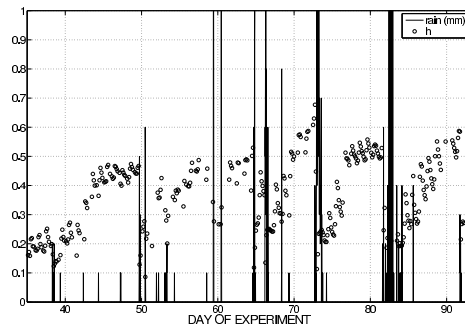


Fig. 6. Time variation of estimated roughness parameter h and precipitation in mm per time step (30 min) between DOE 35 and DOE 93.

the roughness parameter h could be estimated.

The retrieved value of h is plotted between DOE 35 (4th February 2004) and DOE 93 (2nd April 2004) on figure 6. For that period, measured values of σ indicated a slight decrease of roughness. Qualitative analysis of this figure indicates that:

- 1) h is not showing any decreasing trend.
- 2) h is related to precipitation occurrence. After DOE

35 retrieved roughness increases until a precipitation event increases soil moisture.

Figure 6 suggests that soil moisture has a large influence on the roughness parameter h . Some other authors have pointed out that roughness might change with soil moisture: an exponential dependency with soil moisture was found by Wigneron *et al.* and Schneeberger *et al.* fitted a coherent emission model with a transition zone whose thickness depended also in soil moisture [Wigneron et al. 2001], [Schneeberger et al. 2004]. Wigneron *et al.* explained roughness dependency on soil moisture as an increase of 'dielectric roughness' as the soil gets drier due to spatial heterogeneities [Wigneron et al. 2001].

To investigate further the effect of precipitation on h , the retrieved roughness parameter is plotted against surface soil moisture in figure 7. The plot shows that for soil moisture above about $0.30 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, h remains constant and its value ($h = 0.25$) is similar to $h = (2k\sigma)^2 = 0.29$. In the SMOSEX field this value of soil moisture is about the field capacity (ws_{FC}).

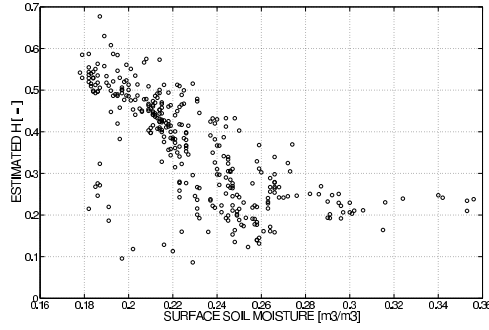


Fig. 7. Estimated roughness parameter h versus surface soil moisture between DOE 35 and DOE 93.

The plot depicts also a linear relationship between the roughness and moisture for soil moisture under $0.30 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$.

The analysis plotted in Figure (7) is based on a rather short period (59 days) where roughness measurements were available. The long term analysis (almost two years) of the dependency between h and soil moisture lead to the slightly different relationship given below:

$$h = \begin{cases} (2k\sigma)^2 - 4.4 * (ws - ws_{FC}) & \text{if } ws \leq ws_{FC} \\ (2k\sigma)^2 & \text{if } ws > ws_{FC} \end{cases} \quad (14)$$

This relationship allows to explain the roughness parameter h dependency on soil moisture. For the long term analysis, as no roughness measurements were available, σ is estimated to be 7.6 mm, which incidentally is slightly smaller than measurements shown in Table I and can be explained by soil evolution due to meteorological action.

This relationship must be considered with care since it might depend on soil texture and in the particular case of strong soil moisture gradients the radiometer and

the probe sampling depth might differ [Raju et al. 1995].

IV. MODEL PERFORMANCE

The performance of the model was evaluated both in terms of rmse in reflectivity and in terms of accuracy of the soil moisture retrieval.

A. Reflectivity

$\Gamma_p(\theta)$ reflectivities were simulated for the complete dataset (January 2004 - October 2005) with the model described in equations (12), (13), and (14). In figure (8) simulated reflectivities are plotted versus measured reflectivity at all incidence angles and for both polarizations. There is a high correlation between both measured and simulated $\Gamma_p(\theta)$. In general, there is no obvious bias in graphs which justifies the use of this simple model for a large range of moisture conditions at all angles and polarizations. Incoherent radiation is not accounted for in the model and is expected to bias $\Gamma_v(50)$ and $\Gamma_v(60)$ as explained in section III.C.

Rainy days cause dispersion and can be easily identified in all graphs. During a rainy event the soil's surface gets wet and the radiometer reacts immediately, while the probes, deeper in the ground react only when infiltration has taken place. For that reason, simulated reflectivity is underestimated (as for a drier soil). These points are clearly under the 1:1 line.

Slight dispersion around the 1:1 line is explained by uncertainties in soil moisture measurements. Strong surface moisture gradients produce different emission patterns which cannot be taken into account by this simple model [Raju et al. 1995].

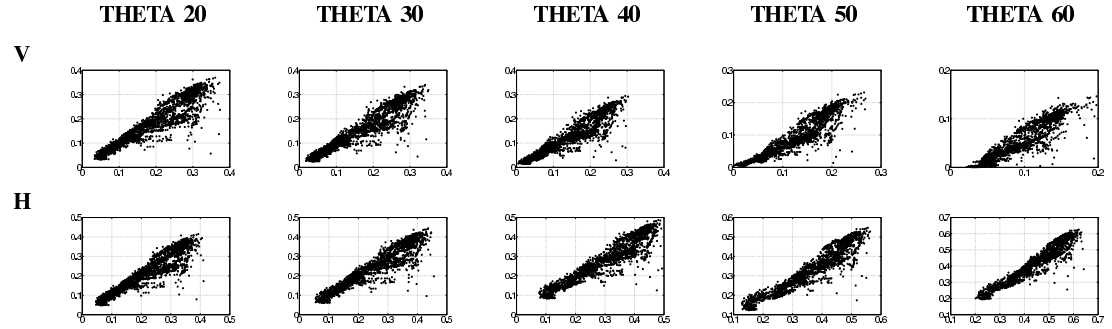


Fig. 8. Measured (x-axis) versus simulated reflectivity (y-axis) at all incidence angles (20,30,40,50 and 60°) and for both vertical (upper panel) and horizontal (bottom panel) polarization for the complete dataset (January 2004- October 2005).

The error between LEWIS measured reflectivity and simulated reflectivity calculated with equations (12),(13) and (14) is summarized in table IV. The dataset is divided in *all data* where the complete dataset (almost two years) is considered and *no rain* where only days 24 h after a precipitation event were considered because of soil moisture measurement uncertainties due to infiltration effects. The root mean square error on *no rain* days all angles considered at vertical polarization is 0.0275 and at horizontal polarization 0.0237. When all data is considered, RMSE for Vertical polarization is 0.0350 and for horizontal polarization 0.0373.

These results are very promising as the error is equivalent to the error obtained with a coherent model which had been tested in a rather small experimental dataset [Schneeberger et al. 2004]. The model presented in this study requires less parameters and might be therefore well suited for satellite applications. Moreover, was validated over a much longer time period.

B. Soil moisture retrieval

Retrieval of surface soil moisture was obtained by minimizing a cost function C_F . The minimization rou-

POL / θ	20	30	40	50	60	all
V (no rain)	0.0204	0.0158	0.0215	0.0308	0.0413	0.0275
V (all data)	0.0322	0.0310	0.0309	0.0328	0.0422	0.0350
H (no rain)	0.0283	0.0200	0.0230	0.0257	0.0205	0.0237
H (all data)	0.0341	0.0349	0.0383	0.0424	0.0359	0.0373

TABLE IV
RMS BETWEEN SIMULATED AND MEASURED REFLECTIVITIES FOR ALL ANGLES AND POLARIZATIONS. IN NO RAIN DATA RAINY DAYS ARE NOT CONSIDERED.

time was a generalized least squares iterative Marquardt algorithm of minimization, where the cost function was the squared difference between the radiometer observed values (T_B) and the calibrated model simulated values (T_{Bsim}):

$$C_F = |T_B(\theta) - T_{Bsim}(\theta)|^2 \quad (15)$$

For soil moisture retrieval, in this study, a single angle and polarization is used. For the calculation of T_{eff} in equation 4 measured on field T_{5cm} and T_{50cm} were used.

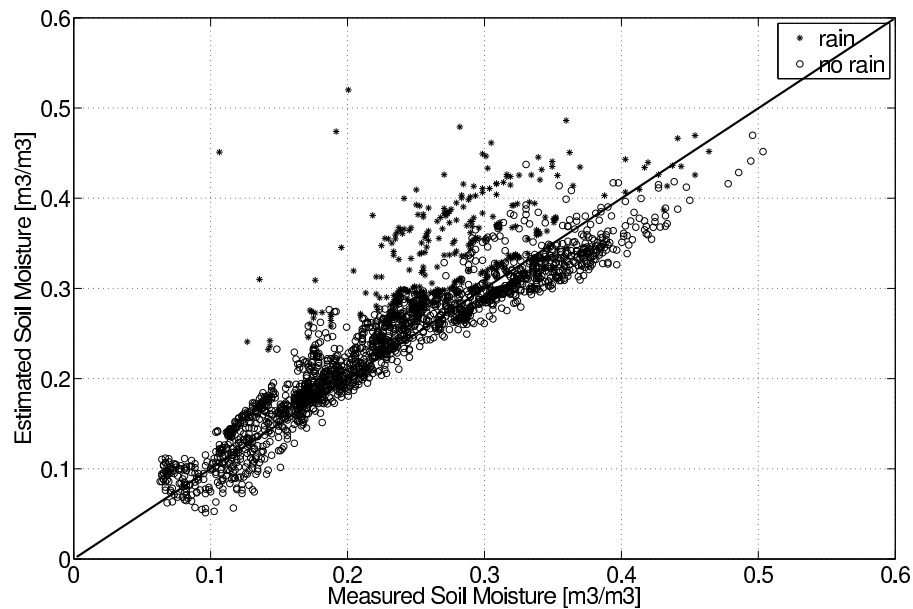


Fig. 9. Retrieved and measured surface soil moisture from January 2004 to October 2005.

In Figure 9 measured and retrieved soil moisture are plotted for the whole considered period. The dataset was divided in rainy days (stars) and no rainy days (circles). For the plot, an incidence angle of 40° at horizontal polarization was chosen arbitrarily. The plot shows the high correlation between measured and retrieved moisture and dispersion is highly correlated with rain occurrence. Due to infiltration time, ground truth data tends to underestimate soil moisture and shows less agreement with retrieved soil moisture. The averaged rms error in soil moisture for the complete period is $0.0387 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, when rainy days are not considered the rmse is $0.0251 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$.

Dispersion for dry soils is due to the fact that the retrieved daily cycle amplitude for soil moisture

is sometimes larger than the measured one. During summer dry periods, soil moisture probes indicated a moisture daily cycle of around $0.01 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ while the retrieved soil moisture cycle was about $0.03 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. This difference could be related to the fact that in summer strong temperature and moisture gradients occur on soil surface, this gradients have an influence on microwave emission that can not be taken into account in such a simple model.

Because rainy days induce to uncertainties in *in situ* soil moisture measurements, due to infiltration, the retrieval accuracy of this parametrization was evaluated, as well, on days were no rainy events occurred. Root mean square difference between retrieved soil moisture and *in situ* measurements as well as correlation between

ANGLE	HORIZONTAL		VERTICAL	
	RMSE [m ³ m ⁻³]	R ²	RMSE [m ³ m ⁻³]	R ²
20 no rain	0.0269	94.91	0.0249	95.57
20	0.0356	91.35	0.0349	91.52
30 no rain	0.0242	96.14	0.0240	96.06
30	0.0367	91.46	0.0354	92.33
40 no rain	0.0251	95.09	0.0263	95.07
40	0.0387	90.96	0.0362	91.94
50 no rain	0.0294	94.80	0.0434	95.80
50	0.0421	90.88	0.0525	93.42
60 no rain	0.0282	95.73	0.0921	89.53
60	0.0388	92.23	0.0970	88.42

TABLE V
ROOT MEAN SQUARE ERROR AND CORRELATION COEFFICIENT
BETWEEN *in situ* MEASURED AND RETRIEVED SOIL MOISTURE FOR
ALL DIFFERENT ANGLES.

both variables are summarized in table V. There is a high correlation ($R^2 > 95\%$) between both variables and the root mean square difference is similar to the moisture probe calibration accuracy.

At 50°V there is a slight bias between measured and estimated soil moisture. The poor agreement at 60°V is due to the phenomena of saturation of reflectivity described in previous section, see (figure (4)). As reflectivity is no more sensitive to soil moisture there is a larger error for very dry soils.

V. SUMMARY AND CONCLUSION

The main goal of this study was to calibrate a simple rough bare soil radiative transfer model that could be directly applicable to the retrieval of soil moisture from SMOS data. The SMOS instrument will measure L-band emission at two polarizations (horizontal and

vertical) and at multiple incidence angles (from nadir to 50°-55°). A major contribution of natural surfaces emission is soil emission which depends basically on its soil moisture and temperature profile and its surface roughness. Hence, this study aimed at studying the influence of soil roughness at different angles and polarizations and at developing a semi-empirical model that takes these differences into account by using as few parameters as possible.

The study is based on the long term dataset (almost 2 year data) acquired during the SMOSREX experiment. Semi-empirical models are intrinsically site dependent. However, the approach taken in this study, comparing radiometric measurements among them without using any local information, allows to draw a number of important results which are not linked to the site.

A different influence of roughness on vertical and horizontal polarization was found as suggested by the integral equation model (IEM) simulations by [Shi et al. 2002]. However, at each incidence angle, roughness effects at different polarizations were found to be correlated among them, which allows to find a relationship between polarizations. At 60° emission on vertical polarization saturates under a certain value of soil moisture. We attribute the increase of reflectivity to incoherent radiation. This experimental evidence is in agreement with the results of Shi *et.al* who found out theoretically with the IEM an increase of incoherent radiation at vertical polarization for high incidence angles.

Roughness effects are dependent on the incidence angle. They were found to increase with incidence angle at vertical polarization and to decrease at horizontal

polarization. The relationship found between angles allows to model reflectivities for different polarizations and incidence angles using a single parameter: the roughness parameter h .

When the roughness parameter h is considered to depend only in surface parameters, namely standard deviation of height and correlation length, simulated reflectivities have a lower dynamic range than measured ones. The 'best fit' roughness parameter was found to be dependent on soil moisture: drier conditions were associated to higher roughness conditions.

The relationship found in this study between h and soil moisture, has shown to be very stable (two year dataset considered). This fact suggests that it could be modelled using soil characteristics like soil texture and density.

For the evaluation of this simple model, reflectivities were calculated for almost two year of data. The root mean square difference between model and measured reflectivities on days were no precipitation events were detected at vertical polarization is 0.0275 and at horizontal polarization 0.0237 all incidence angles considered. When all data is considered, the rmsd for vertical polarization is 0.0350 and for horizontal polarization 0.0373. The model was used for the retrieval of soil moisture from the radiometric measurements. Almost two year of soil moisture data were retrieved with a good accuracy.

The results found by this study (except the relationship between h and soil moisture) are site independent. However, this model has been tested in a limited roughness range, further experimental data is needed to validate it in a variety of roughness conditions.

ACKNOWLEDGMENT

This work was co-funded by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS).

REFERENCES

- [Chanzy et al. 1998] Chanzy, A., J. Chadoeuf, J. Gaudu, D. Mohrath, G. Richard, and L. Bruckler, 1998: Soil moisture monitoring at the field scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science*, pp. 637 – 648.
- [Choudhury et al. 1979] Choudhury, B., T. Schmugge, A. Chang, and R. Newton, 1979: Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geophys. Res.*, pp. 5699 –5706.
- [de Rosnay et al. 2006] de Rosnay, P., J.-C. Calvet, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, F. Lemaître, M. J. Escorihuela, J. Muñoz Sabater, K. Saleh, G. Bouhours, L. Coret, G. Chereh, D. G., T. Douffet, R. Durbe, N. Fritz, F. Froissard, A. Kruszewski, F. Lavenau, D. Legain, D. Suquia, A. Petitpa, and P. Waldteufel, 2006: SMOSREX: A Long Term Field Campaign Experiment for Soil Moisture and Land Surface Processes Remote Sensing. *Remote sens. environ.*, **102**,377 – 389.
- [Dobson et al. 1985] Dobson, M., F. Ulaby, M. Hallikainen, and M. El-Rayes, 1985: Microwave Dielectric Behaviour of Wet Soil- PartII: Dielectric Mixing Models. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **23**,35–47.
- [Fung 1994] Fung, A., 1994: Microwave Scattering and Emission Models and their Applications. *Norwood, MA: Artech House*.
- [Holmes et al. 2006] Holmes, T., P. de Rosnay, R. de Jeu, J.-P. Wigneron, Y. Kerr, J.-C. Calvet, M. J. Escorihuela, K. Saleh, and F. Lemaître, 2006: A new parameterization of the Effective Temperature for L-band radiometry. *Geophys. Res. Letters*, **33**.
- [Kerr et al. 2001] Kerr, Y., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J.-M. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger, 2001: Soil moisture retrieval from Space: The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39** (8),1729–1735.
- [Lemaître et al. 2004] Lemaître, F., J. Poussiere, Y. Kerr, M. Dejus, R. Durbe, P. de Rosnay, and J. Calvet, 2004: Design and test of the ground based L-band radiometer for estimating water in soils (LEWIS). *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,1666–1676.
- [Mo et al. 1987] Mo, T., T. Schmugge, and J. Wang, 1987: Calculations of the Microwave Brightness Temperature of Rough Soil Surfaces: Bare Field. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **25**,47 – 54.

- [Njoku et al. 2003] Njoku, E., T. Jackson, V. Lakshmi, T. Chan, and S. Nghiem, 2003: Soil Moisture Retrieval From AMSR-E. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **41**,215–229. **39**,1697–1707.
- [Peake 1959] Peake, W., 1959: Interaction of electromagnetic waves with some natural surfaces. *IEEE Trans. Antennas Propagation.*, **7**,324 – 329.
- [Pellarin et al. 2003] Pellarin, T., J. Wigneron, J. C. Calvet, M. Berger, H. Douville, P. Ferrazzoli, Y. Kerr, E. Lopez-Baeza, J. Pulliainen, L. Simmonds, and P. Waldteufel, 2003: Two-year global simulation of L-band brightness temperature over land. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**(4),2135–2139.
- [Raju et al. 1995] Raju, S., A. Chanzy, J. Wigneron, C. J. ., Y. Kerr, and L. Laguerre, 1995: Soil moisture and temperature profile effect on microwave emission at low frequencies. *Remote Sensing of Environment*, **54**,85–97.
- [Schneeberger et al. 2004] Schneeberger, K., M. Schwank, C. Stamm, P. de Rosnay, C. Mätzler, and H. Föhler, 2004: Topsoil Structure Influencing Soil Water Retrieval by Microwave Radiometry. *Vadose Zone Journal*, **3**,1169–1179.
- [Shi et al. 2002] Shi, J., K. Chen, Q. Li, T. Jackson, P. O'Neill, and L. Tsang, 2002: A parameterized surface reflectivity model and estimation of bare-surface soil moisture with L-band radiometer. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **40**,2674–2686.
- [Tsang et al. 2001] Tsang, L., J. Kong, K. Ding, and C. Ao, 2001: Scattering of Electromagnetic Waves. *New York: Wiley, vol.2 Numerical Simulations.*
- [Ulaby et al. 1986] Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung, 1986: *Microwave remote sensing: active and passive, Vol III, from theory to application.* Artech House, Dedham, MA.
- [Vall-Isoera et al. 2005] Vall-Isoera, M., A. Camps, I. Corbella, F. Torres, N. Duffo, A. Monerris, R. Sabia, D. Selva, C. Antolin, E. Lopez-Baeza, J. Ferran, and S. K., 2005: SMOS REFLEX: L-Band Emissivity Characterization of Vineyards. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **43**,973 –982.
- [Wang and Choudhury 1981] Wang, J., and B. Choudhury, 1981: Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 ghz frequency. *J. Geophys. Res.*, **86**,5277–5282.
- [Wang et al. 1983] Wang, J., P. O'Neill, T. Jackson, and E. Engman, 1983: Multifrequency measurements of the effects of soil moisture, soil texture, and surface roughness. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **21**,44–51.
- [Wegmüller and Mätzler 1999] Wegmüller, U., and C. Mätzler, 1999: Rough Bare Soil Reflectivity Model. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **37**,1391–1395.
- [Wigneron et al. 2001] Wigneron, J., L. Laguerre, and Y. Kerr, 2001: A simple parameterization of the L-band microwave emission from rough agricultural soils. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*,

Chapitre 6

Variations journalières de l'émission sur la jachère

Les résultats de ce chapitre sont issus de l'article

[Escorihuela et al. 2007a] Escorihuela, M.J, Y. Kerr, P. de Rosnay, K. Saleh and J. Wigneron 2007a : Diurnal variations of the radiometric signal of a natural fallow at L-Band. *to be submitted Remote Sensing Env.*

6.1 Introduction

La couche végétale atténue l'émission du sol et apporte par ailleurs sa propre émission. Ainsi, pour avoir une bonne estimation de l'humidité du sol, les effets de la végétation doivent être pris en compte. L'émission de la végétation est proportionnelle à son contenu en eau [Jackson and Schmugge 1991]. Etant donné que, les heures de passage du satellite SMOS sont prévues à 6 am et 6 pm quand le contenu en eau de la végétation est maximal et minimal respectivement, une modélisation à l'échelle journalière est nécessaire pour avoir des estimations précises de l'humidité du sol.

Par ailleurs, à 6 am la présence de rosée est probable sur une grande partie du globe. Pendant longtemps l'émission en bande-L était considérée comme non influencée par la rosée, qui était donc négligée dans les modèles [Jackson et al. 1999]. Cependant, récemment quelques études ont montré que la rosée influe sur la température de brillance [Hornbuckle et al. 2006, De Jeu et al. 2004].

Dans ce contexte, les travaux présentés dans ce chapitre ont pour but (i) de mieux comprendre les différents phénomènes qui influencent le signal à l'échelle journalière (ii) de quantifier les effets du contenu d'eau de la végétation verte et de la litière sur l'émission (iii) de quantifier les effets de la rosée sur l'émission en bande-L.

6.2 Résultats

6.2.1 Mesures de végétation en contenu max/min d'eau

Nos résultats montrent que la végétation verte et la litière ont toutes deux un cycle journalier de contenu d'eau. Pendant la saison de croissance, le contenu maximal d'eau végétation verte (GWC)

est d'environ 75%. Par ailleurs, les mesures montrent que, mis à part le DOY 116, le contenu en eau de la végétation diminue pendant la journée. Quand la sénescence commence, le contenu maximal de GWC est plus petit (autour de 55%), et il diminue aussi pendant la journée. Au début de la sénescence l'herbe est capable d'augmenter son contenu en eau pendant la nuit comme on l'observe sur les mesures des jours DOY 165-166. Cependant plus tard dans la saison, les plantes ne sont pas capables de récupérer leur contenu en eau pendant la nuit comme on le voit sur les mesures des jours DOY 173 - 174.

Le contenu maximal d'eau de la litière diminue pendant la saison, suivant la tendance de l'humidité du sol. Les valeurs très hautes pour la saison du DOY 173 sont dues aux précipitations du DOY 172. Le contenu en eau de la litière diminue aussi pendant la journée et augmente pendant la nuit. Cette augmentation est due à l'humidification par la rosée et à la remontée capillaire.

Les valeurs maximales de GWC pendant l'expérience sont de 0.62 kgm^{-2} et les variations journalières atteignent 0.16 kgm^{-2} . Ces mesures montrent que pendant la saison de croissance les pertes en eau par transpiration sont d'environ 20% -30%. Plus tard dans la saison, les variations journalières de GWC se réduisent à 0.03 kgm^{-2} . La variation journalière de LWC se distribue de façon plus aléatoire, elle peut atteindre des valeurs importantes, plus élevées que les variations journalières de GWC tant durant la saison de croissance qu'à la sénescence. En moyenne, la litière évapore 43% de son contenu en eau.

On a détecté la formation de rosée tous les jours de mesures intensives. En conséquence l'influence de la rosée sur le cycle de LWC ne peut pas être évaluée, dans la mesure où ces résultats ne seraient pas pertinents statistiquement.

6.2.2 Opacité de la végétation

L'opacité de la végétation a été estimée à partir des données radiométriques. Les valeurs très élevées de τ obtenues au début de la période montrent que la végétation est en période de croissance. Les températures très élevées de l'année ont provoqué l'avancement du cycle. Les valeurs maximales de contenu en eau de la végétation sont obtenues autour du jour DOY 120. La sénescence de la végétation commence après le jour DOY 140.

La figure 6.1 montre les valeurs estimées de l'opacité de la végétation entre les jours DOY 161 - 166 et DOY 173 - 174. En accord avec les mesures de végétation, la valeur estimée de l'opacité de la végétation montre une valeur maximale à l'aube, quand toutes les deux, végétation verte et litière, ont un contenu maximal en eau. En conséquence, la valeur estimée de l'opacité est minimale l'après-midi lorsque le contenu en eau est minimal. La variation journalière moyenne de l'opacité est d'environ 20% de la variation annuelle. Ces résultats confirment l'importance du cycle journalier du contenu en eau de la végétation sur le signal micro-onde.

Comme on l'a montré au Chapitre 2, l'opacité de la végétation peut s'exprimer en fonction de son contenu en eau par la relation suivante [Jackson and Schmugge 1991] :

$$\tau_G = b_G GWC \quad (6.1)$$

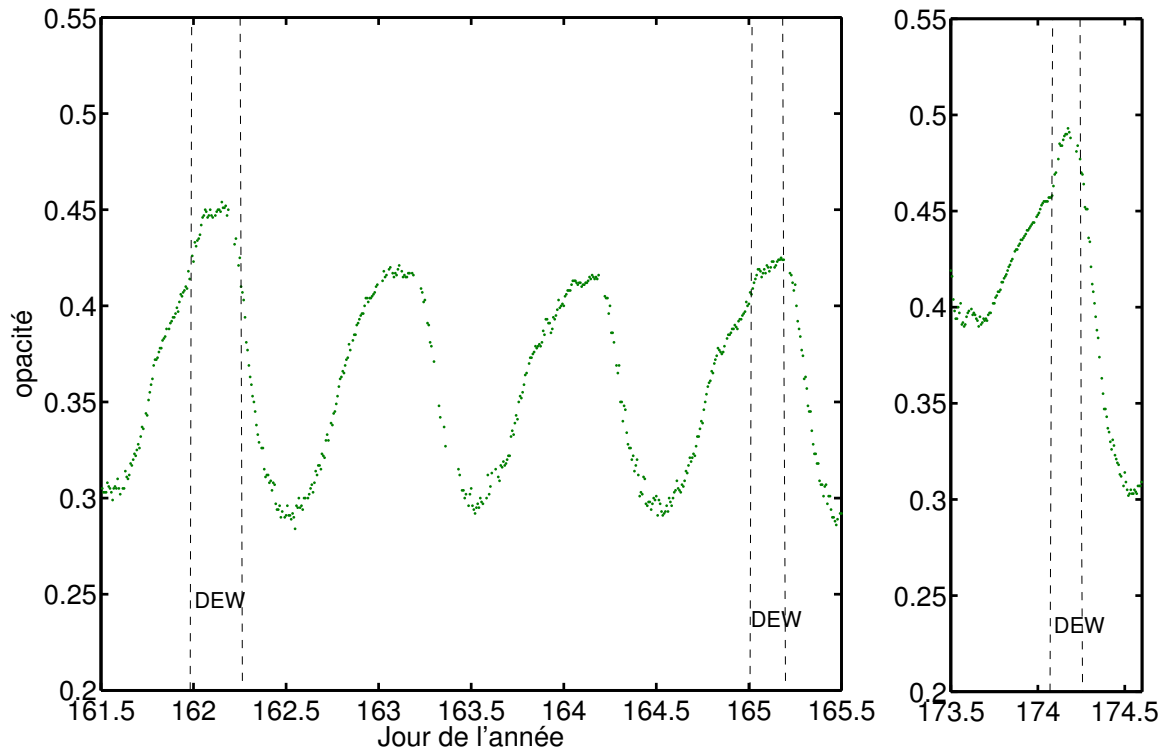


FIG. 6.1 – Opacité de la végétation estimée à partir des données radiométriques et présence de rosée entre les jours DOY 161 - 166 et DOY 173 - 174.

où b_G est un paramètre empirique qui vaut environ 0.2 pour l'herbe. Sur SMOSREX [Saleh et al. 2006] ont trouvé que la même formulation peut servir à modéliser l'opacité de la couche de litière :

$$\tau_L = b_L LWC \quad (6.2)$$

avec $b_L = 0.26$ et l'opacité totale se calcule alors,

$$\tau = \tau_G + \tau_L$$

Cependant, à l'échelle journalière, les variations mesurées de contenu en eau de la litière et de la végétation verte ne peuvent expliquer qu'en partie les variations observées de l'opacité. Mise à part les incertitudes de mesure qui peuvent expliquer une partie du désaccord, deux autres raisons peuvent en être la cause :

- La première concerne le modèle de transfert radiatif simplifié. Ce modèle peut introduire des incertitudes en la estimation de la opacité de la végétation. En particulier, l'approximation de milieu non diffusif peut ne plus être valable pour un milieu dense comme la litière et avoir l'effet de sous-estimer l'émission globale [Van de Griend and Wigneron 2004].
- La deuxième concerne la présence de rosée. A l'heure actuelle les effets de la rosée sont négligés dans les modélisations, cependant la rosée pourrait avoir un effet d'augmenter la diffusion, et donc l'opacité, de la couche végétale.

Pour avancer dans la modélisation de l'émission à l'échelle journalière il est donc nécessaire de discerner les effets qui ont une influence sur le signal. Ainsi, dans la suite de ce chapitre, nous allons étudier l'influence de la rosée sur les températures de brillance observées.

6.2.3 Effets de la rosée

La formation de rosée se produit lors de 80% des nuits dans notre jeu de données. La figure 6.1 montre que la présence de rosée est corrélée avec l'augmentation de l'opacité. Les cycles de rosée et de contenu en eau de la végétation étant corrélés, il est difficile d'étudier leur contributions respectives sur le signal radiométrique.

Par ailleurs, sur le site SMOSREX la problématique est double puisque la rosée va tout d'abord se déposer sur les feuilles de la végétation verte et en suite, si la quantité de rosée est suffisante, elle va humidifier la couche de litière.

L'humidification de la couche de litière par la rosée est prise indirectement en compte dans le modèle puisque l'opacité de la litière prend compte de son contenu en eau (voir eq. 6.2). L'eau déposée sur les feuilles a été considéré pendant beaucoup de temps comme négligeable en bande L [Jackson and Moy 1999]. Cependant, récemment [Hornbuckle et al. 2006] a observé que la rosée entraîne la diminution de la température de brillance en polarisation verticale sur un champ de maïs. Toutefois, contrairement à l'humidification de la litière, ce phénomène n'est pas pris en compte dans les modèles d'émission et risque d'introduire une erreur sur l'estimation du contenu en eau de la

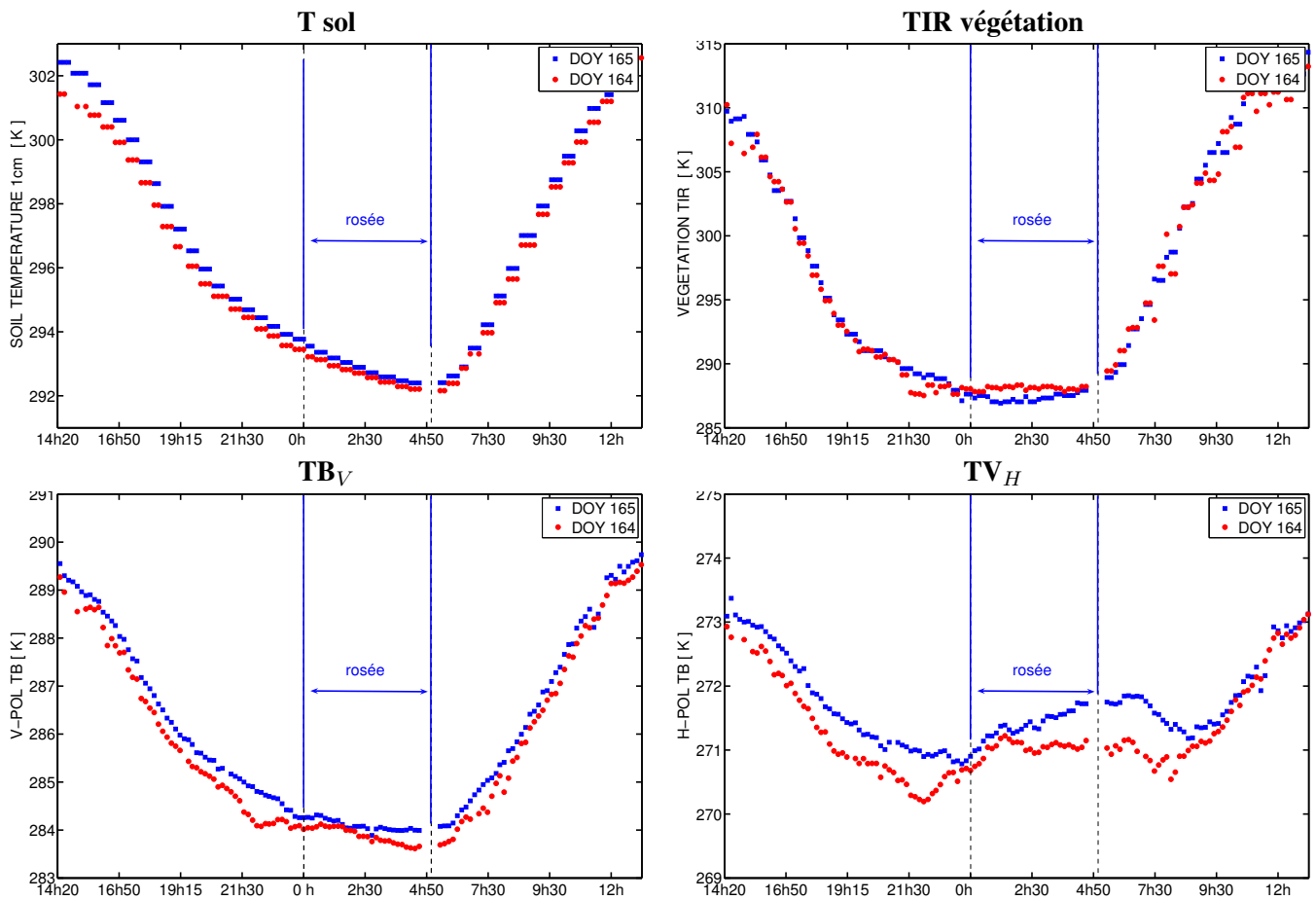


FIG. 6.2 – Température du sol à 1 cm de profondeur, TIR de la végétation, T_B en pol-V et pol-H pour les nuits du DOY 164 et DOY 165. La présence de rosée correspond au DOY 165, la nuit du DOY 164 il n’y avait pas de rosée.

végétation et de l’humidité du sol.

Sur la période étudiée, pendant les jours DOY 161-165 and DOY 173-174, la rosée apparaît très tard le soir ou tôt le matin ce qui permet d’étudier ses effets séparément du cycle de contenu en eau.

L’analyse de deux nuits consécutives, l’une avec de la rosée et l’autre sans, où les températures du sol et de la végétation, étaient très similaires nous a permis d’évaluer les effets directs de la rosée sur le signal. Les différentes températures sont montrées sur la figure 6.2.

- le DOY 164 autour de 22h se produit un pic de la température de la végétation qui se retrouve sur la température de brillance en polarisations verticale et horizontale
- sur la température de brillance en polarisation verticale, la présence de rosée ne produit pas des différences appréciables entre les deux nuits
- en polarisation horizontale, l’apparition de la rosée ne produit pas de différences entre les deux

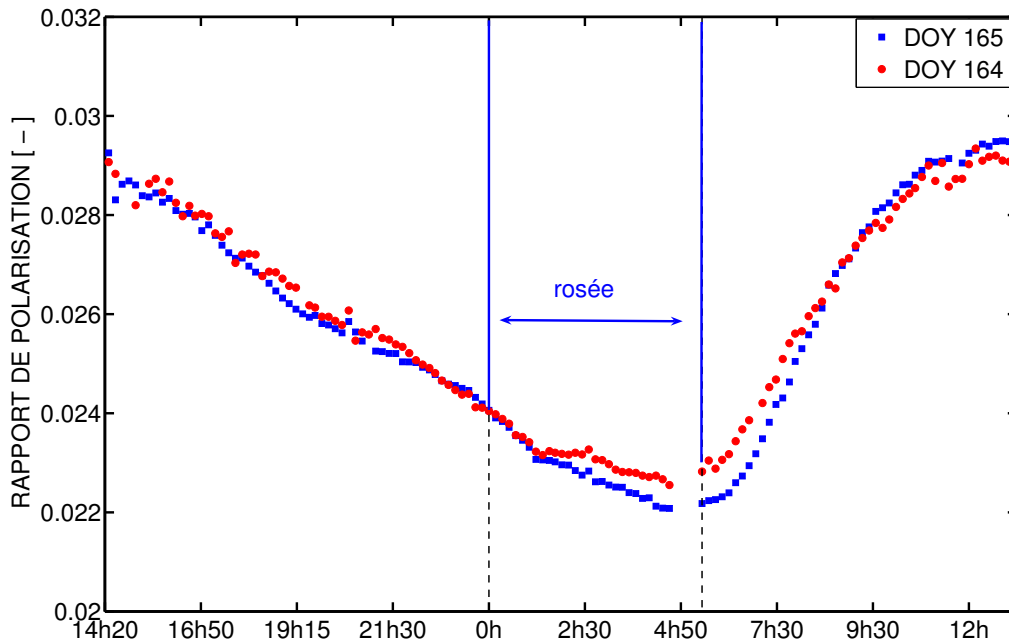


FIG. 6.3 – Rapport de polarisation à 40° pour les nuits du DOY 164 et DOY 165. La présence de rosée correspond au DOY 165, la nuit du DOY 164 il n'y avait pas de rosée.

nuits

- en polarisation horizontale, autour de 2h30 plus tard de l'apparition de la rosée, les températures s'écartent jusqu'à un écart maximale de 1K. La température de brillance est supérieure la nuit avec rosée.
- La différence sur les températures de brillance des deux nuits persiste pendant 3h30 une fois la rosée disparue.

La figure 6.3 montre le rapport de polarisation à 40° pour les mêmes dates. L'utilisation du rapport de polarisation permet de nous affranchir des effets de la température du sol et de la végétation. Le graphique montre clairement que les rapports de polarisation des jours DOY 164 et DOY 165 sont presque identiques. Ce graphique confirme que :

- l'apparition de rosée n'entraîne pas de différence entre les signaux
- les signaux commencent à diverger une heure plus tard que l'apparition de la rosée
- les différences persistent pendant deux heures une fois la rosée disparue

Ainsi, l'écart de temps entre l'apparition de la rosée et les effets sur les signaux montre que l'effet d'augmentation de l'opacité ne peut pas être attribué à la présence de rosée sur les feuilles. Sur le site SMOSREX, nous n'avons pas observé d'effet direct de la rosée sur le signal. Par contre, l'humidification de la litière présente naturellement une constante de temps différente. Il est donc probable que l'humidification de la litière par la rosée entraîne l'augmentation de l'opacité.

6.3 Conclusions

Les heures de passage du satellite SMOS sont prévues à 6 am et 6 pm lorsque le contenu en eau de la végétation est maximal et minimal respectivement. En conséquence le cycle journalier du contenu en eau de la végétation peut jouer un rôle important sur l'émission. Par ailleurs, à 6 am la présence de rosée est probable. Le but de cette étude était donc de caractériser le cycle journalier du contenu en eau de la végétation verte et de la couche de litière, ainsi que la possible influence de la rosée sur le signal micro-ondes.

Des mesures intensives de végétation ont été réalisées à l'aube et l'après midi du DOY 110 au DOY 180 en 2006. Au début de l'expérience, la végétation était en période de croissance, la sénescence commence autour du DOY 140, ce qui nous a permis de caractériser les différents stades de la végétation. Les mesures de végétation montrent une variation journalière du contenu en eau de la végétation verte (GWC) atteignant 0.16kgm^{-2} pendant la saison de croissance, ce qui représente entre 20% et 30% du contenu en eau total. Plus tard en saison, la variation journalière du GWC se réduit à 0.03kgm^{-2} . La litière montre aussi un cycle journalier de contenu en eau qui peut être aussi important que celui de la végétation verte. Le cycle journalier de LWC peut être important en toutes saisons. En moyenne, la litière évapore environ 43% de son contenu en eau par jour.

Les résultats précédents ont été utilisés pour simuler l'émission de la végétation à l'échelle journalière. Les variations journalières simulées sont plus petites que celles mesurées. Ce résultat peut être attribué au fait que le modèle, en négligeant la diffusion, sous-estime l'émission de la couche de litière.

En ce qui concerne la rosée, nous montrons que la présence de rosée est corrélée à l'augmentation de l'opacité de la végétation. Nos résultats mènent à la conclusion que cette augmentation est due à l'humidification de la couche de litière par la rosée. Ces effets sont négligeables en terme de température de brillance en polarisation verticale, mais en polarisation horizontale nous avons observé une augmentation de la température de brillance de 1 K.

Cette étude montre deux résultats importants dans le cadre de la préparation de la mission SMOS. D'une part la modélisation actuelle semble sous-estimer l'amplitude du cycle journalier de l'émission de la couche de litière. D'autre part, nous montrons que la rosée a un effet direct négligeable et qu'elle ne joue un rôle sur l'émission que par humidification de la couche de litière.

6.4 Article

Diurnal variations of the radiometric signal of a natural fallow at L-Band

M.J. Escorihuela, Y.H Kerr, P. de Rosnay, K. Saleh and J.P Wigneron

Abstract

The overpassing times for the future satellite SMOS is 6 am and 6pm when dew and vegetation water content cycle might be more contrasted. Furthermore at 6 am the presence of dew is possible. The aim of this study is to quantify the diurnal water content cycle and how it influences the radiometric signal at L-band, and to study whether dew has an influence on this signal. Our results indicate that, diurnal variations in water content of vegetation litter layer are important. An increase on the horizontal polarized brightness temperature was found in presence of dew. We attributed this increase to the wetting of the litter layer.

1 Introduction

Soil moisture controls the partitioning of energy fluxes on the soil atmosphere interface. Soil evaporation and plants transpiration are dependent on soil moisture. It also controls the partitioning of precipitation between infiltration and runoff. Furthermore, soil moisture has been shown to be strongly linked to the variability of precipitation [Eltahir 1998, Pal and Eltahir 2001, Koster 2004]. It is thus a key variable in hydrology, meteorology and climate studies. However, at present date there is no global measurements of soil moisture. The SMOS mission aims at delivering for the first time global fields of sea surface salinity and surface soil moisture using L band radiometry [Kerr et al. 2001].

The principle for soil moisture monitoring is the high sensitivity of L-band emission to water content due to the large dielectric contrast between dry and wet soils. Over land areas, water content in soils reduces emission, while vegetation on the one hand reduces the emission of the underlying soil and on the other hand adds its own emission. Therefore, the vegetation contribution has to be accounted for in order to get an accurate estimation of the soil moisture. Since vegetation emission is directly proportional to its water content [Jackson and Schmugge 1991], the diurnal cycle of vegetation water content might play an important role in soil moisture retrievals. Furthermore, although for long time L-band microwave was thought to be insensitive to dew [Jackson et al. 1999], recently [Hombuckle et al. 2006] attributed a decrease of brightness temperature over a maize field to the presence of dew whereas [De Jeu et al. 2004] reported an increase of 5K over a grass field.

In this context, this work aims at (i) better understanding of the different effects influencing vegetation microwave signal at diurnal scale (ii) quantifying the effects of internal water content on green vegetation and mulch emission at L-band (iii) quantify the effects of dew on a natural fallow.

The SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir EXperiment) dataset will be used in that purpose. SMOSREX is an intensive and long term field experiment taking place in the south of

France since 2001 in the framework of the SMOS Mission preparation [de Rosnay et al. 2006]. A precision L-band dual polarization radiometer was especially designed for the experiment, and monitors continuously a bare soil and a natural fallow under different incidence angles [Lemaître et al. 2004]. The natural fallow of the experimental field has an important layer of litter understory, mulch, that has shown to play an important role on emission [Wang et al. 1990], [Schmugge et al. 1988], [Saleh et al. 2006]. Next section describes different measurements performed during the experiment, on Section 3 the retrieval of vegetation optical depth is described, in Section 4 the different results are presented and finally in Section 5 we conclude the study.

2 Measurements

The present paper is based on the SMOSREX field experiment. The SMOSREX experimental site is located in Mauzac in the South of France ($43^{\circ} 23'N$, $1^{\circ}18'E$), at altitude of 188m. Weather conditions show a large range of variation along the year with a dry/warm summer and a wet/cold winter, which provides a large range of soil moisture and soil temperature conditions over the year [de Rosnay et al. 2006].

For this study, the period where intensive vegetation measurements were performed was used. This dataset extends from the day of year (DOY) 110 to DOY 180 in 2006.

2.1 Biomass measurements

The natural fallow of the SMOSREX experimental field is mowed once a year (February), and then left to grow. The field has an important layer of litter or mulch. This litter originates mainly from residues of vegetation left over after harvesting and from senescent leaves of living plants. The latter is usually in close contact with both soil and plant.

Biomass measurements are performed regularly to characterize the annual cycle of vegetation. These measurements are done over a $25 \times 25 \text{ cm}^2$ surface. The green biomass is sorted out from the necromass or litter and weighted immediately after. The leaf area index (LAI) is calculated over the green biomass and afterwards both the green and the litter are oven dried at 65°C for 48 hours. In this way, the separated green biomass and litter water content can be determined. In Figure 1 the annual evolution of green biomass water content (GWC) and litter water content (LWC) are shown for the year 2004. GWC has its maximum beginning of June around DOY 150, LWC is more related to soil moisture with high values of LWC in winter and low values in summer when the soil is dryer, occasional high values of LWC are related to rain events.

In order to characterize vegetation diurnal cycle, from DOY 110 to DOY 180 in 2006 specific biomass measurements were performed at dawn and early afternoon (14h solar time). The time was chosen so to be able to measure the maximum and minimum values of vegetation water content. Measurements were done over a $50 \times 50 \text{ cm}^2$ surface, and replicated four times. The green biomass was sorted out from the necromass or litter, weighted at harvest and oven dried at 65°C for 48 hours. The separated green biomass and litter water content was determined.

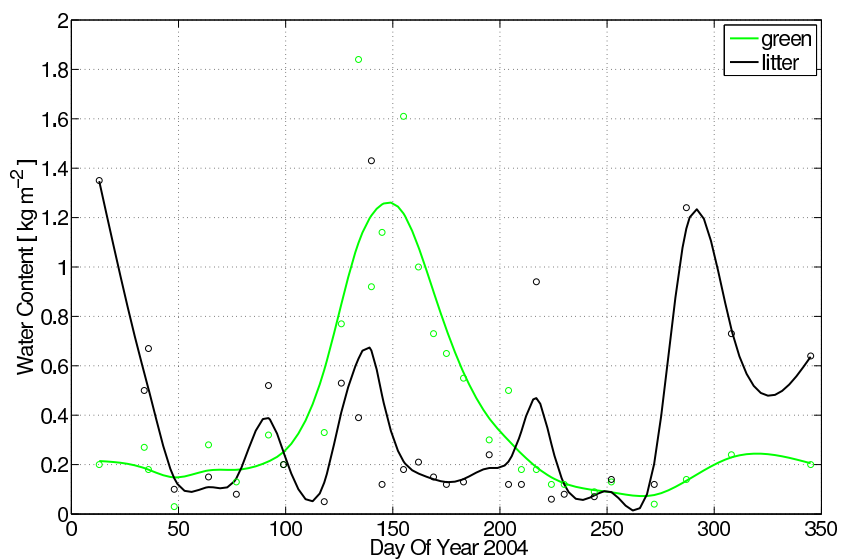


Figure 1: Annual cycle of green biomass water content (GWC) and litter water content (LWC) are shown for the year 2004.

2.2 Meteorology

The site is equipped with a complete meteorological station that measures precipitation, air temperature, atmospheric pressure, wind speed and direction, infrared and solar radiation, specific humidity and dew every 2 minutes (averaged over 30 min.). Land surface fluxes (sensible and latent heat fluxes) are also estimated above the fallow area [de Rosnay et al. 2006]. Presence of dew is detected with binary resistive measurements but it is not quantified.

2.3 Soil moisture and temperature

Soil moisture and temperature profiles are monitored every 2 min and averaged over 30 min. Soil temperature sensors are installed at 1, 5, 20, 50 and 90 cm depth. Impedance sensors are installed in surface and down to 90 cm depth. In this study only the data from the surface sensors will be used. These sensors are installed vertically and provide an integrated measurement from 0 - 6 cm depth. There are four replications of surface sensors spaced of about 2 m in order to address spatial heterogeneity. Gravimetric measurements are performed regularly (once a month) for calibration purposes.

2.4 Microwave radiometric measurements

The L-band radiometer for Estimating Water In Soils (LEWIS) was especially designed for the SMOSREX experiment. LEWIS is a L-band dual-polarization radiometer with a 1414 ± 10 MHz bandwidth. It is equipped with a 1.3m diameter Potter horn antenna. The beam-width at -3 dB is 13.6° , and the first side-lobes at -38 dB. Due to corrugations around the edges of the horn, it has no detectable rear lobes. The calculated beam efficiency is greater than 98%. The instrument resolution is 0.2 K for a 4s integration time and the estimated accuracy of the calibration is 0.5K. The radiometer is thermally regulated to 0.02 K [Lemaître et al. 2004].

The instrument is mounted on a 15 meter high structure centered on the experimental area and scans incidence angles along a N to S line. The bare soil plot is situated north whereas the fallow is south. In routine mode the radiometer monitors continuously the fallow plot with 40° incidence angle.

2.5 Infrared remote sensing

One pyrometer is installed on the structure that holds LEWIS, it monitors the fallow thermal emission at 8 - 14 μm with 40° incidence angle. Thermal emission is averaged over 15 min.

3 Methods

3.1 Vegetation emission model

The brightness temperature (T_B) of a vegetated surface can be expressed, using a zero order radiative transfer approach, as the sum of three different terms. These terms are: the emission of the underlying soil attenuated by the vegetation, the emission of the vegetation, and the emission of the vegetation reflected by the soil and attenuated by the vegetation itself. For a non-scattering medium the analytical

expression for the brightness temperature is as follows:

$$T_B = T_S(1 - \Gamma_S)e^{\tau/\cos\theta} + (1 - e^{\tau/\cos\theta})T_V + (1 - e^{\tau/\cos\theta})T_V\Gamma_S e^{\tau/\cos\theta} \quad (1)$$

where T_S is effective soil temperature, Γ_S is soil reflectivity, τ is vegetation optical depth, θ the incidence angle and T_V is the canopy temperature.

The soil effective temperature (T_S) was parametrized as in [Wigneron et al. 2001]:

$$T_{eff} = T_{deep} + (T_{surf} - T_{deep})\left(\frac{w_{surf}}{w_o}\right)^b \quad (2)$$

where, T_{deep} is soil temperature at 50 cm depth; T_{surf} is soil temperature at 5 cm depth; w_{surf} is soil moisture at 0 - 6 cm depth; and w_o and b are empirically determined in the SMOSREX site ($w_o = 0.32$ and $b = 0.58$) [Holmes et al. 2006].

The soil reflectivity was estimated as in [Escorihuela et al. 2006]. However, since under the fallow dielectric gradients are smaller, in this study we considered a constant value for roughness, and then:

$$\Gamma_S = \Gamma_{os}e^{-h\cos^n\theta} \quad (3)$$

where, Γ_{os} is the fresnel reflectivity; $h = 2k\sigma$; σ is height standard deviation that in our field was measured to be 9.2 mm [de Rosnay et al. 2006]; and n is set to 1 for the horizontal polarization and -1 for the vertical polarization; and θ is the incidence angle.

Infrared measurements of vegetation provide an estimation of the vegetation skin temperature (about the first 2 mm). In order to estimate an effective vegetation temperature, in this study, the vegetation temperature was obtained as a linear interpolation between the vegetation infrared temperature (TIR) and the soil surface temperature at 1 cm depth (T_{S1cm}):

$$T_V = 0.65TIR + 0.35T_{S1cm} \quad (4)$$

The vegetation optical depth can be expressed as a function of vegetation water content (WC in kg/m^2) as follows [Jackson and Schmugge 1991]:

$$\tau = bWC \quad (5)$$

where b is an empirical value that has shown to be about 0.2 for grass.

[Saleh et al. 2006] has proposed to model litter optical depth similarly:

$$\tau_L = b_LLWC \quad (6)$$

they found for SMOSREX a value of $b_L = 0.26$. The overall value of the optical depth is calculated then by adding the green vegetation optical depth (τ_G) and the litter or mulch optical depth (τ_L) *i.e.* $\tau = \tau_G + \tau_L$.

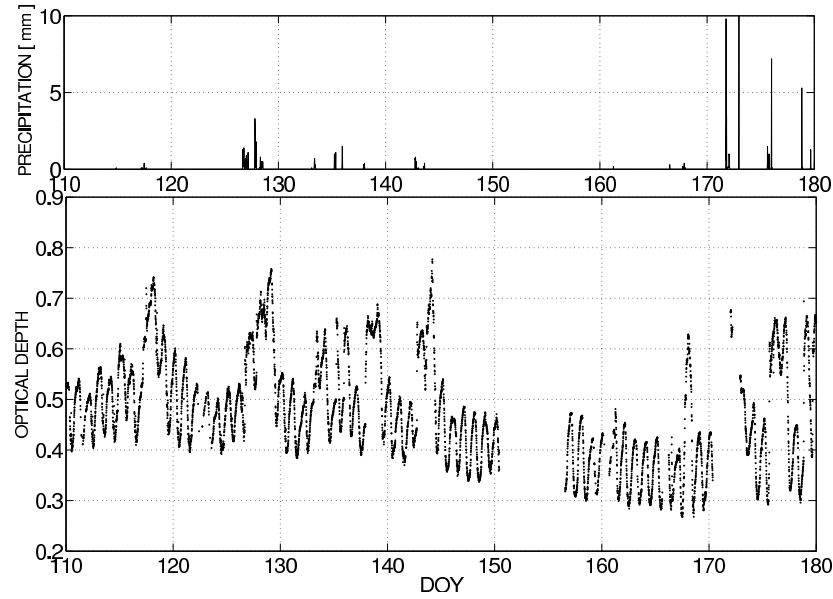


Figure 2: Retrieved value of optical depth for the complete studied period.

3.2 Retrieval of vegetation optical depth

The vegetation optical depth was retrieved by using measurements of brightness temperature in equation 1. The retrieval was performed by minimizing in the least square sense the observed and modeled values of T_B as in [Saleh et al. 2006].

In Figure 2 the retrieved value of optical depth (τ) and precipitation are plotted for the complete period. High values of τ at the beginning of the period show that vegetation is growing. In 2006, temperatures were above average leading to an early growing season. The vegetation maximum was around DOY 120 and after DOY 140 the vegetation senescence started. The plot also shows that the diurnal cycle of vegetation is important during the whole period. When precipitation occurred, retrieved values of τ became important as shown in [Saleh et al. 2006].

4 Results

4.1 Vegetation measurements at max/min water content

Results from vegetation measurements are given in Table 1. In Table 1 when only one measurement date is provided indicates that measurements were performed at dawn and in the afternoon of the same day, when two dates are provided measurements were performed in the afternoon of the first day and at dawn of the second day. G_{max} and L_{max} are the averaged value of the green vegetation water content (GWC) and litter water content (LWC) respectively at dawn, std is the standard deviation of the

DOY	GMax	std	Gmin	std	mG [kg/m ²]	LMax	std	Lmin	std	mL [kg/m ²]	dew
110	73	1.3	63	7.3	0.16	46	3.1	31	2.7	0.25	1
116	75	0.8	75	0.8	0.19	44	5.3	27	3.8	0.23	1
124	74	2.2	71	3.7	0.22	27	0.5	22	5.5	0.22	0
165 - 166	54	1.7	49	0.8	0.19	21	2.5	14	4.1	0.22	1
173	57	3.9	56	3.9	0.19	38	3.7	26	3.5	0.27	1
173 - 174	53	1	56	3.9	0.19	29	0.8	26	3.5	0.27	1
174	53	1	50	2.4	0.19	29	0.8	7.5	1	0.23	1
180	54	2.87	51	0.96	0.22	24.5	1.29	16	5.66	0.21	1

Table 1: Vegetation measurements performed in 2006. Gmax and Lmax are the averaged value of the green vegetation water content (GWC) and litter water content (LWC) respectively at dawn, std is the standard deviation of measurements replications, Gmin and Lmin are the GWC and LWC respectively in the afternoon, mG and mL are the dried vegetation weight per surface and dew is a binary variable that indicates dew occurrence.

four replications, Gmin and Lmin are the GWC and LWC respectively in the afternoon, mG and mL are the dried vegetation weight per surface and dew is a binary variable that indicates dew occurrence.

These results are plotted in Figure 4, this plot shows that both green biomass and litter have a diurnal cycle. During the growing season, maximum GWC is about 75%, measurements show that water content generally (except on DOY 116) decreases during day. When senescence begins maximum GWC is much lower (about 55%), and it decreases as well during day. During growth, vegetation loses water during the day (transpiration) more quickly than it can pump it in the ground through the root system leading to a decrease of water content. At night the balance is inverted and vegetation recovers the lost water as shown in measurements of DOY 165-166. However later in the season, the plant is not able to recover its water content during night as it is shown in measurements of DOY 173 - 174.

Maximum litter water content decreases during season following the soil moisture tendency. High values of DOY 173 are explained because of rain occurrence on DOY 172. Litter water content decreases during day through evaporation and increases during night. This increase might be due either to dew deposition or capillary rewetting.

Maximum values of GWC during the experiment reach 0.62 kg/m^2 , and measured values of diurnal variation can reach 0.16 kg/m^2 . During growing season water losses during day represent between 20 - 30 % in kg/m^2 . Latter in the season, when GWC maximum values are around 0.23 kg/m^2 the diurnal variation of GWC is reduced to about 0.03 kg/m^2 . The diurnal variation of LWC is more randomly distributed, and can reach important values (greater than GWC diurnal) variation both on growing season and senescence. In average litter evaporates around 43% of its water during day. In figure 4, the amplitude of the diurnal variations of water content expressed in kg/m^2 are plotted.

Unfortunately, the influence of dew on LWC cycle could not be evaluated since at all measuring dates but one dew was formed and therefore results would not be statistically relevant.

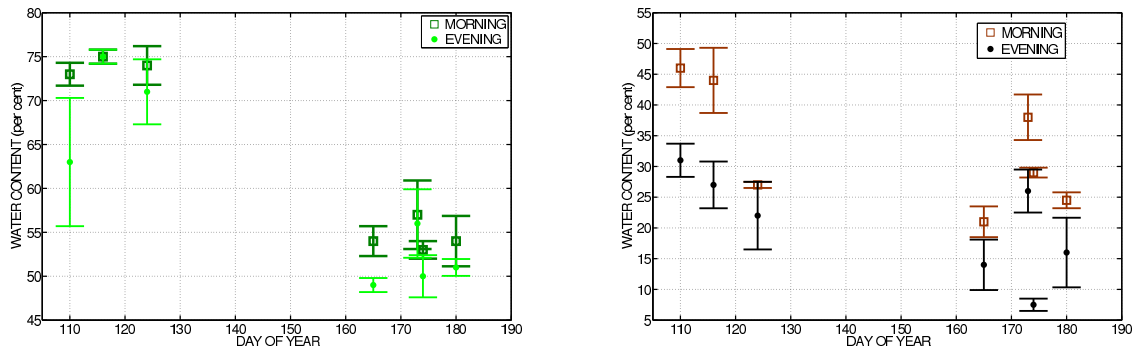


Figure 3: Measured diurnal variations of water content in terms of percentage. On left and right panel respectively green and litter diurnal water content change.

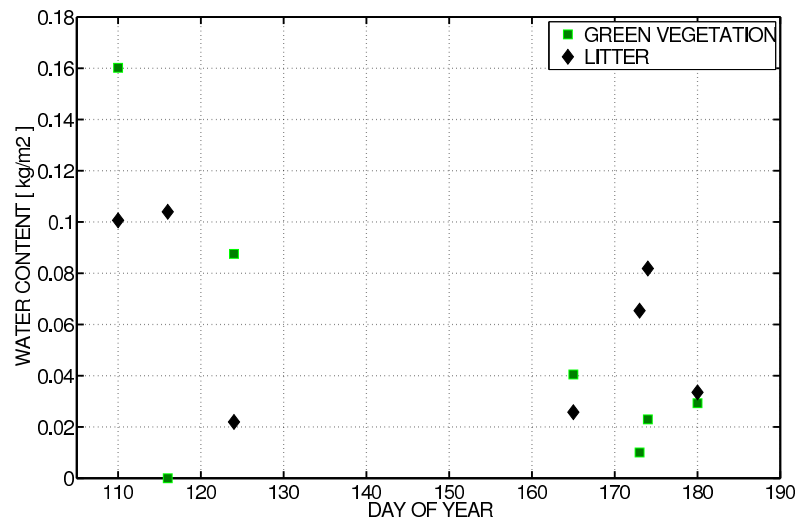


Figure 4: Measured diurnal variations of water content in terms of kg/m^2 .

4.2 Vegetation optical depth

In agreement with the vegetation measurements, the retrieved value of vegetation optical depth shows a maximum at dawn when both green vegetation and litter have a maximum of water content. Consequently, the retrieved value of vegetation optical depth is minimum at the early afternoon when water content is minimum. Vegetation measurements depicted also a decrease in water content, both for green vegetation and mulch, during the experiment, accordingly the mean value of retrieved optical depth decreases during the experiment.

The averaged diurnal variation of vegetation optical depth computed over the complete period is $\langle \Delta\tau \rangle = 0.12$. The annual variation of vegetation optical depth is about $\langle \Delta\tau \rangle = 0.6$. Therefore, the diurnal variation of optical depth can represent up to the 20% of the annual variation. During the growing season, the diurnal variation of optical depth is $\Delta\tau=0.13$ in average, at the end of the season is $\Delta\tau=0.11$ in average. The diurnal cycle of optical depth was slightly higher (about 10%) on days where dew occurred, which is not necessarily significant as dew deposition occurs on days of clear sky conditions where evaporation and transpiration are expected to be higher.

The vegetation measurements indicated a diurnal GWC change of about 0.08 kg/m^2 in growing season and 0.03 kg/m^2 at the end of the season. Considering $\tau_G = b_G GWC$ with $b_G=0.2$, that would lead us to a diurnal cycle of about 0.02 during the growing season, and almost negligible at the end of the season. As suggested in Figure 4 the diurnal cycle of GWC is rather reduced at the end of the season and cannot explain the retrieved values of τ . This would mean that LWC is an important contributor to the emission pattern of a natural fallow.

The measured values of LWC diurnal change were about 0.07 kg/m^2 at the beginning of the experiment and about 0.05 kg/m^2 at the end of the experiment. Considering $\tau_L = b_L LWC$ with $b_L=0.26$ as suggested by [Saleh et al. 2006]. During the growing season, the contribution of LWC to the diurnal cycle would be of $\Delta\tau_L=0.02$, as much as the green vegetation. At the end of the experiment the contribution of the litter would be about $\Delta\tau_L=0.01$.

According to this data, the variation in water content of green vegetation and litter can only explain about the half of the observed variation. It is possible that the value of b_L is higher than the value used here or that the non-scattering medium approximation is not longer valid for a dense medium like litter. Measurement uncertainties can as well explain this disagreement.

4.3 Dew effects

Dew deposition occurred on 80% days from the complete dataset.

Since dew cycle is correlated with vegetation water content cycle they are difficult to separate in order to study their different influences on signal. However, during the studied period some days dew appeared later at night or early in the morning which allows to separate its effects from water content cycle. In figure 5 vegetation optical depth and presence of dew is plotted for DOY 161-165 and DOY 173-174.

It is clear from this figure that presence of dew has an effect of increasing optical depth. They are

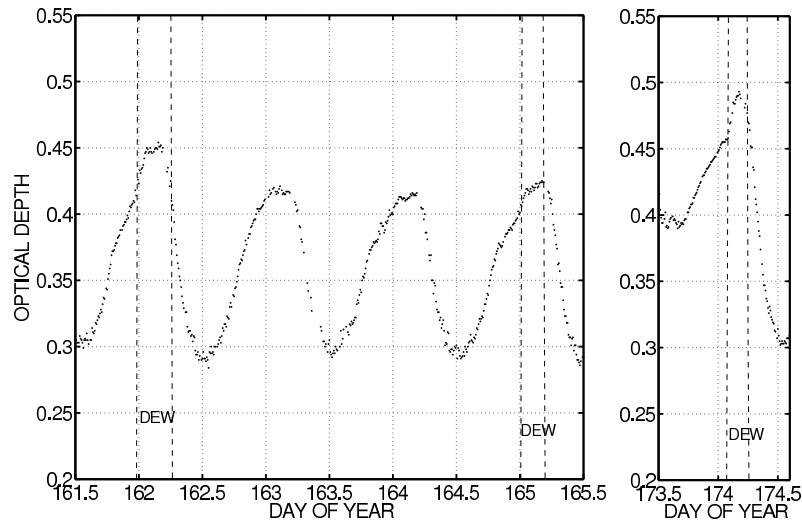


Figure 5: Vegetation optical depth and presence of dew is plotted for DOY 161-165 and DOY 173-174.

two main possible causes for this increase. When dew deposition occurs, litter gets wet and therefore LWC increases, and consequently τ_L increases as shown in eq. 6 and the overall value of optical depth increases. Another different cause for this increase can be that dew deposition over grass leaves increases optical depth. This latter effect has been considered to be negligibly [Jackson and Moy 1999] although recently [Hombuckle et al. 2006] pointed out that dew decreases V-pol brightness temperature on a maize field and [De Jeu et al. 2004] reported an increase on H-pol over grass. At this point dew is not taken into account in emission models, and might, in consequence, lead to errors in estimating vegetation water content.

So as to try to identify the exact cause of the effect it is necessary to compare two cases with similar conditions but with presence and absence of dew. On nights 164 and 165 soil moisture, air, soil and vegetation temperatures were amazingly similar, and the only difference is that on night 165 dew deposition occurred. In Figure 6 soil temperature, vegetation Infra-red temperature, V-pol brightness temperature and H-pol brightness temperature are plotted for both nights as well as the starting and ending time of dew deposition on night 165.

The plot shows that on vertically polarized brightness temperature, no differences between two nights are to be observed except a peak about 21h30 on the night of DOY 164 that corresponds to a similar peak on vegetation temperature. However, horizontal brightness temperature on DOY 165 becomes almost 1K higher than the previous night. Since all monitored variables are very similar, this dissimilarity could be attributed to dew but it is also present before and after presence of dew. The anomaly persists once the presence of dew has disappeared. From the two above mention possible causes for increasing optical depth: dew deposition on leaves and dew wetting mulch, effects of the first one must disappear with dew, however, mulch can stay wet once dew has disappeared. Therefore,

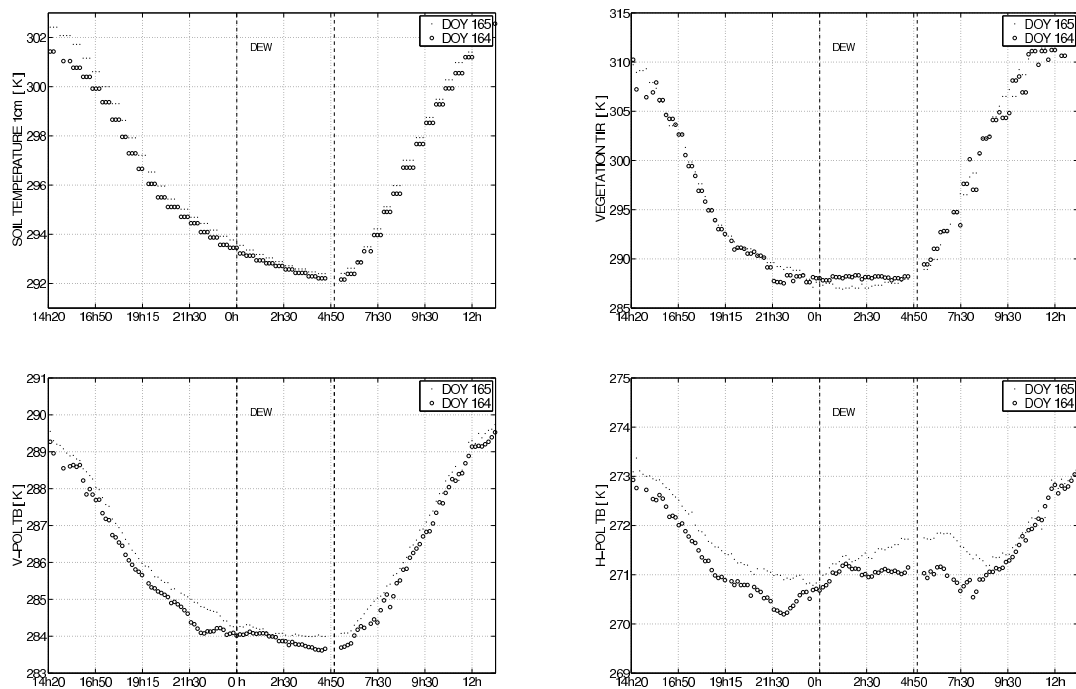


Figure 6: Soil Temperature at 1 cm depth, vegetation Infrared temperature, V-pol and H-pol brightness temperature for the nights of DOY 164 and DOY 165. Presence of dew corresponds to night 165, on night 164 no dew deposition occurred.

in our experimental field, the increase of TB_H observed in correlation with dew is due probably to litter getting wet with dew.

5 Conclusions

Intensive vegetation measurements were performed on a natural fallow at dawn and early in the afternoon in order to characterize the diurnal water content cycle of both green vegetation and the mulch layer and try to assess dew effects. L-band remote sensing data and dew measurements were performed as well for the period extending from DOY 110 to DOY 180. At the beginning of the experiment, vegetation was in growing period, senescence began around DOY 140, which allows to characterize different states of vegetation.

Vegetation measurements depicted a diurnal variation of green vegetation water content (GWC) of about 0.16 kg/m^2 during growing season which represents about 20-30% of the total amount of water. The diurnal variation of GWC is reduced to about 0.03 kg/m^2 latter in the season. This results cannot completely explain the observed diurnal variation of optical depth.

Litter depicted as well a diurnal water content cycle that can be as important as the green vegetation water content diurnal cycle. The diurnal cycle of LWC can get important at any time of the year, maximum measured values go up to 0.1 kg/m^2 which represents about 43% of the total amount of water. During night litter can be rewetted by dew or by capillary rewetting. This result highlights the importance of the LWC cycle on the diurnal pattern emission. Furthermore, since mulch is found in most natural fields it is important to consider it as a different component on L-band emission models.

Dew presence is correlated with increase of vegetation optical depth. The increase of vegetation optical depth can be due to rewetting of litter or because external water (on grass leaves) increase optical depth. Our results show that most probably the increase of optical depth is due to the wetting of the mulch layer because of dew. On brightness temperature, the effects are negligible on V-pol, on H-pol we observed an increase of about 1 K. This results are different of those observed over maize field without litter [Hornbuckle et al. 2006] which might indicate that the wetting of litter plays a major role in the SMOSREX field.

References

- [De Jeu et al. 2004] De Jeu, R., B. Heusinkveld, H. Vugts, T. Holmes, and M. Owe, 2004: Remote sensing techniques to measure dew: the detection of canopy water with an L-band passive microwave radiometer and a spectral reflectance sensor, *proceedings of SPIE series, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems and Hydrology VI.*, **5568**, 225 – 235.
- [de Rosnay et al. 2006] de Rosnay, P., J.-C. Calvet, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, F. Lemaître, M. J. Escorihuela, J. Muñoz Sabater, K. Saleh, G. Bouhours, L. Coret, G. Cherel, D. G., T. Douffet, R. Durbe, N. Fritz, F. Froissard, A. Kruszewski, F. Lavenu, D. Legain, D. Suquia, A. Petitpa, and P. Waldteufel, 2006: SMOSREX: A Long Term Field Campaign Experiment for Soil Moisture and Land Surface Processes Remote Sensing. *Remote sens. environ.*, **102**, 377 – 389.

- [Eltahir 1998] Eltahir, E., 1998: A Soil Moisture - Rainfall Feedback Mechanism, 1. Theory and Observations. *Water Resource Research*, **34**,765 – 776.
- [Escorihuela et al. 2006] Escorihuela, M. J., Y. Kerr, P. de Rosnay, J.-P. Wigneron, J.-C. Calvet, and F. Lemaître, 2006: A Simple Model of the Bare Soil Microwave Emission at L-Band. *in revision IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing*.
- [Holmes et al. 2006] Holmes, T., P. de Rosnay, R. de Jeu, J.-P. Wigneron, Y. Kerr, J.-C. Calvet, M. J. Escorihuela, K. Saleh, and F. Lemaître, 2006: A new parameterization of the Effective Temperature for L-band radiometry. *Geophy. Res. Letters*, **33**.
- [Hornbuckle et al. 2006] Hornbuckle, B., A. England, M. Anderson, and B. Viner, 2006: The effect of free water in a maize canopy on microwave emission at 1.4 ghz. *Agricultural and Forest Meteorology*, **138**,180 – 191.
- [Jackson and Moy 1999] Jackson, T., and L. Moy, 1999: Dew effects on passive microwave observations of land surfaces. *Remote sens. environ.*, **70**,129 – 137.
- [Jackson and Schmugge 1991] Jackson, T., and T. Schmugge, 1991: Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote sens. environ.*, **36**,203–212.
- [Jackson et al. 1999] Jackson, T. J., D. M. Le Vine, A. Hsu, A. Oldack, P. Starks, C. Swift, J. Isham, and M. Haken, 1999: Soil moisture mapping at regional scales using microwave radiometry: The southern great plains hydrology experiment. *IEEE Trans. Geos. and Remote. Sens.*, **37**,2136–2149.
- [Kerr et al. 2001] Kerr, Y., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J.-M. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger, 2001: Soil moisture retrieval from Space: The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39** (8),1729–1735.
- [Koster 2004] Koster, R. e. a., 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**,1138 – 1140.
- [Lemaître et al. 2004] Lemaître, F., J. Poussiere, Y. Kerr, M. Dejus, R. Durbe, P. de Rosnay, and J. Calvet, 2004: Design and test of the ground based L-band radiometer for estimating water in soils (LEWIS). *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,1666–1676.
- [Pal and Eltahir 2001] Pal, J., and E. Eltahir, 2001: Pathways relation soil moisture conditions fo future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. *J. Climate*, **14**,1227 – 1242.
- [Saleh et al. 2006] Saleh, K., J.-P. Wigneron, P. de Rosnay, J.-C. Calvet, M. J. Escorihuela, Y. Kerr, and P. Waldteufel, 2006: Impact of rain interception by vegetation and mulch on the L-band emission of natural grass. *Remote sens. environ.*, **101**,127 – 139.
- [Schmugge et al. 1988] Schmugge, T., J. Wang, and G. Asrar, 1988: Results from the push broom microwave radiometer flights over the konza prairie in 1985. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **26**,590 – 596.
- [Wang et al. 1990] Wang, J., J. Shiue, T. J. Schmugge, and E. Engman, 1990: The l-band pbmr measurements of surface soil moisture in fife. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **28**,906 – 914.
- [Wigneron et al. 2001] Wigneron, J., L. Laguerre, and Y. Kerr, 2001: A simple parameterization of the L-band microwave emission from rough agricultural soils. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39**,1697–1707.

Chapitre 7

Conclusion générale

Cette thèse s'est déroulée dans le cadre de la préparation de la mission SMOS. Le satellite SMOS, qui sera lancé début 2008, fournira pour la première fois une cartographie globale de l'humidité du sol à partir de données radiométriques en bande-L. L'instrument est un radiomètre interférométrique en deux dimensions. Ce capteur novateur obtiendra des mesures multi-angulaires en deux polarisations, ce qui permettra l'estimation de plusieurs paramètres, notamment l'humidité du sol et le contenu en eau de la végétation.

La technologie du capteur comme l'approche d'inversion des paramètres sont totalement nouvelles. Une des activités principales pour la préparation de SMOS est le développement de l'algorithme d'inversion de l'humidité du sol à partir de données radiométriques. Le modèle direct choisi est une approximation d'ordre zéro du modèle de transfert radiatif appelé L-MEB (L-band Microwave Emission model of the Biosphere). L-MEB intègre l'état de l'art actuel en modélisation de l'émission thermique en bande-L. De nombreuses expériences se développent pour améliorer la connaissance des différents types de couvert : forêts [Schwank et al. 2006, Grant et al. 2005], cultures [Hornbuckle et al. 2003], et d'autres types de végétation [Fenollar et al. 2006].

Dans le cadre de la préparation de la mission SMOS, l'expérience SMOSREX [de Rosnay et al. 2006] a été conçue comme une expérience très long terme (aujourd'hui quatre ans de données) qui permettait d'observer et de modéliser des phénomènes spéciaux (gel, neige, rosée ...) sur deux types de couvert différent : un sol nu et une jachère sauvage. Le sol apporte une contribution majeure sur l'émission. Cependant, peu de travaux ont été réalisés dernièrement dans le but de mettre au point un modèle semi-empirique d'émission du sol en bande-L. Concrètement, le modèle communément utilisé [Choudhury et al. 1979, Wang and Choudhury 1981] ne tient pas compte de l'influence de la rugosité à différentes polarisations et angles d'incidence [Shi et al. 2002]. Par ailleurs, la jachère est représentative de beaucoup de surfaces naturelles. Elle permet entre autre d'étudier le rôle de la litière ou la possible influence de la rosée sur l'émission.

7.1 Résumé des travaux

Dans un premier temps, nous avons réalisé une inter-validation des deux approches pour estimer l'humidité en surface : le rapport de polarisation sur le sol nu et les capteurs d'humidité *in situ*.

La comparaison des deux approches montre un excellent accord à l'échelle annuelle et journalière. Cependant, dans le cas de sols très secs, les mesures des capteurs *in situ* sont corrélées avec la température. Nous montrons que cette dépendance n'est pas due aux effets de la température sur le capteur mais qu'elle est due à la fréquence de mesure de la constante diélectrique. Spécifiquement, la constante diélectrique de l'eau liée est corrélée à la température. Or, la plupart des capteurs terrain travaillent à des fréquences inférieures à 500 MHz et en seront potentiellement affectés. Dans des sols relativement secs, la dépendance de la constante diélectrique de l'eau liée avec la température peut conduire à un contresens du cycle journalier d'humidité. La prise en compte de ces effets nécessite des modèles diélectriques qui tiennent en compte l'eau liée comme élément distinct dans le sol, ce qui dépasse le cadre de cette thèse. Ainsi, nous avons développé une '*correction*' pour ces effets. Une fois corrigées, les deux approches pour estimer l'humidité du sol montrent un excellent accord [Escorihuela et al. 2007b]. Ces travaux montrent que la validation de données d'humidité avec des mesures terrain dérivés de capteurs diélectriques doivent prendre en compte les effets de la température en l'eau liée.

Dans un deuxième temps, nous avons étudié les effets de la rugosité d'un sol nu aux différents polarisations et angles d'incidence dans le but de mettre au point un modèle semi-empirique qui prenne ces effets en compte. Nos résultats montrent que l'influence de la rugosité est différente pour les polarisations horizontale et verticale ainsi que pour les différents angles d'incidence, bien que ces effets soient corrélés entre eux. Nous montrons aussi que la radiation incohérente n'a d'effet qu'en polarisation verticale pour des sols très secs aux angles d'incidence élevés. Ainsi, à partir d'une formulation cohérente nous avons mis au point un modèle avec un seul paramètre. Ce paramètre de rugosité dépend de l'humidité du sol en accord avec les travaux précédents [Wigneron et al. 2001, Schneeberger et al. 2004]. Ainsi, pour des sols plus secs, la rugosité est plus élevée. Le modèle de transfert radiatif simple que nous avons utilisé se fonde sur l'hypothèse que le milieu est homogène et que la diffusion dans le milieu est négligeable. Ainsi, on prend certains paramètres *effectifs* qui tiennent compte de ces hétérogénéités. La rugosité *effective* tient donc compte des hétérogénéités diélectriques dans le milieu [Escorihuela et al. 2007c]. La modélisation de la rugosité en fonction de l'humidité a été introduite dans l'algorithme d'inversion des données SMOS.

Enfin, nous avons abordé l'étude du cycle journalier de l'émission de la jachère. En particulier, nous avons étudié le rôle de la variation de contenu en eau de la végétation et l'influence possible de la rosée sur l'émission. Nos résultats montrent que les variations journalières du contenu en eau de la biomasse verte peuvent atteindre 20 à 30%. Les variations du contenu en eau de la litière sont plus importantes et atteignent 40% du contenu en eau. Il s'avère donc indispensable de tenir compte du cycle journalier de la végétation pour avoir une estimation précise de l'humidité du sol. Nous avons utilisé la modélisation réalisée par [Saleh et al. 2006] qui tient compte des différentes contributions de la biomasse verte et de la litière pour simuler les variations sur l'émission. La modélisation utilisée sous-estime les variations journalières, ce qui est probablement due à l'importance du cycle journalier sur la litière. Un résultat important pour SMOS est que les effets directs de la rosée sur le signal sont négligeables. Sur le site SMOSREX, la rosée n'est observable que par l'humidification de la couche de litière [Escorihuela et al. 2007a].

7.2 Perspectives

La validation de l'algorithme d'inversion de l'humidité SMOS demande (i) la validation du modèle direct L-MEB sur une variété de couverts et (ii) la validation de l'algorithme d'inversion à l'échelle SMOS.

Nos travaux ouvrent des perspectives sur ces deux volets. Dans le cadre du développement du modèle direct, la modélisation de la rugosité 'diélectrique' pose problème dans la mesure où elle n'est pas dépendante de paramètres physiques. Cependant, la modélisation de la rugosité que nous avons présentée dans ces travaux de thèse, s'est avérée être très stable dans le temps (deux années de données considérées). Nous suggérons une étude des effets de texture et du profil d'humidité sur cette 'rugosité diélectrique'. Dans les modèles semi-empiriques les gradients thermiques dans le sol sont modélisés assez précisément à travers une 'température effective'. Ainsi, cette étude permettrait la modélisation de cette rugosité à travers un paramètre effectif qui tienne compte de la profondeur de pénétration de l'onde.

L'expérience SMOSREX et d'autres se sont avérées très utiles pour le développement du modèle direct. Cependant l'algorithme d'inversion SMOS ne peut pas être validé sur un site expérimental. Concrètement, il est nécessaire de tester l'algorithme sur des surfaces plus hétérogènes. En particulier, l'inversion de l'humidité du sol à l'échelle SMOS pose différentes questions au sujet de la nature hétérogène de la scène observée :

1. quel est l'impact de la résolution spatiale des données auxiliaires (température, texture du sol, rugosité etc.) ?
2. Dans le cas de pixels hétérogènes avec des surfaces d'eau libre et/ou surfaces urbaines, quel est l'impact de l'incertitude en la fraction de surface d'eau/urbaine en l'inversion ?
3. Comment valider l'humidité inversée avec des mesures terrain ponctuelles ?

Dans le contexte de la validation des données SMOS, plusieurs sites de la taille du pixel SMOS ont été sélectionnés pour la calibration/validation (CAL/VAL) de l'instrument. Ces sites sont très instrumentés avec des profils d'humidité et de température ainsi que des stations météorologiques. Il s'agit souvent de sites qui font déjà l'objet d'études hydrologiques ou météorologiques. Ainsi, par exemple, le site AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Monsoon Africaine), et le Continental Scale Experiment site GEWEX en Australie ont été sélectionnés comme site CAL/VAL SMOS. Ces sites permettront une fois le satellite en orbite, de calibrer l'instrument et de valider les estimations d'humidité simultanément.

Sur les sites CAL/VAL en Australie, deux campagnes aéroportées ont été conduites en Novembre 2005 (NAFE'05 - COSMOS 2) et en Novembre 2006 (NAFE'06). Ces données aéroportées fournissent une occasion unique de tester d'une part le modèle L-MEB sur des pixels hétérogènes et d'autre part l'algorithme d'inversion car :

- L'expérience NAFE couvre 3 pixels SMOS avec une hétérogénéité spatiale importante en termes de climat, sol, végétation et utilisation du sol. En particulier, ces pixels incluent des zones irriguées et zones d'eau libre.
- Des mesures d'humidité, de température et de végétation sont faites à l'occasion des expériences à plusieurs échelles de résolution spatiale.

- Les données aéroportées incluent des mesures micro-onde en bande L à plusieurs angles d'incidence, infrarouge et visible.
- Le site est une zone d'études météorologiques depuis longtemps, ceci permet de disposer de données auxiliaires (intensité et répartition des précipitations, rosée, etc.) avec une bonne résolution spatiale. Ces données permettent de prendre en compte les hétérogénéités subpixel dans la définition de paramètres du modèle direct.

Ce jeu de données permet d'étudier l'impact de l'hétérogénéité sub-pixel sur l'algorithme d'inversion. En particulier, l'effet des zones d'eau libre ainsi que les effets de la résolution des données auxiliaires. En fin, il permettra d'étudier la représentativité des mesures terrain.

Annexe A

article présentation SMOSREX



SMOSREX: A long term field campaign experiment for soil moisture and land surface processes remote sensing

Patricia de Rosnay^{a,*}, Jean-Christophe Calvet^b, Yann Kerr^a, Jean-Pierre Wigneron^c, François Lemaître^d, Maria José Escorihuela^a, J. Muñoz Sabater^b, Kauzar Saleh^c, Joël Barrié^b, Gilles Bouhours^b, Laurent Coret^a, Guy Chernel^b, Gérard Dedieu^a, Roger Durbe^b, Nour Ed Dine Fritz^b, Francis Froissard^b, Joost Hoedjes^a, Alain Kruszewski^c, François Lavenu^a, David Suquia^b, Philippe Waldteufel^e

^a CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère), UMR5126 CNES/CNRS/IRD/UPS, BPI 2801, 18 ave Edouard Belin, 31401 Toulouse cedex 9, France

^b Météo-France, CNRM/GAME, URA CNRS 1357, France

^c INRA (Institut National de Recherche Agronomiques) EPHYSE, Bordeaux, France

^d ONERA (Office National d'Etudes et de Recherches Aéronautiques), France

^e IPSLSA (Institut Pierre Simon Laplace/Service Aéronomie), France

Received 25 October 2005; received in revised form 15 February 2006; accepted 18 February 2006

Abstract

The primary goal of the SMOS mission is to deliver global fields of sea surface salinity and surface soil moisture using L-band (1.4 GHz) radiometry. Within the context of the preparation of SMOS activities over land, a field campaign, SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir Experiment), has been in operation since January 2001 in Mauzac, near Toulouse in France. Continuous ground measurements of meteorological variables, soil moisture and temperature profiles have been taken over bare soil and a grass plot left fallow. Since January 2003, SMOSREX has been providing accurate field measurements of dual polarized L-band brightness temperature up-welling from both bare soil and fallow plots, together with multi-spectral (from visible to infrared frequencies) remote sensing surface data. The scientific objectives are presented in this paper and the corresponding experimental design is described. The experimental concept is totally new since (i) SMOSREX combines land–surface–atmosphere observations, passive microwave measurements and VIS to NIR remote sensing, (ii) SMOSREX is based on highly accurate L-band measurements carried out by a radiometer specifically designed for the experiment, and (iii) SMOSREX provides a unique continuous data set of L-band measurements over several years. The characteristics of the L-band emission are presented at diurnal, seasonal and annual temporal scales, and the emissions are compared over bare soil and natural grass. The surface emissions over bare soil and fallow area are shown to be counter-phased at the diurnal scale due to small variations in vegetation water content and bare soil surface moisture. Innovative long term results using L-band measurements for both bare soil and natural grass are presented in this paper, and the relationship between the surface emission at L-band and surface bare soil moisture is shown to be suitable for a long term period (19 months). Soil freezing is shown to be drastically different for bare soil and vegetation covered plots, with a large threshold effect on microwave surface emission.

© 2006 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Field campaign; Soil moisture; Remote sensing; L-band radiometry; Land surface processes

1. Introduction

Soil moisture is a key variable that characterizes the interface between continental surfaces and the atmosphere. It controls the

partitioning of water and energy fluxes at the Earth's surface, and plays a critical role on the continental water distribution through land–surface–atmosphere feedback mechanisms. Soil moisture also affects land-use and agricultural planning, and is of major importance for many interrelated disciplines such as weather forecasting and hydrology (Entekhabi et al., 1999; Koster et al., 2004).

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61 55 85 24; fax: +33 5 61 55 85 00.
E-mail address: patricia.derosnay@cesbio.cnes.fr (P. de Rosnay).

Microwave technology has demonstrated a quantitative ability to measure soil moisture under a variety of topographic and vegetation cover conditions and it has proven to be suitable for satellite systems. Within this context, the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) on the Earth Observing System (EOS) Aqua satellite was launched in May, 2002. It measures radiation at six frequencies in the range 6.9–89 GHz, and provides soil moisture estimates with a global coverage (Njoku et al., 2003). The SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) mission is scheduled for launch in 2007 and the goal over continental surfaces is to deliver global fields of surface soil moisture using L-band radiometry (Kerr et al., 2001). The Hydrosphere State Mission (Hydros), project aims at combining radar and radiometer systems (Entekhabi et al., 2004).

In terms of preparing the SMOS mission, SMOSREX (Surface Monitoring Of the Soil Reservoir Experiment) aims at improving microwave radiative modeling of soil–vegetation systems as well as improving the understanding of soil–plant–atmosphere interactions. SMOSREX is comprised of three components: (i) multi-frequency remote sensing in the solar to thermal infrared domains and L-band radiometry, (ii) a comprehensive set of ground measurements: vegetation and soil, meteorology, land surface fluxes, and (iii) both radiative transfer and land surface models. The objectives of this campaign are to (i) contribute to a better understanding of the different processes affecting the microwave signal, including specific events such as rainfall interception, dew deposition, or soil and vegetation freezing, (ii) test and improve the soil moisture retrieval algorithms from dual polarized and multi-angular measurements, and (iii) to develop the multi-frequency assimilation of remotely sensed surface variables in land surface models.

SMOSREX began in 2001 with ground measurements, and it was expanded in 2003 to include multi-spectral remote sensing measurements. By the end of 2006, SMOSREX will have provided a four-year data set of L-band multi-angular, dual polarized brightness temperatures, together with a complete set of meteorological, soil and vegetation, ground and remotely sensed measurements.

A number of previous L-band radiometry studies were devoted to passive microwave measurements of the surface either at the field scale (Choudhury et al., 1979; De Jeu et al., 2004; Eagleman & Lin, 1976; Schneeberger et al., 2004; Wang & Choudhury, 1981; Wigneron et al., 2002, 1996, 2004) or at larger scales using aircraft measurements (Bindlish et al., in press; Jackson et al., 1999, 1995; Schmugge et al., 1992). After almost 30 years of research, the relationship between soil moisture and microwave emission of the surface has been clearly shown to be significant for a large range of soil types and crop covers. In all of these experiments, however, microwave measurements were of limited duration (a couple of months at most), preventing the study of the long term stability of microwave algorithms. However, for satellite applications, the long term stability of microwave algorithms is critical. SMOSREX allows the consideration of microwave radiometry on inter-annual scales, and it enables the consideration of low

frequency processes (vegetation cycle at annual and inter-annual scales) as well as the monitoring of specific infrequent events (soil freezing, soil roughness modifications, mowing of the grass). Accordingly, it opens the possibility for improvement, testing and validation of microwave modeling and retrieval algorithms for long time periods, including a large range of soil water content, vegetation and meteorological conditions. This is essential for improving the understanding of microwave radiometry in a complex medium such as soil–vegetation systems, as well as on the development of stable algorithms for future satellite applications.

A large number of studies, to investigate multi-temporal scale effects of water interception, soil roughness, freezing and effective soil temperature on L-band emission of the surface, as well as soil moisture retrievals, litter modeling, assimilation in land surface models, will be based on SMOSREX. The aim of the present paper is not to investigate in depth any of this particular issue; rather, it presents an overview of the scientific objectives of the experiment in these different fields by showing the first results of SMOSREX which are very new in terms of accuracy of the microwave measurements, the multi-temporal scale and the contrasted land cover types considered.

The next section presents the experimental design of SMOSREX. Section 3 shows some SMOSREX results. In Section 3.1, the processes that govern vegetation water content variability are shown and multi-spectral remote sensing is shown to be suitable to quantify the biomass of natural grass. Section 3.2 shows the effect of rainfall on the multi-angular remotely sensed brightness temperatures at 1.4 GHz, on both bare soil and natural grass. In Section 3.3, the surface emission diurnal cycle is investigated for these two types of surfaces. Section 3.3 focuses on soil and vegetation freezing effects, while Section 3.4 shows long term results at the annual scale for the fallow and the bare soil areas. Section 4 concludes and introduces the broad range of scientific investigations opened by this innovative long term field experiment for multi-frequency remote sensing of land surfaces.

2. Field and experiment description

The SMOSREX field site is located on the ONERA complex (Office National d'Etudes et de Recherches Aéropatiales) near the town of Mauzac (43°23'N, 1°17'E, at 188 m altitude), south of Toulouse (France), close to the Garonne River. Fig. 1 shows a schematic map of the site. It consists in two plots, the extension of which is indicated in Fig. 1: in the northern part of the site, the soil is kept bare, while the southern part of the site is covered by vegetation (natural fallow). The remote sensing instruments are installed at the top of the central structure, 15 m above the ground. The L-band radiometer (LEWIS) field of view, corresponding to 13.5° beamwidth, is reported for each incidence angle between 20° and 60°, according to values indicated in Table 1. SMOSREX began in January 2001 with ground monitoring of land surface processes. The ground installation, similar to that of MUREX conducted from 1995 to 1998 (Calvet et al., 1999), includes ground measurements of meteorology, heat

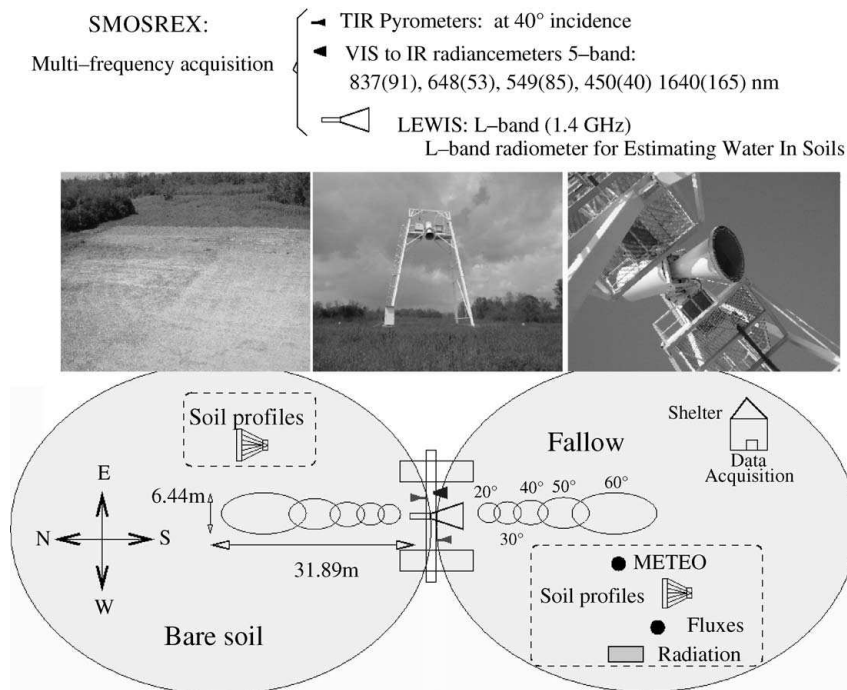


Fig. 1. Global map of the SMOSREX field site.

fluxes, moisture and temperature profiles in the soil, as well as soil texture, gravimetric and biomass measurements. In January 2003, the complete experiment started with the implementation of the remote sensing instrumentation, consisting of multi-spectral observation of the surfaces, in visible and thermal infrared domains and in microwave with L-band radiometer LEWIS described later in Section 2.2. SMOSREX is expected to last at least four years with remote sensing measurements until the end of 2006. Fig. 2 summarizes the chronology of the SMOSREX experiment deployment.

Fig. 3 depicts the annual cycles, monitored for SMOSREX field site, of both precipitation and air temperature from January 2001 to the end of August 2004. It shows that the weather

conditions near Toulouse are generally well contrasted with a dry-hot summer and humid-cool winter. Associated annual cycles of vegetation are also very contrasted as shown on Fig. 4. Fallow is mowed every year in February. Besides the contrasted annual cycles, these figures point out the strong inter-annual variability of the climate conditions and interacting vegetation. Annual values of precipitation were 621,677, 574 and 634 mm in 2001, 2002, 2003 and 2004, respectively. The summer of 2002 experienced a large amount of rainfall and was characterized by dense vegetation from July to September. In contrast, for both 2003 and 2004, dry summer conditions lead to contrasting annual cycles, with vegetation indexes reduced to zero in August. A dry spring in 2003 inhibited optimum vegetation development, while a particularly rainy spring in 2004 resulted in significant vegetation growth in April–May. The 2003 and 2004 data also include simultaneous multi-spectral remote sensing measurements. In this paper we will therefore focus on these two years because they are particularly relevant for SMOSREX.

2.1. Ground measurements

2.1.1. Meteorology

A weather station performs continuous half-hourly measurements of precipitation, 2 m air temperature and air humidity, 10 m wind speed and direction, atmospheric pressure, solar and atmospheric incoming radiation. Land surface fluxes (sensible

Table 1
Dimensions and position of the LEWIS Field of View (FOV) for different incidence angles

Incidence angle (°)	FOV length (m) (North–South)	FOV width (m) (East–West)	FOV area (m ²)	Distance from structure (m)	
				Max	Min
20	3.69	3.427	9.93	6.91	3.22
30	4.34	3.72	12.68	10.23	5.89
40	5.58	4.2	18.41	14.56	8.98
50	8.01	5.01	31.52	20.9	12.89
60	13.54	6.44	68.48	31.89	18.35

These characteristics correspond to 13.5° beamwidth (−3 dB) of a focal point located 13.7 m above the ground, according to LEWIS position on the structure.

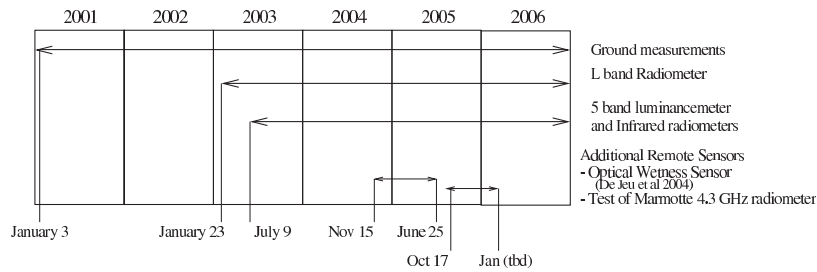


Fig. 2. Calendar of ground based and remote sensing instrumental deployment during the SMOSREX field experiment.

and latent heat fluxes) are also estimated above the fallow area in view of land surface model validation. These atmospheric measurements are used to understand the interaction processes between soil, vegetation and atmosphere and their direct and indirect influences on the remotely sensed signals at different frequencies.

2.1.2. Soil moisture and temperature

Soil moisture profiles are automatically measured at a 30-min time step by impedance sensors (ML2 Theta-probes¹) installed at the following depths: 0–6 cm (×4), 10 cm (×3), 20 cm (×3), 30 cm (×2), 40 cm (×2), 50 cm (×2), 60 cm (×2), 70 cm, 80 cm, 90 cm. Sensors are duplicated at each depth from 0 to 60 cm in order to improve the sampling in the near-surface soil layers where higher levels of spatial and temporal variability of soil moisture are observed. Soil temperatures are measured at 1, 5, 20, 50 and 90 cm by thermistor probes. Soil profile measurements and protocols are identical on fallow area and bare soil. Gravimetric measurements were regularly performed in a large range of soil moisture conditions for calibration of the soil moisture sensors on both plots.

2.1.3. Soil texture and roughness

Surface textural class is loam with 16.6% and 15.6% clay, 47.4% and 47.2% silt, 36.0% and 37.2% sand for the bare soil area and the fallow area respectively. At depth, the soil texture of the bare soil area gets more sandy while the texture profile gets more fine textured underneath the fallow area. The soil roughness influences the L-band emission of the soil surface (Choudhury et al., 1979; Ulaby et al., 1982; Wang, 1983). It was measured, on both fallow area and bare soil using a pine profiler, 2 m long with 201 needles. The roughness of the soil underneath the natural grass is found to be stable for the experiment duration. The rms (root mean square) height, s , is estimated to be constant at 7.06 mm with a standard deviation (sd) of 0.98 mm, and the correlation length is $l_c=101.13$ mm (sd 28.6 mm). Bare soil is more exposed to the atmosphere and may be affected by meteorological conditions. Its surface roughness was measured in July 2003 (during a drought), in February 2004 (following several strong precipitation and soil freezing events), and again in

April 2004. The obtained values for the rms height s (and standard deviation) were, respectively, 11.26 mm (2.5 mm), 11.09 mm (3.6 mm) and 9.12 mm (2.18 mm). The correlation lengths (and sd) were, respectively, 65.26 mm (32.93 mm) in July, 2003, 101.2 mm (42.2 mm) in February, 2004, and 70.7 mm (33.71 mm) in April 2004. The bare soil field was ploughed in November 2003. Then the soil roughness decreased slowly for several months. This decrease of soil roughness is captured by February and April measurements.

2.1.4. Vegetation

The measurements of the vegetation characteristics (height, biomass, dry matter, water content and LAI) were performed frequently during spring, summer and fall, with sparser measurements being taken in winter when vegetation phenology is slower. Samples area of 25×25 cm² area were randomly chosen in the fallow area next to the LEWIS radiometer field of view in order to measure vegetation mass and water content using a fresh and dry weighing method. For each sample, green biomass and dead plant material were measured separately. For green biomass, the LAI measurements were performed during 2001, 2002, 2003 and 2004 (Fig. 4).

2.2. The L-band radiometer LEWIS

L-band microwave measurements are performed by LEWIS (L-band radiometer for Estimating Water In Soils). LEWIS is equipped with a Potter horn antenna (ensuring very low side-lobe levels) and it measures brightness temperature at the L-band (1.4 GHz) for both horizontal and vertical polarizations. The LEWIS beamwidth is 13.5° at -3 dB and its accuracy is 0.2 K. Lemaître et al. (2004) give a full description of the LEWIS radiometer (Lemaître et al., 2004). Data have been automatically monitored by LEWIS since January 23, 2003, with a 6 s time step. LEWIS is installed at the top of a 15 m structure (Fig. 1). Its focal point is at 13.7 m above the ground surface. The sizes of the Field Of View (FOV) for the different incidence angles between 20° and 60° , are indicated in Table 1 and they are plotted in Fig. 1. In routine mode, LEWIS monitors brightness temperature of the fallow field, with a 40° incidence angle. An automatic scanning mode performs scanning of the surface at five incidence angles 60° , 50° , 40° , 30° and 20° , on both the fallow and the bare soil areas, eight times per day (e.g. every 3 h).

¹ Mention of manufacturers is for the convenience of the reader only and implies no endorsement on the part of the authors.

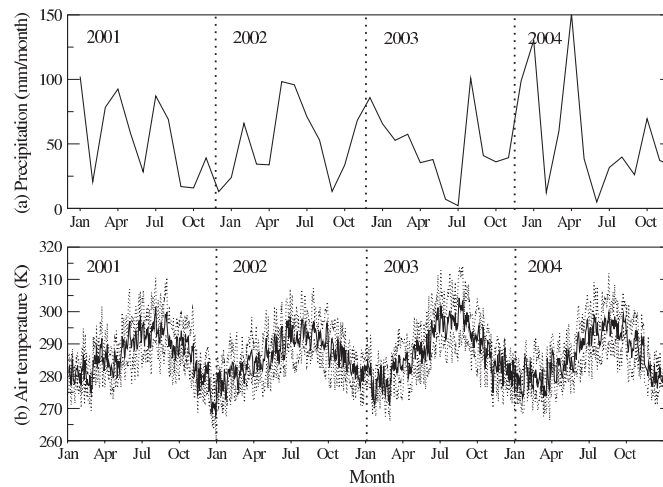


Fig. 3. 2001–2004 annual cycles of (a) monthly mean precipitation (mm/month) and (b) daily mean air temperature at 2 m (in K). Dotted lines on the bottom panel indicate minimum and maximum daily temperatures.

Within the context of the development and validation of new instruments, LEWIS measurements were used to test and validate the MARMOTTE (MAtriel Radiométrique Micro-Ondes de TErrain) radiometer (Cohard et al., 2005; Kerr et al., 1992) in autumn 2005, as indicated in the experiment calendar (Fig. 2). However, these test results are not shown in this paper as this study focuses on 2003–2004 results.

2.3. Visible to infrared remote sensing

Two radiancemeters were installed in July, 2003, at the top of the structure. One measures the incoming solar radiation

and the other the upward luminance at a 40° incidence angle over the fallow field. These two radiancemeters allow the determination of the surface reflectances at five frequencies from the visible to the near infrared and the thermal infrared (Fig. 1). The surface reflectances permit the computation of vegetation indexes such as the NDVI (Normalized Vegetation Difference Index), which is shown to be related to the LAI and is well suited to characterize the vegetation dynamics (Reed et al., 1994).

Two pyrometers has been also installed on the structure in order to monitor the thermal emission of both the bare soil and the fallow area at a 40° incidence angle since July, 2003.

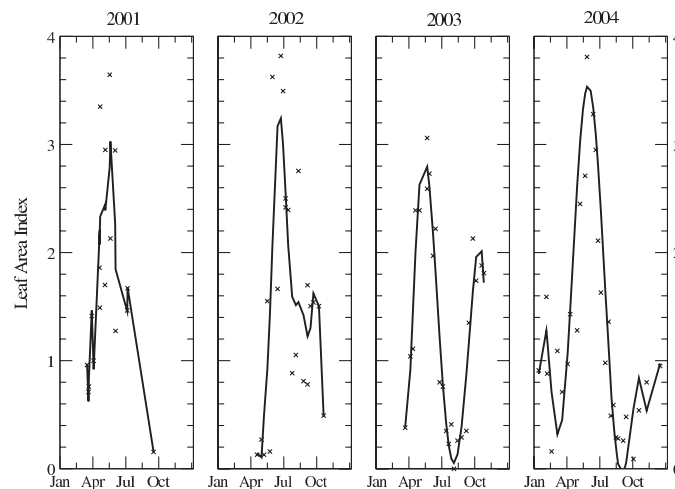


Fig. 4. Annual cycles of the vegetation Leaf Area Index (LAI) as measured (cross) in 2001, 2002, 2003 and 2004 for the SMOSREX experiment and interpolated (solid line).

In addition to these routine measurements, specific measurements were performed from November, 2004, to June, 2005, with the OWS (Optical Wetness Sensor) provided by the Free University of Amsterdam. This two-frequency active sensor (wavelength 1700 and 1930 nm) is designed to measure external vegetation water content, and it has been shown to be suitable for dew deposition measurements (De Jeu et al., 2005, 2004).

3. SMOSREX results

SMOSREX results are presented in this section. They focus on the new possibilities offered by the long term component of SMOSREX to observe, at the SMOS L-band frequency combined with multi-spectral observations, various processes from diurnal to annual and inter-annual time scales. First, the vegetation water content variability is analyzed in relation to the multi-spectral remote sensing. Then, results for both the fallow area and the bare soil are analyzed and compared from the diurnal scale to the annual scale.

3.1. Variability of vegetation water content and multi-spectral remote sensing

The two-year (2003–2004) time evolution of the measured vegetation water content is depicted in Fig. 5. The biomass internal water content is characterized by a seasonal scale dynamics and it reaches its maximum in spring, when vegetation is well developed. In contrast, dead plant material accumulated on the ground (the mulch layer) is able to absorb a large amount of water and its water content is strongly related to each individual precipitation event. Accordingly, it shows a larger temporal variability.

The vegetation water content contributes to the microwave emission of the surface. It also attenuates the emission of the soil and it attenuates its own emission (Jackson & Schmugge,

1991; Ulaby et al., 1986; Wigneron et al., 1995). The vegetation transmissivity γ is a critical variable which characterizes the vegetation effect on the microwave emission of the surface. It is expressed as a function of the vegetation optical depth, τ , and the incidence angle θ :

$$\gamma = e^{-\tau/(\cos\theta)}. \quad (1)$$

The vegetation optical depth τ is related to Vegetation Water Content (VWC) through the linear relationship:

$$\tau = b \cdot \text{VWC} \quad (2)$$

where b is a vegetation type and frequency dependent parameter (Jackson & Schmugge, 1991; Van de Griend & Wigneron, in press; Wigneron et al., in press). For satellite remote sensing applications, relationships are used between the vegetation optical depth and the remotely sensed vegetation characteristics, such as LAI from NDVI (Pellarin et al., 2003; Van de Griend & Wigneron, in press). The top panel in Fig. 6 shows the relationship obtained for the SMOSREX natural grass between the VWC and the LAI for 2003 and 2004. Two relations are established between LAI and either the total VWC, including mulch and standing biomass, or the green VWC when only standing biomass is considered. Correlation coefficients (R^2) are, respectively, 0.94 and 0.81, indicating a much higher correlation of LAI with green VWC than with total VWC. Although slopes are similar for both relationships, higher VWC is measured for the total vegetation due to the water content in the mulch layer. The scatter in the relation between VWC and LAI, when all the vegetation is considered, is clearly larger. This scatter is due to the higher variability of the total vegetation water content, due to interception of water by the mulch layer, as shown in the Fig. 5. The bottom panel in Fig. 6 shows that the LAI of the SMOSREX natural grass can be estimated with a good confidence level from space-borne remotely sensed NDVI (SPOT HRV) as well as from local radiancemeters. A very good agreement between satellite and local NDVI ($R^2=0.948$ for 2003) is also found (not shown). The multiple correspondence that we show between (i) the vegetation optical depth and the vegetation water content (Eq. (2)), (ii) the vegetation water content and the LAI (Fig. 6, top), and (iii) the LAI and the NDVI (Fig. 6, bottom), supports the relevance of building a suitable multi-spectral assimilation of remote sensed data in land surface models. SMOSREX provides a unique data set to investigate this issue (Muñoz Sabater et al., 2004).

3.2. Effect of rainfall on the microwave emission of bare soil and natural grass

The Polarization Ratio (PR) index is used here to study the soil moisture and the vegetation water content dynamics from measured dual polarized brightness temperatures. PR is expressed as:

$$\text{PR} = \frac{\text{TB}_v - \text{TB}_h}{\text{TB}_v + \text{TB}_h} \quad (3)$$

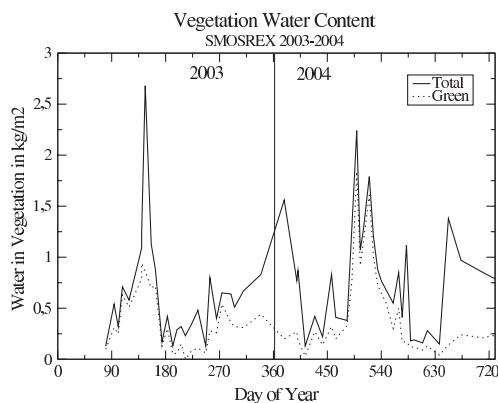


Fig. 5. Two-year dynamics of the vegetation water content measured from manual measurements of biomass and mulch. The solid line shows the total vegetation layer water content (biomass plus mulch), while the dotted line shows the biomass water content.

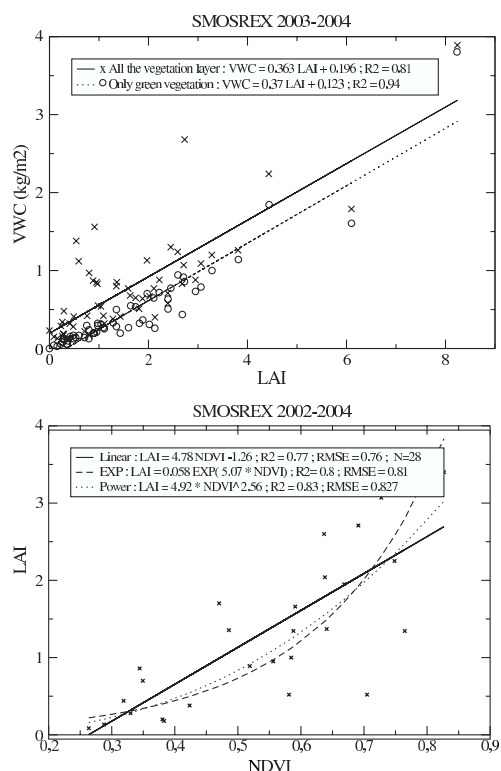


Fig. 6. Top panel: the relationship between the vegetation water content (VWC) and leaf area index (LAI) obtained for the SMOSREX fallow in 2003 and 2004. Bottom panel: relation between LAI measurements and remotely sensed NDVI (SPOT HRV, after atmospheric corrections, at 10 m resolution, over the SMOSREX field site).

where T_B and T_{B_h} are brightness temperatures at vertical and horizontal polarization, respectively. The PR permits the removal of temperature effects through a normalization, and it is thus mainly related to soil moisture and vegetation water content (Kerr & Njoku, 1990; Njoku et al., 2003; Owe et al., 2001).

Rainfall has a strong impact on the observed brightness temperature at the L-band. In order to illustrate this, Fig. 7 shows the impact of rainfall on the signal for a 40° incidence angle, in April, 2003, for a period where two precipitation events were monitored. Rainfall leads to a soil moisture increase for both the fallow and the bare soil. Over the bare soil, this results in a decrease of brightness temperature. This effect is stronger at the horizontal than the vertical polarization (as shown in Fig. 8 for different angles in May, 2003), leading to a positive correlation between the soil moisture and the polarization ratio. In contrast, the brightness temperature shows a lower sensitivity for fallow area after rainfall events, even showing an increase of the vegetation contribution to the signal. This lack of sensitivity for natural grass was already observed by Schmugge et al.

(1988) for unburned surfaces for a few week time period. The authors explained this feature as being due to the role of the microwave absorption of the wet mulch layer (Schmugge et al., 1988). This result is confirmed here, and the thick mulch layer of SMOSREX allows one to go a step further, showing that the vegetation emission increases after a rainfall event. This shows that the water content variations of the mulch layer, related to precipitation occurrence and intensity, significantly affect the microwave emission of the surface.

This result is emphasized when we consider multi-angular measurements. Fig. 8 depicts the angular dependency of brightness temperature and PR before rain (23 May 2003, top panel), and after rain (26 May 2003, middle panel) after a sequence of 2 rainy days corresponding to 15 mm of precipitation. According to the temporal evolution plotted on Fig. 7, Fig. 8 shows that the rain effect on T_{B_h} and PR is opposite for the fallow and the bare soil areas. The increase of vegetation emission after the rainfall event is larger at a higher incidence angle.

3.3. Role of the diurnal cycle in microwave emission

Fig. 9 presents the PR as obtained from LEWIS measurements for a 40° incidence angle, together with vegetation water content measurements at different hours on the 20th of May, 2003. Over the bare soil, the PR diurnal cycle indicates soil drying during the day that leads to minimum values of soil moisture at the end of the afternoon. Over the fallow field, the diurnal cycle of the microwave signal is counter-phased with that of the bare soil due to the fact that (i) VWC dynamic is phased with that of the surface soil moisture on the bare soil at the diurnal scale, and (ii) VWC attenuates the soil emission and contributes to the global emission. The analysis of the long term time series of SMOSREX L-band measurements shows that the microwave emission of the surface typically depicts a diurnal cycle for days without rain. Accordingly, the VWC diurnal cycle includes internal and external (dew deposition) water content variations. The systematic presence of diurnal cycles for both the fallow area and the bare soil shows both that (i) the quantification of the variations of total vegetation water content at the diurnal scale and (ii) the effect of these diurnal variations on L-band measurements are important issues for passive microwave remote sensing.

3.4. Soil freezing processes and effect on L-band emission

Although slight soil freezing events occurred in February 2003 and 2004, they occurred only during a few hours during the night. A longer soil freezing period was observed in late January 2005 that lasted several days. These data are used here to illustrate the soil freezing effect on T_{B_h} and PR. The top right panel of Fig. 10 shows that the air temperature decrease leads to bare soil temperature (at 1 cm depth) below 0°C (273.15 K) for more than four days in a row from 25 to 29 January, with a minimum soil temperature of 266.3 K on January 28th. In contrast, the temperature of the soil for the

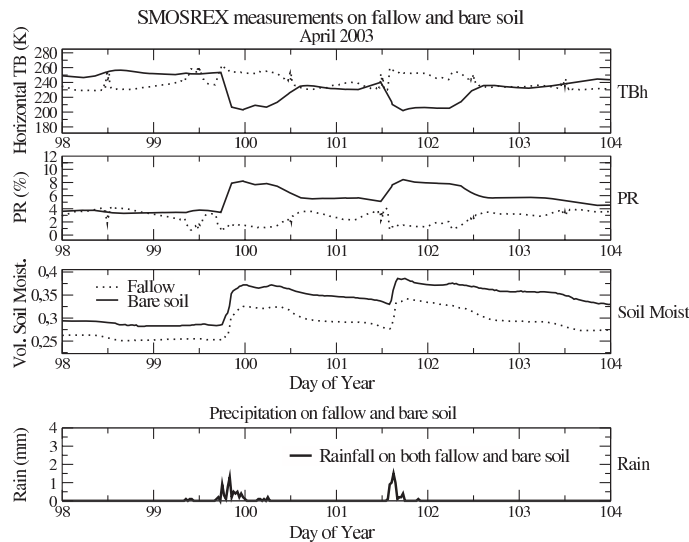


Fig. 7. Brightness temperature at horizontal polarization and PR (in %) for a 40° incidence angle, and soil moisture observed over both the fallow (dotted line) and the bare soil (solid line) plots in April 2003. Bottom panel shows the precipitation events in mm at a 30 min temporal resolution.

fallow area remains above 0°C for the whole period, thereby avoiding freezing of the soil underneath the vegetation cover. This result is explained by the relative isolating role of the vegetation layer that is able to prevent or delay the freezing of the underlying soil.

Over the bare soil, the observed brightness temperature (top left) strongly increases as the soil liquid water content decreases due to freezing (bottom left). As shown by Hallikainen et al. (1985), this is explained by the strong influence of soil freezing on the soil dielectric permittivity whose the real part is close to 5 for frozen soils (Hallikainen et al., 1985). The PR shows a good qualitative agreement with soil moisture (bottom left panel), with a correlation $R^2=0.785$ despite the rather large scatter ($\text{mse}=3.335\%$, bottom right panel). Over the fallow field, the decrease of air temperature leads to vegetation freezing which is confirmed by thermal infrared temperatures that are very similar for the bare soil and the fallow area (not shown). Vegetation freezing is expected to decrease the vegetation contribution and attenuation, and to increase the soil contribution. This behavior is depicted in Fig. 10 (top left panel), where we observe a slight decrease in the horizontal brightness temperature associated with freezing events.

The effect of soil freezing on microwave emission has already been observed and is taken into account in L-band emission models (Hallikainen et al., 1985; Pellarin et al., 2003; Schwank et al., 2004). The new evidence presented here shows however that, for identical meteorological conditions and very similar thermal infra-red temperatures of the surface, the surface freezing leads to completely different effects on microwave emission depending on the vegetation cover. The vertical profile

of temperature in the vegetation layer influences the occurrence of soil freezing below. The subsequent heterogeneities in soil freezing may be important at the SMOS satellite pixel size ($50\text{ km} \times 50\text{ km}$) where mixed land cover types are considered. This new result suggests investigating the soil and vegetation temperature effects in the representation of the sub-pixel spatial variability in inversion algorithms, whenever freezing conditions are likely to occur.

3.5. Long term processes and related L-band emission

In contrast to previous field experiments using passive microwave radiometers (Choudhury et al., 1979; De Jeu et al., 2004; Eagleman & Lin, 1976; Schneeberger et al., 2004; Wang & Choudhury, 1981; Wigneron et al., 2002, 1996, 2004), which were limited to a few months at most, SMOSREX for the first time permits the observation of the long term features of L-band emission. Fig. 11 shows the annual cycle of PR with the surface volumetric soil moisture on both fallow and bare soil fields in 2003. The seasonal trend in soil moisture decrease, observed in spring (from DoY 60 to 210), produces a seasonal decrease of the PR. In fall, the soil moisture seasonal increase leads to an observed increase in PR from August to November, and the annual cycle of PR is in a very good agreement with the soil moisture annual cycle. However, from February to July the bare soil was occasionally affected by sparse growing grass. Although it was systematically removed, the discontinuous presence of sparse short vegetation might have a slight influence on the signal that must be accounted for in quantitative studies. The good agreement between the PR and the surface soil moisture is thus quantified for a longer time period (19 months), by the scatter plot shown in Fig.

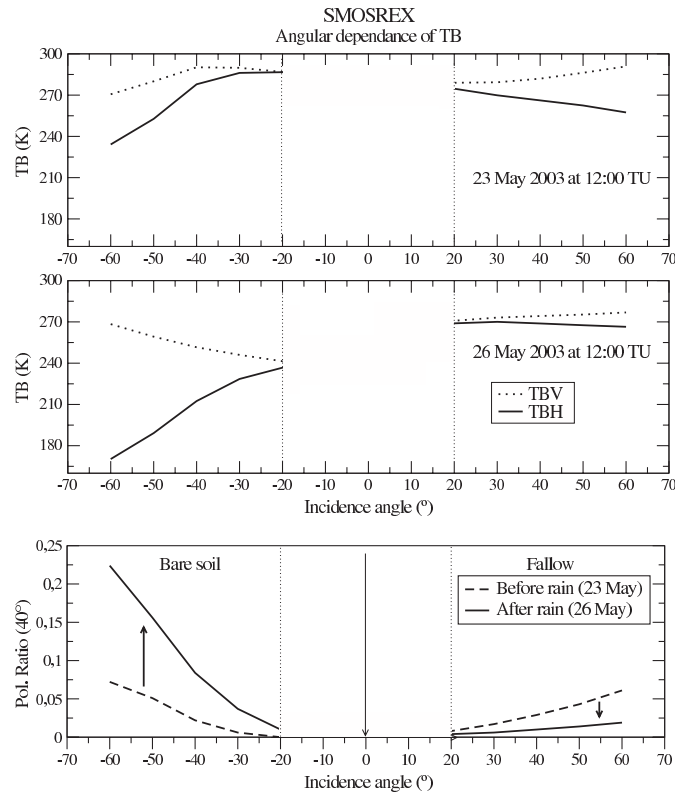


Fig. 8. Angular signature of the microwave signal on fallow and bare soil. Negative (-60° to -20°) and positive (20° to 60°) incidence angles correspond to bare soil (left) and fallow (right) respectively.

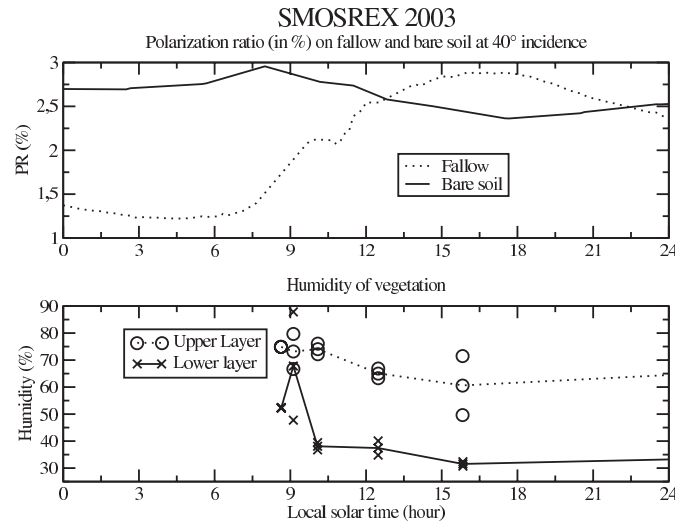


Fig. 9. Diurnal cycle of the microwave signal (PR in %) as observed for the fallow and the bare soil plots on Day of Year (DoY) 140 (20th of May) in 2003. Manual measurements of upper and lower vegetation water content.

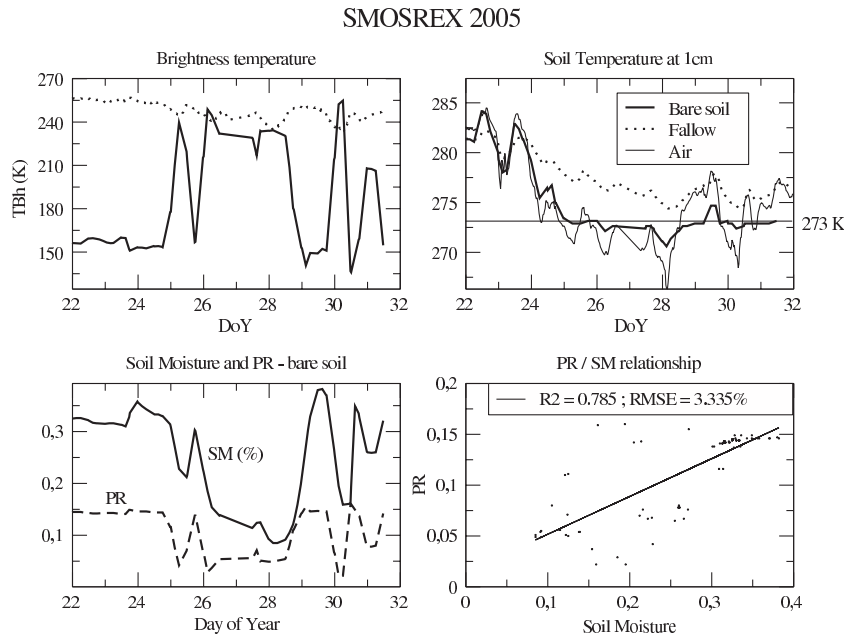


Fig. 10. Freezing events in January 2005: L-band brightness temperature at horizontal polarization as observed by LEWIS (top left) on bare (solid line) soil and fallow (dotted line). The top right panel depicts the soil temperature at 1 cm depth on both plots as well as air temperature. Bottom panel shows measurements over bare soil area. The bottom left panel shows the surface soil moisture dynamics for the same period together with PR. Bottom right is the scatter plot of PR versus soil moisture.

12 for the entire data set over absolutely bare soil from August, 2003, to February, 2005, (providing a total of 2707 values). Keeping in mind that long term data set considered here includes specific events such as freezing, or soil

roughness modifications, as well as a strong annual cycle of both soil moisture and atmospheric conditions, the good correlation obtained ($R^2=88.1\%$) is particularly noteworthy. Most of the scatter is related to soil freezing (Fig. 10) for

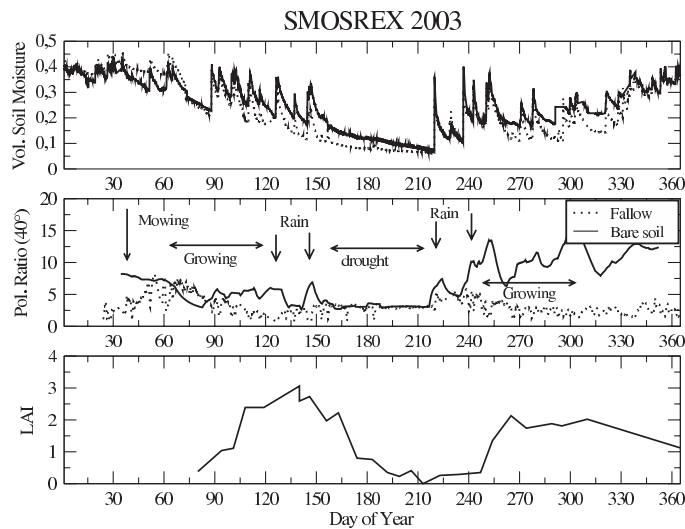


Fig. 11. Annual cycles of the soil moisture, the microwave polarization ratio (in %) at 40° on both fallow and bare soil areas. The bottom panel shows the measured LAI for the fallow area.

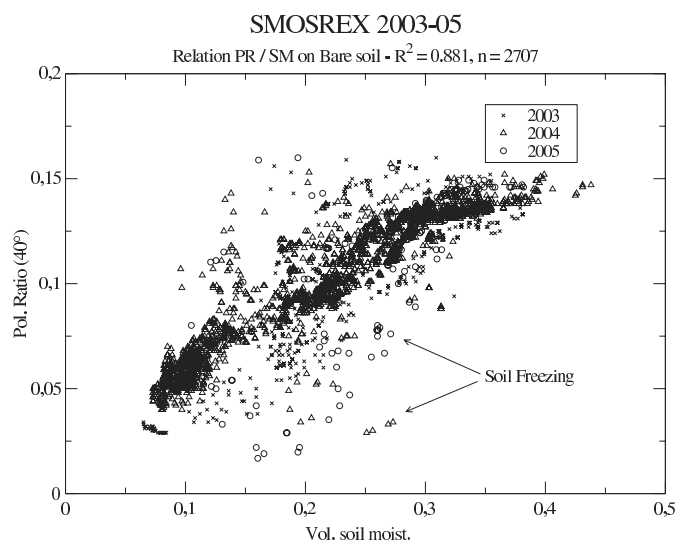


Fig. 12. Relation between the PR obtained from LEWIS measurements for a 40° incidence angle, and surface soil moisture for the bare soil. A data set of 19 months is considered, from August 2003 to February 2005, including precipitation and soil freezing events as well as soil roughness and density modifications.

lower values of PR, and soil roughness modifications (ploughing in November, 2003, and long term evolution of soil roughness). In particular, the long time series provided by SMOSREX permits the quantitative investigation of the stability of the relation between the dielectric roughness and the soil moisture for seasonal to inter-annual periods. To a smaller extent, part of the scatter is explained by the sensitivity of the soil dielectric permittivity to temperature. More details are provided in Escorihuela et al. (submitted for publication). Long term data set provided by SMOSREX also permits the validation of effective temperature parameterizations for long term time periods (de Rosnay et al., in press).

Over the fallow, it is clearly shown in Fig. 11 that the relation between soil moisture and the microwave signal is much more complex. The obtained correlation between both signals is almost non-existent ($R^2=0.04$) when the whole data set is considered from January 2003 to February 2005. As pointed out in previous sections for shorter temporal scales, this confirms that a simple correlation approach is not suitable to retrieve soil moisture under the vegetation canopy from microwave radiometry (Aires et al., 2005). However high temporal resolution and long time series of both radiometric and ground data SMOSREX measurements make it possible to investigate the modeling approaches required to retrieve soil moisture underneath the vegetation.

During March and April, the vegetation growth, illustrated by the LAI annual cycle (Fig. 11 bottom panel) corresponds to an increase of the vegetation water content following the relationship given in Fig. 6 (top panel). At the same time, the underlying soil undergoes a seasonal decrease in soil moisture. These opposite trends in the water content dynamics in the soil

and the vegetation reservoirs result from the seasonal soil–vegetation–atmosphere interaction processes. Both lead to decreased values of PR over fallow. During summer, the heat-wave of 2003 is correlated with an absence of biomass for the fallow plot and very low soil moisture content. This explains why the PR is the same for both the fallow and the bare soil during this period. At the end of the summer, the vegetation starts to grow again after the first summer precipitation events occurred in August, in conjunction with a soil moisture increase. In contrast to spring, water content increases in both vegetation and underlying soil reservoirs. Due to opposite effect on the dynamics of the microwave signal, the contribution of the soil–vegetation system to the L-band signal is particularly intricate in fall. The PR undergoes a slight decrease in fall, indicating that vegetation water content dominates the temporal dynamics of L-band microwave emission of the surface. Combined approaches using temporal dynamics as well as angular dynamics and multi-polarized information are promising; they are investigated in SMOSREX in order to address soil moisture retrieval over vegetation covered surfaces (Saleh et al., in press; Wigneron et al., 2004).

4. Conclusion

This paper presents the SMOSREX field experiment which is dedicated to soil moisture and remote sensing measurements. SMOSREX began in 2001 with ground measurements. For the 2003–2005 period, multi-spectral remote sensing measurements were performed from the visible to the thermal infrared and L-band, by instruments placed on top of a 15 m high scaffolding. The first innovative results of L-band emission are

shown for two different surface types: a bare soil and a natural grass at different temporal scales.

At the diurnal scale, the brightness temperature dynamics is shown to be counter-phased for the bare soil and the fallow area. This is explained by the slight diurnal temporal evolution of both vegetation water content (including internal and external water content) and surface bare soil moisture. At the precipitation event scale, the vegetation water content and its related attenuation increase. This leads to opposite dynamics of L-band surface emission for the bare soil and the vegetation. At the annual scale, features of soil moisture dynamics are related to seasonal precipitation. As a consequence, the microwave signal for bare soil is linked to the seasonal trends in precipitation. For the first time, the suitability for long time periods of the relationship between polarization ratio and bare soil moisture is shown (for a 19 month period) with a 0.88 correlation coefficient. The suitability for long time period of this relation is noteworthy, given the large range of weather and soil conditions encountered. In contrast, vegetation water content dynamics are shown to be governed by both the seasonal vegetation phenology and the occurrence of precipitation events that increases the water content. This gives a much more complex microwave signature for the fallow area than on bare soil, at the annual temporal scale. It is shown that on fallow area, a direct correlation between soil moisture and polarization ratio ($R^2=0.04$) is not suitable for soil moisture retrieval. SMOSREX also permits the study of the freezing effect on both bare soil and fallow. It is shown that soil freezing occurrence is affected by the presence of vegetation. Thus, the influence of freezing on the microwave emission of the surface may be particularly important for satellite applications where mixed pixels are considered.

SMOSREX is the first long term field experiment for L-band and multi-spectral remote sensing of the surface. SMOSREX opens the possibility for many investigations in the field of microwave radiometry (soil roughness, effect of rainfall (Saleh et al., 2006), soil moisture retrieval, effective temperature), as well as in the field of land surface process modeling and understanding through land data assimilation systems developments. Ongoing and future SMOSREX related studies will be devoted to investigate these issues.

Acknowledgments

The authors thank Tom Schmugge for assistance in reviewing the text and three anonymous reviewers for their helpful comments. This work was funded by Programme National de Télédétection Spatiale and Terre Océan Surface Continentales et Atmosphère and by participants to the experiment, CESBIO, Météo France/CNRM, INRA, and ONERA.

References

Aires, F., Prigent, C., & Rossow, W. (2005). Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale: 2. Global statistical relationships. *Journal of Geophysical Research*, 110, D11103, doi:10.1029/2004JD005094.

- Bindlish, R., Jackson, T. J., Gasiewski, A., Klein, M., & Njoku, E. (in press). Polarimetric scanning radiometer C and X band microwave observations during SMEX02, *Remote Sensing of the Environment*.
- Calvet, J. -C., Bessemoulin, P., Noilhan, J., Berne, C., Braud, I., Courault, D., et al. (1999). Murex: A land-surface field experiment to study the annual cycle of the energy and water budgets. *Annales Geophysicae*, 17, 838–854.
- Choudhury, B. J., Schmugge, T. J., Chang, A., & Newton, R. W. (1979). Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *Journal of Geophysical Research*, 84(9), 5699–5706.
- Cohard, J. M., Mercier, B., Laurent, J. P., Pellarin, T., Kerr, Y., & de Rosnay, P. (2005). Développement de radiomètres microondes pour la mesure des teneurs en eau de surface: mise au point et premiers tests d'un radiomètre à 4.3 GHz. ECCO-PNRH colloque.
- De Jeu, R., Heusinkveld, B., Groot, S., de Rosnay, P., Holmes, T., & Owe, M. (2005). The effect of dew on passive L-band microwave observations. *EGU 2nd general assembly; Vienna (Austria)*, 24–29 April.
- De Jeu, R., Heusinkveld, B., Vugts, H., Holmes, T., & Owe, M. (2004). Remote sensing techniques to measure dew: The detection of canopy water with an L-band passive microwave radiometer and a spectral reflectance sensor. *SPIE proceeding*.
- De Jeu, R., Holmes, T., & Owe, M. (2004). Deriving land surface parameters from three different vegetated sites with the Elbara 1.4–GHz passive microwave radiometer. *Proceedings of SPIE*, vol. 5232.
- de Rosnay, P., Wigneron, J. -P., Holmes, T., & Calvet, J. -C. (in press). Parameterizations of the effective temperature for L-band radiometry. Inter-comparison and long term validation with SMOSREX field experiment. In C. Mätzler (Ed.), *Radiative Transfer Models for Microwave Radiometry*. Institution of Electrical Engineers, Stevenage, UK.
- Eagleman, J. R., & Lin, W. C. (1976). Remote sensing of soil moisture by a 21-cm passive radiometer. *Journal of Geophysical Research*, 81(9), 3660–3666.
- Entekhabi, D., Asrar, G. R., Betts, K. J., Beven, A. K., Bras, R. L., Duffy, C. J., et al. (1999). An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 10, 2043–2058.
- Entekhabi, D., Njoku, E. G., Houser, P., Spencer, M., Doiron, T., Kim, Y., et al. (2004). The Hydrosphere State (Hydros) Satellite Mission: An Earth System Pathfinder for Global Mapping of Soil Moisture and Land Freeze/Thaw. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(10), 2184–2195.
- Escorihuela, M. J., de Rosnay, P., Kerr, Y. (submitted for publication). Temperature dependency of bound water spectral parameters and its influence in soil moisture measurements, *Water Resources Research*.
- Hallikainen, M. T., Ulaby, F., & Dobson, M. (1985). Microwave dielectric behaviour of wet soil: Part I. Empirical models and experimental observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 23(1), 25–33.
- Jackson, T. J., LeVine, D., Hsu, A., Oldak, A., Starks, P., Swift, C., et al. (1999). Soil moisture mapping at regional scales using microwave radiometry: The southern great plains hydrology experiment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 2136–2150.
- Jackson, T. J., Le Vine, D., Swift, C., & Schmugge, T. J. (1995). Large scale mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer. *Remote Sensing of the Environment*, 53, 27–37.
- Jackson, T., & Schmugge, T. (1991). Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote Sensing of the Environment*, 36, 203–212.
- Kerr, Y., & Njoku, E. (1990). A semi empirical model for interpreting microwave emission from semiarid surfaces as seen from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28, 384–393.
- Kerr, Y., Leroy, Y., Laguerre, L., Bertuzzi, P., & Van de Velde, J. C. (1992). Mamotte: A portable field microwave radiometer. *Presented at Specialists meeting on microwave radiometry*. Boulder, Co, USA.
- Kerr, Y., Waldteufel, P., Wigneron, J. -P., Martinuzzi, J. -M., Font, J., & Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from space: The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8), 1729–1735.
- Koster, R. D., Dimmeyer, P., Guo, Z., Bonan, G., Cox, P., Gordon, C., et al. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Sciences*, 305.

- Lemaître, F., Poussi re, J. C., Kerr, Y., Dejus, M., Durbe, R., de Rosnay, P., et al. (2004). Design and test of the ground based L-band radiometer for Estimating Water In Soils (LEWIS). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(8), 1666–1676.
- Muñoz Sabater, J., Calvet, J. C., & de Rosnay, P. (2004). On the assimilation of multispectral remote sensing data in a SVAT model. (*IGARSS'04*), 20–24 Sept, Anchorage, Alaska, USA.
- Njoku, E., Jackson, T., Lakshmi, V., Chan, T., & Nghiem, S. (2003). Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2), 215–229.
- Owe, M., De Jeu, R., & Walker, J. (2001). A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8).
- Pellarin, T., Wigneron, J. -P., & Waldteufel, P. (2003). Global soil moisture retrieval from a synthetic L-band brightness temperature data set. *Journal of Geophysical Research*, 108(D12), doi:10.1029/2002JD003086.
- Reed, B., Brown, J., van der Zee, D., Loveland, T., Merchant, J., & O (1994). Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Journal of Vegetation Science*, 5, 703–714.
- Saleh, K., Wigneron, J. -P., de Rosnay, P., Calvet, J. -C., Escorihuela, M. J., Kerr, Y., & Waldteufel, P. (2006). Impact of rain interception by vegetation and mulch on the L-band emission of natural grass. *Remote Sensing the Environment*, 101(1), 127–139.
- Saleh, K., Wigneron, J. -P., de Rosnay, P., Calvet, J. -C., & Kerr, Y. (in press). Semi-empirical regressions at L-band applied to surface retrievals over grass. *Remote Sensing of the Environment*.
- Schmugge, T. J., Jackson, T. J., Kustas, W. P., & Wang, J. R. (1992). Passive microwave remote sensing of soil moisture: results from HAPEX, FIFE and MONSOON 90. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 47, 127–143.
- Schmugge, T. J., Wang, J. R., & Asrar, G. (1988). Results from the Push Broom Microwave Radiometer Flights over the Konza Prairie in 1985. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 26(5), 590–596.
- Schneeberger, K., Stamm, C., Mätzler, C., & Fl hler, H. (2004). Groundbased dual-frequency radiometry of bare soil at high temporal resolution. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(2), 588–595.
- Schwank, M., St hli, M., Wydler, H., Leuenberger, J., Mätzler, C., & Hannes, F. (2004). Microwave L-band emission of freezing soil. Microwave dielectric behaviour of wet soil: Part I. Empirical models and experimental observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 23 (1), 1252–1261.
- Ulaby, F., Moore, R., & Fung, A. (1982). *Microwave remote sensing: active and passive. Radar remote sensing and surface scattering and emission theory, vol. II*. Addison-Wesley Publishing company.
- Ulaby, F., Moore, R., & Fung, A. (1986). *Microwave remote sensing: active and passive. From theory to application, vol. III*. Dedham, MA: Artech House.
- Van de Griend, A., & Wigneron, J. -P. (in press). The b-factor relating vegetation optical depth to vegetation water content. In C. Mätzler (Ed.), *Radiative Transfer Models for Microwave Radiometry*. Institution of Electrical Engineers, Stevenage, UK.
- Wang, J. R. (1983). Passive microwave sensing of soil moisture content: The effects of soil bulk density and surface roughness. *Remote Sensing of the Environment*, 13, 329–344.
- Wang, J. R., & Choudhury, B. J. (1981). Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 GHz frequency. *Journal of Geophysical Research*, 86, 5277–5282.
- Wigneron, J. -P., Calvet, J. -C., de Rosnay, P., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., et al. (2004). Soil moisture retrievals from bi-angular L-band passive microwave observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Letter*, 1(4), 277–281.
- Wigneron, J. -P., Calvet, J. -C., & Kerr, Y. (1996). Monitoring water interception by crop fields from passive microwave observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 80, 177–194.
- Wigneron, J. -P., Chanzy, A., Calvet, J. -C., & Bruguier, N. (1995). A simple algorithm to retrieve soil moisture and vegetation biomass using passive microwave measurements over crop fields. *Remote Sensing of the Environment*, 51, 331–341.
- Wigneron, J. P., Chanzy, A., Calvet, J. C., Olioso, A., & Kerr, Y. (2002). Modeling approaches to assimilating L-band passive microwave observations over land surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 107(14), doi:10.1029/2001JD000958.
- Wigneron, J. P., Parde, M., Waldteufel, P., Chanzy, A., Kerr, Y., Schmidl, S., et al. (2004). Characterizing the dependence of vegetation model parameters on crop structure, view angle and polarization. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(2), 416–425.
- Wigneron, J. -P., Pellarin, T., Calvet, J. -C., de Rosnay, P., & Kerr, Y. (in press). L-meb: A simple model at L-band for the continental areas — Application to the simulation of a half-degree resolution and global scale data set. In C. Mätzler (Ed.), *Radiative Transfer Models for Microwave Radiometry*. Institution of Electrical Engineers, Stevenage, UK.

Annexe B

profils de texture et composition du sol

	P	A	Lf	Lg	Sf	Sg	pH	P2O5	MgO	K2O	OC	OM	ON	C/N
JA	5	156	297	175	254	118	5.0	0.031	0.12	0.07	11.66	20.1	1.17	9.97
JA	10	145	267	180	275	133	5.2	0.019	0.08	0.07	7.43	12.8	0.91	8.16
JA	20	154	281	178	269	118	5.3	0.015	0.09	0.06	6.29	10.8	0.85	7.40
JA	30	156	275	173	266	130	5.2	0.012	0.09	0.05	5.79	0.0	0.81	7.15
JA	40	260	293	163	207	77	5.6	0.009	0.20	0.06	4.52	7.8	0.74	6.11
JA	50	253	285	161	214	87	5.7	0.009	0.22	0.07	4.55	7.8	0.77	5.91
JA	60	284	287	157	192	80	5.9	0.013	0.27	0.07	4.25	7.3	0.74	5.74
JA	70	295	291	174	186	54	6.0	0.013	0.31	0.08	4.17	7.2	0.73	5.71
JA	80	287	279	157	212	65	6.2	0.014	0.32	0.08	4.06	7.0	0.72	5.64
JA	90	287	273	174	194	72	6.2	0.014	0.32	0.07	3.97	6.8	0.71	5.59
SN	10	166	288	186	230	130	6.4	0.019	0.14	0.07	8.36	14.4	1.03	8.12
SN	20	169	276	189	214	152	5.7	0.008	0.13	0.06	6.39	11.0	0.89	7.18
SN	30	178	273	184	220	145	5.7	0.007	0.15	0.06	5.87	10.1	0.85	6.91
SN	40	266	276	149	168	141	6.0	0.018	0.28	0.07	4.87	8.4	0.80	6.09
SN	50	258	233	129	190	190	6.1	0.007	0.30	0.07	4.65	8.0	0.80	5.81
SN	60	264	230	113	166	227	6.5	-999.	0.32	0.06	4.19	7.2	0.73	5.74
SN	70	213	134	72	203	378	6.5	-999.	0.28	0.06	3.62	6.2	0.66	5.48
SN	80	165	84	42	88	621	6.4	-999.	0.21	0.05	3.30	5.7	0.57	5.79
SN	90	141	107	89	263	400	6.6	0.022	0.19	0.05	2.46	4.2	0.48	5.13

TAB. B.1 – Site SN - sol nu / JA - jachère, P profondeur en cm, A argile [g/kg], Lf limeux fin [g/kg], Lg limeux grossier [g/kg], Sf Sable fin [g/kg], Sg Sable grossier [g/kg], pH de l'eau, P2O5 [g/kg], MgO [g/kg], K2O [g/kg], OC carbone organique [g/kg], OM matière organique [g/kg], ON azote organique [g/kg], C/N rapport carbone/azote [g/kg].

Bibliographie

- [Beljaars et al. 1996] Beljaars, A. C. M., P. Viterbo, M. Miller, and A. Betts, 1996 : Sensitivity to land surface parameterization and soil anomalies. *Mon. Weather. Rev.*, **124**,362–383.
- [Blonquist et al. 2005] Blonquist, J., S. B. Jones, and D. Robinson, 2005 : Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors : Part II. Evaluation of Seven Sensing Systems. *Vadose Zone Journal.*, **4**,1059 – 1069.
- [Calvet et al. 1998] Calvet, J. C., J. Noilhan, and P. Bessemoulin, 1998 : Retriving the root-zone soil moisture from surface soil moisture or temperature estimates : a feasibility study based on field measurements. *J. Appl. Meteorol.*, **37**,371–386.
- [Chandrasekhar and et al. 1960] Chandrasekhar, S., and et al., 1960 : Radiative transfer. *New York : Dover.*
- [Chanzy et al. 1995] Chanzy, A., L. Bruckler, and A. Perrier, 1995 : Soil evaporation monitoring : a possible synergism of microwave and infrared remote sensing. *J. Hydrol.*, **165**,235 – 259.
- [Chanzy et al. 1998] Chanzy, A., J. Chadoeuf, J. Gaudu, D. Mohrath, G. Richard, and L. Bruckler, 1998 : Soil moisture monitoring at the filed scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science.*, pp. 637 – 648.
- [Chanzy et al. 1997] Chanzy, A., T. Schmugge, J. Calvet, Y. Kerr, P. Oevelen, O. Grosjean, and J. Wang, 1997 : Airborne microwave radiometry on a semi-arid area during hapex-sahel. *J. Hydrol.*, **188**,285–309.
- [Chase et al. 2003] Chase, T., J. Knaff, R. Pilke, and E. Kalnay, 2003 : Changes in global monsoon circulation since 1950. *Natural Hazards*, **29**,229 – 254.
- [Choudhury et al. 1979] Choudhury, B., T. Schmugge, A. Chang, and R. Newton, 1979 : Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geophys. Res.*, pp. 5699 –5706.
- [Choudhury et al. 1982] Choudhury, B., T. Schmugge, and T. Mo, 1982 : A parameterization of effective soil-temperature for microwave emission. *J. Geophys. Res.*, **87**,1301 – 1304.
- [De Jeu et al. 2004] De Jeu, R., B. Heusinkveld, H. Vugts, T. Holmes, and M. Owe, 2004 : Remote Sensing Techniques to Measure Dew : the detection of canopy water with an L-band passive microwave radiometer and a spectral reflectance sensor. *proceedings of SPIE series, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems and Hydrology VI.*, **5568**,225 – 235.
- [de Rosnay et al. 2006] de Rosnay, P., J.-C. Calvet, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, F. Lemaître, M. J. Escorihuela, J. Muñoz Sabater, K. Saleh, G. Bouhours, L. Coret, G. Cherel, D. G., T. Douffet, R. Durbe, N. Fritz, F. Froissard, A. Kruszewski, F. Lavenu, D. Legain, D. Suquia, A. Petitpa, and P. Waldteufel, 2006 : SMOSREX : A Long Term Field Campaign Experiment for Soil Moisture and Land Surface Processes Remote Sensing. *Remote sens. environ.*, **102**,377 – 389.

- [de Rosnay et al. 2003] de Rosnay, P., J. Polcher, K. Laval, and M. Sabre, 2003 : Integrated parameterization of irrigation in the land surface model orchidee : Validation over indian peninsula. *J. Geophys. Res. Letters*, **30**.
- [Delta-T Devices 1999] Delta-T Devices, L., 1999 : Theta Probe Soil Moisture Sensor User Manual. *Delta-T Devices, 128 Low Road Burwell, Cambridge, CB5 0RJ, England*.
- [Dobson et al. 1985] Dobson, M., F. Ulaby, M. Hallikainen, and M. El-Rayes, 1985 : Microwave Dielectric Behaviour of Wet Soil- PartII : Dielectric Mixing Models. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **23**,35–47.
- [Eltahir 1998] Eltahir, E., 1998 : A Soil Moisture - Rainfall Feedback Mechanism, 1. Theory and Observations. *Water Resource Research*, **34**,765 – 776.
- [Entekhabi et al. 1999] Entekhabi, D., G. R. Asrar, K. J. Betts, A. K. Beven, R. L. Bras, C. J. Duffy, T. Dunne, R. D. Koster, D. P. Lettenmaier, M. L. D. B., W. J. Shuttleworth, M. T. van Genuchten, M.-Y. Wei, and E. F. Wood, 1999 : An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**,2043–2057.
- [Escorihuela 2003] Escorihuela, M., 2003 : Préparation de la mission SMOS : extraction de l'humidité du sol à partir des données LEWIS. *Rapport de stage de DEA 45pp.* .
- [Escorihuela et al. 2007a] Escorihuela, M., Y. Kerr, P. de Rosnay, K. Saleh, and J. Wigneron, 2007a : Diurnal variations of the radiometric signal of a natural fallow at L-Band. *to be submitted Remote Sensing Env*.
- [Escorihuela et al. 2007b] Escorihuela, M. J., P. de Rosnay, and Y. Kerr, 2007b : Influence of Bound Water Relaxation Frequency on Soil Moisture Measurements. *in revision IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing*.
- [Escorihuela et al. 2007c] Escorihuela, M. J., Y. Kerr, P. de Rosnay, J.-P. Wigneron, J.-C. Calvet, and F. Lemaître, 2007c : A Simple Model of the Bare Soil Microwave Emission at L-Band. *in press IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing*.
- [Fenollar et al. 2006] Fenollar, J., K. Saleh, S. Sobjaerg, N. Skou, J.-P. Wigneron, and E. Lopez-Baeza, 2006 : The MELBEX (Mediterranean Ecosystem L-band Characterisation Experiment) Experiment in the context of the ESA SMOS Mission. *Assembly of Geodesy and Geophysics, University of Sevilla, 30 Jan - 3 Feb, 2006*, pp. 2225 – 2237.
- [Ferrazoli et al. 2002] Ferrazoli, P., L. Guerreiro, and J.-P. Wigneron, 2002 : Simulationg l-band emission of forests in view of future satellite applications. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **40**,2700 – 2708.
- [Fung 1994] Fung, A., 1994 : Microwave Scattering and Emission Models and their Applications. *Norwood, MA : Artech House*.
- [Gaskin and Miller 1996] Gaskin, G. J., and J. D. Miller, 1996 : Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *J. Agric. Engng. Res.*, **63**,153–160.
- [Grant et al. 2005] Grant, J., J. Balling, J. Bonnefond, S. Debesa, A. Della Vecchia, A. Kruszewski, N. Skou, S. Sobjaerg, A. Van de Griend, and J.-P. Wigneron, 2005 : The effects of forest cover on soil moisture retrieval from heterogeneous surfaces using L-band radiometry. *SPIE Remote Sensing Symposium for Agriculture, Ecosystems and Hydrology, Conf. 5976*.
- [Hilhorst et al. 2001] Hilhorst, M., C. Dirksen, F. Kampers, and R. Feddes, 2001 : Dielectric Relaxation of Bound Water versus Soil Matric Pressure. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **65**,311–314.

- [Holmes 2004] Holmes, T., 2004 : SMOSREX case study : Determination of the effective temperature for L-band radiometry. *Stage Rapport* . 20pp.
- [Holmes et al. 2006] Holmes, T., P. de Rosnay, R. de Jeu, J.-P. Wigneron, Y. Kerr, J.-C. Calvet, M. J. Escorihuela, K. Saleh, and F. Lemaître, 2006 : A new parameterization of the Effective Temperature for L-band radiometry. *Geophys. Res. Letters*, **33**.
- [Hornbuckle et al. 2006] Hornbuckle, B., A. England, M. Anderson, and B. Viner, 2006 : The effect of free water in a maize canopy on microwave emission at 1.4 ghz. *Agricultural and Forest Meteorology*, **138**,180 – 191.
- [Hornbuckle et al. 2003] Hornbuckle, B., A. England, R. de Roo, M. Fischman, and D. Boprie, 2003 : Vegetation canopy anisotropy at 1.4 ghz. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **41**,2211 – 2222.
- [Jackson and Moy 1999] Jackson, T., and L. Moy, 1999 : Dew effects on passive microwave observations of land surfaces. *Remote sens. environ.*, **70**,129 – 137.
- [Jackson and Schmugge 1991] Jackson, T., and T. Schmugge, 1991 : Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote sens. environ.*, **36**,203–212.
- [Jackson et al. 1982] Jackson, T., T. Schmugge, and J. Wang, 1982 : Passive microwave remote sensing of soil moisture under vegetation canopies. *Water Resource Research*, **18**,1137 – 1142.
- [Jackson et al. 1999] Jackson, T. J., D. M. Le Vine, A. Hsu, A. Oldack, P. Starks, C. Swift, J. Isham, and M. Haken, 1999 : Soil moisture mapping at regional scales using microwave radiometry : The southern great plains hydrology experiment. *IEEE Trans. Geos. and Remote. Sens.*, **37**,2136–2149.
- [Kerr and Njoku 1990] Kerr, Y., and E. Njoku, 1990 : A Semiempirical Model For Interpreting Microwave Emission From Semiarid Land Surfaces as Seen From Space. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,384–393.
- [Kerr et al. 2001] Kerr, Y., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J.-M. Martinuzzi, J. Font, and M. Berger, 2001 : Soil moisture retrieval from Space : The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39** (8),1729–1735.
- [Klein and Swift 1977] Klein, L., and C. Swift, 1977 : An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. *IEEE Trans. Antennas Prop.*, **AP- 25**,104– 111.
- [Koh et al. 2003] Koh, I., F. Wang, and K. Sarabandi, 2003 : Estimation of coherent field attenuation through dense foliage including multiple scattering. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **41**,1132 – 1135.
- [Koster 2004] Koster, R. e. a., 2004 : Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**,1138 – 1140.
- [Krajewski et al. 2006] Krajewski, W., M. Anderson, W. Eichinger, D. Entekhabi, B. Hornbuckle, P. Houser, G. Katul, W. Kustas, J. Norman, C. Peters-Lidard, and E. Wood, 2006 : A remote sensing observatory for hydrologic sciences : A genesis for scaling to continental hydrology. *Water Resource Research*, **42**,W07301, doi :10.1029/2005WR004435.
- [Lemaître et al. 2004] Lemaître, F., J. Poussiere, Y. Kerr, M. Dejus, R. Durbe, P. de Rosnay, and J. Calvet, 2004 : Design and test of the ground based L-band radiometer for estimating water in soils (LEWIS). *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,1666–1676.
- [Marliani et al. 2002] Marliani, F., S. Paloscia, P. Pampaloni, and J. Kong, 2002 : Simulation coherent backscattering from crops during the growing cycle. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **40**,162 – 176.

- [Merlin et al. 2005] Merlin, O., G. Chehbouni, Y. Kerr, E. Njoku, and D. Entekhabi, 2005 : A combined modeling and multi-spectral/multi-resolution remote sensing approach for disaggregation of surface soil moisture : Application to SMOS configuration. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **43**,2036 – 2050.
- [Mo et al. 1982] Mo, T., B. Choudhury, T. Schmugge, J. Wang, and T. Jackson, 1982 : A model for microwave emission from vegetation-covered fields. *J. Geophys. Res.*, **87**,11229 – 11237.
- [Mo et al. 1987] Mo, T., T. Schmugge, and J. Wang, 1987 : Calculations of the Microwave Brightness Temperature of Rough Soil Surfaces : Bare Field. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **25**,47 –54.
- [Muñoz Sabater et al. 2004] Muñoz Sabater, J., J. Calvet, and P. de Rosnay, 2004 : On the assimilation of multispectral remote sensing data in a svat model. *Proceeding of IEEE Int. Geosc. Remote Sensing Symp.*, **2**,1331 – 1334.
- [Njoku et al. 2003] Njoku, E., T. Jackson, V. Lakshmi, T. Chan, and S. Nghiem, 2003 : Soil Moisture Retrieval From AMSR-E. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **41**,215–229.
- [Njoku and Kong 1977] Njoku, E., and J. Kong, 1977 : Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture. *J. Geophys. Res.*, **82**,3108 – 3118.
- [Njoku and Kong 1979] Njoku, E., and J. Kong, 1979 : Comparison of 2.8 and 21 cm microwave observation over soils with emission model calculations. *J. Geophys. Res.*, **84**,287 – 294.
- [Oh et al. 2002] Oh, Y., Y. Jang, and K. Sarabandi, 2002 : Full-wave analysis of microwave scattering from short vegetation : an investigation on the effect of multiple scattering. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **40**,2522 – 2526.
- [Owe et al. 2001] Owe, M., R. de Jeu, and J. Walker, 2001 : A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39**,1643–1654.
- [Pal and Eltahir 2001] Pal, J., and E. Eltahir, 2001 : Pathways relation soil moisture conditions fo future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. *J. Climate.*, **14**,1227 – 1242.
- [Peake 1959] Peake, W., 1959 : Interaction of electromagnetic waves with some natural surfaces. *IEEE Trans. Antennas Propagation.*, **7**,324 – 329.
- [Pellenq et al. 2003] Pellenq, J., J. Kalma, G. Boulet, G.-M. Saulnier, S. Wooldridge, Y. Kerr, and G. Chehbouni, 2003 : A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *J. Hydrol.*, pp. –.
- [Robinson et al. 2003] Robinson, D., S. Jones, J. Wraith, D. Or, and S. Friedman, 2003 : A Review in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils Using Time Domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal.*, **2**,444–475.
- [Robock et al. 2000] Robock, A., K. Vinnikov, G. Srinivasan, J. Entin, S. Hollinger, N. Speranskaya, S. Liu, and A. Nqmkhqi, 2000 : The global soil moisture data bank. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**,1281 – 1299.
- [Saleh et al. 2006] Saleh, K., J.-P. Wigneron, P. de Rosnay, J.-C. Calvet, M. J. Escorihuela, Y. Kerr, and P. Waldteufel, 2006 : Impact of rain interception by vegetation and mulch on the L-band emission of natural grass. *Remote sens. environ.*, **101**,127 – 139.
- [Sandholt et al. 2002] Sandholt, I., K. Rasmussen, and J. Andersen, 2002 : A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote sens. environ.*, **79**,213–224.

- [Schmugge and Jackson 1994] Schmugge, T., and T. Jackson, 1994 : Mapping soil moisture with microwave radiometers. *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**,27 – 37.
- [Schneeberger et al. 2004] Schneeberger, K., M. Schwank, C. Stamm, P. de Rosnay, , C. Mätzler, and H. Fühler, 2004 : Topsoil Structure Influencing Soil Water Retrieval by Microwave Radiometry . *Vadose Zone Journal.*, **3**,1169–1179.
- [Schwank et al. 2006] Schwank, M., C. Mätzler, M. Guglielmetti, and H. Flüler, 2006 : L-band radiometer observation of a deciduous forest under extreme ground conditions. *Recent Advances in Quantitative Remote Sensing symposium Torrent, 25 - 29 Sept, 2006*.
- [Shi et al. 2002] Shi, J., K. Chen, Q. Li, T. Jackson, P. O'Neill, and L. Tsang, 2002 : A parameterized surface reflectivity model and estimation of bare-surface soil moisture with l-band radiometer. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **40**,2674–2686.
- [Stiles and Sarabandi 2000] Stiles, J., and K. Sarabandi, 2000 : Electromagnetic scattering from grassland : part 1, a fully phase coherent scattering model. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **38**,339 – 348.
- [Stogryn 1971] Stogryn, A., 1971 : Equations for calculating the dielectric constant of saline water. *IEEE Trans. Microwave Theory Tech.*, **MIT-19**,733–736.
- [Tsang et al. 2001] Tsang, L., J. Kong, K. Ding, and C. Ao, 2001 : Scattering of Electromagnetic Waves. *New York : Wiley, vol.2 Numerical Simulations*.
- [Ulaby et al. 1986] Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung, 1986 : *Microwave remote sensing : active and passive, Vol III, from theory to application*. Artech House, Dedham, MA.
- [Vall-Ilosera et al. 2005] Vall-Ilosera, M., A. Camps, I. Corbella, F. Torres, N. Duffo, A. Moneris, R. Sabia, D. Selva, C. Antolin, E. Lopez-Baeza, J. Ferran, and S. K., 2005 : SMOS REFLEX : L-Band Emissivity Characterization of Vineyards. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **43**,973 –982.
- [Van de Griend and Wigneron 2004] Van de Griend, A., and J.-P. Wigneron, 2004 : On the measurement of microwave vegetation properties : some guidelines for a protocol. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **42**,2277 – 2289.
- [Walker and Houser 2001] Walker, J., and P. Houser, 2001 : A methodology for initializing soil moisture in a global climate model : Assimilation of near-surface soil moisture observations. *J. Geophys. Res.*, **106**,761 – 774.
- [Wang and Choudhury 1981] Wang, J., and B. Choudhury, 1981 : Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 ghz frequency. *J. Geophys. Res.*, **86**,5277–5282.
- [Wang et al. 1982] Wang, J., J. McMurtrey, E. Engman, T. Jackson, T. Schmugge, W. Gould, J. Fuchs, and W. Glazer, 1982 : Radiometric measurements over bare and vegetated fields at 1.4 GHz and 5 GHz frequencies. *Remote sens. environ.*, **12**,295 – 311.
- [Wang et al. 1983] Wang, J., P. O'Neill, T. Jackson, and E. Engman, 1983 : Multifrequency measurements of the effects of soil moisture, soil texture, and surface roughness. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **21**,44–51.
- [Wang et al. 1990] Wang, J., J. Shiue, T. J. Schmugge, and E. Engman, 1990 : The l-band pbmr measurements of surface soil moisture in fife. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **28**,906 – 914.
- [Wegmüller and Mätzler 1999] Wegmüller, U., and C. Mätzler, 1999 : Rough Bare Soil Reflectivity Model. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **37**,1391–1395.

- [Wigneron et al. 1995] Wigneron, J., A. Chanzy, J. Calvet, and N. Bruguier, 1995 : A simple algorithm to retrieve soil moisture and vegetation biomass using passive microwave measurements over crop fields. *Remote sens. environ.*, **51**,331–341.
- [Wigneron et al. 2001] Wigneron, J., L. Laguerre, and Y. Kerr, 2001 : A simple parameterization of the L-band microwave emission from rough agricultural soils. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **39**,1697–1707.
- [Wigneron et al. 1999] Wigneron, J., A. Olioso, J. Calvet, and P. Bertuzzi, 1999 : Estimating root zone soil moisture from surface soil moisture data and soil-vegetation-atmosphere transfer modeling. *Water Resource Research*, **35**,3735 – 3745.
- [Wigneron et al. 2006] Wigneron, J., J. Shi, M. Escorihuela, and K. Chen, 2006 : Modelling the soil microwave emission. *Thermal Microwave Radiation - Applications for Remote Sensing, IEEE Electromagnetic Waves Series, London, UK.*
- [Wilheit 1978] Wilheit, T., 1978 : Radiative transfert in plane stratified dielectric. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, **16(2)**,138–143.
- [Wraith and Or 1999] Wraith, J., and D. Or, 1999 : Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry : Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resource Research*, **35**,361–369.