



HAL
open science

**Simulation de l'humidité du sol/ température de
brillance à partir des données in situ dans le cadre de la
validation des produits SMOS - site test Valencia
Anchor Station**
Silvia Enache Juglea

► **To cite this version:**

Silvia Enache Juglea. Simulation de l'humidité du sol/ température de brillance à partir des données in situ dans le cadre de la validation des produits SMOS - site test Valencia Anchor Station. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011. Français. NNT : . tel-00697305

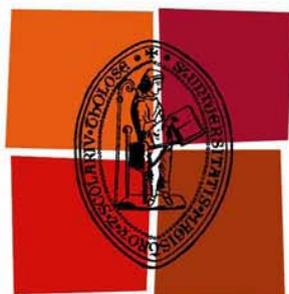
HAL Id: tel-00697305

<https://theses.hal.science/tel-00697305>

Submitted on 15 May 2012

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.



Université
de Toulouse

THÈSE

**En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Présentée et soutenue par :

JUGLEA SILVIA

le : lundi 3 janvier 2011

Titre :

Simulation de l'humidité du sol/ température de brillance à partir des
données in situ dans le cadre de la validation des produits SMOS
- site test Valencia Anchor Station -

JURY

Prof. Jean Philippe Gastellu-Etchegorry

Dr. Xavier Briottet

Dr. Jean-Pierre Wigneron

Dr. Patricia de Rosnay

Prof. Ernesto Lopez Baeza

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

CESBIO

Directeur(s) de Thèse :

Dr. Yann Kerr

Rapporteurs :

Prof. Alain Royer

Prof. Michel Filly

"un jour sans rire , ni sourire est un jour perdu"
C.Chaplin

Remerciements

Trois années et demie se sont écoulées depuis mon arrivée au CESBIO, d'abord pour un stage de fin d'études et ensuite pour une thèse ! Cette période a été pour moi très enrichissante, tant sur le plan scientifique qu'humain. J'ai en effet pu travailler sur des sujets qui me tiennent à coeur, et dans un environnement humain agréable, ce qui, j'en ai bien conscience, constitue un double luxe. Alors que cet épisode de ma vie touche à sa fin, je souhaite exprimer ici ma gratitude envers toutes les personnes qui l'ont rendue possible.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Yann Kerr pour m'avoir fait confiance, pour sa grande disponibilité, ses conseils ainsi que ses compétences, tout en me laissant une grande liberté durant ces années. Tu m'as permis de trouver mon chemin, c'est en très grande partie grâce à toi que je sais maintenant ce que je veux réellement faire ...

Je remercie Monsieur Jean Philippe Gastellu-Etchegorry, Professeur à l'Université Paul Sabatier de Toulouse et président du jury.

Je suis très reconnaissante à Prof. Alain Royer et Prof. Michel Filly d'avoir accepté le rôle de rapporteur, d'autant plus que je dois reconnaître que je ne leur ai pas facilité la tâche. Les commentaires et les questions de ces personnalités scientifiques, tant sur la forme du mémoire que sur son fond, ont contribué à améliorer de manière significative le document. Je tiens également à remercier à : Dr. Xavier Briottet et Dr. Jean-Pierre Wignerou pour avoir accepté d'être membre du jury de cette thèse J'ai une pensée particulière pour Prof. Ernesto Lopez Baeza qui m'a chaleureusement accueillie au sein de son équipe lors des mes séjours à Valence. Je remercie également à Dr. Patricia de Rosnay pour son précieux aide particulièrement au tout début de mon séjour au CESBIO.

Je remercie particulièrement à Arnaud pour sa patience, et pour la disponibilité dont il a fait preuve pour discuter certains des aspects scientifiques et techniques du sujet, mais aussi, pour résoudre les difficultés que j'ai rencontrées avec l'utilisation des outils et du matériel informatique.

Merci à tous les membres du CESBIO pour leur compagnie agréable, rendant ainsi l'atmosphère quotidienne de travail très sympathique. Je remercie particulièrement à Patrick, Clément, Christophe et Antoine du service informatique, pour leur compétence et leur aide sans faille, ainsi que Delphine, Monique et Maud à l'administration et au secrétariat.

Je tiens également à remercier à tous mes camarades du Laboratoire et tout particulièrement à Claire, Elsa, Valérie, Ahmad, Martin, Philippe, Delphine, Olivier, François, Ali, Simone, Lionel ... pour leur soutien, leur disponibilité et leur sympathie.

Je ne saurais oublier mes parents qui ont toujours respecté et soutenu mes choix. Qu'ils trouvent dans ce travail le résultat de leur confiance et bienveillance.

Pour finir, un énorme merci à Ionut, qui a su m'accompagner pendant toutes ces années ... merci pour ta patience, ta joie et tes conseils éclairés ... je t'aime.

Resumé

Lancée en novembre 2009, l'objectif principal de la mission SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) est de fournir une cartographie globale de l'humidité du sol avec une précision supérieure à $0.04 m^3/m^3$ et avec une résolution spatiale comprise entre 35 km au nadir et 55 km (43 km en moyenne) en utilisant la radiométrie en bande L (1.4 GHz). La résolution spatiale des satellites tels que SMOS induit de nombreuses questions scientifiques qui nécessite un minimum de mesures de terrain représentatives de la zone vue par le capteur. C'est dans cette optique que la validation des données SMOS nécessite l'acquisition de nombreuses mesures sur une vaste zone. Dans ce sens, le site VAS (Valencia Anchor Station), défini par l'université de Valence (Espagne) en décembre 2001 a pour objectif principal de caractériser une surface dédiée à l'étalonnage et la validation des missions satellites d'observation de la terre.

Dans le contexte de la validation des produits SMOS au-dessus des terres émergées, l'objectif principal de cette thèse est la génération de "Match-ups" sur la zone VAS (équivalente à un pixel SMOS), qui sont à comparer avec les données réelles SMOS. Les Match-ups sont des températures de brillance micro-ondes passives simulées en utilisant les variables et les caractéristiques de surface de la zone VAS. Ainsi, pour modéliser l'humidité du sol et la température de brillance associée, nous avons couplé un modèle SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer) avec un modèle de transfert radiatif. Les processus hydrologiques sont simulés avec le modèle ISBA (Interactions between Soil Biosphere Atmosphere), alors que l'émission micro-ondes est simulée avec le modèle L-MEB (L-band Microwave Emission of the Biosphere) qui est utilisé dans l'algorithme d'inversion des humidités de surface à partir des données SMOS.

Mots clés : SMOS, humidité du sol, température de brillance, télédétection, micro-ondes passives.

Abstract

Launched in November 2009, the main goal of the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) mission is to map global fields of surface soil moisture with an accuracy better than $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ and with a spatial resolution ranging from 35 km at nadir up to 55 km (43 km average) using L-band (1.4 GHz) radiometry. The large pixel size of satellite missions such as SMOS, introduces a number of scientific questions that requires a minimum of field measurements representative of the area seen by the sensor. Thus, the validation of SMOS data requires the maintenance of long term measurements over large areas. This is the role of Valencia Anchor Station (VAS), established by the University of Valencia in December 2001, whose principal objective is to characterize an area dedicated to the calibration and validation of Earth Observation missions.

In the context of the validation of the SMOS products over land, the main objective of this thesis consists in accurately generating the Match-ups over the VAS area (equivalent to a SMOS pixel) to be compared with the SMOS real data. The Match-ups are defined as simulated passive microwave brightness temperatures using the surface variables as well as the characteristics of the VAS area. A coupled SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer) - radiative transfer model was developed for modelling the soil moisture and the resulting microwave emissions. The hydrological processes are simulated with a SVAT model named ISBA (Interactions between Soil Biosphere Atmosphere), while the microwave emission is simulated using the L-MEB (L-band Microwave Emission of the Biosphere) model upon which the SMOS Level 2 processor is based.

Keywords : SMOS, soil moisture, brightness temperature, remote sensing, passive microwaves.

Table des matières

Resumé	v
Abstract	vii
Chapitre 1 Introduction generale	1
1.1 Contexte global	1
1.2 Humidité du sol	3
1.2.1 L'implication dans le cycle d'eau	3
1.2.2 Définition	3
1.2.3 Importance pour la planète	3
1.2.4 Échelle locale et échelle globale	3
1.2.5 Inter-validation des méthodes	4
1.3 La mission SMOS	4
1.4 Activité de Etalonnage/Validation	5
1.5 Objectifs de la thèse	5
1.6 Organisation de la thèse	6
Chapitre 2 L'humidité du sol vue par SMOS	9
2.1 Les propriétés d'humidité du sol	10
2.1.1 Le bilan hydrique	10
2.1.2 La texture du sol	12
2.1.3 La teneur en humidité du sol	12
2.1.4 La dynamique de la phase liquide	14
2.2 Comment accéder à l'humidité du sol?	16
2.2.1 Mesures locales	16
2.2.2 Modélisation	16
2.2.3 Télédétection	18
2.3 L'humidité du sol par télédétection	18
2.3.1 Le concept de télédétection	18

2.3.2	Choix de la fréquence	19
2.3.3	Polarisation de l'onde	19
2.3.4	La télédétection micro-onde	21
2.4	SMOS	29
2.4.1	Exigences pour les observations d'humidité du sol	29
2.4.2	Concept SMOS	30
2.4.3	Produits SMOS	31
2.5	Conclusion	31
Chapitre 3 Zone d'étude Valencia Anchor Station - domaine expérimental et données		33
3.1	Présentation du site	33
3.2	Relief	35
3.3	Climat	35
3.4	Mesures sur le site	36
3.4.1	Type et texture du sol	37
3.4.2	Stations météorologiques	37
3.4.3	Mesures de végétation	40
3.4.4	Humidité du sol	40
3.4.5	Approches pour caractériser VAS	45
3.5	Conclusion	48
Chapitre 4 Modélisation de l'humidité du sol à l'échelle d'un pixel SMOS		51
	Synthèse de l'article	52
4.1	Abstract	54
4.2	Introduction	55
4.3	Valencia Anchor Station – experimental domain and data	56
4.3.1	Characteristics of the area	57
4.3.2	Available data over the area	57
4.4	The SVAT model	62
4.4.1	SVAT configuration	63
4.4.2	Spatialization method	65
4.5	Results	68
4.5.1	Ground measurements versus point-like soil moisture	68
4.5.2	Ground measurements versus $10 \times 10 \text{ km}^2$ soil moisture	70
4.5.3	Comparison with remote sensing data	71
4.6	Conclusions	74

Chapitre 5 L'intérêt de l'utilisation des estimations des précipitations par satellite	77
5.1 Introduction	77
5.2 Bases de données satellites	78
5.3 Analyse de la base de données PERSIANN	79
Synthèse de l'article	79
5.3.1 Abstract	81
5.3.2 Introduction	81
5.3.3 Studied area and data	83
5.3.4 Methodology – ISBA modelling	86
5.3.5 Results and discussion	88
5.3.6 Conclusions	98
5.4 Comparaison des différents produits d'estimation des précipitations par satellites	100
5.4.1 Pluie	100
5.4.2 Humidité du sol	100
5.5 Conclusion	104
Chapitre 6 Modélisation de la température de brillance	109
6.1 Introduction	109
6.2 Interférences par Radio Fréquence	110
6.3 La surface vue par SMOS	112
6.3.1 Classes génériques	114
6.3.2 Fonction de pondération du diagramme d'antenne	116
6.4 Différents modèles	118
6.4.1 Effets de la végétation	119
6.4.2 Effets de la rugosité du sol	121
6.5 Bande L	122
6.5.1 Humidité du sol	123
6.5.2 Température de brillance	125
6.6 Bande C et X	129
6.7 Conclusion	133
Chapitre 7 Conclusion générale	137
Bibliographie	143

Table des figures

1.1	Les ressources en eau de la Terre.	2
1.2	Le processus de génération des Match-ups.	6
2.1	La bilan hydrique (Brochure SMOS © ESA).	11
2.2	Classes de textures du sol.	13
2.3	Les principales caractéristiques du sol : le point le flétrissement, la capacité au champ et la saturation.	15
2.4	Courbe de rétention d'eau (wilting point - le point de flétrissement ; field capacity - la capacité au champs).	16
2.5	Décomposition d'une onde électromagnétique : E, champ électrique ; B : champ magnétique. L'axe des x représente la direction de propagation de l'onde.	19
2.6	Spectre électromagnétique © luxorion.	20
2.7	L'émissivité en fonction de l'humidité du sol en polarisation horizontale (ligne en pointillés) et verticale (ligne continue) en utilisant le modèle L-MEB (L-band Microwave Emission of the Biosphere).	20
2.8	Sensibilité de la température de brillance aux différents paramètres : humidité du sol, végétation, rugosité, vapeur d'eau et eau liquide en fonction de la longueur d'onde observée (Kerr, 1996).	22
2.9	Comparaison entre les constantes diélectriques modelisées pour des sols sableux, limoneux et argileux. La partie réelle est désigne par ϵ' et la partie imaginaire par ϵ''	24
2.10	La température de brillance modelisée en fonction de l'angle d'incidence Theta pour différentes valeurs d'humidité du sol (sm).	24
2.11	La température de brillance modelisée en bande L en fonction de l'humidité du sol pour différentes valeurs du paramètre de rugosité h_{sol} . Le modèle de transfert radiatif utilisé est L-MEB.	25
2.12	Les différentes contributions à la température de brillance.	27
2.13	Températures de brillance modélisées en fonction de l'humidité du sol pour différentes valeurs d'albédo de simple diffusion ω	28
2.14	SMOS : vue d'artiste © ESA.	30
3.1	Image agrandie du site expérimental Valencia Anchor Station sur une carte de températures de brillance SMOS pour une orbite ascendante et un angle d'incidence de 42.5°	34
3.2	Relief sur la zone de VAS. Les carrés représentent la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$, $50 \times 50 \text{ km}^2$ et $125 \times 125 \text{ km}^2$	35

3.3	La carte des principaux types du climat retrouvés dans la zone du VAS (UNESCO Climatic Index).	36
3.4	Précipitations mensuelles moyennes dans différentes villes de la région (mm) : Requena, Caudete de las Fuentes, Utiel et Villagordo del Cabriel (Lopez-Baeza et al., 2008).	36
3.5	Cartes de texture du sol pour la zone $10 \times 10 \text{ km}^2$ (Millan-Scheiding et al., 2009).	37
3.6	Localisation des stations météorologiques dans la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$	38
3.7	Les produits de WVC (en haut à gauche), NDVI (en haut à droite), FVC (en bas à gauche) et LAI (en bas à droite) sur la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ fournis par la société ECOLAB.	41
3.8	Principales zones de végétation homogènes à l'échelle de $10 \times 10 \text{ km}^2$	42
3.9	Image de la plus proche station météorologique du site où la campagne de mesures Melbex 1 a eu lieu (à gauche) ainsi que le type de végétation dominant - matorral (à droite).	42
3.10	Image avec la localisation de deux sondes utilisées pour les mesures d'humidité du sol pendant la campagne de mesures Melbex 2 (à gauche) ainsi que le type de végétation dominant (la vigne) pendant sa période de croissance (à droite).	43
3.11	L'évolution de l'humidité du sol en utilisant deux sondes situées en différentes localisations : la sonde 17701 est situé au pied de la vigne et la sonde 17702 sur le sol nu.	43
3.12	Image avec la localisation des mesures ainsi que les types de végétations présentes pour les stations M1 (à gauche) et T1 (à droite).	44
3.13	L'évolution d'humidité du sol enregistré avec les sondes M1 et T1 pour l'année 2008.	45
3.14	Image avec la localisation des mesures ainsi que les types de végétations présentes pour la station V1.	45
3.15	L'évolution d'humidité du sol enregistrée avec la sonde V1. En rouge sont entourées les périodes dont les mesures sont soit manquantes soit ont une évolution inattendue.	46
3.16	Méthodes pour caractériser le site VAS.	46
3.17	Échantillonnage des mesures d'humidité du sol durant une campagne de mesures in situ.	47
3.18	Carte d'humidité du sol sur la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ (Millan-Scheiding et al., 2009) basées sur la caractérisation des régions ayant des propriétés similaires d'humidité de surface.	47
3.19	Cartes représentant : à droite - l'humidité du sol obtenue au moyen du modèle SURFEX sur la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ et à gauche - la localisation de stations météo et de sondes d'humidité du sol disponibles.	48
3.20	L'humidité du sol inversée en utilisant les mesures aéroportées en fonction de l'humidité du sol mesuré in situ (5 cm profondeur - en noir), l'humidité de sol obtenue des cartes des unités fonctionnelles (5 cm profondeur - en blue) et l'humidité du sol à partir de la modélisation (SURFEX)(2 cm profondeur - rouge et 5 cm profondeur -vert) - Saleh et al., 2010.	49
4.1	Location and distribution of the meteorological stations over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS area.	57
4.2	ECOCLIMAP land cover over the $50 \times 50 \text{ km}^2$	58

4.3	Topography (up left side), clay (down left side) and sand (down right side) maps over the VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. The soil moisture measurements sites and meteorological station/rain gauges are also represented here.	58
4.4	Comparison between observed (black line) and simulated soil moisture using the default ISBA (clear grey line) and the calibrated ISBA (red line) at 5 cm depth. The precipitation corresponding to the meteorological station Caudete de las Fuentes are represented in blue.	69
4.5	Comparison between observed (black line) and simulated soil moisture using the calibrated ISBA (red line) at 5 cm depth. The precipitation corresponding to the meteorological station Caudete de las Fuentes are represented in blue.	70
4.6	Comparison between point like (left side) and $10 \times 10 \text{ km}^2$ simulations (right side) against ground measurements from Melbex 1 (up side) and Melbex 2 (down side) campaigns. The $10 \times 10 \text{ km}^2$ area is the one covering both Melbex 1 and Melbex 2 campaigns and data are extracted to correspond to both campaign periods. . . .	71
4.7	Distributed soil moisture over the VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. Data represents the mean of soil moisture from 1 January to 30 April 2005.	72
4.8	Comparison between surface soil moisture AMSR-E (black line), spatialized soil moisture from ISBA (red line) and the polarization ratio at 6.9 GHz AMSR-E (blue line). The soil moisture data are representative over 2 cm depth. All values are normalized between (0, 1). The leaf area index from MODIS is also represented here (green stars).	73
4.9	Comparison between surface soil moisture ERS-SCAT (black stars) and spatialized soil moisture mean from ISBA (red line). The soil moisture data are representative over 2 cm depth.	74
5.1	Répartition spatiale des données de précipitation sur l'ensemble de VAS (+ les coordonnées de la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$). En bleu et rouge sont représentées les stations météorologiques et les pluviomètres in situ respectivement ; en violet les points PERSIANN et les carrés verts correspondent aux bases des données TRMM 3B42rt, TRMM 3B42v6 et CMORPH.	79
5.2	Distribution of the in situ meteorological stations (red dots) and rain gauges (blue dots) over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS area (the four large black dots representing its limits). The PERSIANN points are represented in small black dots.	85
5.3	Monthly comparisons between all the meteorological stations/rain gauges (black line) within the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS area and their nearest PERSIANN points (red lines) for 2006 and 2007.	87
5.4	Positions of Caudete de las Fuentes (CA FU) and Caudete de las Fuentes 1 rain gauges (blue dots), PERSIANN neighboring points (black dots with number of reference), and the Melbex 2 soil moisture campaign site (green dot).	91

5.5	Comparison between interpolated rainfall product (x -axis) and PERSIANN points (y -axis). The interpolated rainfall is representative over a $10 \times 10 \text{ km}^2$ area and is obtained using in situ observations over VAS. The mean PP represents the spatial average of the 12 PERSIANN points available within the same grid as the interpolated rainfall. The top left figure provides a map (longitude x -axis, latitude y -axis) representing the interpolated rainfall and the PERSIANN points, while the top right figure represents the comparison between the interpolated rainfall and the PERSIANN mean. The 2nd, 3rd and 4th rows present comparisons of the interpolated rainfall (x -axis) and each PERSIANN point (y -axis). The analysis is done for 2007 at a daily scale.	92
5.6	Precipitation events at Caudete de las Fuentes (y -axis) versus Caudete de las Fuentes 1 (x -axis) rain gauges for 2006 (left hand figure) and 2007 (right hand figure). See FIG. 5.4 for gauge positions.	93
5.7	Simulated soil moisture integrated over top 5 cm of soil using Caudete de las Fuentes rain gauge, Caudete de las Fuentes 1 rain gauge and the PERSIANN point 148 compared to Melbex 2 in situ soil moisture from 1 June to 31 December 2007.	94
5.8	Comparison between simulated soil moisture integrated over top 5 cm of soil using Caudete de las Fuentes rain gauge (blue line), Caudete de las Fuentes 1 rain gauge (red line) and the PERSIANN point PP148 (black line). The comparison is made for 2006 (upper figure) and 2007 (bottom figure).	96
5.9	Comparison between spatialized soil moisture databases obtained using in situ rain gauge observations from VAS area (red line) and the PERSIANN satellite rainfall estimates (black line) for 2006 (upper figure) and 2007 (bottom figure).	96
5.10	Comparison between spatialized soil moisture using in situ rain gauge observations (red line) and PERSIANN datadase (black line), AMSR-E soil moisture product (green line) and AMSR-E polarization ratio at 6.9 GHz (blue line) for 2006 (upper figure) and 2007 (bottom figure). The data are normalized between $[0, 1]$	98
5.11	Comparaison des observations issues du pluviomètre Caudete de las Fuentes et différents produits d'estimation des précipitations par satellites à savoir TRMM 3b42rt (1), TRMM 3b42v6 (2), CMORPH (3) et PERSIANN (4). La numérotation des figures commence du haut en bas.	101
5.12	Comparaison des simulations d'humidité du sol à une échelle ponctuelle obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations pour 2006.	102
5.13	Étude statistique entre l'humidité du sol simulée en utilisant les observation in situ du pluviomètre CA FU1 et l'humidité du sol simulée en utilisant le pluviomètre CA FU (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut au milieu), TRMM 3b42v6 (en haut à droite), CMORPH (en bas à gauche) et PERSIANN (en bas à droite). L'étude est faite pour 2006.	103
5.14	Comparaison des simulations d'humidité du sol à une échelle ponctuelle obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations pour 2007.	103
5.15	Étude statistique entre l'humidité du sol simulée en utilisant les observations in situ du pluviomètre CA FU1 et l'humidité du sol simulée en utilisant le pluviomètre CA FU (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut au milieu), TRMM 3b42v6 (en haut à droite), CMORPH (en bas à gauche) et PERSIANN (en bas à droite). L'étude est faite pour 2007.	104

5.16	Comparaison des simulations d'humidité du sol à une échelle spatialisée obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations pour 2006.	105
5.17	Étude statistique entre l'humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les observations VAS et l'humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les bases de précipitations PERSIANN (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut à gauche), TRMM 3b42v6 (en bas à gauche), CMORPH (en bas à droite). L'étude est faite pour 2006.	105
5.18	Comparaison des simulations d'humidité du sol à une échelle spatialisée obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations 2007.	106
5.19	Étude statistique entre l'humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les observations VAS et l'humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les bases de précipitations PERSIANN (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut à gauche), TRMM 3b42v6 (en bas à gauche), CMORPH (en bas à droite). L'étude est faite pour 2007.	106
6.1	En haut : Probabilité d'occurrence des RFI basée sur les produits opérationnels de niveau 2 au cours de la période allant du 15 janvier au 17 mars 2010. En bas : Passages agrandis sur la zone VAS (carrés de 125, 50 et 10 km ²) en orbites ascendante et descendante. (cartes produites par Philippe Richaume - CESBIO) .	111
6.2	En haut : Probabilité d'occurrence des RFI basée sur les produits opérationnels de niveau 2 au cours de la période allant du 15 mars au 16 juin 2010. En bas : Passages agrandis sur la zone VAS (carrés de 125, 50 et 10 km ²) en orbites ascendante et descendante. (cartes produites par Philippe Richaume - CESBIO)	112
6.3	En haut : Probabilité d'occurrence des RFI basée sur les produits opérationnels de niveau 2 au cours de la période allant du 15 juillet au 20 octobre 2010. En bas : Passages agrandis sur la zone VAS (carrés de 125, 50 et 10 km ²) en orbites ascendante et descendante. (cartes produites par Philippe Richaume - CESBIO) .	113
6.4	Les codes ECOCLIMAP sur la zone VAS - 125×125 km ² . Le carré représente la zone de 50×50 km ²	115
6.5	La division en carré de 10×10 km ² de la zone VAS 50×50 km ² . Des exemples de pourcentage de classes génériques sont fournis pour deux des carrés.	115
6.6	La MEAN WEF de la zone de 50×50 km ²	118
6.7	L'humidité du sol (en haut) et les températures de brillance H et V (en bas) simulées en bande L sur la zone VAS pour la période 2005-2007. Le modèle de transfert radiatif utilisé est L-MEB.	123
6.8	Comparaison entre les produits d'humidité du sol SMOS L2 (A - ascendant) et D - descendant) et AMSR-E en valeurs volumiques (en haut) et normalisées (en bas). 124	124
6.9	Comparaison entre le produit d'humidité du sol SMOS L2 et l'humidité du sol simulée pour 2005, 2006 et 2007 en valeurs volumiques (en haut) et normalisées (en bas).	124
6.10	Comparaison entre le produit d'humidité du sol SMOS L2 et les observations in situ : Melbex 2 (en haut à gauche) et V1 (en haut à droite). Des mesures gravimétriques effectuées sur le site VAS sont aussi présentées (en bas).	125
6.11	Comparaison entre les produits de température de brillance issues de SMOS L2 et AMSR-E 6.9 GHz en polarisations horizontale et verticale.	126

6.12	Comparaison entre la température de brillance issue des produits SMOS Niveau 1C et la température de brillance simulée avec L-MEB en fonction de l'angle d'incidence pour le 21 août 2010 à 6h. Deux points différents ont été considérées : NDGG 2011107 (à gauche) et NDGG 2010594 (à droite).	126
6.13	Comparaison entre les températures de brillance issues du produit SMOS L1C et simulées avec L-MEB (en utilisant l'humidité du surface simulée à 2 cm) en polarisations horizontale et verticale.	127
6.14	Comparaison entre les températures de brillance issues du produit SMOS L1C et simulées avec L-MEB (en utilisant l'humidité du surface simulée à 5 cm) en polarisations horizontale et verticale.	128
6.15	Comparaison entre la température de brillance en polarisation verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB pour $\sigma = 0.1$ cm (en haut), 0.2 cm (au milieu) et 0.5 cm (en bas). Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Dobson et al., 1985 et pour l'épaisseur optique le Cas I.	130
6.16	Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB en utilisant le modèle de constante diélectrique de Peplinski et al., 1995 (en haut) et de Mironov et al., 2004 (en bas). Pour l'épaisseur optique le Cas I est utilisé.	131
6.17	Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 10.7 GHz et la température de brillance simulée en utilisant X-MEB. Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Mironov et al., 2004 et pour l'épaisseur optique le Cas I.	132
6.18	Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB pour une épaisseur optique Cas II avec le τ_{foret} proposé par Pellarin et al., 2006 (en haut) et de Rosnay et al., 2009 (en bas).	133
6.19	Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 10.7 GHz et la température de brillance simulée en utilisant X-MEB. Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Mironov et al., 2004 et pour l'épaisseur optique le Cas II.	133
6.20	Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et 10.7 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB (en haut) et X-MEB (en bas), respectivement. Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Mironov et pour l'épaisseur optique le Cas III.	134

Liste des tableaux

3.1	Coordonnées géographiques de la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$, $50 \times 50 \text{ km}^2$ et de $125 \times 125 \text{ km}^2$	34
3.2	Récapitulatif des stations météorologiques, la période, la fréquence ainsi que les types (précipitation, température, pression, humidité relative, vent et radiation) des données disponibles dans le zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$. Le "X" désigne le fait que les données sont disponibles dans la station météorologique correspondante. . . .	39
4.1	Coordinates of the meteorological stations located in the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area.	59
4.2	Equation of hydrological parameters used in default and calibrated version of ISBA	64
4.3	Resolution and data used as input of the SVAT model in order to obtain the spatialized soil moisture.	67
4.4	Soil hydraulic values for Melbex 1 site calculated using the default and the calibrated set of equations.	69
4.5	Statistics obtained by comparing the in situ measurements from Melbex 1 campaign with the default/calibrated simulated soil moisture using ISBA.	69
5.1	List of all the meteorological stations/ rain gauges (1st column) and their nearest PERSIANN points (2nd column) available over the VAS area. The root-mean square error (RMSE) and the mean bias (Mbias) of daily precipitation between each in situ rainfall observation and PERSIANN point are calculated for 2006 and 2007.	89
5.2	Contingency table illustrating the number of rain events measured by the satellite but not measured by the rain gauges and vice versa (R stands for "rain" and NR stands for "non rain"). The comparison was done between all the meteorological stations/ rain gauges and their nearest PERSIANN points available over the VAS area for 2006 and 2007.	90
5.3	Statistical analysis between Caudete de las Fuentes1 (CA FU1) rain gauge and of its nine PERSIANN neighbours (PP) for 2006 and 2007.	91
5.4	Statistical analysis between simulated point soil moisture integrated over the top 5 cm of soil using Caudete de las Fuentes (CA FU), Caudete de las Fuentes1 (CA FU1) and the PERSIANN point PP148 for 2006 and 2007.	95
5.5	Statistical analysis between SM VAS (spatialized soil moisture obtained using in situ observations), SM PERSIANN (spatialized soil moisture data obtained using PERSIANN satellite rainfall estimates), SM AMSR-E (AMSR-E soil moisture product) and PR AMSR-E (AMSR-E polarization ratio 6.9 GHz) for 2006 and 2007.	95
5.6	Statistiques.	101

6.1	Les principaux types des végétation sur la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ ainsi que les classes génériques correspondantes.	116
6.2	Le pourcentage des différentes classes génériques correspondants à chaque carré de $10 \times 10 \text{ km}^2$	117
6.3	Les paramètres principaux pour les modèles MEB.	118
6.4	Les valeurs expérimentales du paramètre A.	119
6.5	Valeurs des paramètres en bande L.	122
6.6	Valeurs des paramètres en bande C et X.	122

Introduction generale

Sommaire

1.1	Contexte global	1
1.2	Humidité du sol	3
1.2.1	L'implication dans le cycle d'eau	3
1.2.2	Définition	3
1.2.3	Importance pour la planète	3
1.2.4	Échelle locale et échelle globale	3
1.2.5	Inter-validation des méthodes	4
1.3	La mission SMOS	4
1.4	Activité de Etalonnage/Validation	5
1.5	Objectifs de la thèse	5
1.6	Organisation de la thèse	6

1.1 Contexte global

L'eau est une des composantes les plus importantes de notre planète, étant essentielle à la survie et au bien-être de l'homme et indispensable au fonctionnement de nombreux secteurs de l'économie. L'eau est abondante et présente naturellement sous diverses formes dans l'atmosphère, sur et sous la surface de la Terre et dans les océans. Elle est sans cesse recyclée à travers différents cycles (évaporation, condensation, précipitations,...). La compréhension des lois régissant la répartition de l'eau à la surface de notre planète est très importante. Elle est indispensable pour la gestion rationnelle et la protection des réserves d'eau. Par ailleurs, étant donné son rôle d'indicateur du climat global, cette compréhension aide au suivi de notre planète.

Dans le contexte du changement climatique actuel, la problématique de la gestion des ressources en eau se retrouve au centre des intérêts des scientifiques. L'évolution des ressources en eau à grande échelle est une préoccupation de premier ordre, à laquelle il est encore délicat de répondre. L'ensemble des processus hydrologiques qui interagissent dans le cycle de l'eau doivent être représentés (voir FIG. 1.1). Les échelles de temps des processus sont extrêmement variables allant de la minute pour les précipitations par exemple, à la saison pour la végétation, tout

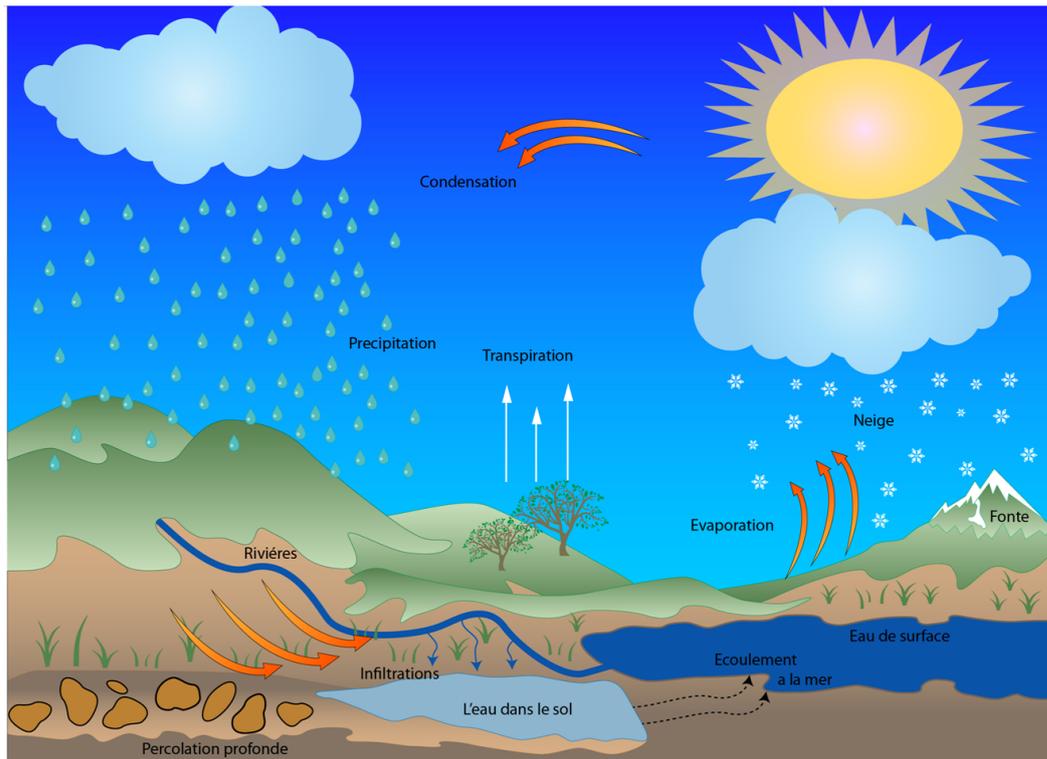


FIGURE 1.1 – Les ressources en eau de la Terre.

comme leur influence spatiale qui s'étendent du local (quelques cm^2) au global en passant par la région.

Les différentes étapes du cycle de l'eau constituent un aspect fondamental du système sol - plante - atmosphère, notamment parce qu'elles exercent une influence considérable sur les processus de croissance de végétaux à tous les stades de leur développement. Le sol apparaît alors comme un milieu complexe, biologiquement actif où siègent des nombreux phénomènes transitoires qui s'inscrivent dans un processus évolutif global. L'évolution d'un sol dans le temps s'effectue sur des rythmes très contrastés selon que l'on considère sa phase solide ou ses phases fluide, liquide ou gazeuse. En effet, les modifications de la phase solide, en terme de composition ou d'organisation, sont généralement très lentes, alors que les fluctuations des phases fluides se produisent de manière incomparablement plus rapide.

Comme la plupart des phénomènes rapides se produisent dans le sol ont une origine externe (Duchaufour, 2001), découlant aussi bien de leurs interactions avec les végétaux, que de phénomènes atmosphériques tels que les précipitations ou les échanges thermiques, le domaine d'étude de la physique du sol se voit étendu à l'ensemble du système sol - plante - atmosphère. La variabilité spatiale des divers constituants du sol découle de leurs dynamiques respectives et se distingue dès lors par son caractère essentiellement transitoire - leurs variations spatiales constituent un aspect important des caractéristiques physiques du milieu dans lequel se produisent ces phénomènes. La teneur en eau d'un sol est par essence une grandeur qui change et constitue, de ce fait, une variable d'état sur laquelle repose essentiellement la description des phénomènes de transfert.

1.2 Humidité du sol

1.2.1 L'implication dans le cycle d'eau

L'eau est répartie dans divers réservoirs et les précipitations (pluie, neige, rosée, etc.) jouent un rôle clé dans le renouvellement de ces réservoirs et la biodiversité locale. En fonction des conditions, les précipitations peuvent alimenter les rivières et lacs, reconstituer les nappes phréatiques ou retourner dans l'atmosphère par évaporation et évapotranspiration. Les glaciers stockent l'eau sous forme de neige et glace et alimentent les cours d'eau locaux avec des quantités d'eau qui varient en fonction des saisons.

La taille de ces glaciers semble diminuer d'avantage de nos jours, signe que le cycle hydrologique a tendance à s'accélérer notamment en raison du réchauffement climatique. La conservation de l'eau dans le sol est cruciale non seulement pour soutenir la production primaire, mais est également intrinsèquement liée au climat. La compréhension et la description des phénomènes physiques et physico-chimiques se déroulant dans les sols aussi bien qu'à leur interface avec l'atmosphère, en présence ou non de la végétation, paraissent indispensables à une gestion adéquate de ces milieux.

1.2.2 Définition

La teneur en humidité superficielle d'un sol représente le stockage temporaire de l'eau des précipitations à l'intérieur d'une couche superficielle de la surface de la Terre, généralement limitée à la zone d'aération.

1.2.3 Importance pour la planète

Bien que la quantité d'eau contenue dans le sol soit insignifiante par rapport à la quantité totale d'eau à l'échelle globale, l'humidité du sol est une variable d'état fondamentale dans plusieurs sciences de l'environnement tels que l'agronomie, l'hydrologie et la météorologie. Ainsi, les prévisions sur la production agricole et la gestion optimisée des irrigations nécessitent des informations sur l'état hydrique du sol et sur ses variations spatio-temporelles. En hydrologie, il est bien connu que l'humidité de surface antérieure à une précipitation conditionne le ruissellement et l'infiltration de la pluie. Enfin, en météorologie et climatologie, l'humidité de surface contrôle les contributions relatives des flux de chaleur latente (évaporation et évapotranspiration) et sensible au rayonnement net (Vauclin, 1983).

1.2.4 Échelle locale et échelle globale

Actuellement, il existe deux types d'observations de l'humidité de sol : locales et globales. Les mesures locales effectuées par les stations hydrométéorologiques sont précises et continues dans le temps mais elles ne sont représentatives qu'à une faible échelle spatiale. Or, vu son implication dans le cycle de l'eau, l'humidité du sol présente un réel intérêt quand elle est connue à grande échelle. La solution pour les observations globales vient des mesures par télédétection. Le développement des instruments embarqués sur les satellites a permis d'avoir une vision globale et uniforme de notre planète. En hydrologie, ces instruments permettent donc d'étudier le cycle de l'eau de façon globale et d'observer en même temps sa variabilité spatio temporelle. Les satellites apparaissent alors d'autant plus intéressants qu'ils survolent la surface terrestre régulièrement et globalement. Les régions les plus reculées où les mesures terrain seraient difficiles à réaliser deviennent observables.

1.2.5 Inter-validation des méthodes

Les mesures par satellite permettent l'obtention des valeurs spatialisées des paramètres étudiés. Ainsi, chaque valeur obtenue correspond à une surface terrestre élémentaire appelée pixel. Cependant, la grande taille des pixels de certaines missions satellitaires introduit un certain nombre de questions scientifiques quant à la représentativité et la validité des mesures par satellite. La validation de ces mesures passe par un minimum de mesures in-situ indépendantes et représentatives de la zone vue par le capteur du satellite (Kerr, 1992). Il est donc nécessaire de développer une méthodologie spécifique et d'effectuer des mesures précises sur de grandes superficies.

Le lien relativement indirect entre les mesures satellitaires (rayonnement électromagnétique émis et/ou réfléchi par la surface) et les paramètres de surface a nécessité le développement de méthodes pour expliciter leur relation. Les premières tentatives consistaient à établir des formules empiriques entre les observations et les mesures au sol. Ce type d'approche est limité dans la mesure où toute méthode empirique n'est pas forcément applicable en dehors des conditions dans lesquelles elle a été établie. Alternativement, des modèles physiques de transfert radiatif ont été développés (Wigneron et al., 2007). Ces modèles simulent les interactions physiques entre les ondes et les éléments diffusant tels que la surface et l'atmosphère. De telles approches sont particulièrement intéressantes en télédétection, car elles permettent une réelle spatialisation des méthodes d'extraction de paramètres.

Les informations ainsi accessibles par télédétection sont très variées, ce qui est un avantage important pour ce type d'observations. Cette variété provient de la capacité des capteurs spatiaux à observer dans différentes bandes spectrales et selon différentes configurations géométriques (angles de visée). Les bandes spectrales exploitables, de l'ultraviolet aux microondes, montrent en effet des sensibilités différentes aux états de surface (Kerr, 1992). Ainsi la biomasse est couramment observée avec les réflectances dans le rouge et proche infrarouge, la température de surface peut être obtenue à partir des données infrarouge thermique et l'observation dans le domaine des microondes est fortement sensible au contenu en eau du sol et à la nature de la surface (Merlin, 2005). D'autre part, les capacités multiangulaires de certains capteurs peuvent aider à caractériser davantage l'état de surface. Les caractéristiques multispectrales et multiangulaires des données de télédétection représentent donc une source très riche d'informations à priori complémentaires sur les états de surface.

1.3 La mission SMOS

La mission SMOS, lancée en Novembre 2009, a été conçue pour observer l'humidité du sol au dessus des masses continentales de la Terre et la salinité des océans pour une période minimale de trois ans (Kerr et al., 2001). Cette mission est une réponse aux besoins de la modélisation météorologique et climatique pour laquelle l'humidité du sol est une variable encore mal connue face à son implication dans le cycle de l'eau et les échanges Terre-océan-atmosphère.

Un aspect important de cette mission est qu'elle met en oeuvre une nouvelle technique de mesure en adoptant une approche complètement différente dans le domaine de la télédétection. Cette technique est utilisée sur un nouvel instrument capable d'enregistrer en micro-ondes passives à une fréquence de 1.4 GHz (bande L) en bipolarisation et à de multiples angles d'observation.

Située au coeur de cette thèse elle sera amplement détaillée dans les chapitres suivants. Pendant la phase de préparation à la mission SMOS, plusieurs études ont été réalisées afin d'antici-

per les éventuels problèmes et de tester les algorithmes d'inversion des paramètres de surface, tels que l'humidité superficielle du sol. De nombreuses études basées sur des mesures terrain ou aéroportées en bande L décrivent les effets de la végétation, de la rugosité et de la température du sol. Cependant, à l'exception d'un radiomètre embarqué sur Skylab (<http://heasarc.nasa.gov/docs/heasarc/missions/skylab.html>) qui en 1973 a fourni une brève série temporelle, il n'existe pas de données satellitaires de radiométrie micro-ondes passives en bande L. Ainsi, le lancement de SMOS donne l'opportunité de tester des mesures et des résultats de modèles qui n'ont pas pu être validés jusqu'à maintenant à une échelle satellitaire. Cependant, comme pour tout instrument de télédétection, une étape de validation et d'étalonnage a été menée.

1.4 Activité de Etalonnage/Validation

Les activités d'Etalonnage et de Validation s'efforcent de s'assurer que les produits de télédétection soient cohérents et reproductibles. Il s'agit d'une discipline en pleine évolution qui devient de plus en plus importante parce que de plus en plus d'études à long terme sur le changement climatique sont menées, et de nouveaux satellites sont lancés. L'étalonnage est le processus définissant de façon quantitative les réponses du système aux signaux de contrôle et connu à l'entrée. La validation est le processus d'évaluation, par des moyens indépendants de la qualité des produits.

1.5 Objectifs de la thèse

Pour la validation des produits SMOS d'humidité du sol, les activités de l'ESA mettent l'accent sur deux sites principaux, le Valencia Anchor Station (VAS) et le bassin hydrographique du Danube. Ces sites sont équipés, pilotés et surveillés avant et pendant la mission SMOS. Cette thèse s'inscrit dans ce contexte de validation des produits SMOS. L'objectif majeur de ce travail est la génération de "Match-ups" entre des mesures terrain et des produits SMOS, pour les quels il est nécessaire de calculer des estimations de l'humidité du sol correspondant à la taille du footprint SMOS (la surface terrestre vue par le satellite) à partir des observations terrain ponctuelles. Les Match-ups sont des températures de brillance micro-ondes passives simulées en utilisant les variables et caractéristiques de surface de la zone étudiée. Ce but peut être atteint par l'utilisation d'un réseau dense de sondes d'humidité du sol et d'un forçage atmosphérique, couplé à une bonne connaissance de l'utilisation des terres et des types de sols. Tous ces paramètres, sont inclus dans un schéma de type SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) qui produit des cartes d'humidité du sol spatialement distribuées couvrant le site de validation, et cela en permanence. Un tel système devrait nous permettre d'estimer l'humidité du sol et, avec un modèle de transfert radiatif, la température de brillance à chaque passage de SMOS au dessus de ces sites. Dans cette thèse c'est le rôle du site Valencia Anchor Station, établi par l'Université de Valence en Décembre 2001, qui a comme principal objectif de caractériser une zone de référence dédiée principalement à la validation et à l'étalonnage des missions d'observation de la Terre à faible résolution. La FIG. 1.2 présente le synoptique de la procédure utilisée afin de générer les Match-ups sur le site expérimental Valencia Anchor Station.

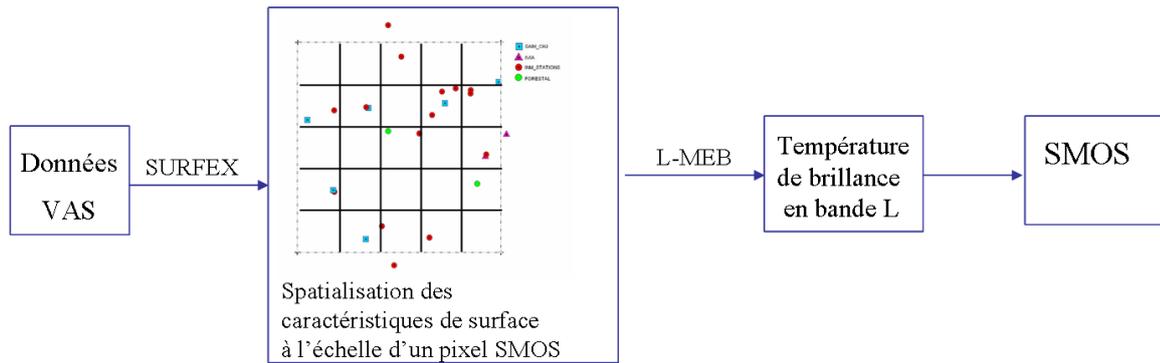


FIGURE 1.2 – Le processus de génération des Match-ups.

1.6 Organisation de la thèse

Ce manuscrit est constitué de cinq chapitres auxquels s'ajoutent l'introduction et la conclusion.

Les deux premiers chapitres présentent en détail les éléments clefs sur lesquels repose cette thèse. Le premier chapitre introduit les principales propriétés de l'humidité du sol ainsi que les méthodes d'estimation de ce paramètre. L'objectif est de comprendre ce qui conditionne et influence le sol ainsi que les mouvements de l'eau au sein de celui-ci. Les échanges d'eau entre le sol, la végétation et l'atmosphère sont ensuite introduits par l'intermédiaire du modèle de surface SURFEX - module ISBA. Ensuite, nous allons détailler les raisons du choix de la bande L ainsi que le concept de télédétection spatiale micro-onde. La contribution de chaque paramètre, qu'il s'agisse de ceux associés à l'atmosphère (par exemple la température, les précipitations), de la végétation (par exemple l'indice de la surface foliaire) ou de la surface (par exemple la rugosité, la texture), doit être connue et prise en compte dans l'analyse du signal afin d'extraire l'information concernant l'humidité du sol. La grande sensibilité de la bande micro-onde passive L, est utilisée par la mission SMOS décrite dans ce chapitre, tout comme les caractéristiques du capteur.

Le second chapitre présente la zone d'étude VAS. Les principales caractéristiques du site ainsi que les nombreuses mesures in-situ sont présentées. Ce chapitre contient également une étude montrant les caractéristiques de la variabilité, aussi bien spatiale que temporelle, de l'humidité du sol à l'échelle d'une surface de $10 \times 10 \text{ km}^2$. Différentes méthodes d'obtention des cartes d'humidité du sol sur la zone sont montrées ainsi que une brève intercomparaison.

La validation des produits d'humidité du sol issus de télédétection est un réel défi. La plupart des études décrivent comment associer un point de mesure / une moyenne d'un réseau à des produits satellitaires mais aucune de ces études ne caractérise la totalité du pixel vu par un satellite. Dans le troisième chapitre, la connaissance détaillée de la région ainsi que l'utilisation d'une méthode d'interpolation pour la distribution du forçage atmosphérique a permis d'obtenir une distribution spatiale des champs d'humidité du sol sur la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$. La procédure ainsi que les comparaisons de cette humidité du sol spatialisée avec trois types d'informations de télédétection sont montrées. Ce chapitre est composé d'un article rédigé en anglais, publié dans

la revue *Hydrology and Earth System Sciences*. Un résumé étendu en français préface cet article.

La variabilité de l'humidité du sol à l'échelle d'un pixel SMOS ($50 \times 50 \text{ km}^2$) est principalement guidée par les effets du forçage atmosphérique, qui à leur tour sont influencés par des conditions climatiques à grande échelle et par les précipitations. Cependant, les mesures in-situ de ces paramètres sont souvent peu disponibles et leurs répartitions peuvent être irrégulières dans l'espace, mettant en question leur représentativité sur une zone plus large. Dans le chapitre cinq, plusieurs produits satellitaires de précipitation ont été évalués et comparés afin de montrer l'intérêt de leur utilisation pour la modélisation des champs d'humidité du sol à l'échelle du pixel SMOS. Ce chapitre est également constitué par un article rédigé en anglais, publié dans la revue *Hydrology and Earth System Sciences*. Un résumé étendu en français préface cette article.

Enfin, dans le dernier chapitre, des températures de brillance en bande L, C et X qui correspondent aux valeurs équivalentes à celles fournies respectivement par les satellites SMOS/AMSR-E/ERS-SCAT sont montrées. Un premier aperçu des données SMOS observées sur la zone VAS (équivalent à un pixel SMOS) est donné. Afin de mieux comprendre la signification exacte du signal SMOS, la procédure de génération des Match-ups sur VAS est expliquée dans cette partie, puis les résultats obtenus sont présentés.

L'humidité du sol vue par SMOS

Sommaire

2.1	Les propriétés d'humidité du sol	10
2.1.1	Le bilan hydrique	10
2.1.2	La texture du sol	12
2.1.3	La teneur en humidité du sol	12
2.1.4	La dynamique de la phase liquide	14
2.2	Comment accéder à l'humidité du sol?	16
2.2.1	Mesures locales	16
2.2.2	Modélisation	16
2.2.3	Téledétection	18
2.3	L'humidité du sol par téledétection	18
2.3.1	Le concept de téledétection	18
2.3.2	Choix de la fréquence	19
2.3.3	Polarisation de l'onde	19
2.3.4	La téledétection micro-onde	21
2.4	SMOS	29
2.4.1	Exigences pour les observations d'humidité du sol	29
2.4.2	Concept SMOS	30
2.4.3	Produits SMOS	31
2.5	Conclusion	31

L'humidité du sol est un variable clé pour la compréhension des phénomènes météorologiques car elle contrôle les échanges d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère par l'évaporation et la transpiration des plantes. La teneur en humidité du sol est très variable, tant du point de vue spatial que du point de vue temporel, en raison de l'hétérogénéité des propriétés du sol, de la topographie ainsi de la nature distribuée des précipitations et de l'évapotranspiration. Les principales propriétés de l'humidité du sol sont présentées dans ce chapitre.

L'humidité du sol est difficile à mesurer pour être représentative d'autre chose que d'un point. En règle générale, les moyennes des mesures in situ sont utilisées pour caractériser la teneur en eau dans une zone plus large. Mais ces moyennes fournissent rarement des informations qui

peuvent être représentatives des processus hydrologiques tels que l'évapotranspiration, le ruissellement, la recharge des eaux souterraines, etc. Il est donc nécessaire de développer des méthodes pour quantifier la variabilité spatiale du contenu en eau du sol, de déterminer l'ampleur des unités hydrologiques qui caractérisent les différents processus hydrologiques et l'élaboration des critères pour délimiter les zones qui peuvent être traitées comme uniformes d'un point de vue hydrologique. Les données de télédétection ainsi que l'utilisation des modèles de surface peuvent potentiellement fournir des estimations de vastes étendues d'humidité du sol, en complément des mesures in situ.

Les avancées les plus récentes montrent que la télédétection et plus particulièrement les micro-ondes constituent un bon moyen d'observation pour avoir une vision précise et à grande échelle de l'humidité des sols. Dans ce chapitre nous allons détailler leurs caractéristiques.

Premièrement, nous allons passer en revue les pour et les contres des méthodes disponibles pour obtenir des valeurs d'humidité du sol. Après, nous allons rentrer plus en détail sur le choix de la fréquence ainsi que sur la théorie des micro-ondes passives. Les données micro-ondes des satellites existants (SMMR, SSM/I, AMSR-E) ont fait l'objet de nombreuses études pour estimer l'humidité du sol. Cependant, ces satellites mesurent à des fréquences supérieures à 5 GHz où la diffusion de surface et l'opacité de la végétation sont élevée. Les effets de la contribution du couvert végétal, en fonction de son contenu en eau, doivent être corrigés pour estimer l'humidité du sol. Le satellite SMOS (Kerr et al., 2001 ; Kerr et al., 2010), pour Soil Moisture and Ocean Salinity, lancé en novembre 2009 va combler cette lacune en fournissant des données à haute résolution temporelle de l'humidité des sols. Les données d'humidité des sols et de salinité de la mer vont donc pouvoir être intégrées dans les modèles météorologiques existant afin d'améliorer leur prévision. Une description de cette mission est faite également dans ce chapitre.

2.1 Les propriétés d'humidité du sol

L'humidité du sol se caractérise par une variabilité temporelle et spatiale qui se manifeste autant sur le plan qualitatif que sur le plan quantitatif. Autrement dit, sa valeur varie non seulement dans le temps, mais également à un instant donné, d'un point à l'autre du sol. Sa dynamique globale résulte de phénomènes externes au sol, que l'on peut distinguer selon qu'ils contiennent des apports (pluie, irrigations, etc) ou des pertes (évaporation, drainage souterrain). Les diverses étapes du cycle de l'eau constituent un aspect fondamental du système sol - plante - atmosphère, notamment parce qu'elles exercent une influence considérable sur les processus de croissance des végétaux, à tous les stades de leur développement.

2.1.1 Le bilan hydrique

L'analyse du cycle de l'eau repose sur l'appréciation quantitative, dans le cadre d'un bilan, des termes impliquées dans les échanges entre les diverses composantes du système. Un bilan est déterminé par des limites spatiales et temporelles. Les échanges d'eau entre le système sol végétation et le milieu extérieur peuvent se produire soit sous la forme de flux franchissant ses limites supérieure ou inférieure, soit sous la forme de production ou de prélèvements internes. A sa limite supérieure - précipitation ou irrigation, ou écoulement superficiel dus à la topographie. Les apports pénètrent dans le sol par infiltration, le reste s'accumulant en surface ou ruisselle selon la pente. En sens inverse, l'eau retourne dans l'atmosphère par évaporation, soit directement

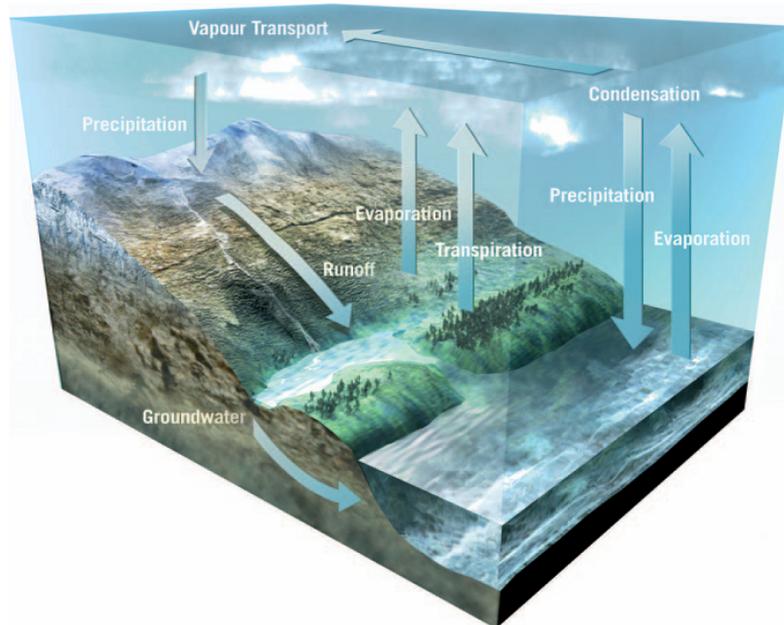


FIGURE 2.1 – La bilan hydrique (Brochure SMOS © ESA).

depuis le sol, soit par le biais de la transpiration des végétaux. Les échanges à la limite inférieure du système se font par drainage ou percolation profonde.

En se limitant aux principaux termes, le bilan hydrique exprime la variation de stock d'eau du sol ΔS comme la différence entre les apports par précipitation P et les pertes par évapotranspiration E , par ruissellement R et percolation profonde D :

$$\Delta S = P - (E - R - D) \quad (2.1)$$

C'est principalement sur les processus d'infiltration et d'évapotranspiration que va reposer l'analyse du bilan hydrique.

– L'infiltration

Le terme d'infiltration désigne le processus de pénétration de l'eau dans le sol, et il a comme particularité qu'il :

- provoque une modification drastique et quasi instantanée des conditions de pression et de teneur en eau régnant à la surface du sol, lorsque celui-ci reçoit une averse (ruissellement, neige, irrigation) ou est soumis à submersion,
- exerce une influence déterminante sur l'intensité du ruissellement.

L'infiltration peut être considérée comme une perturbation qui se propage dans le sol en s'atténuant. Le processus d'infiltration est conditionné par divers facteurs dont les plus significatifs relèvent d'une part du sol, par le biais de ses caractéristiques hydrodynamiques, de sa texture et de sa structure, et d'autre part, des conditions spécifiques dans lesquelles se déroule le processus, à savoir les conditions initiales et le débit d'alimentation.

– **Redistribution**

Lorsque l'apport d'eau à la surface du sol cesse, le processus d'infiltration prend fin. Toutefois, les mouvements d'eau que ce processus a engendrés dans le sol ne s'arrêtent pas immédiatement et peuvent se poursuivre parfois sur une longue période. Ces mouvements se produisent sous l'effet de gradients de pression et de gravité qui subsistent après la fin de l'infiltration et peuvent être influencés par divers phénomènes, tels que l'évaporation ou l'absorption racinaire. La redistribution de l'eau dans un sol constitue ainsi un processus de rééquilibrage des potentiels qui tend à atténuer progressivement ces gradients. Ce processus joue ainsi un rôle régulateur essentiel, en particulier dans les régions semi-arides où les apports d'eau sont peu fréquents.

– **L'évapotranspiration**

Une partie de l'eau qui pénètre dans le sol est évaporée de nouveau dans l'atmosphère soit directement soit par l'intermédiaire des plantes : l'ensemble de ces pertes en eau constitue l'évapotranspiration. L'évaporation se fait surtout à la surface du sol. Même pendant la pluie, une partie de l'eau est immédiatement ré-évaporée car l'atmosphère n'est pas saturée en eau. Le départ de l'eau superficielle fait remonter l'eau des zones plus profondes. La quantité évaporée diminue avec la quantité retenue dans le sol car les forces de capillarité s'opposent à son départ et l'énergie nécessaire pour extraire l'eau est d'autant plus grande que le sol s'appauvrit en eau. Les forces de capillarité entre les grains et la tension superficielle du film d'eau autour des grains déterminent un potentiel matriciel qui tend à retenir l'eau. La succion du sol dépend de sa texture et de la taille des pores, de la quantité d'eau contenue par rapport à sa capacité de champ (quantité maximale absorbée). Les conditions climatiques sont également déterminantes.

2.1.2 La texture du sol

La distribution et les flux d'eau sur une portion de terre, y compris les eaux de ruissellement et d'infiltration, sont principalement déterminés par l'état de la végétation et du sol, ainsi que par la nature des précipitations. La capacité globale du sol à retenir l'eau est à son tour déterminée par la texture du sol, le matériau constitutif et de la structure, qui déterminent la porosité et la présence de racines et de matières organiques. Les principaux composants qui déterminent la texture du sol sont les quantités de sable, d'argile et de limon. La FIG. 2.2 montre les différentes classes standards de texture en fonction de leur composition.

2.1.3 La teneur en humidité du sol

La teneur en humidité du sol représente le stockage temporaire de l'eau à l'intérieur d'une couche superficielle de la surface de la terre, généralement limitée à la zone d'aération non saturée. La couche d'humidité, même si elle est très mince par rapport à la quantité totale d'eau à l'échelle mondiale, est déterminante pour l'agriculture et la distribution des précipitations entre les eaux de ruissellement et le stockage dans le sol. Les deux termes qui sont utilisés habituellement pour caractériser la teneur en humidité d'un échantillon de l'humidité du sol sont l'humidité volumétrique w_v et l'humidité gravimétrique w_g , respectivement.

$$w_v = \frac{V_{eau}}{V_{total}} = \frac{V_{eau}}{V_{sec}} = \rho_b \cdot \frac{M_{eau}}{M_{sec}} \quad (2.2)$$

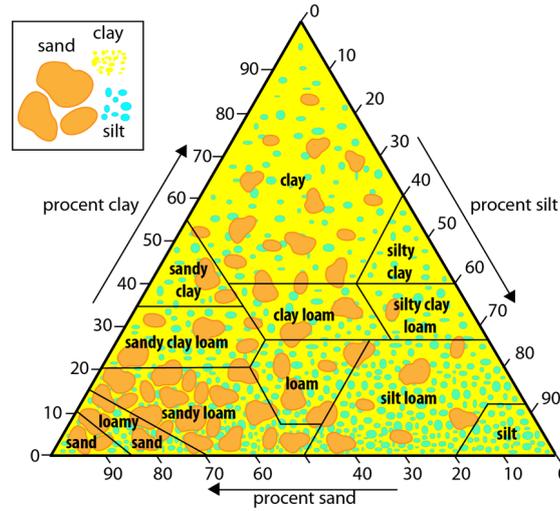


FIGURE 2.2 – Classes de textures du sol.

exprimé en m^3/m^3 .

$$w_g = \frac{M_{eau}}{V_{sec}} \cdot 100 = \frac{w_v}{\rho_b} \cdot 100 \quad (2.3)$$

et il est exprimée en %.

Dans ces expressions, et M_{eau} et M_{sec} sont, pour un échantillon de sol, la masse de l'eau et la masse de matière sèche, respectivement. V_{eau} est le volume d'eau, V_{total} est le volume de l'échantillon qui comprend les volumes d'air, du sol et d'eau et est égal au volume de l'échantillon sec. ρ_b est la densité du sol-air et est appelée densité apparente du sol.

La teneur en eau est fonction de la porosité et de la perméabilité du sol.

Les plantes extraient l'eau de la zone non saturée du sol, parfois même de la zone saturée. Cette extraction est possible jusqu'à une certaine valeur limite de la teneur en eau du sol; les racines doivent vaincre le potentiel matriciel qui retient l'eau et qui varie inversement proportionnel à l'eau disponible; au delà d'une certaine valeur, la plante ne peut plus vaincre la tension et satisfaire son besoin, elle flétrit. Dans ce contexte, différents taux d'humidité remarquables (voir FIG. 2.3) sont définis :

La saturation w_{sat}

La teneur en eau volumique d'un sol varie entre une valeur minimale, la teneur en eau résiduelle w_r , et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation w_{sat} . Celle-ci est en principe liée à la porosité : l'ensemble de l'espace poreux étant alors occupé par l'eau du sol. Toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais à la saturation totale, car il reste toujours des poches d'air occlus ou l'air est piégé. Les teneurs en eau à saturation moyennes des divers sols suivants sont de l'ordre de :

- sol sableux : $35\% \leq w_{sat} \leq 50\%$
- sol limoneux : $40\% \leq w_{sat} \leq 60\%$

- sol argileux : $30\% \leq w_{sat} \leq 65\%$

La capacité au champ

Le volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir est la "capacité au champ" ou capacité de rétention du sol qui dépend essentiellement de la granulométrie du sol. La capacité au champ correspond à la teneur en eau du sol après que l'excédent d'eau ait été drainé et que l'écoulement vers le bas soit devenu pratiquement nul. Ce régime est obtenu habituellement deux à trois jours après une pluie ou une irrigation dans des sols perméables, de texture et de structure uniformes.

La capacité de rétention

Cette valeur représente le taux d'humidité du sol en dessous duquel la composante de pression du potentiel total devient plus importante que sa composante gravitaire, ce qui signifie que le sol comporte dans ses pores la plus grande quantité d'eau possible avant que celle-ci ne commence à s'écouler en profondeur. La capacité de rétention dépend de type du sol.

Le point de flétrissement

Cette valeur de la teneur en eau du sol représente le taux d'humidité en dessous duquel les forces d'absorption surpassent celles que la plante peut générer pour extraire l'eau nécessaire à sa croissance. Le végétal ne peut plus extraire l'eau qui lui est nécessaire et ses tissus flétrissent.

- point de flétrissement permanent : les plantes subissent des dégâts irréversibles et meurent
- point de flétrissement temporaire : la plante peut supporter un certain temps le manque d'eau, donner de signes de flétrissement, puis retrouver une vitalité normale si la teneur en eau augmente à nouveau (pluie, irrigation).

Le point de flétrissement d'une plante varie d'une espèce à l'autre.

Le volume d'eau disponible pour les plantes, appelé **réserve utile** comprend la **réserve facilement utilisable** et la **réserve de survie** ; elle dépend de 2 paramètres : la profondeur du sol colonisée par le système racinaire (1 m environ pour une culture annuelle de blé ou de maïs) et la texture du sol. Pour une profondeur d'1 m, on obtient des valeurs de réserve utile allant de 70 mm d'eau pour un sol sableux grossier à 200 mm d'eau pour un sol limono-argileux. L'eau est extraite par les racines des plantes, elle circule dans la tige et les feuilles puis elle est vaporisée à travers les stomates dans l'atmosphère. Le soleil fournit l'énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau.

2.1.4 La dynamique de la phase liquide

L'état énergétique de l'eau dans le sol est défini par le potentiel hydrique Ψ , qui est lui-même la résultante de trois niveaux d'énergie d'origines différentes : le potentiel gravitaire Ψ_g qui préside à l'infiltration des eaux de pluie par gravité ; le potentiel matriciel Ψ_m qui définit la force de rétention de l'eau par le sol, et enfin le potentiel osmotique Ψ_o qui n'intervient que dans les sols salins. Par conséquent, dans la majorité des sols $\Psi = \Psi_g + \Psi_m$. Ψ_g ne joue un rôle important que lorsque les pores sont saturés d'eau. Lorsque le sol est dans la zone non saturée, c'est le potentiel matriciel qui intervient. Il s'agit d'un potentiel de pression (ou pression hydrostatique) négative,

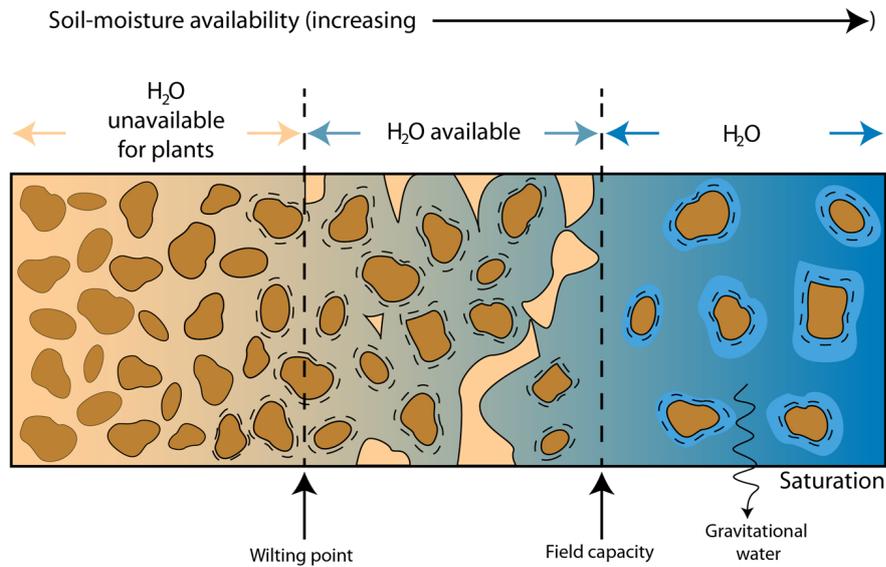


FIGURE 2.3 – Les principales caractéristiques du sol : le point le flétrissement, la capacité au champ et la saturation.

la pression de l'eau étant inférieure à celle de l'air. Le potentiel matriciel est une combinaison de deux forces, dites de capillarité et d'absorption, qui lient l'eau aux particules de sol. Le terme de force de succion, est la valeur absolue de la charge de pression. Il est possible que le potentiel de pression soit positif, lorsque la pression de l'eau du sol est supérieure à celle de la pression atmosphérique. Cela se produit lorsqu'on se trouve sous une surface d'eau libre, on parle alors de potentiel de submersion. La tension de succion du sol peut être exprimée en unités de pression ou en hauteur d'eau.

La teneur en eau correspondant à une succion matricielle donnée dépend ainsi essentiellement dans le premier cas de la géométrie des pores, soit de la structure du sol, et dans le second de sa texture.

La teneur en eau w_g et le potentiel de pression h varient simultanément. La relation existant entre ces deux paramètres constitue dès lors un élément essentiel de la description de la dynamique de la phase liquide en régime variable non saturé. Cette relation exprime les variations d'intensité des forces de capillarité et d'absorption en fonction de la teneur en eau. Ces forces dépendent de l'organisation de l'espace poreux du sol et de la surface spécifique de ses particules constitutives. La forme de la relation entre le potentiel de pression et la teneur en eau est une caractéristique spécifique au type de sol. Graphiquement, cette relation $h(w)$ est représentée par une courbe, dénommée courbe caractéristique d'humidité du sol. h est le potentiel matriciel, équivalent au potentiel de pression.

La FIG. 2.4 illustre ces dépendances. Dans la gamme des succions matricielles élevées, la teneur en eau reste plus importante dans un sol à texture fine, telle qu'un argile, alors que, dans la gamme des succions faibles, la teneur en eau d'un sol compact diminue moins rapidement que pour un sol comportant des pores de gros diamètre. La relation $h(w)$, déterminé expérimentalement par Brooks and Corey, 1964, joue un rôle capital dans la description des écoulements de l'eau en milieu non saturé. Le potentiel matriciel du sol augmente quand la teneur en eau

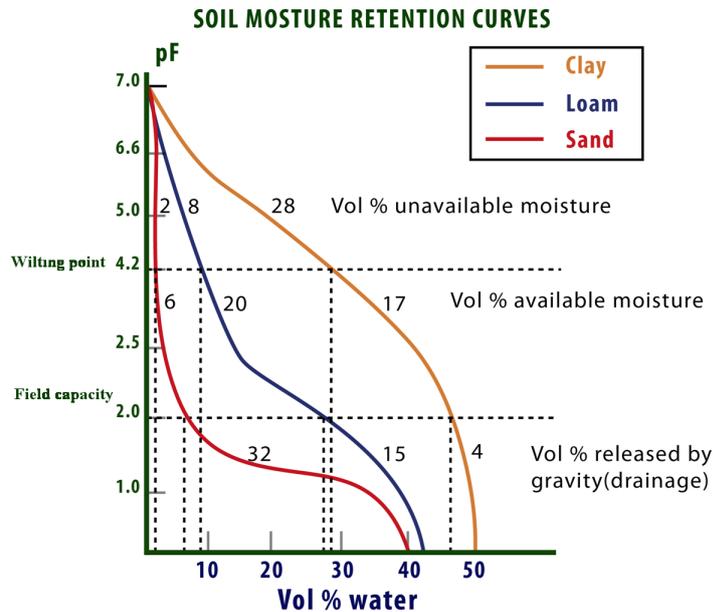


FIGURE 2.4 – Courbe de rétention d'eau (wilting point - le point de flétrissement ; field capacity - la capacité au champs).

diminue. Il est de l'ordre de 330 hPa, soit $pF=2,5$, pour la capacité au champ d'un sol limoneux.

2.2 Comment accéder à l'humidité du sol ?

Pour mieux comprendre les techniques d'estimation de l'humidité du sol nous allons présenter les différentes méthodes disponibles.

2.2.1 Mesures locales

Observer la répartition spatiale de l'humidité du sol à grande échelle par l'intermédiaire des mesures locales in-situ est une tâche assez difficile. Ce type d'approche locale est associé à la gravimétrie et consiste à utiliser des sondes qui permettent d'obtenir des données en continu. Ce type de données est assez précis mais n'est pas représentatif du milieu à plus grande échelle et n'est pas toujours cartographiable. Une échantillonnage dense est nécessaire pour atteindre une bonne précision ce qui est très coûteux et nécessite beaucoup de main-d'oeuvre. Dans le cas d'un sol dont les conditions de surface sont homogènes, ce type de données peut être considéré comme représentatif sur une grande surface. Cependant, étant donné la variabilité spatiale et temporelle du contenu en eau des sols, ce genre de données est utilisé pour avoir une estimation ponctuelle des valeurs in-situ et sert plus spécialement à étalonner les modèles de surface que nous allons aborder dans le prochain paragraphe.

2.2.2 Modélisation

La modélisation peut être utilisée pour prédire dans l'espace et le temps les variations de l'humidité du sol mais elle nécessite la connaissance d'autres paramètres estimés ou mesurés.

La modélisation hydrologique s'attache à prédire le partage de l'eau dans les différentes composantes du cycle (ruissellement, pluie, évapotranspiration etc. - Dooge et al., 1993). Pour estimer ces composantes, de nombreux modèles ont été développés.

Le niveau de complexité d'un modèle est lié à l'échelle spatio-temporelle que l'on cherche à obtenir ainsi qu'à la disponibilité des observations. Plus un modèle est complexe, plus le nombre de paramètres à fixer est important, et plus la disponibilité des observations devient critique pour une utilisation efficace et pertinente. Le choix de la complexité d'un modèle relève donc d'un compromis difficile entre d'une part le niveau de précision voulu et d'autre part, les contraintes liées à l'application (échelle spatio-temporelle) et à la disponibilité des observations. Ajouté à ces difficultés, les modèles sont limités par nature. Les processus ne sont donc plus représentés de manière explicite mais par des paramétrisations empiriques, ce qui rajoute des incertitudes sur les prédictions. En outre, les équations temporelles sont soumises à des problèmes de convergence. Des observations sont alors utiles pour contrôler de temps en temps la sortie des modèles et réajuster leur trajectoire. L'utilisation de modèles, quelle que soit leur conceptualisation, nécessite donc des observations, à la fois pour caler ses paramètres, et contrôler la trajectoire temporelle.

ISBA

De nombreuses études ont montré que l'état dynamique et thermodynamique de l'atmosphère, décrit par des modèles numériques, dépend des conditions à l'interface sol atmosphère. Des schémas de surface SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) ont donc été développés dans le but de modéliser les échanges de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement entre la surface hétérogène du sol et la couche atmosphérique qui la recouvre. Le modèle utilisé est SURFEX (surface externalisée - Le Moigne et al., 2009) et il a été développé au Centre National de la Recherche Météorologiques (CNRM) de Météo-France. Il regroupe tous les développements et les améliorations faites dans les modèles de surface, contenant quatre modules différents : ISBA (Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère), Mer et océan, TEB (Town Energy Balance) et les lacs (Flake).

Dans cette thèse, seul le module pour le sol et la végétation - ISBA (Noilhan and Planton, 1989) est utilisé. ISBA est un système SVAT qui décrit les échanges de chaleur et d'eau entre l'atmosphère, la végétation et le sol. Il a été largement validé sur des surfaces couvertes par de la végétation ou sur le sol nu (Mahfouf and Noilhan, 1991 ; Calvet et al., 1998).

Le module du sol dans ISBA peut être utilisé dans différentes configurations : 2-couches, 3-couches (ISBA-2L, ISBA-3L - avec force restored discrétisation) et diffusive (ISBA-DIF). De nouvelles possibilités comparées avec ISBA-2L ou 3L sont disponibles en utilisant ISBA-DIF : le calcul d'un profil vertical de la température, l'eau liquide et la teneur en glace sur un nombre de couches en fonction des besoins.

L'estimation de la diffusion de l'eau dans le sol est basée sur la loi de Darcy où le flux vertical d'eau est proportionnel au produit du gradient du potentiel matriciel et de la conductivité hydraulique.

$$F = -k \frac{\partial}{\partial z}(\psi + z) - D_{v\psi} \frac{\partial h}{\partial z} - K_d \quad (2.4)$$

où $D_{v\psi}$ est la conductivité de vapeur (Braud et al., 1993), K_d est un terme de drainage et k est la conductivité hydraulique ($m s^{-1}$). La conductivité hydraulique k ($m s^{-1}$) et le potentiel hydrique (ψ) (m) sont reliés au contenu en eau volumique à partir des relations de Brooks and

Corey, 1966 et Clapp and Hornberger, 1978 :

$$k = k_{sat} \left(\frac{w_l}{w_{sat}} \right)^{2b+3} \quad (2.5)$$

$$\psi = \psi_{sat} \left(\frac{w_l}{w_{sat}} \right)^{-b} \quad (2.6)$$

où b est la pente de la courbe de rétention de l'eau, k_{sat} (ms^{-1}) la conductivité hydraulique à saturation, ψ_{sat} (m) le potentiel hydrique à saturation, et w_{sat} ($m^3 m^{-3}$) la teneur en eau du sol à la saturation. Les valeurs des paramètres hydrauliques (b , k_{sat} , Ψ_{sat} et w_{sat}) ont été modifiées afin de prendre en compte les caractéristiques de la zone d'étude. Plus de détails sur la description du SVAT peuvent être trouvés dans Boone, 2000.

2.2.3 Télédétection

La télédétection englobe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour surveiller l'atmosphère et la surface des objets planétaires par des mesures effectuées sans contact direct. Elle consiste surtout en une mesure d'onde électromagnétique réfléchie ou émise par une cible. Ces mesures sont en général effectuées par un capteur situé sur un "vecteur". Ce vecteur peut être un mât (mesure au sol), un avion (mesures aéroportées), ou un satellite. Souvent un tel capteur est destiné à être embarqué sur un satellite et les versions sol ou aéroportées sont destinées à mettre au point les méthodes et appareils, à valider ou simplement à comprendre et modéliser sur des cibles bien contrôlées. Les images satellites permettent une large couverture continue mais n'informent que sur les premiers centimètres (suivant le sol et la longueur d'onde). Ces données nécessitent aussi des modèles pour obtenir les grandeurs géophysiques souhaitées.

2.3 L'humidité du sol par télédétection

La télédétection est une approche particulièrement adaptée pour obtenir des cartes d'humidité du sol aux grandes échelles. En hydrologie, ces instruments permettent donc d'étudier le cycle d'eau de façon globale, et d'aborder en même temps ses aspects de variabilité spatio-temporelle. Les satellites d'observation de la Terre se divisent en deux catégories : les géostationnaires qui se caractérisent par une orbite assez lointaine (36000 km) et équatoriale, et qui sont pratiquement fixes par rapport à un point au sol ; les satellites à défilement qui sont plus proches de la Terre (de 700 à 1000 km) et ont une orbite légèrement inclinée par rapport au plan méridien ce qui leur permet de tourner autour du globe en ayant par exemple une heure de passage constante (héliosynchronisme).

2.3.1 Le concept de télédétection

La télédétection est par définition une mesure à distance. Elle permet ainsi d'effectuer des mesures sur une surface élémentaire (le pixel) et donc d'obtenir une mesure représentative d'un milieu et non pas d'un point. Ce signal n'est autre qu'une énergie radiative qui se propage depuis une source émettrice jusqu'à l'instrument de mesure sous forme d'une onde électromagnétique, porteuse d'informations sur les propriétés physiques d'un objet que l'on tente de caractériser. Nous en définissons tout d'abord la nature ainsi que les propriétés physiques : longueur d'onde, polarisation, interaction avec la matière. Les instruments de mesure enregistrant un signal sous

forme d'une énergie radiative, nous tentons de montrer le lien entre celle-ci et l'onde électromagnétique. Nous introduisons alors le concept de domaine spectral et particulièrement celui des micro-ondes. Nous allons voir que pour ce domaine particulier, l'énergie radiative liée à une onde peut se ramener à une température de brillance dont les caractéristiques et le mode de calcul seront décrits.

2.3.2 Choix de la fréquence

Une **onde plane** est définie comme une onde dont l'amplitude est la même partout dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation. La description de la propagation d'une **onde électromagnétique** peut être dérivée en utilisant les équations de Maxwell. Comme son nom le suggère, une onde électromagnétique est composée de 2 champs, l'un électrique et l'autre magnétique, oscillants dans 2 plans perpendiculaires (FIG. 2.5).

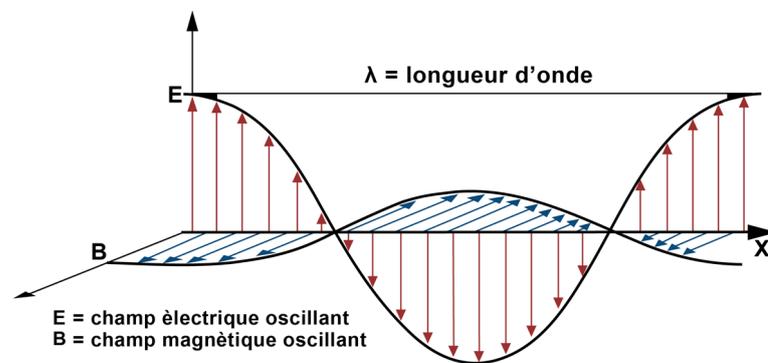


FIGURE 2.5 – Décomposition d'une onde électromagnétique : E, champ électrique ; B : champ magnétique. L'axe des x représente la direction de propagation de l'onde.

Elle est caractérisée par sa **longueur d'onde** λ (en mètre) qui est la périodicité spatiale des oscillations : la distance entre 2 maximums. On peut également la définir par sa **fréquence** f (en Hertz), soit le nombre d'oscillations en 1 seconde. Classées selon leur longueur d'onde (ou selon leur fréquence), ces ondes constituent un continuum, le **spectre électromagnétique**, illustré par la FIG. 2.6. Comme indiqué sur ce spectre, celles-ci sont regroupées en plusieurs domaines spectraux, comme le visible qui caractérise les longueurs d'onde comprises entre 0.38 et $0.78 \mu m$, ou encore l'Infra Rouge pour des longueurs d'onde entre $0.8 \mu m$ et $100 \mu m$. Le domaine considéré dans cette thèse est celui des micro-ondes, dont les longueurs d'onde sont comprises entre 0.3 et 100 cm, soit respectivement pour des fréquences entre 100 GHz et 0.3 GHz.

2.3.3 Polarisation de l'onde

Toute onde plane peut se décomposer en deux vecteurs orthogonaux entre eux et orthogonaux à la direction de propagation. La polarisation d'une onde électromagnétique caractérise l'évolution de son champ électrique E , vibrant dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation. Quand aucune direction dans ce plan n'est privilégiée, on dit que l'onde n'est pas polarisée, ce qui est le cas de la lumière du soleil ou du rayonnement du corps noir. Dès lors qu'une direction est favorisée alors l'onde est dite polarisée. C'est au cours du passage à une

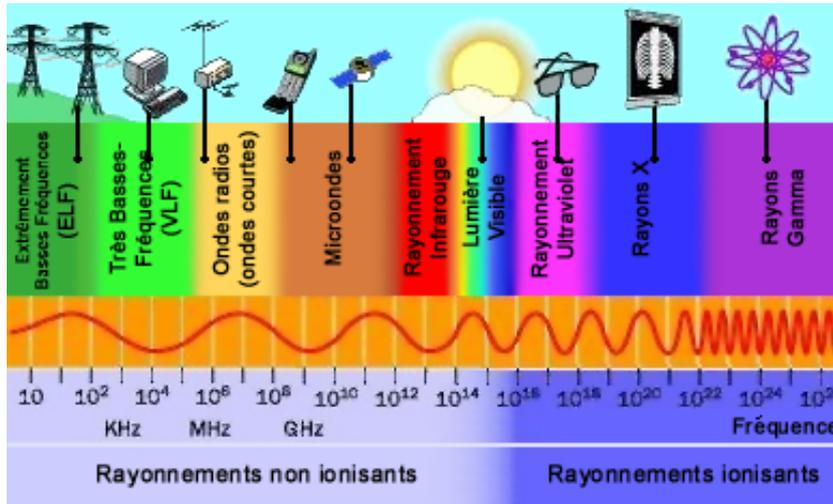


FIGURE 2.6 – Spectre électromagnétique © luxorion.

interface (comme par exemple entre l'air et l'eau) et au phénomène de réflexion, qu'une onde acquiert cet état particulier. Considérons une onde se propageant en direction d'une surface. On définit alors deux polarisations permettant de décrire cet état :

- la polarisation horizontale : \vec{E} est perpendiculaire au plan d'incidence (plan formé par le rayon incident et la normale à la surface). Cette composante est notée \vec{E}_H (ou dans certains cas E_{\parallel});
- la polarisation verticale : \vec{E} est parallèle au plan d'incidence. Cette composante est alors notée \vec{E}_V (ou dans certains cas \vec{E}_{\perp}).

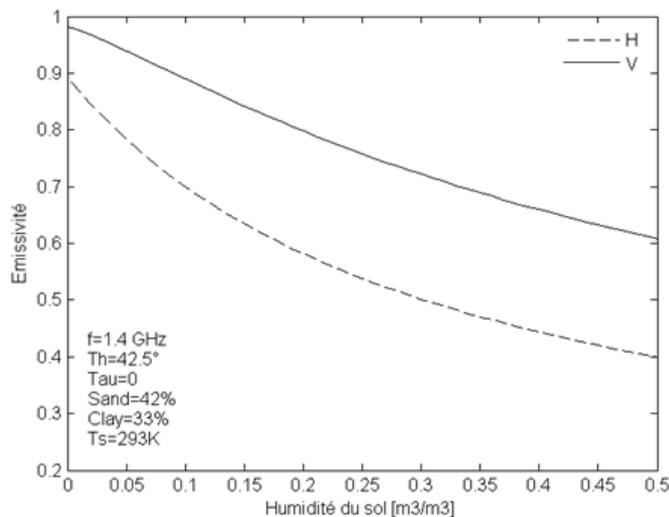


FIGURE 2.7 – L'émissivité en fonction de l'humidité du sol en polarisation horizontale (ligne en pointillés) et verticale (ligne continue) en utilisant le modèle L-MEB (L-band Microwave Emission of the Biosphere).

Bien que la magnitude de l'émissivité du sol soit légèrement inférieure en polarisation horizontale, la sensibilité aux changements d'humidité de surface est largement supérieure qu'en polarisation verticale (voir FIG. 2.7). Inversement, dans le cas d'une polarisation verticale, la sensibilité à la température de surface est plus grande.

2.3.4 La télédétection micro-onde

De nombreuses études ont montré que la télédétection micro-onde était la méthode de mesure la plus appropriée pour acquérir des informations concernant l'humidité du sol à l'échelle globale (Kerr et Njoku, 1990 ; Kerr, 2007 ; Njoku and Entekhabi, 1996 ; Wagner et al., 2007). Opérant à longueurs d'onde centimétriques, la télédétection micro-onde peut se faire avec des capteurs qui sont divisés en deux groupes selon leur mode de fonctionnement : **les capteurs actifs**, ceux qui fournissent leur propre source de radiation et contiennent donc un émetteur et un récepteur et **les capteurs passifs** qui sont simplement des récepteurs qui mesurent le rayonnement naturel émanant de la scène observée.

Un radiomètre micro-onde est un récepteur extrêmement sensible capable de mesurer les niveaux bas du rayonnement micro-onde. Quand on observe une scène (tel que le terrain) par un radiomètre micro-onde (par son faisceau d'antenne), le rayonnement reçu par l'antenne est partiellement dû à l'émission propre de la scène et partiellement dû au rayonnement réfléchi provenant des environnements (tels que l'atmosphère). Par le choix approprié des paramètres du radiomètre (longueur d'onde, polarisation et angle de vue), il est parfois possible d'établir des relations entre l'énergie reçue et les grandeurs géophysiques ou atmosphériques spécifiques d'intérêt.

Les micro-ondes présentent les caractéristiques de pénétrer l'atmosphère relativement mieux que les longueurs d'onde plus courtes (comme dans le domaine de l'optique). En effet les nuages et même parfois la pluie atténuent simplement le signal émanant de la surface au lieu de l'occulter complètement, sans qu'il soit aisé de quantifier les perturbations sinon même parfois de les détecter. Les mesures aux courtes longueurs d'ondes et dans l'infrarouge thermique sont contaminées par l'atmosphère, sans qu'il soit toujours possible de bien les corriger. De plus, en cas de ciel couvert il peut être impossible d'observer la surface terrestre.

Dans la FIG. 2.8 nous pouvons remarquer la sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres de surface. Les basses fréquences micro-ondes présentent un maximum de sensibilité à l'humidité de surface et un minimum de sensibilité aux phénomènes perturbateurs (biomasse, rugosité de surface, etc.). La fenêtre de 1,400-1,427 GHz de la bande L (0,39 -1,55 GHz) est réservée pour des applications radio astronomiques (pas d'émission humaine). Outre la sensibilité à la constante diélectrique, la bande L présente aussi d'autres avantages par rapport à des fréquences plus élevées :

- 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 $5 \text{ kg}\cdot\text{m}^2$ ce qui représente 65% de la surface terrestre. La profondeur de pénétration dépend aussi du contenu en eau de la végétation, de la densité de végétation et de la longueur d'onde utilisée.
- à cette fréquence, les nuages et la pluie sont pratiquement transparents.
- la sensibilité à la rugosité de la surface est réduite.

Dans cette thèse, nous avons opté pour l'utilisation de données satellites et plus particuliè-

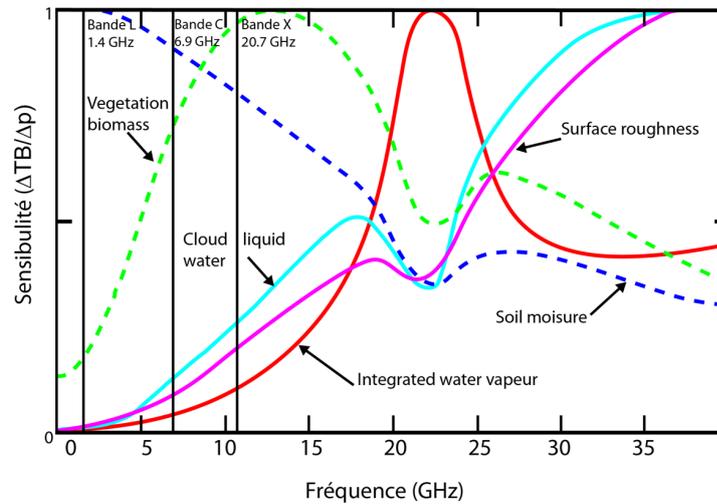


FIGURE 2.8 – Sensibilité de la température de brillance aux différents paramètres : humidité du sol, végétation, rugosité, vapeur d'eau et eau liquide en fonction de la longueur d'onde observée (Kerr, 1996).

rement celles obtenues par des capteurs passifs dans la gamme spectrale des micro-ondes. Le présent chapitre introduit les différents concepts associés à ces données, permettant de nous familiariser avec les grandeurs physiques utilisées en radiométrie micro-onde passive.

2.3.3.1. La radiométrie micro-onde passive

La théorie des micro-ondes passives a été décrite en détail par un certain nombre d'auteurs (Ulaby et al., 1982 ; Ulaby et al., 1986 ; Njoku et Kong, 1977). Cette section donne un bref aperçu de la théorie pertinente pour cette étude. La télédétection par micro-ondes passives est basée sur la mesure du rayonnement thermique de la surface de la Terre dans la bande des ondes centimétriques (millimétriques aussi), et est largement déterminée par la température physique et l'émissivité du corps rayonnant.

Le rayonnement thermique est émis par tous les objets possédant une température physique au-dessus du zéro absolu (0 K) ; c'est le rayonnement mesuré par la majorité des systèmes passifs. Une représentation théorique de l'émission thermique est donnée par l'équation de rayonnement du corps noir, décrit comme le corps idéal où toute l'énergie incidente est absorbée. Une cavité fermée avec des murs opaques à une température absolue T génère un rayonnement électromagnétique dans la cavité, et sa radiance spectrale est décrite par la loi du Planck. Le concept d'un émetteur parfait n'est que théorique pourtant, et les pertes par absorption dans un matériau réel réduit la radiance spectrale par rapport à celui de l'émission théorique du corps noir. On peut supposer qu'un matériau réel émet un pourcentage de l'émission du corps noir, le rapport des deux radiances donnant l'émissivité spectrale e_λ . Aux longueurs d'onde dans laquelle l'approximation de Rayleigh-Jeans est valide, l'émissivité peut aussi être exprimée comme le rapport entre la température de brillance TB [K] et la température réelle de la surface :

$$e_\lambda(\theta, \phi) = \frac{M_\lambda(\theta, \phi)}{M_\lambda^*(\theta, \phi)} = \frac{TB}{T} \quad (2.7)$$

Le température de brillance est couramment utilisée dans les micro-ondes passives. Elle représente la température du corps noir qui émet la même quantité d'énergie qu'un corps réel T à la même longueur d'onde λ .

La température de brillance mesurée par un radiomètre correspond à diverses contributions liées aux conditions de la surface et du milieu de propagation. Afin de déterminer la relative influence des différentes contributions il importe de disposer d'un modèle permettant de les quantifier. Le modèle va donc être paramétrisé en fonction des caractéristiques de la surface, de l'atmosphère et enfin des caractéristiques du radiomètre effectuant l'acquisition.

La constante diélectrique du sol

La constante diélectrique (ε) est une propriété électrique de la matière et est une mesure de la réponse d'un milieu à un champ électrique appliqué. La constante diélectrique est un nombre complexe ($\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$), composé d'une partie réelle (ε') et d'une partie imaginaire (ε''). La partie réelle résulte des caractéristiques de la propagation de l'énergie lors de son passage à travers le sol, tandis que la partie imaginaire détermine les pertes d'énergie (Schmugge et al., 1986).

Dans un milieu non homogène, comme le sol, la constante diélectrique complexe est une combinaison des constantes diélectriques individuelles de ses composantes (air, eau, pierre, etc.). Dans un milieu comme le sol, la constante diélectrique est principalement déterminée par le contenu en humidité, la température, la salinité, la texture, et la fréquence utilisée. La base de la télédétection micro-onde de l'humidité des sols résulte du grand contraste de la constante diélectrique du sol sec ($\varepsilon' = 4$) et de l'eau ($\varepsilon' = 80$) et les propriétés diélectriques des mélanges sol - eau ($\varepsilon' = 4-40$) et leurs effets sur le milieu naturel d'émission micro-onde dans le sol (Schmugge et al., 1986). La relation entre la constante diélectrique du sol et la teneur en humidité est presque linéaire, sauf à faible teneur en eau (voir ma modélisation dans la FIG. 2.9).

Cette non linéarité, en condition de sol relativement sec, est due aux forts liens électrostatiques qui se développent entre les surfaces des particules du sol et les couches minces de l'eau qui les entourent. Ces liaisons sont si fortes pour des niveaux d'humidité faible, que la libre rotation des molécules d'eau est empêchée. Cette eau est appelée eau liée. Par conséquent, dans un sol relativement sec, l'eau est étroitement liée et ne contribue guère à la constante diélectrique du mélange eau du sol. Plus l'humidité augmente, plus les molécules sont loin de la surface des particules et sont capables de bouger librement. C'est ce qu'on appelle la phase d'eau libre. L'influence de l'eau libre sur la constante diélectrique du sol augmente donc également.

Deux sols de composition texturale différentes peuvent présenter des relations très différentes entre la teneur en humidité du sol et de leurs constantes diélectriques respectives. Des sols avec une forte teneur en argile auront généralement une constante diélectrique plus faible par rapport aux sols sableux à la même teneur en humidité.

En bande L, l'humidité du sol près de la surface modifie la constante diélectrique du sol, ε , et donc $\Gamma_{\theta, pol}^{S*}$ en fonction de **la réflectivité de Fresnel** :

$$\Gamma_{\theta, H}^{S*} = \left| \frac{\cos(\theta) - \sqrt{\varepsilon - \sin^2(\theta)}}{\cos(\theta) + \sqrt{\varepsilon - \sin^2(\theta)}} \right|^2 \quad (2.8)$$

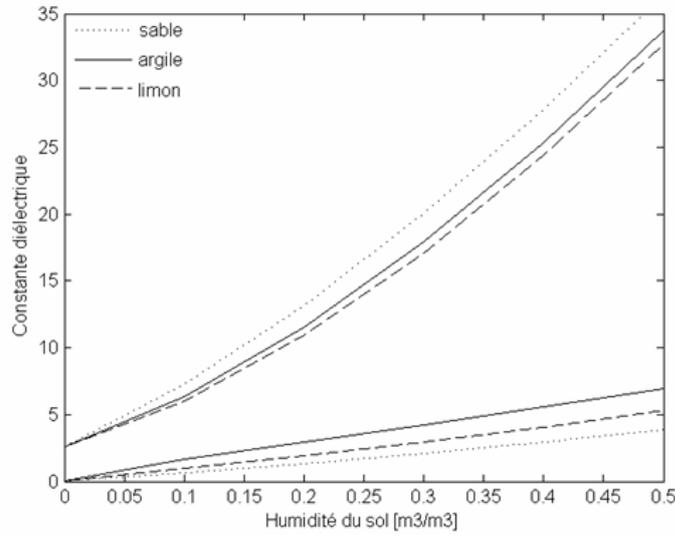


FIGURE 2.9 – Comparaison entre les constantes diélectriques modelisées pour des sols sableux, limoneux et argileux. La partie réelle est désigne par ϵ' et la partie imaginaire par ϵ'' .

$$\Gamma_{\theta,V}^{S*} = \left| \frac{\epsilon \cos(\theta) - \sqrt{\epsilon - \sin^2(\theta)}}{\epsilon \cos(\theta) + \sqrt{\epsilon - \sin^2(\theta)}} \right|^2 \quad (2.9)$$

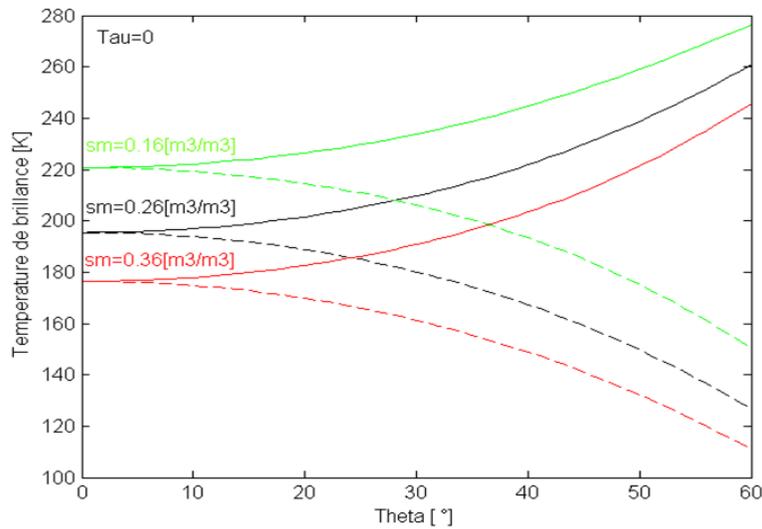


FIGURE 2.10 – La température de brillance modelisée en fonction de l'angle d'incidence Theta pour différentes valeurs d'humidité du sol (sm).

La constante diélectrique est une quantité difficile à mesurer sur le terrain. En outre, la reproduction des conditions précises de terrain dans des échantillons de sol réalisées en laboratoire rend difficiles les analyses de laboratoire de la constante diélectrique. En conséquence, la validation

des calculs théoriques est souvent assez difficile. Les modèles diélectriques qui sont couramment utilisés dans les calculs théoriques sont les modèles de Dobson et al., 1985, une version modifiée de ce modèle développée par Peplinski et al., 1995, le modèle de Mironov et al., 2004 et le modèle de Wang and Schmugge, 1980.

Les modèles diélectriques Dobson et al., 1985, Peplinski et al., 1995 et Mironov et al., 2004 ont été utilisés dans cette étude.

La rugosité

L'énergie micro-onde provient de différentes couches du sol, dont l'intensité diminue avec sa profondeur. La rugosité de surface augmente l'émissivité apparente des surfaces naturelles, ce qui est causé par augmentation de la diffusion en raison de l'accroissement de la superficie des surfaces émissives (Schmugge, 1985). La rugosité réduit la sensibilité de l'émissivité aux variations d'humidité du sol, et réduit ainsi la gamme d'émissivité mesurables pour des conditions de sol sec à humide (Wang, 1983). En outre, le chemin à travers l'atmosphère entre la surface et le capteur dépend de l'élévation et la pente de la surface émissive. Toutefois, cet effet n'est significatif qu'à des fréquences qui sont affectées par l'atténuation atmosphérique (> 10 GHz, Matzler et Standley, 2000).

La rugosité peut aussi modifier la sensibilité de l'émission en bande-L au changement dans l'humidité du sol. L'effet de la rugosité sur la température de brillance en polarisation horizontale à 1.4 GHz pour une gamme d'humidité des sols est illustré à la FIG. 2.11. Un changement dans les paramètres de rugosité 0 à 0.3 correspond à une différence de température de brillance d'environ 1-2 K pour un sol sec, à de plus de 10 K pour un sol saturé.

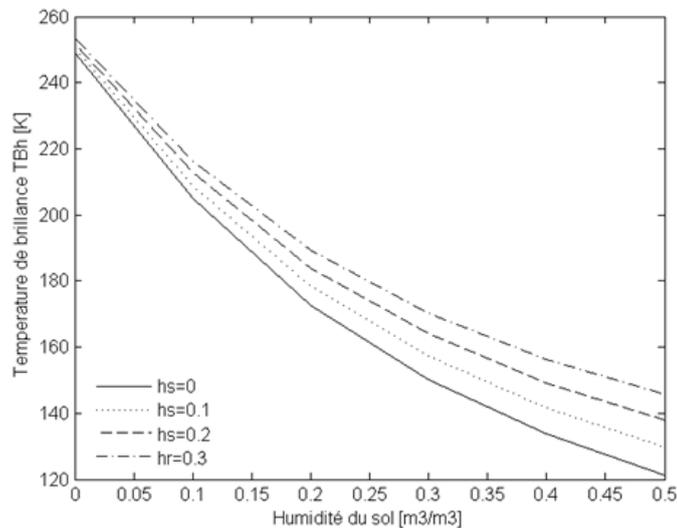


FIGURE 2.11 – La température de brillance modélisée en bande L en fonction de l'humidité du sol pour différentes valeurs du paramètre de rugosité h_{sol} . Le modèle de transfert radiatif utilisé est L-MEB.

La réflectivité d'une surface rugueuses $\Gamma_{\theta, pol}^S$, peut aussi être exprimée à travers une approche semi-empirique basée sur la réflectivité de Fresnel et deux paramètres de rugosité : h_{sol} et Q_{sol}

(Choudhury et al., 1979) ou trois paramètres : h_{sol} , Q_{sol} et NR_{sol} (Wigneron et al., 2001 ; Escorihuela et al., 2007) :

$$\Gamma_{\theta,pol}^S = [(1 - Q_{sol})\Gamma_{\theta,pol}^{S*} + Q_{sol}\Gamma_{\theta,pol}^{S*}]e^{-h_{sol}\cos(\theta)NR_{sol}} \quad (2.10)$$

Les effets de la végétation

Les effets de la végétation sur l'émission micro-ondes, mesurés au-dessus de la canopée, sont de deux ordres. La végétation absorbe ou diffuse le rayonnement émanant du sol, mais elle émet également son propre rayonnement. Dans les zones de couvert dense, le rayonnement émis par le sol est masqué, et l'émissivité observée est en grande partie celle de la végétation. L'ampleur de l'absorption par le couvert dépend de la longueur d'onde et de la teneur en eau de la végétation. Les longueurs d'onde les plus fréquemment utilisées pour la mesure de l'humidité du sol sont les bandes L et C ($\lambda \simeq 21$ cm et 5 cm respectivement). Cependant, la bande L permet de pénétrer la végétation ayant une densité plus importante. Bien que les observations à toutes les fréquences soient soumises à la diffusion et à l'absorption et exigent une correction si les données doivent être utilisées pour l'extraction d'humidité du sol, des longueurs d'ondes courtes sont particulièrement sensibles à l'influence de la végétation. Beaucoup des modèles empiriques ont été développés pour prendre en compte les effets de la végétation (Kirbyashev et al., 1979 ; Mo et al., 1982 ; Ulaby et al., 1986).

L-MEB et le modèle τ - ω

La gamme des micro-ondes est la partie la plus sensible du spectre électromagnétique pour permettre une estimation quantitative précise de l'humidité du sol en utilisant des expressions physiques tels que les modèles de transfert radiatif. Le modèle L-MEB est le résultat de l'application des équations de transfert radiatif à une couche de végétation dans laquelle la diffusion multiple peut être négligée. Le modèle τ - ω représente le module de la végétation de l'émission micro-ondes en bande L dans le modèle L-MEB (Wigneron et al., 2007). Le modèle considère qu'il y a des couches homogènes en équilibre thermodynamique (par exemple une couche de sol et une couche de végétation, FIG. 2.12. La température de brillance dépend principalement des propriétés du sol (humidité du sol, température, rugosité, texture) et des propriétés de la végétation (contenu en eau, température, géométrie de la plante, etc.). Les émissions atmosphériques et galactiques ont un minimum de contribution à la température de brillance.

L'équation 2.11 montre la forme générale de la température de brillance TB , représentée par la somme de i) l'émission du sol TB^S [K], ii) l'émission de la végétation TB^V [K], iii) l'émission due à l'interaction entre la végétation et le sol TB^{VS} [K], et iv) l'émission atmosphérique et galactique TB^{atm} [K]. θ est l'angle d'incidence et pol indique la polarisation qui peut être soit horizontale, soit verticale.

$$TB_{\theta,pol} = TB_{\theta,pol}^S + TB_{\theta,pol}^V + TB_{\theta,pol}^{VS} + TB_{\theta}^{atm} \quad (2.11)$$

La couche de sol qui contribue à la température de brillance varie selon les propriétés du sol, mais il est généralement admis que l'humidité du sol dans les premiers 0-5 cm montre la meilleure corrélation avec les émissions de micro-ondes en bande L (Wang, 1987 ; Raju et al., 1995). Si nous supposons l'absence de discontinuités des diélectriques dans le sol, la diffusion volumique du sol peut être négligée. La conservation de l'énergie à l'interface surface du sol - atmosphère conduit à une température de brillance donnée par l'équation 2.12, où $\Gamma_{\theta,pol}^S$ est la réflectivité

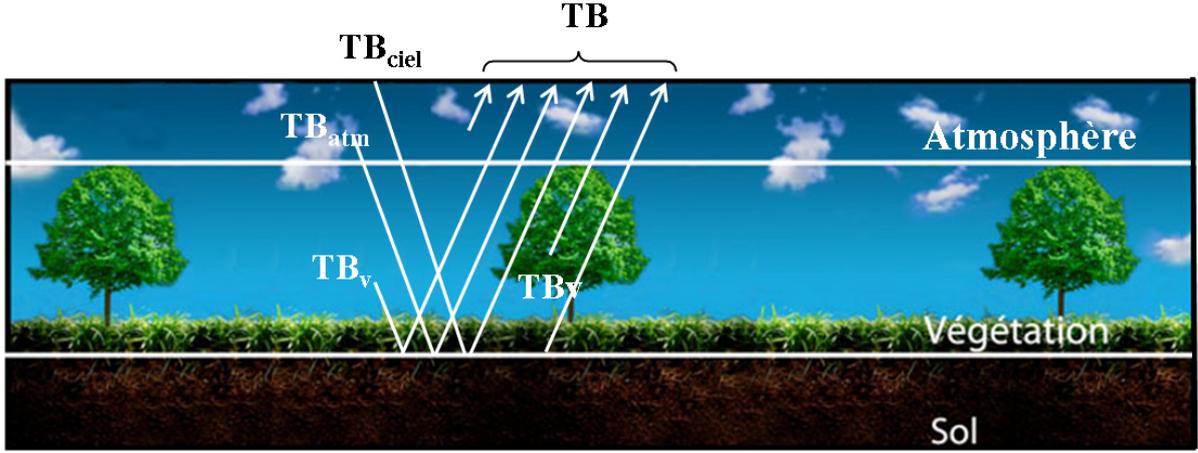


FIGURE 2.12 – Les différentes contributions à la température de brillance.

spéculaire du sol et T_S^E la température effective du sol [K].

$$TB_{\theta,pol}^S = (1 - \Gamma_{\theta,pol}^S) T_S^E \quad (2.12)$$

Toutes les équations peuvent être trouvées dans Mo et al., 1982. La température de brillance de la végétation $TB_{\theta,pol}^V$ donnée par le modèle τ - ω est formulée par l'équation 2.14, où $\gamma_{\theta,pol}$ est la **transmissivité** (équation 2.13) de la couche de végétation. Ici, T_V est la température de la végétation [K].

$$\gamma_{\theta,pol} = \exp(-\tau_{\theta,pol} / \cos \theta) \quad (2.13)$$

$$TB_{\theta,pol}^V = (1 - \omega_{\theta,pol})(1 - \gamma_{\theta,pol}) T_V \quad (2.14)$$

Dans l'équation 2.14, $\gamma_{\theta,pol}$ est une fonction qui dépend de l'**épaisseur optique de la végétation** τ , qui caractérise l'extinction à travers la canopée. L'épaisseur optique de la canopée τ est en fonction de la densité de la végétation et de la fréquence. Pour des fréquences inférieures à 10 GHz, elle a été définie comme étant une fonction linéaire dépendante du contenu en eau de la végétation. Les valeurs typiques de τ pour les cultures agricoles sont généralement inférieures à 1 (Mo et al., 1982).

Les calculs théoriques montrent que la sensibilité à l'humidité du sol des mesures de la température de brillance au-dessus du couvert végétal diminue avec l'augmentation de l'épaisseur optique et l'épaisseur de la canopée (Ulaby et al., 1986). Ceci est dû au fait que l'émission du sol est atténuée par la canopée. En plus, les émissions de la végétation de la canopée tendent à saturer le signal avec l'augmentation de l'épaisseur optique. Une transmissivité de 1 correspond à une profondeur optique de 0, indiquant un sol nu. À l'inverse, une transmissivité de 0 indique une épaisseur optique infinie, sans pénétration de l'émission du sol à travers la canopée.

L'épaisseur optique de la végétation τ a été liée à la teneur en eau de la végétation, $VWC \text{ kg m}^{-2}$ (Jackson and Schmugge, 1991; Van de Griend et Wigneron, 2004; Owe et al., 2001; Wigneron et al., 2006) au moyen d'un paramètre empirique, $b' \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$.

$$\tau_{\theta,pol} = b'_{\theta,pol} \cdot VWC \quad (2.15)$$

La géométrie des plantes et la canopée modifient l'épaisseur optique en fonction de l'angle d'observation et la polarisation utilisée, par conséquent b' dépend non seulement du type de végétation, mais aussi de la configuration de l'observation (Wigneron et al., 2004). Des études ont estimé pour la bande L, $b' \simeq 0.1$ à 0.3 sur les prairies (Jackson et al., 1982 ; Wang et al., 1990), et $b' \simeq 0.3$ si τ est liée à la teneur en eau des forêts (déduit par Ferrazzoli et al., 2002).

Les effets de la diffusion sont pris en compte par l'intermédiaire de l'albédo de simple diffusion ω qui représente la fraction de rayonnement perdue par les processus de diffusion et non absorbée par le système. L'albédo de simple diffusion ω varie en fonction de la géométrie de la végétation, et est déterminé de manière théorique et empirique. Des valeurs faibles ont été trouvées pour les cultures et les graminées ($\omega \sim 0.05$ à 0.1) (Jackson et al., 1982), mais elles peuvent être plus élevées pour des couvertures de végétation plus diffusives telles que les forêts (Ferrazzoli et al., 2002). Bien que ω représente théoriquement la diffusion directe seulement, ω doit être considéré comme un paramètre de diffusion efficace qui rassemble toutes les sources de diffusion tels que la diffusion multiple dans le couvert, les multiples diffusions entre la végétation et le sol, et la diffusion cohérente dans le couvert et avec le sol.

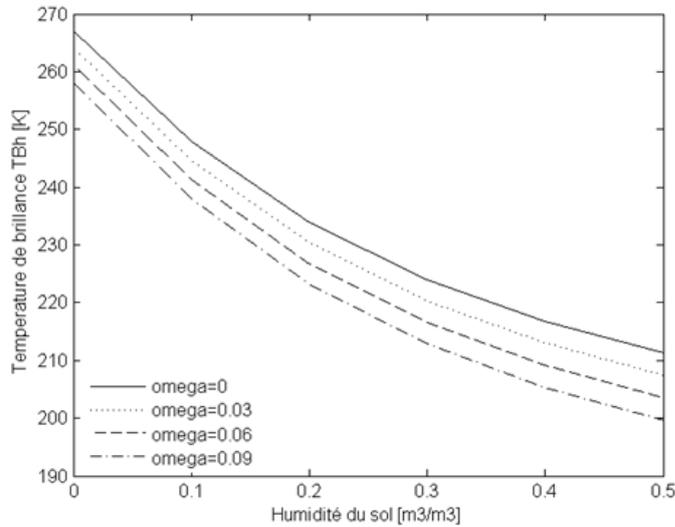


FIGURE 2.13 – Températures de brillance modélisées en fonction de l'humidité du sol pour différentes valeurs d'albédo de simple diffusion ω .

Le modèle τ - ω peut être finalement écrit comme :

$$TB_{\theta,pol} = (1 - \omega_{\theta,pol})(1 - \gamma_{\theta,pol})(1 + \Gamma_{\theta,pol}^S \gamma_{\theta,pol})T_V + (1 - \Gamma_{\theta,pol}^S) \gamma_{\theta,pol} T_S^E + TB_{\theta}^{atm} \Gamma_{\theta,pol}^S \gamma_{\theta,pol}^2 \quad (2.16)$$

Le modèle L-MEB peut aussi être paramétrisé en bande C (6.9 GHz) et X (10.7 GHz). Les deux modèles, C-MEB et X-MEB, utilisent exactement les mêmes équations que celles de L-MEB

pour le sol et la végétation. Dans le chapitre 6, en utilisant une approche similaire à celle du L-MEB, des températures de brillance en bande C (6.9 GHz) et X (10.7 GHz) seront présentées.

Atmosphère

Les effets atmosphériques sont très réduits dans le domaine des micro-ondes par rapport à ce que l'on peut rencontrer dans les courtes longueurs d'ondes. Le rayonnement électromagnétique émis par la surface du sol peut interagir avec l'atmosphère de deux façons avant qu'elle se propage à un radiomètre satellite. Ces interactions sont entre le rayonnement électromagnétique et 1) des gaz atmosphériques (principalement l'oxygène et de vapeur d'eau) et 2) des gouttelettes d'eau existantes dans les nuages et la pluie. Le mécanisme d'interaction primaire est celui de l'absorption d'énergie par l'atmosphère. Toutefois, pour les fréquences inférieures à 15 GHz, les effets sont assez petits, voir négligeables pour fréquences inférieures à 10 GHz.

2.4 SMOS

La mission satellite SMOS, proposée par le CESBIO (Centre d'études spatiales de la biosphère) et conduite par l'ESA (Agence spatiale européenne), le CNES (Centre national d'études spatiales) et le CDTI (Espagne) a été lancée le 2 novembre 2009 dans le cadre du programme « Earth explorer ». Cette mission permet de fournir, pour la première fois, des observations de l'humidité du sol au-dessus des masses continentales de la Terre et de la salinité des océans pour une période minimale de trois ans.

C'est une réponse aux besoins de la modélisation météorologique et climatique pour laquelle l'humidité du sol est une variable encore mal connue face à son implication dans le cycle de l'eau et les échanges Terre-océan-atmosphère.

2.4.1 Exigences pour les observations d'humidité du sol

- 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.

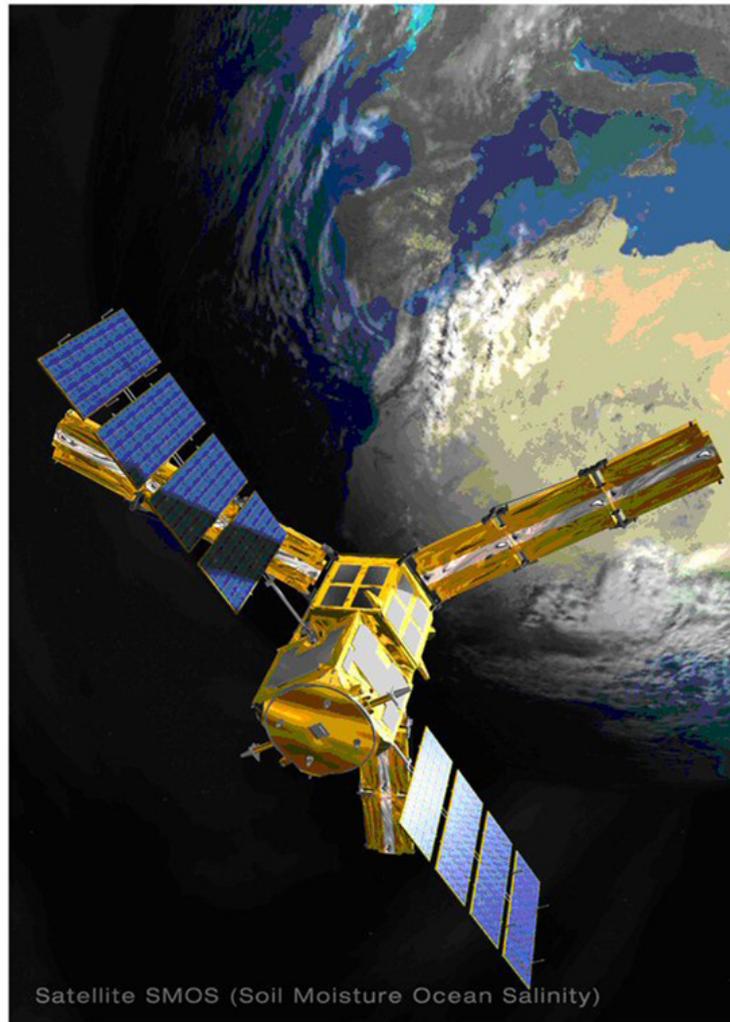


FIGURE 2.14 – SMOS : vue d'artiste © ESA.

2.4.2 Concept SMOS

Si les algorithmes d'inversion l'humidité de surface sont bien établis depuis plusieurs années, l'observation de la Terre à une certaine résolution spatiale se heurtait à des contraintes technologiques. En effet, la résolution angulaire θ d'une antenne dépend de son diamètre D et de sa fréquence λ ($\theta = \lambda/D$). Ainsi, plus la longueur d'onde d'observation est grande, plus l'antenne pour avoir la même résolution doit être grande. La résolution spatiale requise pour le travail en bande L rend inapplicable l'approche radiométrique classique, due aux limitations de taille de l'antenne. La solution adoptée est l'utilisation de l'interférométrie à synthèse d'ouverture qui fournit les performances exigées en termes de résolution spatiale et de sensibilité. Lorsque le satellite se déplace le long de son chemin orbital tous les pixels sont observés sous tous les angles de vues successifs et une image en deux dimensions est prise toutes les 1.2 secondes.

L'instrument SMOS est un interféromètre à synthèse d'ouverture qui fonctionne en polarisation double (ou polarisation totale) en bande L. L'instrument SMOS comporte 69 éléments

d'antennes distribués sur trois bras déployables (FIG. 2.14). 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 déplace, les surfaces sont observées sous différents angles de visée. La multi-angularité de SMOS permet d'explorer la signature directionnelle de la température de brillance.

2.4.3 Produits SMOS

Les différents produits SMOS sont illustrés et expliqués dans l'énumération ci-dessous. L'ensemble des éléments techniques des algorithmes peuvent être trouvés dans l'ATBD (Algorithm Theoretical Basis Document) - Kerr, 2007.

- **Données brutes** : Ce sont les données de la charge utile SMOS comprenant les données d'observation de l'instrument telles qu'elles sont reçues du satellite.
- **Niveau 0** : Ce sont les données de la charge utile SMOS obtenues après formatage des données brutes.
- **Niveau 1** : Au niveau 1, les températures de brillance sont reconstruites. Trois sous-niveaux de produit sont différenciés par une lettre : 1A, 1B et 1C. Le niveau 1C correspond à la température de brillance dans le repère de l'instrument.
- **Niveau 2** : L'algorithme d'inversion est appliqué. Le niveau 2 est un produit d'humidité du sol fourni par orbite selon la grille ISEA de l'ESA à 15 km d'échantillonnage.
- **Niveau 3** : Ce niveau correspond au ré-échantillonnage temporel des données accumulées. Il est calculé à partir des données de niveau 1B et contient des produits (journaliers, décennaires, mensuels) sur la grille EASE à 25 km développé au CATDS, segment sol du CNES.
- **Niveau 4** : La liste des produits potentiels de Niveau 4 est très vaste. Le CESBIO élabore des produits d'humidité du sol à une échelle spatiale plus fine grâce à la désagrégation. De plus, d'autres, tels que des indices de sécheresse ou de risque d'incendies et inondation sont par exemple envisagés.

2.5 Conclusion

La teneur en humidité du sol est très variable, tant du point de vue spatial que du point de vue temporel, en raison de l'hétérogénéité des propriétés du sol, de la topographie de la couverture terrestre ainsi que de la nature distribuée des précipitations et de l'évapotranspiration. Les propriétés physiques de l'humidité du sol ont été présentées pour arriver à quantifier l'humidité du sol afin d'améliorer notre connaissance des échanges sol-végétation-atmosphère. Les bases physiques de la radiométrie, qui s'avère être un outil important pour surveiller l'atmosphère et la surface des objets planétaires ont été aussi mises en oeuvre.

Cette partie a été l'occasion d'introduire ces notions fondamentales, essentielles pour la compréhension de la démarche développée. Dans les prochains chapitres, l'utilisation de ces notions sera présentée.

3

Zone d'étude Valencia Anchor Station - domaine expérimental et données

Sommaire

3.1	Présentation du site	33
3.2	Relief	35
3.3	Climat	35
3.4	Mesures sur le site	36
3.4.1	Type et texture du sol	37
3.4.2	Stations météorologiques	37
3.4.3	Mesures de végétation	40
3.4.4	Humidité du sol	40
3.4.5	Approches pour caractériser VAS	45
3.5	Conclusion	48

Le site Valencia Anchor Station (VAS) est un site instrumenté, destiné à permettre de simuler un pixel SMOS grâce à des nombreuses mesures (humidité de sol en surface et à différentes profondeurs, les observations météo, LAI, VWC, la rugosité, etc.). Ces mesures sont nécessaires pour l'exécution, l'étalonnage et la validation des modèles ou des algorithmes, notamment ceux nécessaires à évaluer quantitativement les données satellites et à les convertir en informations géophysiques. Les stations doivent être équipées de matériel pour les mesures à long terme pour des grandeurs de base (météorologiques et hydrologiques) et, en outre, pour des quantités qui ne sont pas facilement évaluées de façon opérationnelle par les stations météorologiques et hydrologiques.

3.1 Présentation du site

Dans de nombreux domaines géophysiques, les surfaces de la Terre vues par un satellite d'observation sont trop larges pour pouvoir être caractérisées par une mesure au sol (radiomètre) ou même par une mesure aéroportée. La grande taille des pixels des missions satellitaires (la résolution spatiale) telles que SMOS, introduit un certain nombre de questions scientifiques nécessitant un minimum de mesures in situ indépendantes représentatives de la zone vue par le

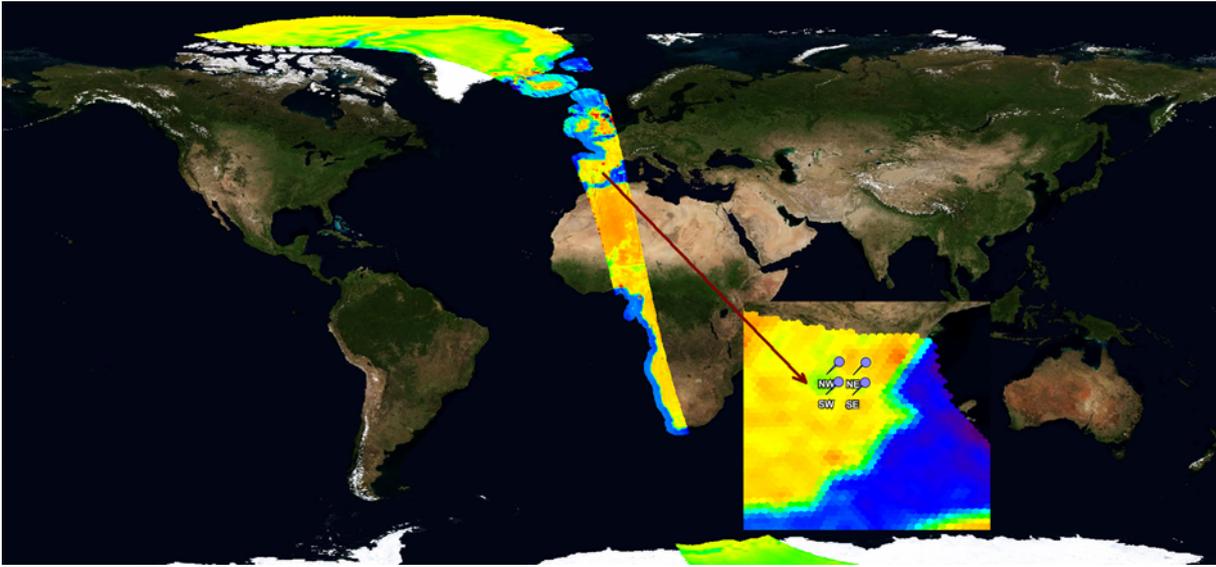


FIGURE 3.1 – Image agrandie du site expérimental Valencia Anchor Station sur une carte de températures de brillance SMOS pour une orbite ascendante et un angle d'incidence de 42.5° .

capteur étudié. Il est donc nécessaire de développer une méthodologie spécifique et effectuer des mesures in-situ précises et représentatives d'une grande superficie.

TABLE 3.1 – Coordonnées géographiques de la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$, $50 \times 50 \text{ km}^2$ et de $125 \times 125 \text{ km}^2$.

	$10 \times 10 \text{ km}^2$		$50 \times 50 \text{ km}^2$		$125 \times 125 \text{ km}^2$	
NW	1.345°W	39.624°N	1.698°W	39.684°N	2.564°W	39.799°N
NE	1.218°W	39.622°N	1.116°W	39.676°N	1.104°W	39.784°N
SE	1.220°W	39.523°N	1.128°W	39.225°N	1.134°W	38.659°N
SW	1.348°W	39.525°N	1.707°W	39.233°N	2.571°W	38.673°N

Dans le cadre de la mission SMOS, ce rôle est rempli par Valencia Anchor Station (FIG. 3.1), établi par l'Université de Valence en Décembre 2001, qui a comme principal objectif de caractériser une zone de référence dédiée principalement à l'étalonnage et à la validation des missions d'observation de la Terre à faible résolution. Les missions spatiales récentes telles que GERB (Geostationary Earth Radiation Budget), le EarthCARE (Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer), CERES (Coouds and the Earth's Radiant Energy System) ou SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), sont des missions caractérisées par une faible résolution spatiale qui nécessitent des zones homogènes pour l'étalonnage des capteurs et la validation des produits.

Le site VAS est défini dans la région naturelle du Plateau de Utiel-Requena à environ 80 km ouest de la ville de Valence ($39^\circ 34' 15'' \text{ N}$, $1^\circ 17' 18'' \text{ W}$, 813 m) et représente une zone relativement homogène d'environ $125 \times 125 \text{ km}^2$, dominée par les terres agricoles et la vigne. La zone d'étude contient d'autres écosystèmes représentatifs des régions méditerranéennes semi-arides et en particulier des arbustes appartenant à un grand nombre d'espèces. La zone contient aussi

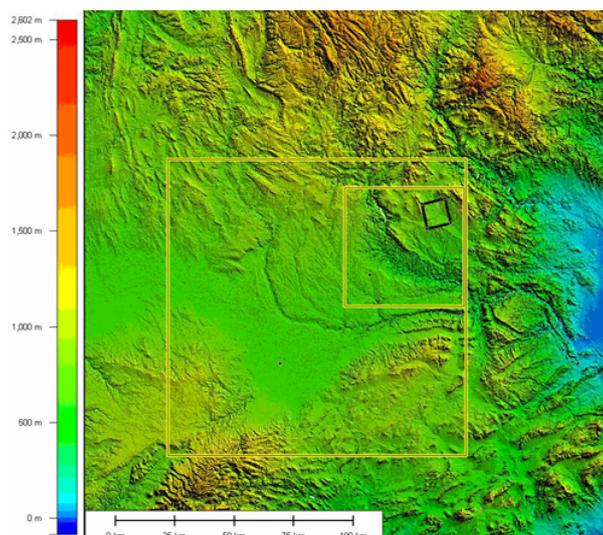


FIGURE 3.2 – Relief sur la zone de VAS. Les carrés représentent la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$, $50 \times 50 \text{ km}^2$ et $125 \times 125 \text{ km}^2$.

des pins ainsi que des vergers (oliviers et amandiers)(<http://www.uv.es/anchors>). Trois zones d'études ont été définies à l'intérieur du site : une zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ qui est la zone de contrôle et où la plupart des mesures in-situ sont effectuées, une zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ (correspondant à la taille d'un pixel SMOS) et une autre de $125 \times 125 \text{ km}^2$. Les coordonnées de ces zones sont fournies dans le TAB. 3.1.

3.2 Relief

Le site VAS représente une zone essentiellement plate (FIG. 3.2). Le relief est généralement composé de plaine (pente $<2\%$) et de régions légèrement ondulées ($8\% -15\%$), quelques régions montagneuses au Nord et Est et la rivière Cabriel dans les limites ouest et sud du plateau.

3.3 Climat

En dépit de son relief relativement plat, les petites variations d'altitude de la région ont clairement une influence sur le climat. Il oscille entre semi-aride dans les domaines des villes de Utiel et Caudete de las Fuentes et sec-sub-humide vers Villagordo del Cabriel (environ 16 km de Caudete de las Fuentes). La différence d'altitude entre les deux types de climat correspond à 800 m. La température moyenne annuelle varie entre 12°C (Villagordo del Cabriel) et 14.2°C (Caudete de las Fuentes).

La quantité de précipitation annuelle est comprise entre 396 mm (Utiel) et 451 mm (Caudete de las Fuentes et Villagordo del Cabriel). Les pics des précipitations sont observés au printemps (mai) et automne (octobre et novembre). La durée des périodes sans gel est similaire pour les trois villes, de mai à novembre. Les précipitations maximales sont au printemps et en automne. Dans la FIG. 3.4 nous avons représenté l'évolution mensuelle pendant une année pour les quatre

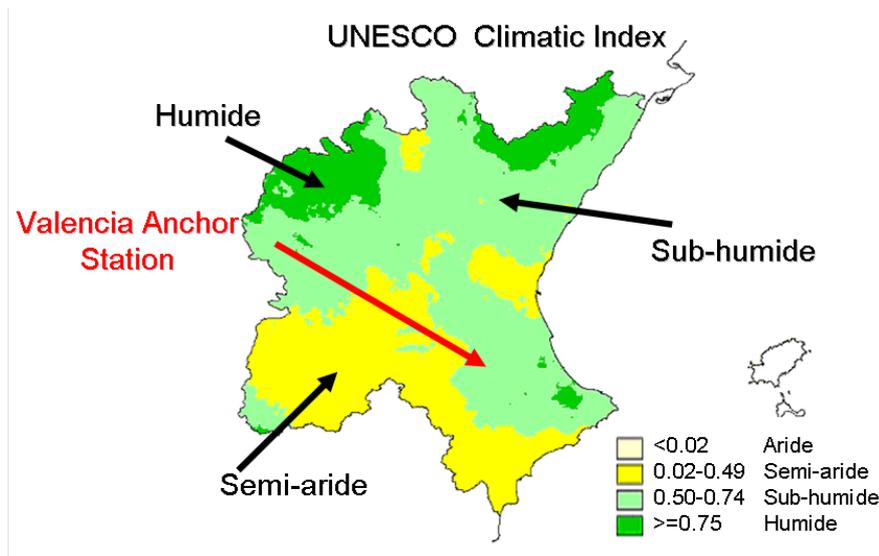


FIGURE 3.3 – La carte des principaux types du climat retrouvés dans la zone du VAS (UNESCO Climatic Index).

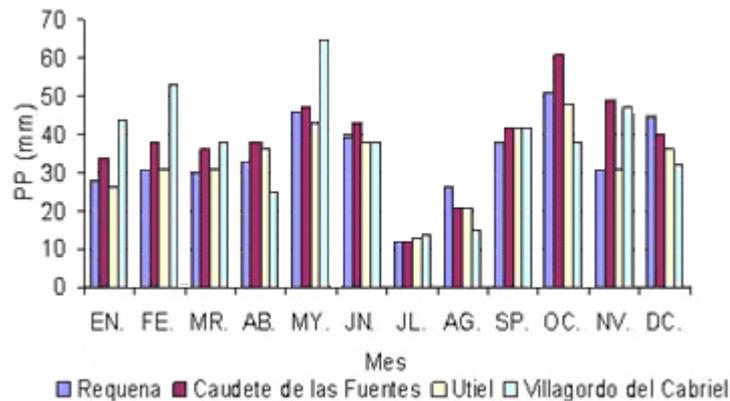


FIGURE 3.4 – Précipitations mensuelles moyennes dans différentes villes de la région (mm) : Requena, Caudete de las Fuentes, Utiel et Villagordo del Cabriel (Lopez-Baeza et al., 2008).

principales villes présentes sur la zone. On peut observer que, même si la zone est assez petite, les variations en termes de quantité de précipitation sont assez importantes.

3.4 Mesures sur le site

Valencia Anchor Station est caractérisé par un ensemble d'instruments conventionnels pour la mesure des paramètres météorologiques ainsi que des instruments pour des mesures au sol. En plus des mesures continues qui ont lieu sur le site, différentes campagnes de mesures au sol et aéroportées ont eu lieu. Le but de ces campagnes était d'aider à la préparation des sorties opérationnelles des produits d'humidité du sol SMOS générés par les équipes de validation. Dans

cette partie nous allons présenter les mesures/campagnes qui ont eu lieu sur le site.

3.4.1 Type et texture du sol

Les types de sols montrent peu de variabilité (Haplic et pétrocalcique Calcisols). Ils ont une faible teneur en matières organiques et l'utilisation du sol est principalement différenciée en fonction des types de végétation présents sur la zone. Dans le domaine de VAS la texture du sol est un paramètre qui dépend principalement de la lithologie (Lopez-Baeza et al., 2008). Une carte précise représentant la répartition spatiale de l'argile, du sable et du limon (Millan-Scheiding et al., 2008) à 100 m de résolution portant sur toute la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ est disponible. Plus de détails sur l'utilisation de cette carte seront présentés dans le Chapitre 5. La classification de la texture est faite selon 23 catégories principales.

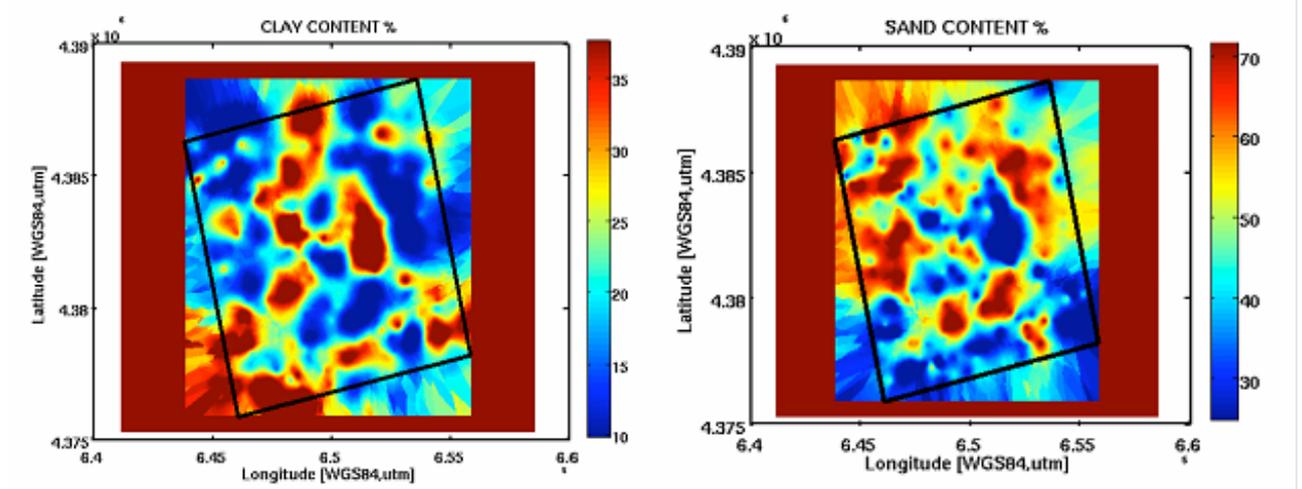


FIGURE 3.5 – Cartes de texture du sol pour la zone $10 \times 10 \text{ km}^2$ (Millan-Scheiding et al., 2009).

Durant une campagne intense de mesures sur la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$, une quantité importante de mesures ponctuelles dans différentes parcelles réparties dans toute la zone a été effectuée. La densité apparente du sol, le pourcentage des matières organiques ainsi que la texture du sol ont été déterminés. Ces analyses ont donné lieu à des cartes de texture du sol plus approfondies et plus exactes (résolution de 10m), qui permettent de mieux comprendre la répartition des sols et fournissent des données d'entrée plus précises pour la modélisation (Millan-Scheiding et al., 2009)(voir FIG. 3.5).

3.4.2 Stations météorologiques

Comme le montre la FIG. 3.6, 22 stations sont présentes et inégalement réparties sur cette zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$. Il y a plusieurs types de stations : quatre stations sont complètes, et leurs données sont collectées avec une fréquence élevée (inférieures à 30 min). Elles sont représentées en bleu sur la FIG. 3.6. Ces stations (automatiques) mesurent : les précipitations, la température de l'air, l'humidité relative, la pression atmosphérique, la direction et la vitesse du vent et les radiations solaires. Sept autres stations automatiques (représentées en rouge sur la FIG. 3.6)



FIGURE 3.6 – Localisation des stations météorologiques dans la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$.

mesurent les précipitations avec un pas de temps très fin (5 min). Enfin, 37 stations, dont 10 dans la zone, mesurent la quantité de précipitation, mais qu'avec un pas de temps journalier. Ces stations sont représentées en bleu clair lorsqu'elles ne mesurent que les précipitations ou en vert lorsqu'elles mesurent les précipitations et les températures min et max journalières.

Le TAB. 3.2 présente toutes les stations météorologiques disponibles dans la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$. La période dont celles-ci sont disponibles, la fréquence dont ces données sont mesurées ainsi que le type des données sont aussi détaillés.

TABLE 3.2 – Récapitulatif des stations météorologiques, la période, la fréquence ainsi que les types (précipitation, température, pression, humidité relative, vent et radiation) des données disponibles dans le zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$. Le "X" désigne le fait que les données sont disponibles dans la station météorologique correspondante.

Stations météorologique	Période		Fréq.	Données disponibles						
	Début	Fin		Précip.	Temp.	Pres.	Hum. relative	Vent	Radiation	
CONTRERAS	01/01/2004	31/12/2010	5 min	X	X	X	X			
CAMPO ARCIS	01/01/2004	31/12/2010	30 min	X	X	X	X		X	
CERRITO REQUENA	01/01/2004	31/12/2010	30 min	X	X	X	X		X	
VAS	01/01/2004	31/12/2010	10 min	X	X	X	X		X	X
CERRO DEL AGUILA	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
CAUDETE DE LAS FUENTES	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
GRAJA DE INIESTA	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
VILLAMALEA	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
CAMPORROBLES COOP.	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
CASAS DE VES, H.S.	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
CASAS IBANEZ	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
CAUDETE DE LAS FUENTES 1	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
MINGLANILLA	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
PRESA DE CONTRERAS	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
REQUENA	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
REQUENA CAMPO ARCIS	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
REQUENA LA PORTERA	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
UTIEL	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X			X		X	X
UTIEL (LA CUBERA)	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X			X			
UTIEL C.H. JUCAR	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
VENTA DEL MORO C H J	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
VILLAMALEA 1	01/01/2004	31/12/2010	1 d	X						
MELBEX	06/03/2008	31/12/2010	10 min	X			X		X	X

3.4.3 Mesures de végétation

Les mesures de végétation réalisées ont donné : la fraction de la couverture végétale (FVC), l'indice de la surface foliaire (LAI) et le contenu en eau de la végétation (VWC). Elles ont permis de déterminer les dynamiques temporelles pour les principales classes de végétation présentes sur le site.

Les mesures de LAI pour le matorral (type de végétation méditerranéenne relativement aérée, reconnaissable notamment à la présence de chênes de petite taille, d'oliviers, d'arbousiers, etc.) varient entre $\sim 1-2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ pour le matorral basse et moyen, $3 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ pour le matorral haut et $2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ pour les vergers. Pendant une campagne de mesure intensive, une carte très détaillée de la végétation (générée à l'échelle 1 : 2000) sur la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ a été obtenue. Cette carte montre une importante diversité d'espèces de végétation. Les principales cultures sont la vigne, amandiers, oliviers, forêts de conifères, arbustes matorral et quelques zones de culture céréalière.

Aussi, en utilisant des mesures et informations in situ ainsi que des images satellitaires (MODIS/MERIS), une méthodologie a été développée afin d'estimer ces paramètres biophysiques (NDVI, FVC, LAI, VWC) à des résolutions spatiales moyennes (250 - 500 m) sur une surface plus importante (FIG. 3.7). La société ECOLAB (www.eolab.es) a obtenu ces produits de végétation en utilisant les réflectances de surface dérivée d'images MODIS (MODIS09A1 produits (v1.1), 500 m de résolution, de 8 jours par maille). Le LAI a été obtenu en utilisant une relation semi empirique Roujean et Lacaze (2002) alors que FVC a été dérivé en utilisant le produit NDVI et l'algorithme du Gutman and Ignatov (1998).

3.4.4 Humidité du sol

Un réseau de capteurs automatisés pour la mesure d'humidité du sol (sondes capacitives) a été conçu et est actuellement en cours d'exploitation. Ces stations de mesure d'humidité du sol ont été placées sur les plus importantes unités physio hydrologiques définies dans la zone de contrôle de $10 \times 10 \text{ km}^2$ afin de permettre une ample caractérisation du site. La zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ a été choisie afin de permettre un suivi et un contrôle régulier des instruments. Cette zone a été divisée en zones élémentaires ayant la végétation, la topographie, la lithologie et le type de sol identiques. Cano et al., 2007 ont montré que l'humidité de sol est relativement constante à l'intérieur de chaque zone élémentaire et différente entre deux zones distinctes. Ainsi nous pouvons obtenir une valeur représentative d'une zone élémentaire en réalisant une seule mesure à l'intérieur de cette zone. Il est évident que cela a permis d'utiliser un nombre de sondes réduit pour surveiller la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$.

Typiquement, nous avons considéré trois types de zones (FIG. 3.8) : avec des vignes, avec vergers et avec matorral. La position ainsi que le nombre des sondes ont été déterminés conjointement par le type de sol et sa végétation. Ainsi, 12 sondes ont été distribuées sur toute la zone comme suit : 5 sondes dans les zones de vigne (V1 à V5), 4 sondes dans les zones matorral (M1 à M4) et 3 sondes dans les vergers (T1 à T3).

Pour permettre une meilleure compréhension du comportement de l'humidité du sol à l'échelle de $10 \times 10 \text{ km}^2$, chaque capteur représentatif des différentes unités homogènes sera présenté.

Dans un premier temps nous allons décrire les deux principales campagnes qui ont eu lieu sur le site (notées M1 et M2 dans la FIG. 3.8). Ces campagnes, réalisées sur 1) une zone couverte

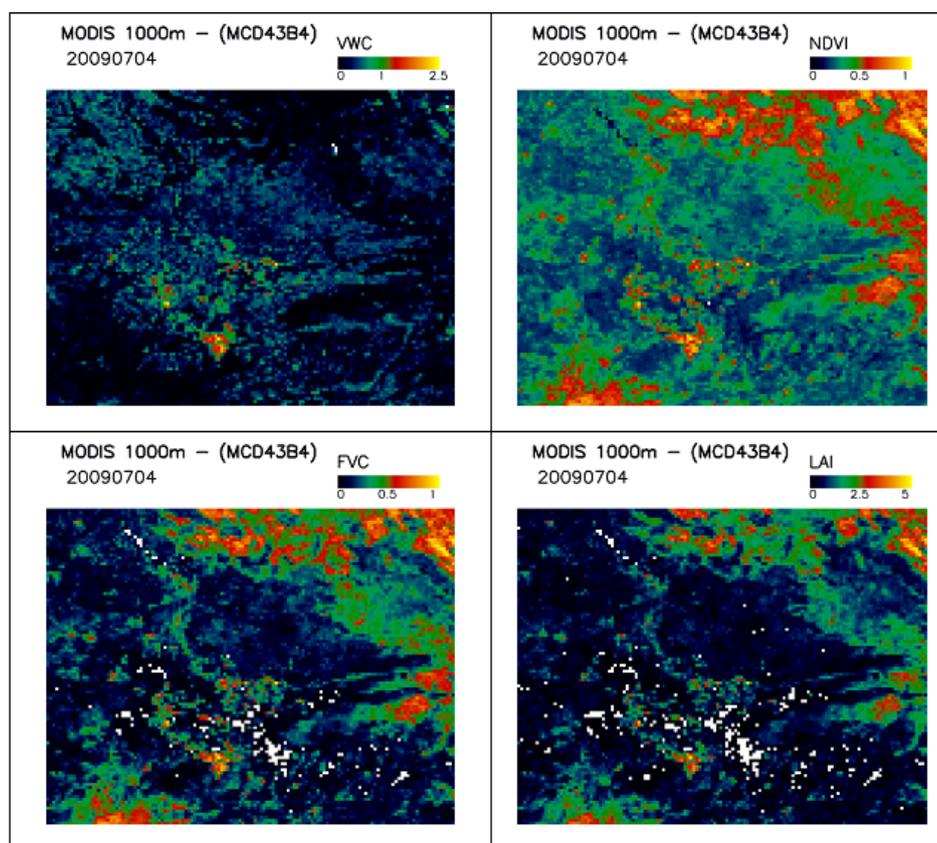


FIGURE 3.7 – Les produits de WWC (en haut à gauche), NDVI (en haut à droite), FVC (en bas à gauche) et LAI (en bas à droite) sur la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ fournis par la société ECOLAB.

d'arbustes et 2) une zone couverte de vignes, ont été effectuées pour rendre pleinement compte de l'humidité des sols sous différentes conditions météorologiques et pour différents stades de croissance de la végétation.

La campagne Melbex 1

La première campagne, Melbex 1 (39.553° N , 1.273° W), a été réalisée entre juin 2005 et janvier 2006. Elle a eu pour but d'observer l'émission de la surface des arbustes méditerranéens (Cano et al., 2010). Le sol a été caractérisé comme sableux, avec une texture composée de 47% de sable, 38% limon et 15% d'argile. La végétation est bien adaptée aux conditions de sécheresse en été et à des conditions de gel en hiver. La biomasse de la végétation souffre de légères variations tout au long de l'année car généralement elle ne pousse pas plus d'un mètre de haut et sa distribution est aléatoire. Les mesures d'humidité du sol ont été effectuées à l'aide des sondes capacitatives en 12 points toutes les 10 minutes pour les 5 premiers cm du sol. Elles ont été aléatoirement réparties sur la zone d'étude et ont été placées à la fois sur le sol nu et sous les arbustes. Les sondes ont été étalonnées dans des conditions de laboratoire à la fin de l'expérience en utilisant le même type de sol afin de convertir correctement les valeurs de tension mesurées en humidité des sols volumétrique (m^3/m^3). Ces données ont été utilisées afin d'étalonner un

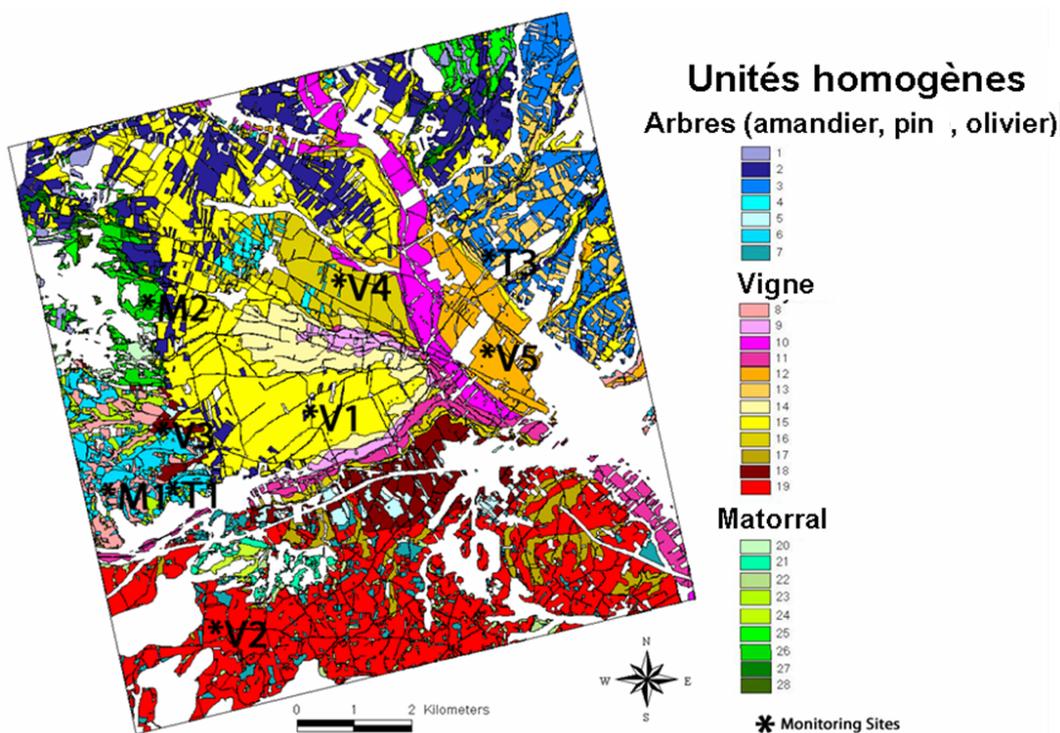


FIGURE 3.8 – Principales zones de végétation homogènes à l'échelle de $10 \times 10 \text{ km}^2$.



FIGURE 3.9 – Image de la plus proche station météorologique du site où la campagne de mesures Melbex 1 a eu lieu (à gauche) ainsi que le type de végétation dominant - matorral (à droite).

modèle de surface. Le chapitre 4 présente plus en détail leur utilisation.

La campagne Melbex 2

La deuxième campagne, Melbex 2 (39.526° N , 1.288° W), a été réalisée entre avril 2007 et décembre 2007. Son but a été d'observer les émissions de surface des vignobles (Cano et al., 2008). Le sol est caractérisé comme limono-argilo-sableux, avec une texture composée de 45% de sable, 29% limon et 26% argile. Comme dans l'expérience précédente, les mesures de l'humidité du sol ont été effectuées dans différents points représentatifs toutes les 10 min en utilisant les mêmes sondes capacitatives. Dans la zone visée par ces mesures, le sol a été labouré au moins 3 fois au cours de la période de croissance des vignobles.



FIGURE 3.10 – Image avec la localisation de deux sondes utilisées pour les mesures d’humidité du sol pendant la campagne de mesures Melbex 2 (à gauche) ainsi que le type de végétation dominant (la vigne) pendant sa période de croissance (à droite).

Au cours d’une expérience effectuée sur la même zone fin mai 2009, différentes mesures en utilisant des sondes capacitatives ont été effectuées. Sur plusieurs rangées de vignes, cinq tronçons de mesures d’humidité du sol ont été faits pour chaque rangée : pour chaque pied de la vigne et après 1/3, 2/3 et 3/3 entre deux rangées. Les 1/3 et 3/3 sont les tronçons représentatifs de l’endroit où les roues du tracteur passent quand le sol est labouré. 2/3 représente le tronçon au milieu des deux rangées. Le passage du tracteur entre les rangées a provoqué une croûte au niveau de la surface du sol, induisant des niveaux d’humidité augmentés par rapport à d’autres endroits. Plus le passage des roues du tracteur est marqué, plus le taux d’humidité dans le sol pour les premiers 5 cm est important. En effet, le sol est assez poreux à la surface, favorisant l’évaporation de l’eau. A mi-distance entre les rangées de vigne l’humidité du sol se situe dans la même fourchette qu’au pied de la vigne. Cependant, dans le premier cas l’humidité du sol que nous avons mesurée a un comportement beaucoup plus homogène le long de notre transect (une dizaine de mètres).

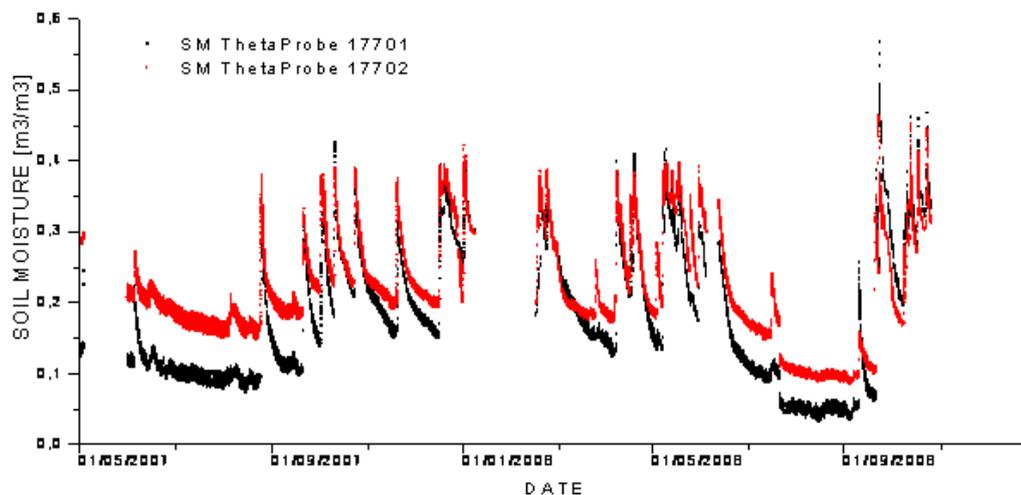


FIGURE 3.11 – L’évolution de l’humidité du sol en utilisant deux sondes situées en différentes localisations : la sonde 17701 est situé au pied de la vigne et la sonde 17702 sur le sol nu.

Au cours et après l'expérience Melbex 2, deux sondes ont été laissées sur le site afin d'étendre la période de mesure sur une longue période de temps. Une sonde est placée sous un pied de la vigne et la deuxième sur le sol nu. La FIG. 3.11 présente la comparaison entre les deux sondes. Des différences assez significatives entre les deux mesures peuvent être observées. En hiver, quand il y a peu de végétation, les amplitudes et les niveaux d'humidité du sol sont comparables. Pas contre, dès que la végétation commence à se développer, les deux sondes indiquent des taux d'humidité assez différents. En effet, l'interception de la végétation est assez importante, certains événements pluvieux avec faible intensité ayant peu d'influence sur l'humidité du sol. Etant donné que le sol est généralement couvert par la végétation, la sonde située au pied de la vigne a été choisie comme étant représentative de la zone.

Les sondes M1 et T1

D'autres sondes ont été installées dans la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$, représentatives de différents types de sol ou différents types de végétation. La FIG. 3.13 présente l'évolution des sondes M1 et T1 pour l'année 2008. Beaucoup des valeurs se sont avérées manquer sur ces deux capteurs, ce qui a rendu impossible l'utilisation de ces données pour l'étalonnage ou la validation des modèles de surface.



FIGURE 3.12 – Image avec la localisation des mesures ainsi que les types de végétations présentes pour les stations M1 (à gauche) et T1 (à droite).

La sonde V1

Un autre capteur (V1) a été placé dans une autre zone couverte de vigne. Cette zone diffère de la zone Melbex 2 par son type de sol, sa texture et la présence de cailloux de différentes dimensions. La FIG. 3.15 présente l'humidité du sol pour 2008. Dans ce cas également, les données d'humidité sont souvent manquantes. Pendant l'été, on observe une forte diminution de l'humidité du sol jusqu'à des valeurs atteignant 0.03%. Ceci correspond à une période assez sèche en Espagne. On a pu noter qu'un événement pluvieux mesuré par la sonde n'a pas été mesuré par la station météo située à 2 km, et que l'humidité mesurée a vite diminué. En rouge nous avons entouré des phénomènes non totalement élucidés. Au début de l'année (de janvier à février) la forte présence des données manquantes n'as pas permis l'utilisation de ces données. De surcroît, l'évolution ne peut pas être validée car, une fois remise en fonction, la sonde a besoin d'une période d'adaptation pour l'obtention des mesures fiables. La deuxième période, de fin juin à septembre, est plus difficile à expliquer car le signal ne peut pas faire un saut instantané de 0.1 à $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Les données ont été utilisées pour valider le modèle de surface mais avec précaution pour les périodes comme celles illustrées ci-dessus et pour lesquelles on peut avoir des doutes.

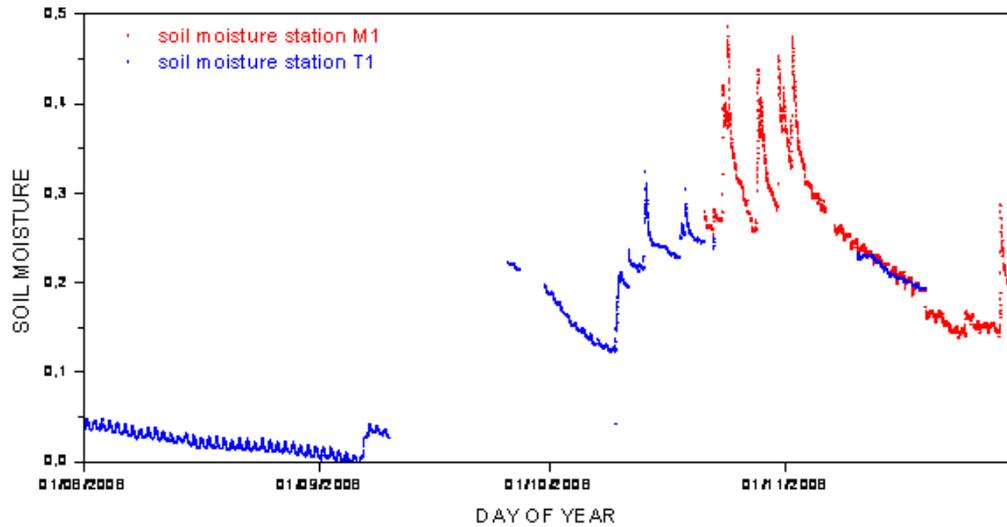


FIGURE 3.13 – L'évolution d'humidité du sol enregistré avec les sondes M1 et T1 pour l'année 2008.



FIGURE 3.14 – Image avec la localisation des mesures ainsi que les types de végétations présentes pour la station V1.

3.4.5 Approches pour caractériser VAS

La grande taille, non seulement de toute la région, mais aussi du pixel de référence, fait qu'il est nécessaire d'étudier en détail l'influence du changement d'échelle. Ceci permet de comparer les mesures en provenance de différentes sources à des échelles différentes (mesures ponctuelles, des observations aéroportées, acquisitions à résolution spatiale satellitaire différente etc.) et donc d'établir des critères pour l'agrégation et la désagrégation et d'obtenir des moyennes représentatives sur des zones plus étendues. La FIG. 3.16 montre les différentes approches et études faites sur VAS afin de la caractériser avec le plus de détail possible.

Dans le cadre d'une campagne terrain, un très vaste échantillonnage des mesures d'humidité du sol sur plusieurs jours a été réalisé par l'équipe de VAS (FIG. 3.17). Cette campagne a recueilli environ 2×10^4 mesures en utilisant des sondes capacitives et environ 3000 cylindres par jour pour estimer l'humidité de sol représentative sur une profondeur de 0-6 cm. La zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ a été divisée en différentes parcelles et les données volumétriques d'humidité du sol étaient obtenues.

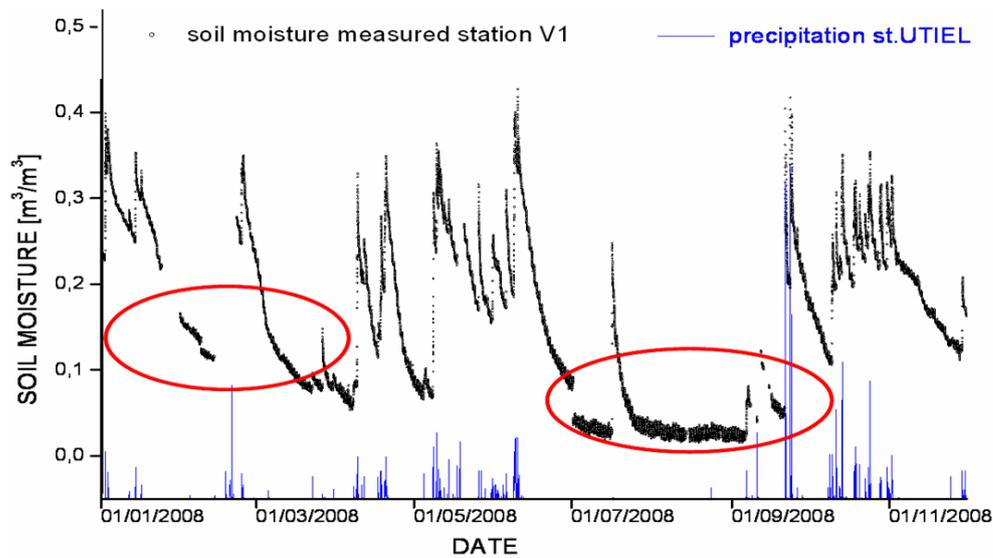


FIGURE 3.15 – L'évolution d'humidité du sol enregistrée avec la sonde V1. En rouge sont entourées les périodes dont les mesures sont soit manquantes soit ont une évolution inattendue.

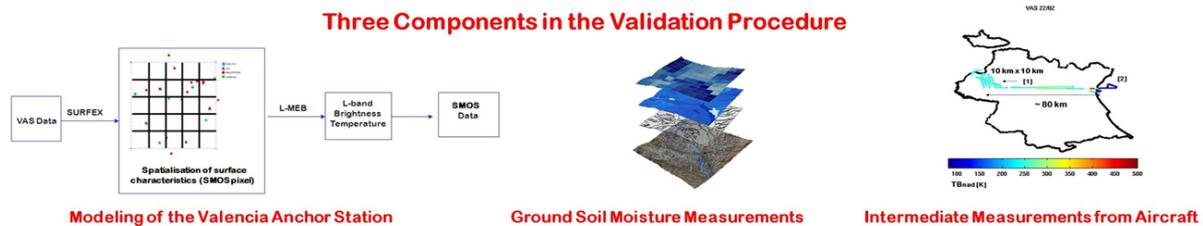


FIGURE 3.16 – Méthodes pour caractériser le site VAS.

nues par le biais des sondes capacitives ainsi que des échantillons de sols prélevés dans chaque cas.

Cartes des humidités du sol mesurées in situ

Des cartes d'humidité du sol sur la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ ont été générées par Millan-Scheiding et al., 2009 (voir FIG. 3.18). Elles sont basées sur la caractérisation des régions ayant des propriétés similaires d'humidité de surface. Grâce à cette étude, plusieurs cartes ont été générées en fonction de l'homogénéité d'une propriété en particulier (utilisation des terres, la texture, la géologie, l'orientation, etc) et par rapport aux données d'humidité du sol en surface obtenues pendant les mesures intensives de terrain. L'analyse de ces cartes a déterminé que le type du sol ainsi que la couverture végétale sont les paramètres qui déterminent le plus l'humidité du sol et cette information a été utilisée afin de délimiter des zones ayant des caractéristiques semblables.

Cartes obtenues au moyen du modèle SURFEX

Afin de permettre une comparaison supplémentaire, pendant les jours de la campagne de mesures, nous avons modélisé l'humidité du sol (Juglea et al., 2009) en utilisant le modèle SURFEX - module ISBA (voir FIG. 3.19).

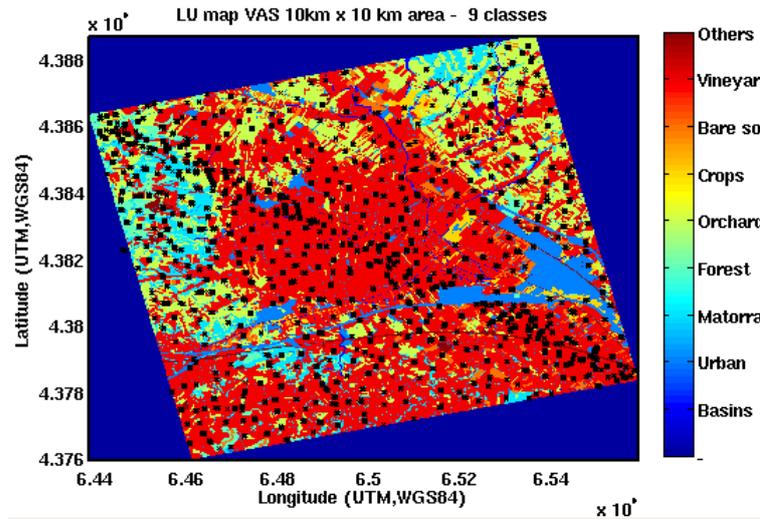


FIGURE 3.17 – Échantillonnage des mesures d’humidité du sol durant une campagne de mesures in situ.

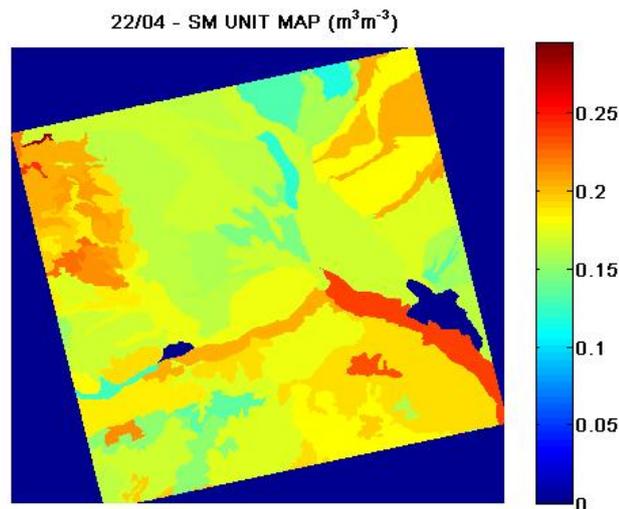


FIGURE 3.18 – Carte d’humidité du sol sur la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ (Millan-Scheiding et al., 2009) basées sur la caractérisation des régions ayant des propriétés similaires d’humidité de surface.

Des cartes détaillées de texture du sol et de végétation ainsi que les données météorologiques ont été utilisées afin d’obtenir une humidité de sol distribuée à une résolution de 1 km sur toute la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$. Une résolution plus fine n’était pas possible compte tenu du nombre limité de stations météorologiques disponibles. Une autre alternative a été de faire la modélisation en fonction des unités hydrologiques trouvée par Millan-Scheiding et al., 2009. La répartition des stations a eu également un fort impact sur les choix faits, compte tenu des zones pour lesquelles aucune station n’était disponible (par exemple dans le nord). Ainsi, la présence d’une autre station pour les prochaines études a été discutée.

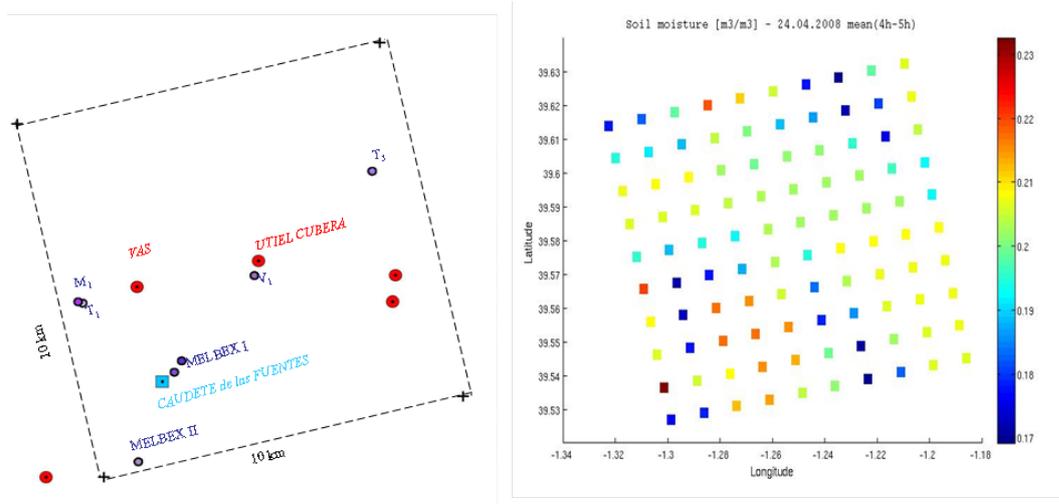


FIGURE 3.19 – Cartes représentant : à droite - l’humidité du sol obtenue au moyen du modèle SURFEX sur la zone de $10 \times 10 \text{ km}^2$ et à gauche - la localisation de stations météo et de sondes d’humidité du sol disponibles.

Mesures aéroportées

Ces campagnes des mesures aéroportées ont eu pour but de produire des estimation de la température de brillance/ humidité du sol sur le site. Elles ont pu enrichir la caractérisation du VAS à tout point de vue. Par exemple, comme nous l’avons vu auparavant, plusieurs mesures automatiques de l’humidité du sol ont lieu sur le site dans des endroits clés afin de permettre la caractérisation d’une zone assez large. Les mesures aéroportées seront utilisées dans le but de pouvoir extrapoler à l’ensemble des zones, a posteriori, les résultats locaux.

A partir des mesures aéroportées, un produit d’humidité du sol est obtenu (Saleh et al., 2010) en utilisant les mesures en bande L à deux angles et en polarisation H et V, ainsi que des informations détaillées de la surface (texture, l’utilisation des terres). Pour la validation de cette humidité du sol, trois méthodes ont été étudiées : l’échantillonnage intensif de l’humidité du sol, l’humidité de sol dérivée des cartes des unités fonctionnelles et l’humidité du sol à partir de la modélisation (SURFEX). Par rapport aux données de terrain, l’humidité du sol modélisée montre une bonne évolution dans le temps, mais moins bonne en terme de variabilité spatiale (voir FIG. 3.20). Ceci est probablement lié à l’importante hétérogénéité des précipitations dans la région qui n’est pas prise en compte lors de la modélisation. Par conséquent, la fourniture de plus de données sur les précipitations est prévue par d’autres stations.

3.5 Conclusion

Ce chapitre présente le jeu de données que nous allons utiliser par la suite dans cette thèse. Il provient du site expérimental Valencia Anchor Station, qui fait partie des principaux sites d’étalonnage et de validation des produit SMOS. De nombreuses mesures d’humidité de sol en surface et à différentes profondeurs sont utilisées pour étalonner et valider le modèle de surface ;

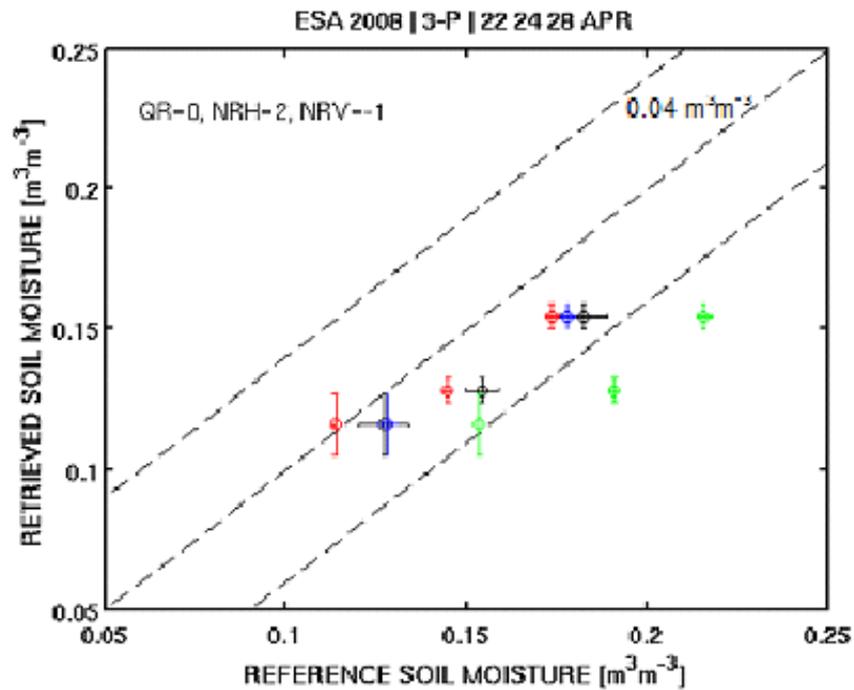


FIGURE 3.20 – L’humidité du sol inversée en utilisant les mesures aéroportées en fonction de l’humidité du sol mesuré in situ (5 cm profondeur - en noir), l’humidité de sol obtenue des cartes des unités fonctionnelles (5 cm profondeur - en blue) et l’humidité du sol à partir de la modélisation (SURFEX)(2 cm profondeur - rouge et 5 cm profondeur - vert) - Saleh et al., 2010.

les observations météo pour forcer ISBA et les autres observations (LAI, VWC, la rugosité, etc.) pour affiner la procédure de génération de Match-ups qui sera présentée dans les chapitres suivants.

Modélisation de l'humidité du sol à l'échelle d'un pixel SMOS en utilisant un modèle SVAT

Sommaire

Synthèse de l'article	52
4.1 Abstract	54
4.2 Introduction	55
4.3 Valencia Anchor Station – experimental domain and data	56
4.3.1 Characteristics of the area	57
4.3.2 Available data over the area	57
4.4 The SVAT model	62
4.4.1 SVAT configuration	63
4.4.2 Spatialization method	65
4.5 Results	68
4.5.1 Ground measurements versus point-like soil moisture	68
4.5.2 Ground measurements versus 10×10 km ² soil moisture	70
4.5.3 Comparison with remote sensing data	71
4.6 Conclusions	74

Ce chapitre est basé sur l'article :

S. Juglea, Y. Kerr, A. Mialon, J.-P. Wigneron, E. Lopez-Baeza, A. Cano, A. Albitar, C. Millan-Scheiding, M. Carmen Antolin, and S. Delwart (2010), *Modelling soil moisture at SMOS scale by use of a SVAT model over the Valencia Anchor Station*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 831-846, 2010.

L'étalonnage de l'instrument et la validation des mesures constituent des phases cruciales avant l'utilisation d'un outil de mesure. Ces étapes sont encore plus critiques pour les outils basés sur la télédétection car les produits obtenus dépendent très fortement d'un important nombre de paramètres. De ce fait, la validation et l'étalonnage des mesures SMOS est une phase indis-

pensable de la mission.

Pour la réalisation de ces étapes, des valeurs fiables de l'humidité du sol et de température de brillance comparables à un pixel SMOS sont nécessaires. Pour parvenir à une valeur décrivant l'empreinte de SMOS, il est essentiel de caractériser et de surveiller en termes d'humidité du sol / de la température de brillance, une zone légèrement plus grande que le pixel afin de permettre de convoluer les diagrammes d'antennes. Les mesures de station automatiques et prélèvements gravimétriques fournissent des mesures ponctuelles tandis que le radiomètre fournit une mesure intégrée sur son champ de vue. En plus, un échantillonnage dense est nécessaire pour atteindre une bonne précision ce qui est très coûteux.

Pour surmonter ces limites, une approche à l'étude est d'utiliser un modèle de transfert entre le sol - la végétation et l'atmosphère (SVAT - Soil Vegetation Atmosphere Transfer) afin d'obtenir des champs distribués d'humidité des sols. Dans cette étude est présentée la capacité du système SVAT (SURFEX - module ISBA) à simuler la haute hétérogénéité temporelle et spatiale de l'humidité du sol sur le site expérimental Valencia Anchor Station. Des mesures ponctuelles in situ sont utilisées pour l'étalonnage et la validation du modèle. Les humidités du sol enregistrées pendant la campagne Melbex 1 sont utilisées pour étalonner le modèle SVAT et celles issues de la campagne Melbex 2 pour le valider. Une fois la nouvelle paramétrisation choisie et validée sur différents types de sols et écosystèmes (couvertures végétales), une technique de spatialisation est appliquée afin d'obtenir une valeur représentative sur l'ensemble du site expérimental. L'utilisation des données de télédétection extraites des capteurs AMSR-E et ERS-SCAT permet de tester et valider l'évolution temporelle du signal obtenu à une échelle satellitaire. Ce dernier est utilisé dans le chapitre 6 afin de modéliser l'émission de la surface/ la température de brillance équivalentes à l'empreinte d'un pixel SMOS.

Synthèse de l'article

Dans le cadre des activités d'étalonnage et validation SMOS, plusieurs sites sur le globe, représentatifs de différents types d'écoclimats, ont été sélectionnés. Ces sites ont pour but de fournir, en permanence, une valeur d'humidité du sol et/ou température de brillance comparable avec les produits SMOS. Pour atteindre cet objectif, il est nécessaire de caractériser et de surveiller une zone légèrement plus grande que le pixel réel en termes d'humidité du sol/température de brillance. Une fois les champs d'humidité du sol connus, il est possible de calculer les températures de brillance au niveau de l'antenne qui sont ensuite comparées avec la mesure satellitaire (pour vérifier l'étalonnage, par exemple) ou avec d'autres produits satellitaires.

Cette étude est réalisée sur la période 2004-2008 pour le site de Valencia Anchor Station, un des principaux sites pour les activités de Cal/Val SMOS. Son objectif est de reproduire la forte hétérogénéité spatiale et temporelle des champs d'humidité du sol à l'échelle d'un pixel SMOS. Pour acquérir un tel champ d'humidité du sol, les mesures au sol ne sont pas suffisamment denses et nous disposons d'un ensemble limité de mesures in situ. De ce fait, l'utilisation d'un modèle SVAT - ISBA (Noilhan and Planton, 1989 ; Noilhan and Mahfouf, 1996) forcé au moyen d'un ensemble de données atmosphériques et une bonne connaissance des types de sols et d'utilisation des terres, permet d'obtenir des champs d'humidité du sol distribués. Comme le modèle fonctionne avec un pas de temps assez fin (1h), il est toujours possible d'avoir des valeurs au moment du passage du satellite.

Afin de minimiser l'erreur à l'égard des exigences de la mission SMOS, l'étalonnage et la validation du modèle SVAT sont effectuées avec des données in situ d'humidité du sol issues de deux campagnes : Melbex 1 et Melbex 2. De ce fait, les mesures de terrain acquises durant la campagne Melbex 1 sont utilisées pour étalonner ISBA. La période temporelle considérée est de juillet à décembre 2005.

La performance d'un schéma de surface et donc les simulations d'humidité du sol, sont sensibles au choix des paramètres hydrauliques du sol (Shao and Henderson-Sellers, 1996), tels que : le point de flétrissement (w_{wilt}), la capacité au champ (w_{fc}), la conductivité hydraulique à saturation (k_{sat}), l'humidité du sol à saturation (w_{sat}), le coefficient de la courbe de rétention (b) ou le potentiel matriciel à saturation (Ψ_{sat}). La plupart de ces paramètres hydrologiques sont dépendants du site. Ils sont obtenus à partir des mesures où ils sont prescrits. Dans les modèles de surface, les paramètres hydrologiques du sol (w_{fc} , w_{wilt} , k_{sat} , w_{sat} , b , Ψ_{sat}) sont calculés à partir d'équations empiriques en fonction des pourcentages de sable et d'argile. En utilisant les relations par défaut d'ISBA (Giordani, 1993 ; Noilhan and Lacarrère, 1995) pour calculer les paramètres hydrauliques du sol (TAB. 4.2), l'humidité du sol résultante de la simulation n'est pas en parfait accord avec les mesures au sol enregistrées au cours de la campagne Melbex 1. Afin de minimiser cette différence, différentes études de sensibilité sont menées pour tester l'influence de différents paramètres et une nouvelle série d'équations (voir TAB. 4.2) pour les paramètres hydrauliques du sol est établie à partir des études faites par Cosby et al., 1984 et Boone et al., 1999. Les analyses montrent que l'utilisation d'ISBA étalonné permet de reproduire fidèlement les processus hydrologiques au niveau de la surface. Le RMSE diminue de $0.042 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (équations par défaut) à $0.022 \text{ m}^3/\text{m}^3$ en utilisant la version étalonnée d'ISBA.

La première étape de cette étude est donc de trouver une paramétrisation du modèle de surface qui minimise l'erreur par rapport à des mesures in situ. Cette paramétrisation a la contrainte de devoir être valide sur tout le site et pour toutes les saisons / années. Afin d'évaluer la validité de l'optimisation choisie, les équations (voir TAB. 4.2) décrites dans la section 4.4.1.1 sont utilisées pour Melbex 2. Cette campagne, réalisée d'avril à décembre 2007 a été conçue afin d'observer l'émission de surface des vignobles. La valeur de $0.024 \text{ m}^3/\text{m}^3$ obtenue pour le RMSE lorsque l'on compare l'humidité du sol simulée avec les données Melbex II est adéquat pour évaluer la validation des données SMOS avec une précision meilleure que $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

La distribution de l'humidité du sol au sein d'un bassin versant joue un rôle essentiel pour de nombreux processus hydrologiques. Un modèle SVAT ayant une résolution fine, de bons forçages météorologiques et des données de surface peuvent aider à la compréhension de ces processus. A cet effet, un compromis entre le temps de simulation et les besoins en données spatiales est trouvé en divisant la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ en 25 surfaces de grille de $10 \times 10 \text{ km}^2$ chacune (voir FIG. 4.1). Les données disponibles sur la zone ont différents formats et différentes résolution temporelle, de sorte qu'elles doivent être transformées (interpolation, agrégation, moyenne) de manière à s'adapter à la grille définie.

Afin de répondre aux incertitudes liées à l'utilisation des moyennes spatiales, une comparaison entre des mesures ponctuelles in situ (Melbex 1 ; Melbex 2) et une simulation considérée comme représentative sur une grille de $10 \times 10 \text{ km}^2$ est conduite. Une légère surestimation d'humidité du sol est observée pour les valeurs élevées, mais les écarts obtenus sont dans la plage requise (moins de $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$).

La validation des produits d'humidité du sol issus de télédétection est un réel défi et, jusqu'à présent, dans la plupart des cas, les documents décrivent comment associer un point de mesure / une moyenne d'un réseau à distance à des produits satellitaires. Aucune de ces études ne caractérisent la totalité du pixel vu par un satellite. La connaissance détaillée de la région ainsi que l'utilisation d'une méthode d'interpolation pour la distribution du forçage atmosphérique permet d'obtenir une distribution spatiale des champs d'humidité des sols sur la zone de 50×50 km². Des comparaisons de cette humidité du sol spatialisée avec trois sortes d'informations de télédétection permettent de tester l'approche. Comme cette étude a eu lieu avant le lancement du SMOS, afin de préparer les activités de Cal/Val, les produits d'humidité du sol et rapport de polarisation issus du capteur AMSR-E ainsi que les produits d'indice d'humidité issus du capteur ERS-SCAT sont utilisés. La profondeur de pénétration et la grille de ré-échantillonnage des produits utilisés pour chaque satellite sont également considérées. Bien que le produit d'humidité du sol AMSR-E ne soit pas en mesure de capturer l'humidité volumique, il fournit des informations fiables sur la variabilité temporelle. D'avril à septembre, la végétation a une influence importante sur le signal mesuré par l'instrument AMSR-E, qui se trouve fortement perturbé au cours de la saison de croissance de la végétation. Le rapport de polarisation à 6.9 GHz offre un meilleur accord avec l'humidité du sol simulée, au cours de la même période. Une comparaison entre l'humidité du sol spatialisée et le produit d'indice d'humidité d'ERS-SCAT est également menée. Dans ce cas, les saisons sont également bien marquées, mais l'absence d'une résolution temporelle supérieure (45 observations ont été disponibles sur la zone pour 2005) empêche de suivre la variabilité de l'humidité du sol sur le domaine VAS.

4.1 Abstract

The main goal of the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) mission is to deliver global fields of surface soil moisture and sea surface salinity using L-band (1.4 GHz) radiometry. Within the context of the Science preparation for SMOS, the Valencia Anchor Station (VAS) experimental site, in Spain, was chosen to be one of the main test sites in Europe for Calibration/Validation (Cal/Val) activities. In this framework, the paper presents an approach consisting in accurately simulating a whole SMOS pixel by representing the spatial and temporal heterogeneity of the soil moisture fields over the wide VAS surface (50×50 km²). Ground and meteorological measurements over the area are used as the input of a Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer (SVAT) model, SURFEX (Externalized Surface) - module ISBA (Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere) to simulate the spatial and temporal distribution of surface soil moisture. The calibration as well as the validation of the ISBA model are performed using in situ soil moisture measurements. It is shown that a good consistency is reached when point comparisons between simulated and in situ soil moisture measurements are made.

Actually, an important challenge in remote sensing approaches concerns product validation. In order to obtain a representative soil moisture mapping over the Valencia Anchor Station (50×50 km² area), a spatialization method is applied. For verification, a comparison between the simulated spatialized soil moisture and remote sensing data from the Advanced Microwave Scanning Radiometer on Earth observing System (AMSR-E) and from the European Remote Sensing Satellites (ERS-SCAT) is performed. Despite the fact that AMSR-E surface soil moisture product is not reproducing accurately the absolute values, it provides trustworthy information on surface soil moisture temporal variability. However, during the vegetation growing season the

signal is perturbed. By using the polarization ratio a better agreement is obtained. ERS-SCAT soil moisture products are also used to be compared with the simulated spatialized soil moisture. However, the lack of soil moisture data from the ERS-SCAT sensor over the area (45 observations for one year) prevented capturing the soil moisture variability.

4.2 Introduction

Soil moisture is a key variable controlling the exchanges of water and energy at the surface/atmosphere interface (Betts et al., 1996 ; Entekhabi et al., 1996).

It is highly variable both spatially and temporally as the result of the spatial heterogeneity of soil and vegetation properties, topography, land cover, rainfall and evapo-transpiration (Bosch et al., 2006 ; Entekhabi and Rodrigues-Iturbe, 1994). Observing the spatial distribution of soil moisture at the catchment scale is a difficult task requiring intensive field instrumentation for accurate spatial and temporal representation.

Nowadays, remote sensing technology has matured to the point that surface soil moisture can be estimated at global scale from space (Wigneron et al., 2003 ; Wagner et al., 2006). Microwave remote sensing at low frequencies have been found to produce the best results (Kerr, 2007 ; Wagner et al., 2006 ; Njoku and Entekhabi, 1996 ; Jones et al., 2004). In spite of the importance of soil moisture observations, the instruments that have been or are currently operating are not adapted to soil moisture monitoring. Nevertheless, there are a number of soil moisture products available from different sensors. The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E) (Njoku et al., 2003) on board the National Aeronautics and Space Administration's (NASA) Aqua satellite and the scatterometers (SCAT) on board the European Remote Sensing Satellites 1 and 2 (ERS-1 and ERS-2) (Wagner et al., 1999a) provide soil moisture products. Both instruments use frequencies above 5 GHz.

The SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) (Kerr et al., 2001) mission was designed to measure soil moisture over continental surfaces as well as ocean salinity using a low microwave frequency – L-band (1.4 GHz). At this frequency, microwave observations are sensitive to soil moisture through the effects of moisture (water) on the dielectric constant and hence on the emissivity of the soil. The soil emission is integrated over a soil depth of a few centimeters, giving a more representative measurement of soil moisture conditions over this layer. Consequently, the SMOS mission benchmark is to provide global maps of soil moisture with an accuracy better than $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (Kerr et al., 2001). SMOS will achieve a maximum spatial resolution of 50 km over land (43 km on average over the field of view), providing multi-angular dual polarized (or fully polarized) brightness temperatures over the globe (Kerr et al., 2001). Launched in November 2009, SMOS will deliver, for the first time, global surface soil moisture measurement twice a day (06 :00 a.m. and 06 :00 p.m. LT – local time) in less than 3 days.

L-band passive microwave radiometry is a very useful tool for soil moisture monitoring, allowing nearly all weather observation and surface vegetation cover information. Numerous field experiments using ground based and airborne L-band observations indicated a soil moisture retrieval capability of better than $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ accuracy (Wang et al., 1990 ; Schmugge et al., 1992 ; Jackson et al., 1995 ; Jackson et al., 1999). In this context, the strategy adapted by ESA for its Soil Moisture and Ocean Salinity mission was to develop specific land product validation

activities over well equipped monitoring sites. The Valencia Anchor Station (Lopez-Baeza et al., 2005a), in eastern Spain, and the Upper Danube Catchment (Delwart et al., 2007), in southern Germany, are chosen as the two main test sites in Europe for the SMOS Calibration/Validation (Cal/Val) activities. This article will focus over the Valencia Anchor Station site which is a large reference area, equipped with ground soil moisture probes and fully characterized so as to contribute to SMOS land product validation.

Several papers evaluated the soil moisture remote sensing products (Wagner et al., 2007; Albergel et al., 2009; Draper et al., 2009; Rüdiger et al., 2009; Gruhier et al., 2010). A comparison of four soil moisture products all based on AMSR-E sensor over a temperate climate in Australia during 2006 was provided by Draper et al., 2009. Also, Rüdiger et al., 2009 showed a comparison of several remotely sensed surface soil moisture products and one simulation (land surface model predictions) over the mainland of France from 2003 to 2005, in addition to a ground measurement comparison. Gruhier et al., 2010 provided an inter-comparison and evaluation of five products derived from different active and passive microwaves sensors using local ground station measurements from three different ground sites over a Sahelian area (located in the Gourma-Mali region) during two consecutive years (2005–2006). Validating soil moisture products is a challenge and up to now, in most cases, papers describe how to relate one point measurement, or a value derived from a sparse network to a satellite product.

In the framework of SMOS Cal/Val activities, it was decided to select a set of areas scattered around the globe and representative of different types of ecoclimates. These sites are to deliver, continuously, a value representative of a whole pixel which can be compared to a satellite product at any overpass time for Cal/Val purposes. To achieve this goal it is necessary to characterise and monitor an area slightly larger than the actual pixel (3dB footprint) in terms of brightness temperature, so that it is possible to convolute the antenna pattern on it. To acquire such a large field of soil moisture, ground measurements are not tractable so we rely on a limited set of ground sites and spatialize the soil moisture information with use of a SVAT – ISBA (Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere - Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) coupled to a good set of forcings and a very good knowledge of soil types and land use. Once the soil moisture fields are known, it is possible to compute satellite level brightness temperatures (to check calibration for instance) or to compare to satellite products. As the model runs with a reasonably fine time step we can always have values at the time of overpass. To check the validity of the approach we did a test with existing sensors (AMSR-E, ERS-SCAT). The paper describes how such approach is validated over one such site, the Valencia Anchor Station (VAS). The idea is then to extend the approach on several other sites (arid, temperate, boreal etc.) as, such an approach being exhaustive, it can only be applied to a limited set of sites.

4.3 Valencia Anchor Station – experimental domain and data

The Valencia Anchor Station (VAS) site was established in December 2001 by the University of Valencia (see <http://www.uv.es/anchors> and <http://www.uv.es/lopez>) with the main objective of characterizing a large-scale reference Cal/Val area specifically dedicated to the validation of low spatial resolution Earth Observation data products. It is located in Spain close to the town of Caudete de las Fuentes (39°33'32" N, 1°16'37" W), at about 80 km West of the city of Valencia (FIG. 4.1).

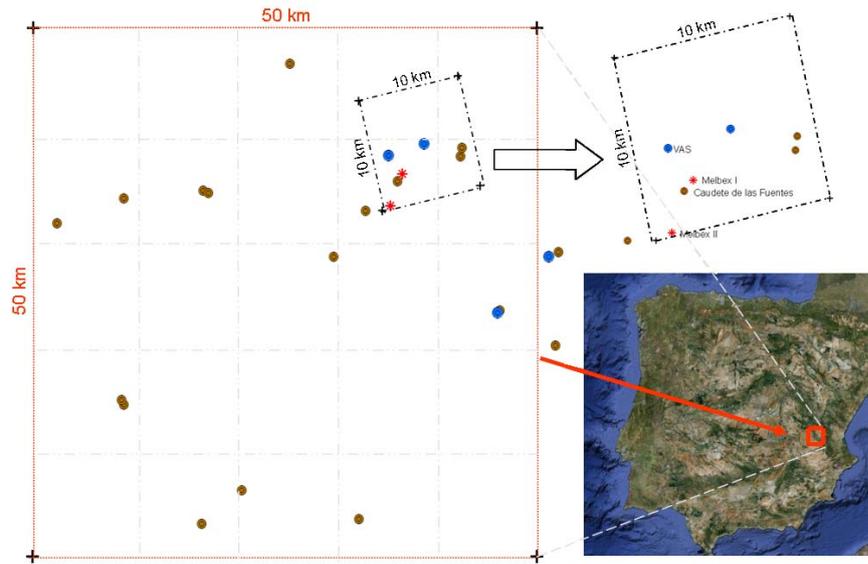


FIGURE 4.1 – Location and distribution of the meteorological stations over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS area.

4.3.1 Characteristics of the area

The Valencia Anchor Station test site represents a reasonably homogeneous and mostly flat area of about $50 \times 50 \text{ km}^2$ (FIG. 4.2 and FIG.4.3). The main cover type is vineyards, about 56%, followed by trees, shrubs, forest, industrial and urban. Beside the vineyard growing season, the area remains mostly under bare soil conditions. In spite of its relatively flat topography, the small altitude variations of the region clearly influence climate. It oscillates between semiarid in the areas of the towns of Utiel and Caudete de las Fuentes and dry-sub-humid towards Villagordo del Cabriel (about 16 km from Caudete de las Fuentes). Annual mean temperatures oscillate between 12°C at Villagordo del Cabriel and 14.2°C at Caudete de las Fuentes. Annual precipitation varies between 396 mm in Utiel and 451 mm of Caudete de las Fuentes and Villagordo del Cabriel. The duration of frost free periods is similar for the three town areas, from May to November. Maximum precipitations occur in spring and autumn. The spring maximum is generally in May, whereas the autumn maximum is variable, in October for Caudete de las Fuentes and Utiel, and November for Villagordo del Cabriel.

4.3.2 Available data over the area

To reproduce and compare the soil moisture fields over the VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$ area, in situ measurements and remotely sensed data products are used. The characteristics of these data are depicted next.

4.3.2.1 In situ measurements

Valencia Anchor Station is characterized by an extensive set of measurements at different levels (in the atmosphere and in the soil) in order to derive surface energy fluxes. Over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area 22 meteorological stations are available (TAB. 4.1), 4 fully equipped and 18 rain gauges are not uniformly distributed (FIG. 4.1). Only the 4 fully equipped stations measures

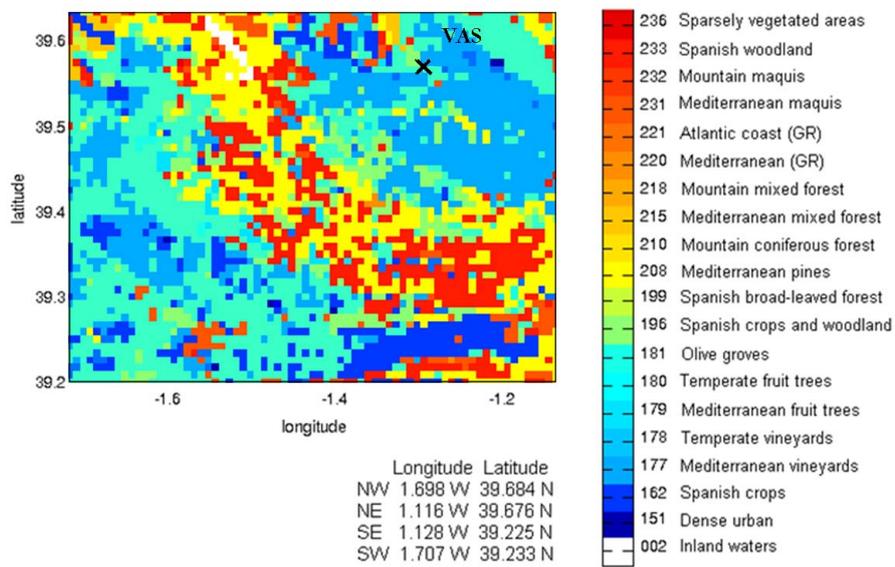


FIGURE 4.2 – ECOCLIMAP land cover over the 50×50 km².

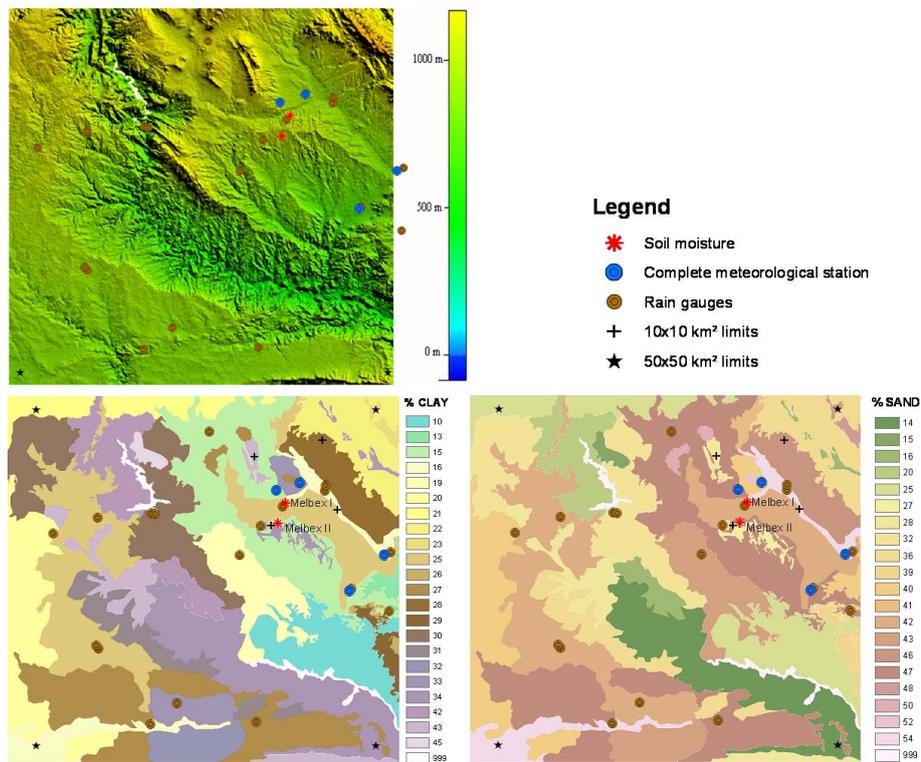


FIGURE 4.3 – Topography (up left side), clay (down left side) and sand (down right side) maps over the VAS 50×50 km² area. The soil moisture measurements sites and meteorological station/rain gauges are also represented here.

meteorological data : air temperature and humidity at screen level, atmospheric pressure, precipitation, wind speed and direction and solar and atmospheric radiation. In the VAS area the soil texture is a parameter that depends mainly on lithology (Lopez-Baeza et al., 2008). An accurate map representing the spatial distribution of clay and sand (Millan-Scheiding et al., 2008) at 10 m resolution covering all the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area is available (FIG. 4.3). The division of the texture is made in 23 main classes.

Leaf area index (LAI), roughness and fraction of vegetation are accessible during short time periods. However, as the period considered in this study is from 2004 to 2008, remote sensed LAI data are used (see Sect. 2.2.2.). The historical data for the roughness and the fraction of vegetation are obtained from ECOCLIMAP (FIG. 4.2), a global land use maps database at 1 km resolution (Masson et al., 2003).

Over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area two major ground measurement campaigns took place. In order to characterize the shrubs and vineyards, in the framework of the Mediterranean Ecosystem L-Band characterization Experiment (Melbex 1 and Melbex 2), ground based L-band radiometry experiments have been developed to fully account for different soil moisture conditions and different vegetation growth development stages.

TABLE 4.1 – Coordinates of the meteorological stations located in the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area.

Station Name	Longitude	Latitude	Characteristics
VAS	1.288° W	39.571° N	Fully equipped station
CASAS DE VES	1.330° W	39.262° N	Rain gauge
CASAS IBANEZ	1.465° W	39.288° N	Rain gauge
VILLAMALEA	1.598° W	39.363° N	Rain gauge
REQUENA LA PORTERA COOP.	1.101° W	39.405° N	Rain gauge
REQUENA CAMPO ARCIS	1.165° W	39.436° N	Rain gauge
DEL MORO C. H. JUCAR	1.355° W	39.484° N	Rain gauge
REQUENA	1.096° W	39.484° N	Rain gauge
CAUDETE DE LAS FUENTES	1.317° W	39.523° N	Rain gauge
MINGLANILLA	1.595° W	39.538° N	Rain gauge
PRESA DE CONTRERAS	1.505° W	39.542° N	Rain gauge
UTIEL C. H. JUCAR	1.206° W	39.568° N	Rain gauge
UTIEL	1.205° W	39.575° N	Rain gauge
UTIEL (LA CUBERA – AUTOMATICA)	1.249° W	39.580° N	Fully equipped station
CAMPORROBLES COOPERATIVA	1.402° W	39.649° N	Rain gauge
CAMPO ARCIS	1.168° W	39.433° N	Fully equipped station
CERRITO REQUENA	1.107° W	39.480° N	Fully equipped station
GRAJA DE INIESTA	1.674° W	39.516° N	Rain gauge
CONTRERAS	1.498° W	39.540° N	Rain gauge
CAUDETE DE LAS FUENTES I	1.280° W	39.547° N	Rain gauge
VILLAMALEA I	1.602° W	39.365° N	Rain gauge
CERRO	1.512° W	39.259° N	Rain gauge

The first campaign, Melbex 1 (39.553° N, 1.273° W), was carried out between June 2005 and January 2006 to observe the surface emission of Mediterranean shrubs (Cano et al., 2010). The soil was characterized as sandy, with a soil texture composed of 47% sand, 38% silt and 15% clay. The vegetation is well adapted to dry conditions in summer and to freeze conditions in winter. The vegetation biomass is only subject to small variations throughout the year, it does not generally grow over a meter high and its distribution is random.

Soil moisture measurements were carried out for the top first 5 cm of the soil, at 12 points every 10 min using capacitive probes. The ground soil moisture measurements were randomly scattered over the study area by placing probes both over bare soil and under shrubs. The probes were calibrated under laboratory conditions at the end of the experiment using the same soil type in order to correctly convert the raw voltage values into volumetric soil moisture content (m^3/m^3).

The second soil campaign, Melbex 2 (39.526° N, 1.288° W), was carried out from April 2007 to December 2007 to observe the surface emission of vineyards (Cano et al., 2008). The soil is characterized as sandy clay loam, with a texture composed of 45% sand, 29% silt and 26% clay. As in the previous experiment, soil moisture measurements were carried out at different representative points every 10 min using the same capacitive probes. In the area, the soil was ploughed at least 3 times during the growing period of vineyards.

4.3.2.2 Remote sensing data

Satellites data are used in this study. A short description of each of these data is given below.

AMSR – E data

The Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) of the Earth Observing System (EOS) is a multi-channel passive microwave instrument, launched on the Aqua satellite in May 2002. It operates in polar sun-synchronous orbit with equator crossing at 01 :30 p.m. and 01 :30 a.m. local solar time. Global coverage is achieved every two days or less depending on the latitude. The AMSR-E instrument measures dual polarized radiation at six frequencies in the range of 6.9 to 89 GHz, with an incidence angle of 55°. The mean spatial resolution at 6.9 GHz is about 56 km with a swath width of 1445 km.

In order to minimize the atmospheric effects and to maximize vegetation and soil penetration, the inversion algorithm for the retrieval of soil moisture was designed to use the C-band frequency in preference to the higher ones. However, due to the high level of RFI (Radio Frequency Interference) observed by AMSR-E at 6.9 GHz, the current AMSR-E soil moisture retrievals use only the 10.7 GHz and higher frequencies (Njoku et al., 2003).

The data used in this study are from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) Level 3 AMSR-E dataset (Njoku, 2004). The daily averages of brightness temperature and soil moisture products are re-sampled to a global cylindrical 25 km Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE-Grid) cell spacing (Njoku, 2004).

In addition to the soil moisture, the polarization ratio (PR) at 6.9 Ghz is used and is defined

as :

$$\text{PR} = \frac{Tb_v - Tb_h}{Tb_v + Tb_h} \quad (4.1)$$

It normalizes out the surface temperature and leaves a quantity that depends primarily on soil moisture, vegetation and atmosphere (Kerr and Njoku, 1990 ; Njoku et al., 2003, Owe et al., 2001). At low microwave frequencies, the polarization ratio has often been used to study soil moisture and vegetation effects. Its dynamic is well related to the soil moisture variations. At increasingly large angles (55° in this case) there is a longer observation path through the vegetation layer, causing greater attenuation of the emission from the underlying soil and reducing the sensitivity to the soil moisture (Njoku et al., 2003).

Several studies investigated the validation and evaluation of AMSR-E soil moisture product (Gruhier et al., 2008 ; Rüdiger et al., 2009 ; Draper et al., 2009). As the AMSR-E soil moisture product shows biases and very small amplitude, a normalization between (0, 1) is done using :

$$y' = \frac{y - y_{\min}}{y_{\max} - y_{\min}} \quad (4.2)$$

where y' is the normalized curve and y is the input curve (in this case y is considered as the soil moisture product). Consequently, the discussion of this paper is focus on the normalized dataset.

ERS – SCAT data

The ERS (European Remote Sensing Satellites) scatterometer is an active low-resolution microwave sensor flown on the board of the ERS-1 and ERS-2 satellites. ERS-1 was launched in July 1991 followed by the identical ERS-2 in 1995. The first objective of this sensor is to measure wind over oceans, but its measurements have been shown to be highly suitable for surface soil moisture remote sensing (Magagi and Kerr, 1997 ; Wagner et al., 1999a). The ERS scatterometer operates at 5.3 GHz (C-band), vertical polarization, collecting backscatter measurements over an incidence angle range from 18° to 57° . It operates in polar sun-synchronous orbit with equator crossing times at 10 :30/22 :30. The spatial resolution of the ERS-SCAT footprint is about 50 km with a 12.5 km spatial sampling interval.

The surface soil moisture data are retrieved from the radar backscattering coefficients, using the change detection method suggested by Dobson and Ulaby (1976). The methodology is described by Wagner et al., 1999a ; Wagner et al., 1999b which takes advantage of the information provided by the dual incidence angle measurements acquired by the ERS scatterometer. The backscattering coefficients are normalized to a reference incidence angle of 40° . The relative soil moisture data ranging from 0% to 100% are derived by scaling the normalized backscattering coefficients between the lowest/highest values corresponding to the driest/wettest soil conditions.

MODIS data

The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS ; <http://modis.gsfc.nasa.gov/>) is an instrument on board of NASA's Terra and Aqua platforms. The MODIS LAI product is globally tiled and is projected on a sinusoidal grid which is an equivalent projection conserving the surface areas. It is at 1 km spatial resolution provided on a daily and 8-day basis and they are used as input to the SVAT model.

METEOSAT data

The METEOSAT radiometer is a geostationary weather satellite launched by the European Space Agency (ESA). In order to run the SVAT model and so to produce soil moisture maps, an atmospheric forcing is needed. One of the parameters of the atmospheric forcing is the shortwave radiation. As already mentioned, only 4 meteorological stations measuring shortwave radiation are available over the VAS area. For a better resolution over the entire area, the shortwave radiation flux products developed by Météo-France in the framework of the Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (Land-SAF) are used (<http://www.meteo.pt/landsaf/>). The product is based on the 0.6 μm , 0.8 μm and 1.6 μm channels of the Meteosat/SEVIRI instrument and is calculated and distributed in near real time.

4.4 The SVAT model

The SVAT model is used to generate, from atmospheric forcing and initial conditions, the temporal behavior of the soil moisture. Spatially distributed fields and forcing enable to simulate soil moisture spatial and temporal behavior and thus averaged soil moisture at any moment for the whole pixel ($50 \times 50 \text{ km}^2$). The model used is SURFEX (stands for surface externalisée – Le Moigne et al., 2009) and was developed at the National Center for Meteorological Research (CNRM) at Météo-France. It gathers all the developments and improvements made in surface schemes, containing four different modules : ISBA (Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere), Sea and ocean, TEB (Town Energy Balance) and Lake. In this article only the module for the soil and vegetation – ISBA (Noilhan and Planton, 1989) is used. ISBA is a SVAT scheme which describes the exchanges of heat and water between the low-level atmosphere, the vegetation and the soil. It depends on the type of soil and of vegetation. It has been widely validated over vegetated and bare ground surfaces (Mahfouf and Noilhan, 1991 ; Calvet et al., 1998).

The soil module in ISBA can be run in different configurations : 2-layers, 3-layers (ISBA-2L, ISBA-3L – with force-restored discretization) and diffusive (ISBA-DIF). New possibilities comparing with ISBA-2 or 3 layers are available by using ISBA-DIF : the computation of a vertical profile of the temperature, liquid water and ice content over as many layers as needed. This scheme has already been applied successfully over a fallow site (Boone et al., 2000) and an agricultural site (Boone et al., 1999). In order to select the most appropriate configuration, different tests are made. A significant decrease in error is obtained in the case of a diffusive scheme so for our study the ISBA-DIF model is used.

Soil water transfer (infiltration, runoff, diffusion and drainage) in SVAT's is computed by equations which attempt to characterize the soil through a set of hydrological parameters. The ISBA scheme uses the Clapp and Hornberger, 1978 soil water model, which is common to a large number of surface parametrization schemes. The estimation of the diffusion of water in the soil is based on Darcy's law, where the water vertical flux is proportional to the gradient of the matric potential through the hydraulic conductivity.

$$F = -k \frac{\partial}{\partial z} (\Psi + z) - D_{v\Psi} \frac{\partial \Psi}{\partial z} - K_d \quad (4.3)$$

where $D_{v\Psi}$ is the vapor conductivity (Braud et al., 1993), Ψ is the soil water matric potential (m), K_d is an additional linear background drainage term (ms^{-1}) and k is the hydraulic conductivity

(ms^{-1}). The hydraulic conductivity k (ms^{-1}) and the soil water matric potential Ψ (m) are related to the liquid volumetric soil water content through (Brooks and Corey, 1966 ; Clapp and Hornberger, 1978) :

$$k = k_{\text{sat}} \left(\frac{w_l}{w_{\text{sat}}} \right)^{2b+3} \quad (4.4)$$

$$\Psi = \Psi_{\text{sat}} \left(\frac{w_l}{w_{\text{sat}}} \right)^{-b} \quad (4.5)$$

where b is the coefficient of the water retention curve.

4.4.1 SVAT configuration

In this section, the different sensitivity studies made as well as the parametrization chosen for the soil hydraulic functions are described. The characteristics of the data used for the calibration, validation and spatialization of SVAT model are also depicted. The atmospheric forcing, needed to run the ISBA model, is composed of : air temperature and humidity at screen level, atmospheric pressure, precipitation, wind speed and direction and solar and atmospheric radiation. ISBA can have 12 patch types to characterize land use and related vegetation parametrization. For our case study, as the vegetation on the VAS site is mainly composed of vineyards, almonds trees (groves) and shrubs, the crops case is considered.

An important aspect is the soil layer discretization that enables one to compare realistic configurations as a function of the penetration depth, between ground measurements and/or the remote sensing data. A sensitivity study was conducted in order to test the influence of different parameters. The most representative configuration was chosen with 13 layers, with different thickness, from 1 cm at the surface down to 1.50 m of depth (1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 10, 30, 50, 80, 100, 150 cm).

4.4.1.1 Calibration of the SVAT

The calibration of the SVAT model is done to be applied over the entire test site for any season/year. In order to accurately perform the SVAT model calibration, ground measurements are needed. For this purpose, ground measurements from Melbex 1 campaign are used. The period considered goes from July to December 2005. Soil moisture measurements were carried out for the top first 5 cm of the soil every 10 min using capacitive probes. The atmospheric forcing is established as follows : the precipitation events are from a rain gauge (Caudete de las Fuentes) recording data at an hourly basis ; the temperature, pression, wind speed, wind direction and relative humidity are from the nearest complete meteorological station ; the shortwave is a LandSAF product and the longwave is calculated using the formulation from Brutsaert, 1975. In order to reproduce the exact condition from the Melbex 1 site, the same texture is considered, 47% sand, 38% silt and 15% clay. The LAI is from MODIS and both the fraction of vegetation and the roughness are from ECOCLIMAP. The SVAT model is run on from 2004 until 2008 in a hourly basis.

TABLE 4.2 – Equation of hydrological parameters used in default (DEFAULT ISBA (1) see Giordani, 1993 et Noilhan and Lacarrère, 1995) and calibrated (CALIBRATED ISBA (2) see Cosby et al., 1984 and Boone et al., 1999) version of ISBA.

VARIABLE	DEFAULT ISBA (1)	CALIBRATED ISBA (2)
b (–/–)	$b=13.7*CLAY+3.501$	$b_mean=3.10+0.157*CLAY*100+(-0.003)*SAND*100$ $b_st_dev=0.92+0.049*CLAY*100+(100-CLAY*100-SAND*100)*0.014$ $b=b_mean+b_st_dev$
Ψ_{sat} (m)	$\Psi_{sat}=-10^{(1.85-0.88*SAND)*0.01}$	$\Psi_{sat_mean}=(1.54+(-0.010)*SAND*100+0.006*(100-CLAY*100-SAND*100))$ $\Psi_{sat_st_dev}=(0.72+(-0.0026)*(100-CLAY*100-SAND*100)+0.001*CLAY*100)$ $\Psi_{sat}=-10^{\Psi_{sat_mean}-\Psi_{sat_st_dev}/100}$
k_{sat} (m s ⁻¹)	$k_{sat}=see (*)$	$k_{sat_mean}=(-0.60+0.013*SAND*100+(-0.0064)*CLAY*100)$ $k_{sat_st_dev}=(0.43+0.003*(100-CLAY*100-SAND*100)+0.001*CLAY*100)$ $k_{sat}=10^{k_{sat_mean}-k_{sat_st_dev}*(2.54/360000)}$
w_{sat} (m ³ m ⁻³)	$w_{sat}=0.001*(-108*SAND+494.305)$	$w_{sat_mean}=(50.5+(-0.142)*SAND*100+(-0.037)*CLAY*100)/100$ $w_{sat_st_dev}=(8.23+(-0.081)*CLAY*100+(-0.007)*SAND*100)/100$
w_{wilt} (m ³ m ⁻³)	$w_{wilt}=37.134E-3*CLAY^{0.5}$	$w_{1sat}=w_{sat_mean}+w_{sat_st_dev}$ $w_{wilt}=17.134E-3*CLAY^{0.5}$
w_{fc} (m ³ m ⁻³)	$w_{fc}=89.047E-3*CLAY^{0.349}$	$w_{fc}=89.047E-3*CLAY^{0.349}$

* : $1.0e-6*10^{(0.162E+01-0.582E+01*CLAY-0.907E-01*SAND+0.529E+01*CLAY^2+0.120E+01*SAND^2)}$

The performance of the land-surface schemes and hence the soil moisture simulations are sensitive to the choice of soil hydraulic parameters (Shao and Henderson-Sellers, 1996). Most of these hydrological parameters are site dependent. They are obtained from measurements or they are prescribed. It is difficult to prescribe a value for the wilting point (w_{wilt}), field capacity (w_{fc}), hydraulic conductivity at saturation (k_{sat}), saturated soil moisture (w_{sat}), the coefficient of the water retention curve (b) or for the matric potential at saturation (Ψ_{sat}). To take into account the characteristics of the VAS area, the establishment of new databases for soil hydraulic parameters is necessary to improve the soil moisture simulations. The hydrological parameters of the soil (k_{sat} , w_{sat} , b , Ψ_{sat}) are calculated using empirical equations as a function of the percentages of sand and clay. Using ISBA's default relations (Giordani, 1993; Noilhan and Lacarrère, 1995) to compute the soil parameters (see TAB. 4.2), the simulated soil moisture obtained is not in perfect accordance with the ground measurements recorded during the Melbex 1 campaign. In order to minimize this difference, a new set of equations (see TAB. 4.2) for the soil hydraulic parameters are established using Cosby et al., 1984; Boone et al., 1999. These calibrated equations are optimized inside the confidence interval defined in Cosby et al., 1984 et Boone et al., 1999. Both sets of data, the one used by default by ISBA and the one from the calibrated version, are obtained from the same 11 textural classes and the same dataset. The results of the comparison between ground measurements and the simulated soil moisture using the new set of equations are given in Sect. 4.

4.4.1.2 Validation of the SVAT

In order to validate the calibration of the SVAT over another representative land use and other season/year, the Melbex 2 data are used. Carried out from April to December 2007 to observe the surface emission of vineyards, the soil moisture measurements were recorded for the first 5 cm of the soil every 10 min. Due the short distance between Melbex 1 and Melbex 2 campaigns sites (about 3 km), the same atmospheric forcing is used for both cases. The Caudete de las Fuentes rain gauge is situated about 3 km away from Melbex 2 site. However, the texture (45% sand, 29% silt and 26% clay), the LAI (MODIS), the fraction of vegetation and the roughness (ECOCLIMAP) are specific to the Melbex 2 site. In this case also the SVAT model was run on from 2004 until 2008 in a hourly basis (spin up).

4.4.1.3 SVAT distribution over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area

The distribution of soil moisture patterns throughout a catchment plays a critical role in a variety of hydrological processes. Observing the spatial distribution of soil moisture at the catchment scale is a difficult task requiring intensive field instrumentation for an accurate spatial representation. A SVAT model driven with a fine resolution of meteorological forcing and land surface data can help understanding these processes. For this purpose, a trade off between the simulation time and the needs in spatial data was found by dividing the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area into 25 grid surfaces of $10 \times 10 \text{ km}^2$ each (see FIG. 4.1). The available data sets over the area are in different formats and resolution so they had to be transformed so as to fit the gridded area. The way these scaling are performed is depicted in the next section.

4.4.2 Spatialization method

The $50 \times 50 \text{ km}^2$ is divided into 25 areas of $10 \times 10 \text{ km}^2$ each so as to better reproduce the high temporal and spatial heterogeneity of soil moisture fields over the entire VAS area. In situ

measurement (soil moisture), detailed knowledge of the environment (land use, texture) and meteorological stations are used to characterize VAS. The format and the use of these data as an input to the SVAT model is presented in this section. The spatialized soil moisture obtained is compared with remote sensing data from AMSR-E and ERS-SCAT. To reduce the scaling issue, these remote sensing products are transformed as depicted next.

4.4.2.1 Interpolation

The atmospheric forcing is used as an input to the SVAT model to obtain the surface soil moisture. According to the dataset, in the 4 fully equipped meteorological stations located into the VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$ area, the measured data are registered on a 30/60 min basis. In addition, among the rain gauges, some of them are recording the weather information daily. In order to run the SVAT models with a suitable temporal resolution, standard diurnal cycles are reconstructed from the daily data.

FIG. 4.1 presents the spatial distribution of the available meteorological station over the VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. An irregular distribution of the stations can be noticed, especially in the center of the area where there is no data. So as to obtain a good representation of soil moisture over the entire area, an interpolation of all the available meteorological stations is necessary. In order to choose the most appropriate interpolation method between the inverse distance weighted (IDW) method and kriging, tests are done for different dates and for different meteorological stations/rain gauges. By doing a cross-validation analysis in general both techniques give the same behavior. The differences between the use of IDW or kriging are not significant so the choice of a sophisticated technique like the kriging is not justified. Moreover, the limited number of meteorological station/rain gauges as well as their location over the wide VAS area, was an additional reason for selecting the IDW method as the interpolation technique.

Inverse distance weighted methods are based on the assumption that the interpolated surface should be influenced mostly by the nearby points and less by the more distanced points. A general form of finding an interpolated value u for a given point x is an interpolated function :

$$u(x) = \frac{\sum_{k=0}^N w_k(x) u_k}{\sum_{k=0}^N w_k(x)} \quad (4.6)$$

where the weight function is given by :

$$w_k(x) = \frac{1}{d(x, x_k)}$$

and is defined by Shepard, 1968, x denotes an interpolated (arbitrary point), x_k is the interpolated (known) point, d is a given distance from the known point x_k to the unknown point x and N is the total number of known points. Using IDW method, the temperature, atmospheric pressure, wind speed, wind direction and the relative humidity are interpolated over the $10 \times 10 \text{ km}^2$ grid by using the 4 complete meteorological stations. The shortwave fluxes are extracted over the same grid from the Land-SAF radiation product while the longwave fluxes are calculated using the interpolated data and the formulation from Brutsaert, 1975. For the precipitation interpolation, all the 22 stations/rain gauges are considered. Following the interpolation, we have an optimal spatial and temporal distribution of the atmospheric forcing over the VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$ area.

4.4.2.2 Aggregation

The surface characteristics are also important to be considered in SVAT's input. The LAI (MODIS), the roughness and the fraction of vegetation (ECOCLIMAP) are 1 km resolution products. Due to their different spatial resolutions when compared to the $10 \times 10 \text{ km}^2$ grid, these products are aggregated through a spatial mean. For the texture, as the maps available are at 10 m resolution, the aggregation to the $10 \times 10 \text{ km}^2$ is done. In this case, the majority texture class is considered into the grid area.

The data obtained after spatialization thus the aggregated data used in order to simulate the spatialized soil moisture are depicted in TAB. 4.3. This allows to simulate the soil moisture over the chosen grid : in this case 25 points.

4.4.2.3 Mean

Once the soil moisture fields are known over the $10 \times 10 \text{ km}^2$ grid, it is possible to compare to satellite products. To check both the approach presented in this paper and to validate all the aggregation techniques (several parameters are non linear but we rely on the fact that the overall variations are smooth and/or small enough to allow one to consider them as pseudo linear), we compared the spatialized soil moisture to existing products derived from either AMSR-E or from ERS-SCAT. The remote sensing products used are considered so as to correspond to the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area.

The AMSR-E brightness temperature and soil moisture products are re-sampled to a global cylindrical 25 km Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE-Grid) cell spacing (Njoku, 2004). Two AMSR-E soil moisture sampled pixel are covering the VAS area. The average of these two pixels is considered to be representative for the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. For the ERS-SCAT, the footprint is about 50 km with a 12.5 km spatial sampling interval. This gives 16 ERS-SCAT soil moisture

TABLE 4.3 – Resolution and data used as input of the SVAT model in order to obtain the spatialized soil moisture.

VARIABLE	INPUT sources	OUTPUT resolution
LAI	MODIS – 1 km resolution	aggregated to $10 \times 10 \text{ km}^2$
ROUGHNESS	ECOCLIMAP – 1 km resolution	aggregated to $10 \times 10 \text{ km}^2$
FRACTION OF VEGETATION	ECOCLIMAP – 1 km resolution	aggregated to $10 \times 10 \text{ km}^2$
TEXTURE	clay and sand map at 10 m resolution	aggregated to $10 \times 10 \text{ km}^2$
TEMPERATURE	4 meteorological stations	interpolated at $10 \times 10 \text{ km}^2$
PRESSURE	4 meteorological stations	interpolated at $10 \times 10 \text{ km}^2$
WIND SPEED	4 meteorological stations	interpolated at $10 \times 10 \text{ km}^2$
WIND DIRECTION	4 meteorological stations	interpolated at $10 \times 10 \text{ km}^2$
RELATIVE HUMIDITY	4 meteorological stations	interpolated at $10 \times 10 \text{ km}^2$
SHORTWAVE fluxes	METEOSAT	extracted at $10 \times 10 \text{ km}^2$
LONGWAVE fluxes	calculated using interpolated atmospheric data	
PRECIPITATION	22 meteorological stations	interpolated at $10 \times 10 \text{ km}^2$

products over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. In order to have a maximum temporal and spatial cover, the mean value of the 16 pixels is considered to be representative over the VAS area.

4.5 Results

An evaluation of the surface soil moisture obtained from ISBA was undertaken so as to quantify the improvement gained from the calibration. In a first step the differences when using the default or calibrated version of ISBA are shown by comparing with in situ measurements registered during the Melbex 1 campaign. Then, the calibrated version of ISBA is tested by comparing with data from Melbex 2 campaign (different place and different period). Point-like and $10 \times 10 \text{ km}^2$ simulations are compared to ground measurements.

In a second step, the calibrated version of ISBA as well as the spatialization method described in the previous section are used to obtain a spatial distribution of soil moisture over the entire area. The validity of the method was tested and the next paragraph presents a comparison between the spatialized soil moisture and remotely sensed data. As the area was divided into 25 pseudo-pixels ($10 \times 10 \text{ km}^2$ each), in order to have a representative value over the entire $50 \times 50 \text{ km}^2$, resulting values were averaged both spatially and over time. The soil moisture simulations were extracted for the time steps close to the overpass times of the satellites. The penetration depth was also taken into account, 2 cm for AMSR-E and for the ERS-SCAT product.

4.5.1 Ground measurements versus point-like soil moisture

4.5.1.1 Calibration of ISBA model using Melbex 1 campaign

FIG. 4.4 compares the soil moisture from the Melbex 1 campaign and the point-like soil moisture simulated with ISBA using the parametrization described in Sect. 2.3 (default and the new set of equations). The precipitation recorded at the meteorological station Caudete de las Fuentes are represented in blue. The simulations are done for the period 2004–2008. Recorded soil moisture estimates are used as initial condition for the SVAT as well as a spin up of more than a year is done. For graphical convenience, only the period corresponding to Melbex 1 campaign (14 July–31 December 2005) is presented.

Using the initial equations, the model tended to overestimate soil moisture in the dry season (from July to September) and to underestimate soil moisture for the rest of the period. In general a good agreement between the two datasets (correlation $R^2=0.793$ /-, Nash efficiency $\text{Eff}=0.619$ /-) is observed, but the RMSE (Root Mean Squared Error) value equal to $0.042 \text{ m}^3/\text{m}^3$ is higher than the SMOS requirements $-0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$. In order to minimize this error, the SVAT model is calibrated (see Sect. 2.3). TAB. 4.4 presents the calculated soil hydraulic values using the default equations and the calibrated ones (TAB. 4.2).

Using the default equations (see TAB. 4.2), the SVAT model is not able to represent faithfully the dynamics of the first layer of soil during the dry season, keeping it at high soil moisture values (more than $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$). In order to enable lower values of soil moisture into the dry season, the wilting point equation is modified as follows. The value obtained for the wilting point using the default equation is about $0.140 \text{ m}^3/\text{m}^3$, whereas the minimum observed value of soil moisture during the campaign is $0.040 \text{ m}^3/\text{m}^3$. This behavior was also observed by Pellarin et al., 2009,

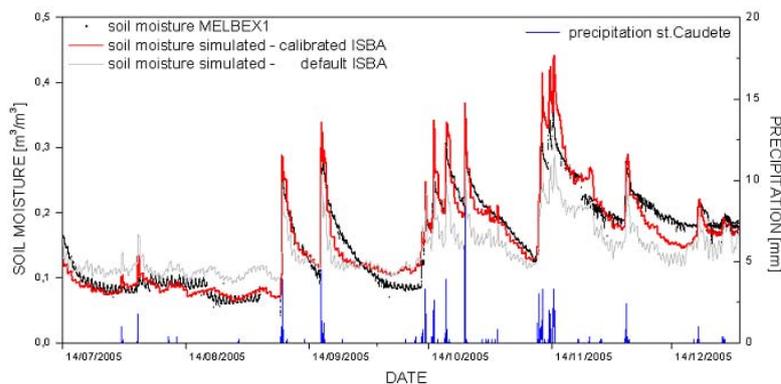


FIGURE 4.4 – Comparison between observed (black line) and simulated soil moisture using the default ISBA (clear grey line) and the calibrated ISBA (red line) at 5 cm depth. The precipitation corresponding to the meteorological station Caudete de las Fuentes are represented in blue.

where a value of wilting point of $0.040 \text{ m}^3/\text{m}^3$ was used for the simulation in Niger. The default SVAT equation is modified so as to retrieve a more representative value to simulate the dry period.

The default equation for volumetric water content at saturation (w_{sat}) is also optimized. The goal is to reach a more representative value over a sandy soil as in Melbex 1 case (47% sand, 38% silt and 15% clay) at least for the first centimeters of soil.

The simulated soil moisture is driven mostly by the weather patterns and especially by the precipitation. The temporal evolution of surface soil moisture has a sharp increase and exponential decline which are caused, respectively by rainfall events and consecutive drying periods. By increasing the coefficient of the retention curve and reducing the hydraulic conductivity at

TABLE 4.4 – Soil hydraulic values for Melbex 1 site calculated using the default and the calibrated set of equations.

	b (-/-)	Ψ_{sat} (m)	k_{sat} (m s^{-1})	w_{sat} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	w_{wilt} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	w_{fc} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)
DEFAULT ISBA	5.556	-0.172	1.225E-05	0.444	0.144	0.230
CALIBRATED ISBA	7.519	-0.049	1.502E-06	0.499	0.066	0.230

TABLE 4.5 – Statistics obtained by comparing the in situ measurements from Melbex 1 campaign with the default/calibrated simulated soil moisture using ISBA.

	R^2 (-/-)	RMSE ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	MEAN BIAS ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	NASH EFFICIENCY (-/-)
DEFAULT ISBA	0.793	0.042	0.015	0.619
CALIBRATED ISBA	0.907	0.022	0.001	0.895

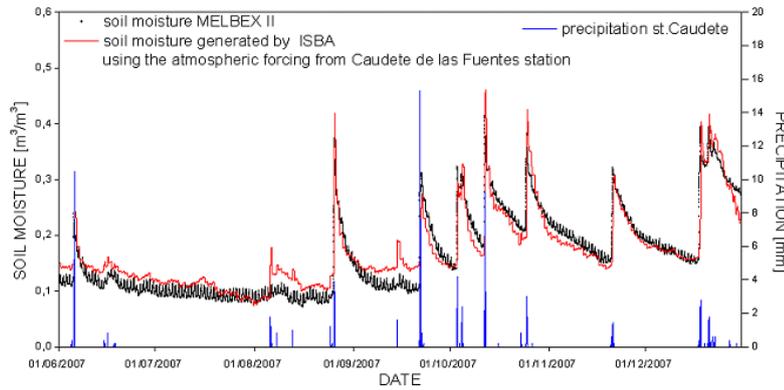


FIGURE 4.5 – Comparison between observed (black line) and simulated soil moisture using the calibrated ISBA (red line) at 5 cm depth. The precipitation corresponding to the meteorological station Caudete de las Fuentes are represented in blue.

saturation by the use of the calibrated equations, the drainage dynamics are slowed down in order to encounter the same behavior as for the measured soil moisture.

Using the calibrated version of ISBA a significant improvement is obtained for the modelled soil moisture at the first 5 cm ($R^2=0.908$ -/-, $\text{Eff}=0.895$ -/- – see TAB. 4.5). A good quantitative agreement is found ($\text{RMSE}=0.022 \text{ m}^3/\text{m}^3$) between the two soil moisture data : the same variability, the same drying slope, same low levels and amplitudes. At the beginning of November a higher level of modelled surface soil moisture dynamics is observed compared with in situ data. This can be due to the high value of w_{sat} .

4.5.1.2 Validation of ISBA new parametrization using Melbex 2 campaign

The first step of our study was to find a parametrization of the surface model which minimizes the error compared with in situ measurements. In order to evaluate the validity of the chosen optimization, the same equations (see TAB. 4.2) as described in Sect. 4.4 are used for Melbex 2 area. FIG. 4.5 presents a comparison between Melbex 2 data (in black) and simulated soil moisture (in red). A good agreement is retrieved between the two soil moisture data $\text{RMSE}=0.024 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $R^2=0.910$ -/-. Some differences can be observed on 10 August and also on 15 September. These differences can be mostly associated to the fact that the meteorological station used is situated at almost 3 km from the place where the campaign took place. The precipitations between the different location can easily differ showing, incidentally, that the spatial distribution of rain is a key factor.

4.5.2 Ground measurements versus $10 \times 10 \text{ km}^2$ soil moisture

In order to address the uncertainties associated with the spatial averaging, comparison between point like and $10 \times 10 \text{ km}^2$ simulations against ground measurements are done (FIG. 4.6). The $10 \times 10 \text{ km}^2$ area used is the one covering both Melbex 1 and Melbex 2 campaigns. The point like and $10 \times 10 \text{ km}^2$ soil moisture data are extracted within Melbex 1 or Melbex 2 period. When comparing in situ soil moisture with $10 \times 10 \text{ km}^2$ simulations, similar results are observed. All

the scores obtained are in the required range (less than $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$). A slight overestimation of soil moisture within high values is observed in all cases. This may be due to the volumetric water content at saturation which gives after calibration higher values than the recorded ones (see Sect. 4.1.1).

Using the SVAT for the spatialization as well as a linear interpolation method we can obtain for instance a soil moisture map over the entire $50 \times 50 \text{ km}^2$ like in FIG. 4.7. The map represents the averaged soil moisture from January until the end of April 2005. A representation of soil moisture heterogeneity within the $50 \times 50 \text{ km}^2$ is showed, with two marked zones of drier soil moisture. For this case a mean soil moisture value of $0.164 \text{ m}^3/\text{m}^3$ is obtained.

4.5.3 Comparison with remote sensing data

4.5.3.1 Comparison with AMSR-E data

A comparison between spatialized soil moisture and the AMSR-E soil moisture product (Njoku L3) is made. The simulated soil moisture as well as the AMSR-E soil moisture product used are representative for the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. The penetration depth of AMSR-E sensor is considered to be 2 cm so the soil moisture for the first two simulated layers is considered. The comparison is done from 2005 to 2007. Here are presented results from 2005 as the same

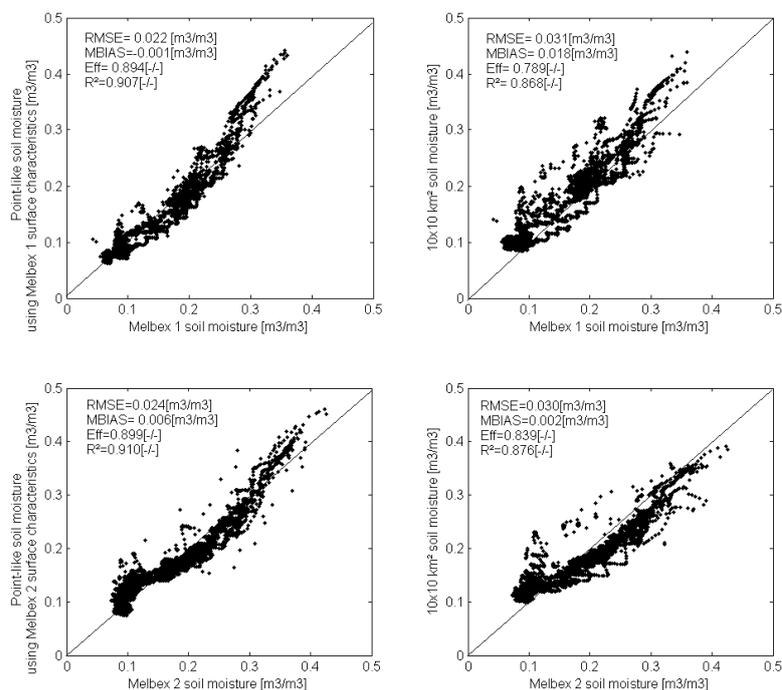


FIGURE 4.6 – Comparison between point like (left side) and $10 \times 10 \text{ km}^2$ simulations (right side) against ground measurements from Melbex 1 (up side) and Melbex 2 (down side) campaigns. The $10 \times 10 \text{ km}^2$ area is the one covering both Melbex 1 and Melbex 2 campaigns and data are extracted to correspond to both campaign periods.

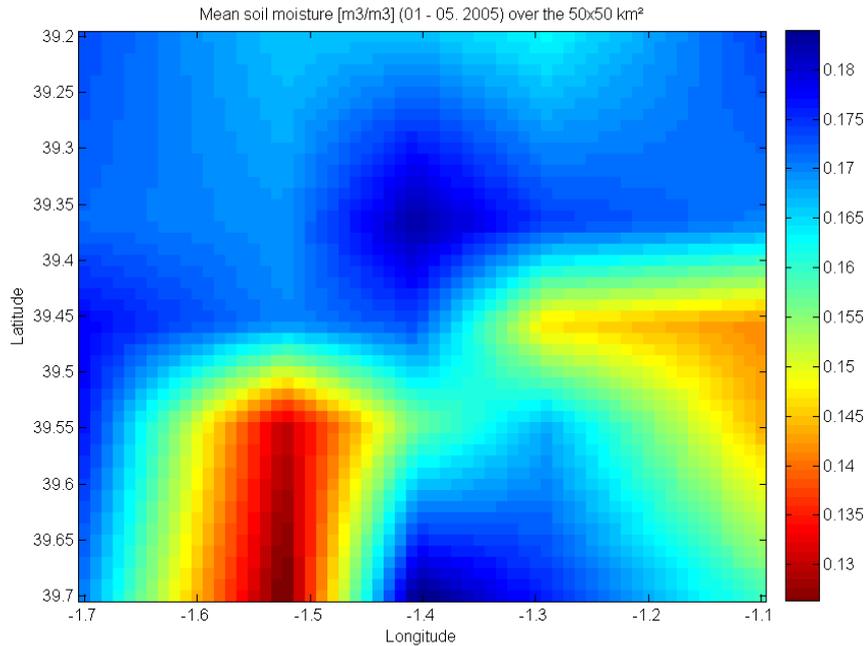


FIGURE 4.7 – Distributed soil moisture over the VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. Data represents the mean of soil moisture from 1 January to 30 April 2005.

evolution is observed for the other years. In a first step, the absolute values of the AMSR-E soil moisture product are compared with the simulated spatialized data. A severe lack of soil moisture dynamics and also a big difference between the absolute value of the two dataset are observed (RMSE=0.066 m^3/m^3 , MBIAS=0.015 m^3/m^3 , $R^2=0.051$ -/-). Because of the different soil moisture dynamics and biases, it is difficult to compare the various datasets in detail. Consequently, all next comparison are undertaken with normalized data, leading to the loss of the absolute aspects.

The results of this normalization can be seen in FIG. 4.8. The dynamics of the soil moisture are very well captured at the beginning and also at the end of the year, from January to March we observed an RMSE=0.146-/- ($R^2=0.470$ -/-, MBIAS=-0.100-/-, Eff=-0.610-/-) and at the end of the year, from October to December RMSE=0.150-/- ($R^2=0.444$ -/-, MBIAS=0.041-/-, Eff=0.207-/-). In the winter season, the signal of AMSR-E soil moisture shows a small difference when compared to the spatialized soil moisture. This may be explained by the sensitivity of the microwave signal to soil freezing and by the reduced dynamics of the surface soil moisture during winter. In the middle of the year, from April to September, the opposite trend is observed between both datasets. From April to September no correlation is observed ($R^2=0.150$ -/-) and the RMSE is twice that of the rest of the year (0.348-/-). The inversion algorithm for the AMSR-E soil moisture uses the 10.7 GHz and 18.7 GHz brightness temperature data (Njoku et al., 2003). The increased attenuation by vegetation and the superficial sensing depth (on the order of 1 cm for bare soil) for higher frequencies is a limit in the soil moisture retrieval from AMSR-E data. This can be seen by plotting the leaf area index (MODIS) corresponding to the site. When the growing season begins, the AMSR-E signal follows the vegetation signal (FIG. 4.8).

The polarization ratio provides a better agreement (than the soil moisture product from

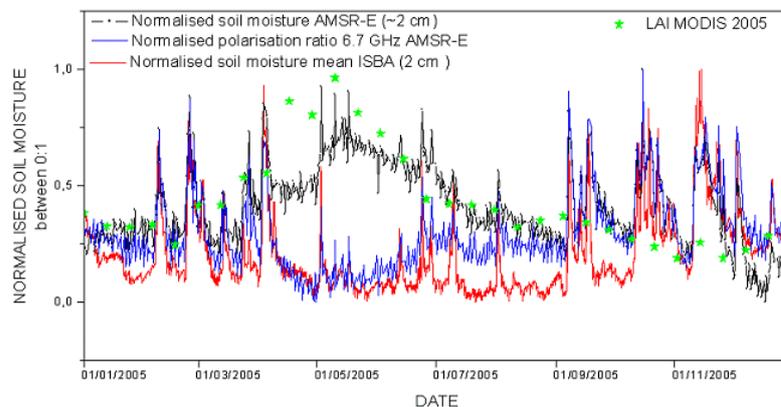


FIGURE 4.8 – Comparison between surface soil moisture AMSR-E (black line), spatialized soil moisture from ISBA (red line) and the polarization ratio at 6.9 GHz AMSR-E (blue line). The soil moisture data are representative over 2 cm depth. All values are normalized between (0, 1). The leaf area index from MODIS is also represented here (green stars).

AMSR-E) with simulated soil moisture even in the vegetation growing period. This is shown by the scores obtained : at the beginning of the year, from January to March we observed an $RMSE=0.165$ -/- ($R^2=0.655$ -/-, $MBIAS=-0.142$ -/-, $Eff=-0.872$ -/-), at the end of the year, from October to December $RMSE=0.163$ -/- ($R^2=0.604$ -/-, $MBIAS=-0.115$ -/-, $Eff=-0.116$ -/-) and in the middle of the year, from April to September $R^2=0.466$ -/- and the $RMSE=0.206$ -/- ($MBIAS=-0.178$ -/-, $Eff=-1.402$ -/-). If the entire year is considered, better scores are obtained : $RMSE=0.186$ -/-, $R^2=0.627$ -/-, $MBIAS=-0.153$ -/-, $Eff=-0.553$ -/-. It shows that its dynamics is well correlated to the soil moisture variations.

4.5.3.2 Comparison with ERS-SCAT data

A comparison is also performed between spatialized soil moisture and the ERS-SCAT soil wetness product (Wagner SSM). The derived product represents the relative wetness of the first centimeters between totally dry conditions (0%) and total water capacity (100%).

In order to compare the two data sets, the absolute values of the simulated soil moisture are normalized between (0, 1). The penetration depth of ERS-SCAT sensor is considered to be at about 2 cm so the mean of the first two simulated layers from ISBA is considered. FIG. 4.9 presents the comparison between simulated and observed surface soil moisture during a one year period. At the beginning of the year, from January to end of March $RMSE=0.195$ -/-, $R^2=0.339$ -/-, $MBIAS=-0.085$ -/-, $Eff=-0.472$ -/- and at the end of the year, from the end of September to December $RMSE=0.149$ -/-, $R^2=0.330$ -/-, $MBIAS=0.036$ -/-, $Eff=-0.735$ -/-.

An underestimation of the soil moisture level by the ERS-SCAT product is observed. In the middle of the year, from April to September ($R^2=0.222$ -/-, $RMSE=0.206$ -/-, $MBIAS=0.102$ -/-, $Eff=-1.014$ -/-), as for the AMSR-E soil moisture product, the vegetation influence the ERS-SCAT signal. This leads to an overestimation of the soil moisture estimates during the vegetation growing period.

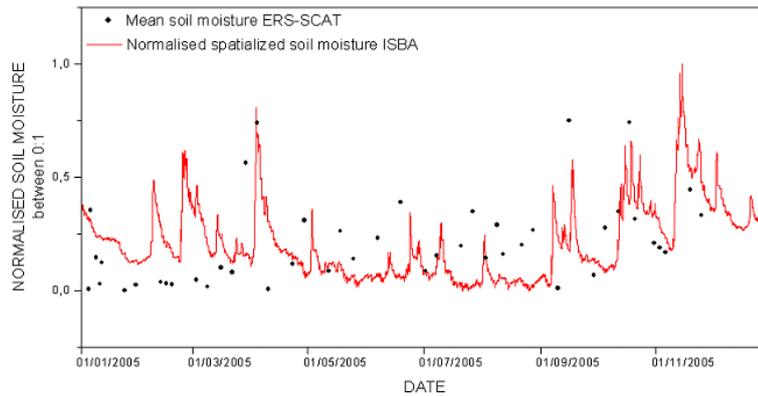


FIGURE 4.9 – Comparison between surface soil moisture ERS-SCAT (black stars) and spatialized soil moisture mean from ISBA (red line). The soil moisture data are representative over 2 cm depth.

For 2005 only 45 observations are available over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area. This is a limit in completely understanding the soil moisture variability. A frequent revisit time is important for hydrologic applications, especially to obtain adequate sampling of surface wetting and drying between precipitation events.

4.6 Conclusions

In the framework of ESA's Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, this paper investigates the ability to reproduce the high temporal and spatial heterogeneity of soil moisture fields at SMOS pixel scale. This is the first step in the process of Calibration and Validation (Cal/Val) activities of the SMOS data. The study was performed for 2004–2008 over the Valencia Anchor Station (VAS), which was selected to be one of the main key test sites for the SMOS Cal/Val activities. In this purpose, in situ measurement including two main campaigns (Melbex 1 and Melbex 2), detailed knowledge of the environment (land use, texture) and meteorological stations are used to describe VAS.

The hydrological process as well as the spatialization of the soil moisture fields are performed by the use of the SVAT model, SURFEX (Externalized Surface) – module ISBA (Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere) from Météo-France. In order to minimize the error with respect to SMOS mission requirements, both the calibration and the validation of the SVAT model were done using in situ soil moisture data from two campaigns : Melbex 1 and Melbex 2. Based on local atmospheric and surface observations from Valencia Anchor Station, it was found that the calibrated ISBA was able to faithfully reproduce the hydrological processes at the surface level. The RMSE decreases from $0.042 \text{ m}^3/\text{m}^3$ when using the default ISBA to $0.022 \text{ m}^3/\text{m}^3$ using the calibrated version. A new database for soil hydraulic parameters was established so as to improve the soil moisture simulations. The new parametrization was validated by the use of other dataset of soil moisture ground measurements recorded during Melbex 2 campaign. The value of $0.024 \text{ m}^3/\text{m}^3$ obtained for the RMSE when comparing the simulated soil moisture with data from Melbex II campaign is adequate for assessing the SMOS validation with an accuracy

better than $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

A comparison between point like and $10 \times 10 \text{ km}^2$ simulations against ground measurements was also done to address the issue related to the spatial averaging. A slight overestimation of soil moisture is observed at high values but the scores obtained are within the required range (less than $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$).

The validation of soil moisture remote sensing products is an important issue and in most cases until now, papers describe how to associate point/network measurement to remote sensing products. None of these studies characterize the entire pixel as viewed by a satellite. The detailed knowledge of the area as well as the use of an interpolation method for the distribution of the atmospheric forcing allowed the obtaining of a spatial distribution of the soil moisture fields over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area.

Comparisons of this spatialized soil moisture with three kinds of remote sensing information is done in order to test the approach. AMSR-E's soil moisture and polarization ratio as well as ERS-SCAT soil moisture products are used in this study. The penetration depth and the re-sampling grid of the soil moisture products used for each satellite are also considered. Although AMSR-E surface soil moisture product is not able to capture the absolute value, it provides reliable information on surface soil moisture temporal variability, at seasonal and rainy events scale. In the middle of the year, from April to September, the vegetation has an important influence on the measured signal. During the growing season the AMSR-E signal is very perturbed. The polarization ratio 6.9 GHz provides a better agreement with simulated soil moisture even in the vegetation growing period. A comparison is done between spatialized soil moisture and the ERS-SCAT soil moisture product (Wagner SSM). In this case also the seasons are well marked but the lack of a higher temporal resolution (45 observations were available over the area for 2005) prevented capturing the soil moisture variability over the VAS area.

Radiometer signals received in L and C band are susceptible to man-made radio frequency interferences (Le Vine and Haken, 2003 ; Njoku et al., 2005). SMOS, now launched, has detected a significant amount of RFI sources over the globe. Among these RFI sources, some of them are over Spain, affecting also the VAS test site. The Spanish authorities concentrate their efforts and managed already to stop most of these sources. The actual brightness temperature values over VAS are within the range of expected values. As the soil moisture simulation process is now validated, future works will imply simulating the SMOS brightness temperature as part of the Cal/Val activities.

L'intérêt de l'utilisation des estimations des précipitations par satellite pour la modélisation de l'humidité du sol à l'échelle du pixel SMOS

Sommaire

5.1	Introduction	77
5.2	Bases de données satellites	78
5.3	Analyse de la base de données PERSIANN	79
	Synthèse de l'article	79
5.3.1	Abstract	81
5.3.2	Introduction	81
5.3.3	Studied area and data	83
5.3.4	Methodology – ISBA modelling	86
5.3.5	Results and discussion	88
5.3.6	Conclusions	98
5.4	Comparaison des différents produits d'estimation des précipitations par satellites	100
5.4.1	Pluie	100
5.4.2	Humidité du sol	100
5.5	Conclusion	104

5.1 Introduction

Une estimation optimisée de la teneur en eau du sol à l'échelle d'un pixel SMOS ($50 \times 50 \text{ km}^2$) nécessite une bonne connaissance de la répartition spatiale et temporelle de la variabilité de la pluviométrie. La variabilité de l'humidité du sol est en effet largement contrainte par les effets du forçage atmosphérique, qui à leur tour sont influencés par des conditions climatiques à grande échelle et des précipitations.

En général, les estimations spatiales des précipitations provenant des pluviomètres sont utilisées en entrée des modèles hydrologiques. Cependant, ces mesures in-situ sont rarement disponibles et leur répartition spatialement hétérogène, diminuant ainsi leur représentativité à large échelle, telle que pour une zone équivalente à un pixel SMOS. L'utilisation d'estimations de précipitations par satellite dans la modélisation hydrologique offre une alternative aux pluviomètres et permet d'améliorer la précision des champs d'humidité du sol simulés. Afin de mettre en évidence l'intérêt de l'utilisation de ces produits pour la modélisation des champs d'humidité du sol à l'échelle du pixel SMOS, quatre d'entre eux sont évalués et comparés dans ce chapitre.

5.2 Bases de données satellites

La base de données PERSIANN-CCS (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Cloud Classification System) (Hong et al., 2004) présente un fort potentiel pour l'amélioration de la répartition spatiale des estimations de précipitation et d'humidité du sol à l'échelle du pixel SMOS, en particulier dans les zones où les stations de mesure de pluie sont éparées ou absentes. Avec une résolution spatiale de $0.04 \times 0.04^\circ$ (voir FIG. 5.1) et temporelle de une heure, cette base de données offre des résolutions spatiale et temporelle parmi les plus fines. Par conséquent, la première partie de ce chapitre est concentrée sur l'utilisation de la base de données PERSIANN (Juglea et al., 2010).

Dans la deuxième partie du présent chapitre une brève étude basée sur plusieurs bases de données de précipitations est conduite. Parmi ces bases de précipitations sont TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 3B42rt et 3B42v6, produits par NASA - GSFC (National Aeronautics and Space Administration - Goddard Space Flight Center) dans le cadre du projet TMPA (TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (Human et al., 2007)) et CMORPH (Climate Prediction Center morphing technique) produits par NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration's) (Joyce et al., 2004). Ces produits multicapteurs sont issus des mesures micro-ondes passives du capteur TRMM et d'autres satellites, sont fournis toutes les 3 heures à une résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (voir FIG. 5.1), et ont une disponibilité en temps quasi-réel et une couverture quasi-mondiale (50°S et 50°N).

La méthode utilisée consiste à tester la capacité des différents produits de précipitation à reproduire la variabilité, les quantités et l'occurrence des précipitations in situ. Des comparaisons entre les observations in situ et les pixels des différents produits de précipitations sont analysées à l'échelle du point et de la zone. Différentes données d'humidité du sol à l'échelle ponctuelle et spatialisée sont obtenues en utilisant le SVAT ISBA. Deux scénarios sont considérés en entrée du SVAT : un avec des observations météorologiques in situ et le deuxième avec des produits satellites. Des comparaisons ont été faites entre les données d'humidité du sol, pour différentes échelles et périodes. Pour tester les simulations de l'humidité du sol spatialisée en utilisant les deux scénarios (VAS et PERSIANN), une comparaison avec les produits AMSR-E sur une période de deux ans est effectuée.

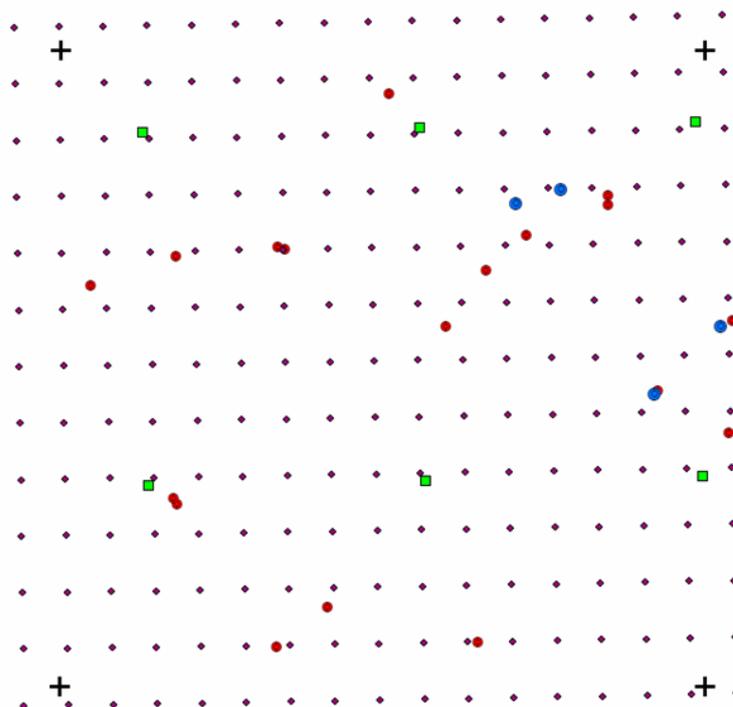


FIGURE 5.1 – Répartition spatiale des données de précipitation sur l'ensemble de VAS (+ les coordonnées de la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$). En bleu et rouge sont représentées les stations météorologiques et les pluviomètres in situ respectivement ; en violet les points PERSIANN et les carrés verts correspondent aux bases des données TRMM 3B42rt, TRMM 3B42v6 et CMORPH.

5.3 Analyse de la base de données PERSIANN

Synthèse de l'article

Cette partie est basée sur l'article :

S. Juglea, Y. Kerr, A. Mialon, E. Lopez-Baeza, D. Braithwaite, and K. Hsu (2010), *Soil moisture modelling of a SMOS pixel : interest of using the PERSIANN database over the Valencia Anchor Station*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1509-1525, 2010

L'objectif de cette étude est de tester la capacité des produits de pluie PERSIANN pour être utilisés comme une entrée d'un modèle hydrologique afin de reproduire l'hétérogénéité spatiale et temporelle des champs d'humidité des sols à l'échelle d'un pixel SMOS comparés à l'utilisation des mesures éparées et irrégulières provenant des pluviomètres in situ. A cet effet, le SVAT ISBA, forcé au départ avec des données météorologiques assez éparées enregistrées sur VAS (Juglea et al., 2010) est également forcé avec les données des précipitations PERSIANN.

Tout d'abord, la capacité des produits PERSIANN à reproduire la variabilité, les quantités et l'occurrence des précipitations in situ est testée. Des comparaisons entre les observations in situ et les points PERSIANN sont montrées à l'échelle d'un point et d'une zone (voir section 5.3.5). Les mesures des stations/pluviomètres in situ et les données PERSIANN ne concordent pas

très bien. Pendant la saison estivale, lorsque l'occurrence et les quantités des précipitations sont moins importantes, les tendances des précipitations sont mieux reproduites. Cependant, à la fin de l'automne et pendant l'hiver des différences substantielles entre les données pluviométriques en termes de fourchette de valeurs et variabilité temporelle sont observables. Cela peut s'expliquer par la variabilité à petite échelle de la pluie sur la région de VAS (voir FIG. 5.6) ainsi que par la différence d'échelle des bases de données. On considère que les pluviomètres enregistrent les précipitations en un point alors que les estimations par satellite intègrent la quantité de pluie sur une plus grande région. Bien que d'importantes différences locales existent, les moyennes aux échelles équivalentes montrent un meilleur accord.

Ensuite, les simulations d'humidité du sol à l'échelle d'un point (voir section 5.3.5) et spatialisées (voir section 5.3.5) sont illustrées. Deux scénarios avec des observations météorologiques in situ et des données PERSIANN sont considérées en entrée du SVAT. Utilisé en entrée de modèle ISBA, le produit PERSIANN a un impact important quand il est utilisé dans la modélisation ponctuelle. Toutefois, les différences en termes d'humidité du sol sont bien moindres que les différences en termes de précipitations. Néanmoins, il y a des périodes (fin de l'automne et l'hiver) lorsque les différences d'humidité du sol sont d'une ampleur équivalente à celles des précipitations. Lors des différentes comparaisons entre les humidités de sol obtenues en utilisant différentes estimations de précipitation, une large gamme des différences sont obtenues. Ces différences dépendent de la saison, étant particulièrement marquées à la fin de l'année, lorsque, comme dans le cas des précipitations, un important désaccord est observé. Deux humidités du sol spatialisées représentant l'information sur $50 \times 50 \text{ km}^2$ sont obtenues utilisant ISBA couplé à un ensemble de forçages et une bonne connaissance des types de sols et d'utilisation des terres. Une humidité du sol spatialisée est obtenue en utilisant les données in situ combinées à travers une approche d'interpolation (IDW) et une autre en utilisant les estimation de précipitation PERSIANN. En comparant les humidités du sol obtenues en utilisant les données VAS et PERSIANN respectivement, un bon accord est obtenu, les deux données ayant la même gamme d'amplitudes et variations. Cependant, à la fin de l'année (à partir de septembre), lorsque les quantités de précipitations sont les plus différents, une valeur d'erreur quadratique moyenne plus élevée que le reste de l'année est obtenue.

Enfin, pour tester les deux simulations de l'humidité du sol spatialisée en utilisant les deux scénarios (VAS et PERSIANN), une comparaison avec les produits AMSR-E sur une période de deux ans est effectuée (voir section 5.3.5). En raison de plusieurs retards de lancement du satellite SMOS, des données n'étaient pas disponible au moment où cette étude a été menée. Bien que le produit d'humidité du sol AMSR-E ne soit pas en mesure de donner les humidités volumiques, il fournit des informations fiables sur la variabilité temporelle de l'humidité du sol de surface, à l'échelle des événements saisonniers et des pluies. En général, nous pouvons observer que les dynamiques de l'humidité du sol sont bien prises en compte pendant toute l'année par les deux humidités du sol spatialisées (VAS et PERSIANN). D'avril à septembre, pendant la saison de croissance de la végétation, le signal AMSR-E est très perturbé induisant une erreur importante dans le produit d'humidité du sol. L'utilisation du rapport de polarisation à 6.9 GHz offre un meilleur accord avec les simulations d'humidité du sol. L'humidité du sol spatialisée obtenue à l'aide des observations in situ est, en général, plus conforme aux produits AMSR-E que l'humidité du sol spatialisée à l'aide des estimations PERSIANN.

5.3.1 Abstract

In the framework of Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Calibration/Validation (Cal/Val) activities, this study addresses the use of the PERSIANN-CCS¹ database in hydrological applications to accurately simulate a whole SMOS pixel by representing the spatial and temporal heterogeneity of the soil moisture fields over a wide area ($50 \times 50 \text{ km}^2$). The study focuses on the Valencia Anchor Station (VAS) experimental site, in Spain, which is one of the main SMOS Cal/Val sites in Europe.

A faithful representation of the soil moisture distribution at SMOS pixel scale ($50 \times 50 \text{ km}^2$) requires an accurate estimation of the amount and temporal/spatial distribution of precipitation. To quantify the gain of using the comprehensive PERSIANN database instead of sparsely distributed rain gauge measurements, comparisons between in situ observations and satellite rainfall data are done both at point and areal scale. An overestimation of the satellite rainfall amounts is observed in most of the cases (about 66%) but the precipitation occurrences are in general retrieved (about 67%).

To simulate the high variability in space and time of surface soil moisture, a Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) model – ISBA (Interactions between Soil Biosphere Atmosphere) is used. The interest of using satellite rainfall estimates as well as the influence that the precipitation events can induce on the modelling of the water content in the soil is depicted by a comparison between different soil moisture data. Point-like and spatialized simulated data using rain gauge observations or PERSIANN – CCS database as well as ground measurements are used. It is shown that a good adequacy is reached in most part of the year, the precipitation differences having less impact upon the simulated soil moisture. The behaviour of simulated surface soil moisture at SMOS scale is verified by the use of remote sensing data from the Advanced Microwave Scanning Radiometer on Earth observing System (AMSR-E). We show that the PERSIANN database provides useful information at temporal and spatial scales in the context of soil moisture retrieval.

5.3.2 Introduction

Solid knowledge of spatial and temporal soil moisture dynamics is essential in hydrological and meteorological modelling to improve our understanding of land-surface-atmosphere interactions. Numerous studies have shown the potential of using satellite data for the assessment of surface soil moisture at global scale. Particularly, passive L-band microwave radiometry has proven promising to approach this difficult task due the soil penetration depth, and the fact that it is passive and thus rather insensitive to structural features – on top of its ability to go through vegetation and atmosphere with much less alterations than longer wavelengths and active systems (Wang et al., 1990; Schmugge et al., 1992; Jackson et al., 1995; Jackson et al., 1999). The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission carrying the first space-borne passive L-band radiometer on board, has recently been launched by ESA. One of its main objectives is the mapping of global surface soil moisture fields with an accuracy better than $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and a temporal resolution of 2–3 days (Kerr et al., 2001).

The validation and calibration of the SMOS measurements is a crucial phase of the mission. In this context, representative values of soil moisture and brightness temperature for an entire

1. Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Cloud Classification System – <http://chrs.web.uci.edu/persiann>

SMOS pixel comparable to the satellite product at any overpass time are needed. To achieve a representative value of SMOS's footprint, it is essential to characterize and monitor an area slightly larger than the actual pixel (3 dB footprint) in terms of soil moisture/brightness temperature. Considering the antenna pattern of SMOS, an area of 55 km over land (43 km on average over the field of view) is seen by the instrument. However, observing the spatial distribution of soil moisture at the catchment (areal) scale by means of point in situ measurements is a difficult task. Dense sampling is required to achieve a good accuracy which is very costly and labour-intensive. To overcome these limitations, one issue currently under study is to use a Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer (SVAT) model to obtain distributed soil moisture fields. Juglea et al., 2010 proved the ability of the SVAT scheme (SURFEX (Externalized Surface)- module ISBA (Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere) - Noilhan and Planton, 1989 ; Noilhan and Mahfouf, 1996) to simulate the high temporal and spatial heterogeneity of soil moisture over the Valencia Anchor Station (VAS) experimental site in Spain by using in situ point measurements for model calibration and validation. VAS was selected as a key site providing in situ geophysical measurements over an area as wide as a SMOS pixel (Lopez-Baeza et al., 2005a, Delwart et al., 2007).

At SMOS pixel scale ($50 \times 50 \text{ km}^2$) soil moisture variability is mostly driven by atmospheric forcing effects, thus mainly being influenced by climatic conditions at large scale and precipitation. Since precipitation is considered as an important factor in controlling spatial and temporal patterns of soil moisture, especially in arid and semiarid regions (Grayson et al., 2006), a good estimation of water content in the soil requires an understanding of the spatial and temporal variability of the rainfall. In fact, rainfall data availability has been highlighted as a major constraint on the effective application of water resource models, and it has been argued that quality of rainfall model inputs is often more important than the choice of the model itself (Wilk et al., 2006). Spatial rainfall estimates derived from rain-gauges are widely used as input to hydrological models and as "ground truth" for satellite rainfall measurements (Seed and Austin, 1990). However, again these in situ measurements are often sparsely and irregularly distributed in space which questions their representativeness of an area of SMOS pixel size. The incorporation of satellite-based rainfall estimates in hydrological modelling is expected to offer an alternative to ground based rainfall observations. The use of satellite-based information to improve spatial rainfall estimates has been widely reported (Hsu et al., 1999 ; Sorooshian et al., 2000 ; Grimes and Diop, 2003). However, so far few studies have investigated the application of these data sets in hydrological models. Studies were conducted to evaluate the performance of hydrological models using operational satellite rainfall estimates in Southern Africa (Thorne et al., 2001 ; Hughes et al., 2006 ; Hughes, 2006 ; Wilk et al., 2006). Hughes, 2006 concluded that the satellite rainfall data do not reflect the strong influences on precipitation of topography in some of the basins. However, the preliminary results obtained in four studied areas representing very different climate regimes within Southern Africa are encouraging enough to suggest that further investigations are justified. Collischonn et al., 2008 evaluated the rainfall estimates of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite over the Tapajos river basin in Amazon. They concluded that it is very unlikely that remote sensing of precipitation will completely replace ground based measurements, but that it is possible that the best information for hydrological applications will be the combination of remote sensing and ground data. Gottschalck et al., 2005 and Ming et al., 2010 carried out studies over the continental United State region. Gottschalck et al., 2005 studied the impact of different precipitation products on soil state, while Ming et al., 2010 forced a Land Surface Model with both satellite estimates and in situ rainfall measurements to test how well they can predict hydrologic states and fluxes useful for water resource applications. They

confirmed that global precipitation measurement from space offers great value for hydrology and water resource applications, especially for areas with lack of ground measurements. However, depending on the specific purpose of the application, such as drought monitoring or flooding forecasting, continued research is required before satellite rainfall products are skillful enough for operational use.

A database with high potential to improve spatial rainfall estimates and thus modeled soil moisture data at SMOS pixel scale especially in areas where rain gauge stations are absent or sparse is the PERSIANN-CCS (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Cloud Classification System - <http://chrs.web.uci.edu/persiann>) satellite rainfall data (Hong et al., 2004). With $0.04 \times 0.04^\circ$ spatial and 1 h temporal resolution it belongs to the satellite rainfall databases with currently best resolutions, and corresponds well with the high resolution grid used in the SMOS soil moisture retrieval scheme (see the ATBD document - www.cesbio.ups-tlse.fr/fr/smos/smos_atbd.html). Hughes, 2006 found high correlation between PERSIANN estimates with single point rain gauges in a number of basins in Southern Africa, while Gottschalck et al., 2005 reported that in the central United States PERSIANN suffers from a few deficiencies-most notably an overestimation of summertime precipitation (200–400 mm).

The objective of this paper is to investigate the benefit of applying the PERSIANN database to reproduce the high temporal and spatial heterogeneity of soil moisture fields at SMOS pixel scale over the VAS test site compared to using sparsely and irregularly distributed in situ rain gauge measurements. For this purpose, the SVAT scheme SURFEX – module ISBA originally driven by sparse in situ meteorological measurements over VAS (Juglea et al., 2010) is also forced with satellite rainfall data from the PERSIANN database. First, the skill of the PERSIANN products to replicate the variability of gauge rainfall amounts and occurrence at point and areal scale is tested. Then, the PERSIANN rainfall data is input to the ISBA model to simulate the spatial and temporal heterogeneity of soil moisture fields at point and spatialized scale. These simulations are compared with in situ soil moisture measurements as well as soil moisture estimates obtained from simulations using in situ rain gauge data again at both scales. The spatialized soil moisture product obtained using PERSIANN estimates is compared with remote sensing soil moisture product available at this time. In this framework, the behaviour at the SMOS footprint scale of the spatialized soil moisture product obtained using PERSIANN rainfall was tested by using remote sensing products derived from AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer of the Earth Observing System).

5.3.3 Studied area and data

5.3.3.1 Valencia Anchor Station

The Valencia Anchor Station (VAS) is located in Eastern Spain, about 80 km inland to the West of Valencia. The site was selected by ESA with the main objective to characterize a large-scale reference area. It is dedicated specifically to the validation and calibration of low spatial resolution Earth Observation data and products. The site, defined within the natural region of the Utiel-Requena Plateau, represents a reasonably homogeneous area of about $50 \times 50 \text{ km}^2$ (Lopez-Baeza et al., 2008), mainly dedicated to vineyard crops (about 56% cover), and other Mediterranean land uses (shrubs, oaks, pine, olive and almond trees, etc). The soil types are Haplic and Petrocalcic Calcisols, and Calcaric Cambisols, and are deep with accumulation of

carbonates and with low organic matter content (Lopez-Baeza et al., 2008). Considering the wavelength of observation ($\lambda=21$ cm), the area remains as a ploughed bare soil for about half a year.

VAS is a semiarid environment with low annual precipitation (around 400 mm) and is characterized by an extensive set of measurements at different levels (both in the atmosphere and in the soil) in order to derive surface energy fluxes. Over the VAS area (50×50 km²) 22 meteorological stations, 4 fully equipped and 18 rain gauges, are randomly and not uniformly distributed (FIG. 5.2). The 4 fully equipped stations provide meteorological data : air temperature and humidity at screen level, atmospheric pressure, precipitation, wind speed and direction and solar and atmospheric radiation. The atmospheric forcing is used as an input to the SVAT model to obtain the surface soil moisture. According to the dataset, in the 4 fully equipped meteorological stations located into the VAS 50×50 km² area, the measured data are registered on a 30/60 min basis : air temperature and humidity at screen level, atmospheric pressure, precipitation, wind speed and direction, and solar and atmospheric radiation. In addition, among the rain gauges, some of them are recording the weather information daily. In order to run the SVAT models with a suitable temporal resolution, standard diurnal cycles are reconstructed from the daily data.

Over the 50×50 km² area in situ soil moisture measurements are available. In this study, soil moisture data recorded during the Mediterranean Ecosystem L-Band characterization Experiment 2 (Melbex 2 – 39.526° N, 1.288° W) is used. The campaign was carried out from April 2007 to December 2007 to observe the surface emission of vineyards (Cano et al., 2008). The soil is characterized as sandy clay loam, with a texture composed of 45% sand and 26% clay. The soil moisture measurements were carried out at 5 cm depth within an area of about 2 m² every 10 min using three capacitive probes. In the area, the soil was ploughed at least 3 times during the growing period of vineyards.

Surface static fields (vegetation fraction, roughness, leaf area index (LAI), soil texture, and others) are accessible. A detailed description of the vegetation characteristics is available at 1 km resolution based on ECOCLIMAP, a surface parameter database derived from land cover and climatic maps (Masson et al., 2003). The LAI data comes from the MODIS instrument (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer ; <http://modis.gsfc.nasa.gov/>) at 1 km spatial resolution provided on a daily and 8-day basis. An accurate map representing the spatial distribution of clay and sand (Millan-Scheiding et al., 2008) at 10 m resolution covering all the 50×50 km² area is available.

5.3.3.2 PERSIANN database

The PERSIANN system for rainfall estimation is under development at The Center for Hydrometeorology and Remote Sensing at The University of California, Irvine. The fundamental algorithm is based on a neural network and can therefore be easily adapted to incorporate relevant information as it becomes available. The original system (Hsu et al., 1997) was based on geostationary infrared imagery and later extended (Hsu et al., 1999) to include the use of both infrared and daytime visible imagery. Further development of PERSIANN has included cloud image segmentation and classification for rainfall estimation at $0.04 \times 0.04^\circ$ resolution (Hong et al., 2004). Instead of extracting local texture information in PERSIANN (Hsu et al., 1997; Hsu et al., 1999; Sorooshian et al., 2000), PERSIANN-CCS extracts information from the whole cloud patch and provides multiple infrared brightness temperature versus rainfall rate ($Tb-R$)

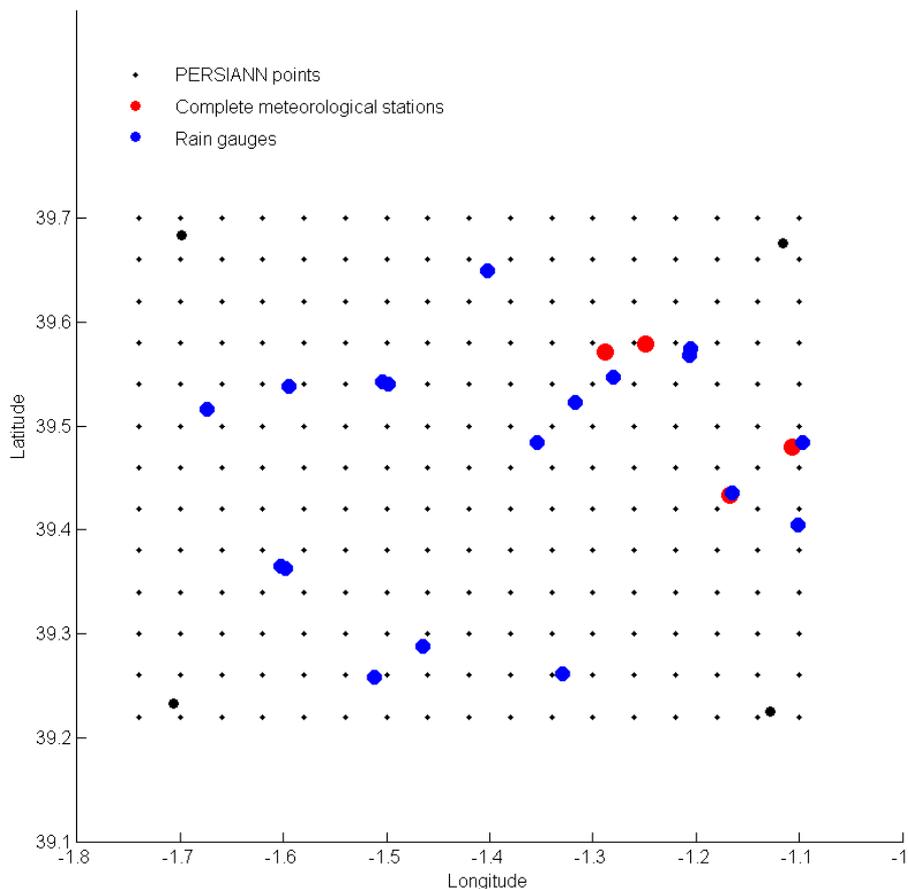


FIGURE 5.2 – Distribution of the in situ meteorological stations (red dots) and rain gauges (blue dots) over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS area (the four large black dots representing its limits). The PERSIANN points are represented in small black dots.

relationships for different cloud classification types.

The product used in this study is PERSIANN – CCS, hereafter referenced as PERSIANN. It exhibits $0.04 \times 0.04^\circ$ spatial and 1 h temporal resolution with complete coverage between 60° S to 60° N . The VAS area includes 221 PERSIANN grid points (see FIG. 5.2).

5.3.3.3 AMSR-E data

The Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) of the Earth Observing System (EOS) is a passive microwave scanning radiometer, operating in horizontal and vertical polarizations at six wavelengths (6.925, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5, and 89 GHz) with an incidence angle of 55° . Launched on the Aqua satellite in May 2002, it operates in polar sun-synchronous orbit with equator crossing at 01 :30 p.m. and 01 :30 a.m. local solar time. Global coverage is achieved every two days or less depending on the latitude. The mean spatial resolution at 6.9 GHz

is about 56 km. The data used in this study are AMSR-E Level 3 soil moisture and brightness temperature at 6.9 GHz (Njoku, 2004), and are provided by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). The inversion algorithm for the AMSR-E soil moisture uses the 10.7 GHz and 18.7 GHz brightness temperature data (Njoku et al., 2003). The increased signal attenuation by vegetation and the superficial sensing depth for higher frequencies is a limit in the soil moisture retrieval from AMSR-E data. Thus, the polarization ratio is additionally used as it provides a better agreement (than the soil moisture product from AMSR-E) with simulated soil moisture even in the vegetation growing period (Juglea et al., 2010). By means of the 6.9 GHz horizontally (h) and vertically (v) polarized brightness temperatures we computed the polarization ratio (PR) as following :

$$\text{PR} = \frac{Tb_v - Tb_h}{Tb_v + Tb_h} \quad (5.1)$$

The advantage of using the PR is that it normalizes out the surface temperature and leaves a quantity that depends primarily on soil moisture, vegetation and atmosphere (Kerr et Njoku, 1990 ; Njoku et al., 2003 ; Owe et al., 2001). The AMSR-E brightness temperature and soil moisture products are re-sampled to a global cylindrical 25 km Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE-Grid) cell spacing (Njoku, 2004). Two AMSR-E pixels are covering the VAS area. The average of these two pixels is considered to be representative for the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area corresponding to one SMOS pixel.

5.3.4 Methodology – ISBA modelling

The model used to generate the temporal behaviour of the soil moisture from atmospheric forcing and initial conditions is called SURFEX (stands for surface externalisée – Le Moigne et al., 2009) and was developed at the National Center for Meteorological Research (CNRM) at Météo-France. It gathers all the developments and improvements made in surface schemes, and contains four different modules : ISBA (Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere), Sea and ocean, TEB (Town Energy Balance) and Lake. For this work only the ISBA module (Noilhan and Planton, 1989 ; Noilhan and Mahfouf, 1996) is used. It simulates the interaction between the low-level atmosphere, the vegetation and the soil, by using a physically based method that solves the water and energy budgets of the soil-vegetation system. In this study, the modelling of the heat and water transfers into the soil is based on the diffusive scheme – ISBA-DIF (Boone, 2000 ; Boone et al., 2000). Details on the choice of the parametrization can be found in Juglea et al., 2010. The atmospheric forcing required to run the ISBA model is composed of : air temperature and humidity at screen level, atmospheric pressure, precipitation, wind speed and direction and solar and atmospheric radiation. The soil layer discretization was chosen so as to enable comparisons of realistic configurations as a function of the penetration depth, between ground measurements and/or the remote sensing data, from 1 cm at the surface down to 1.50 m of depth (1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 10, 30, 50, 80, 100, 150 cm). The soil moisture modelling is done in two steps : one consisted in a point modelling, followed by a spatialized one. The data processed is either in situ data from VAS (meteorological observations and surface state characteristics) area either remote sensed data from PERSIANN (rainfall estimates). The two procedures are illustrated next.

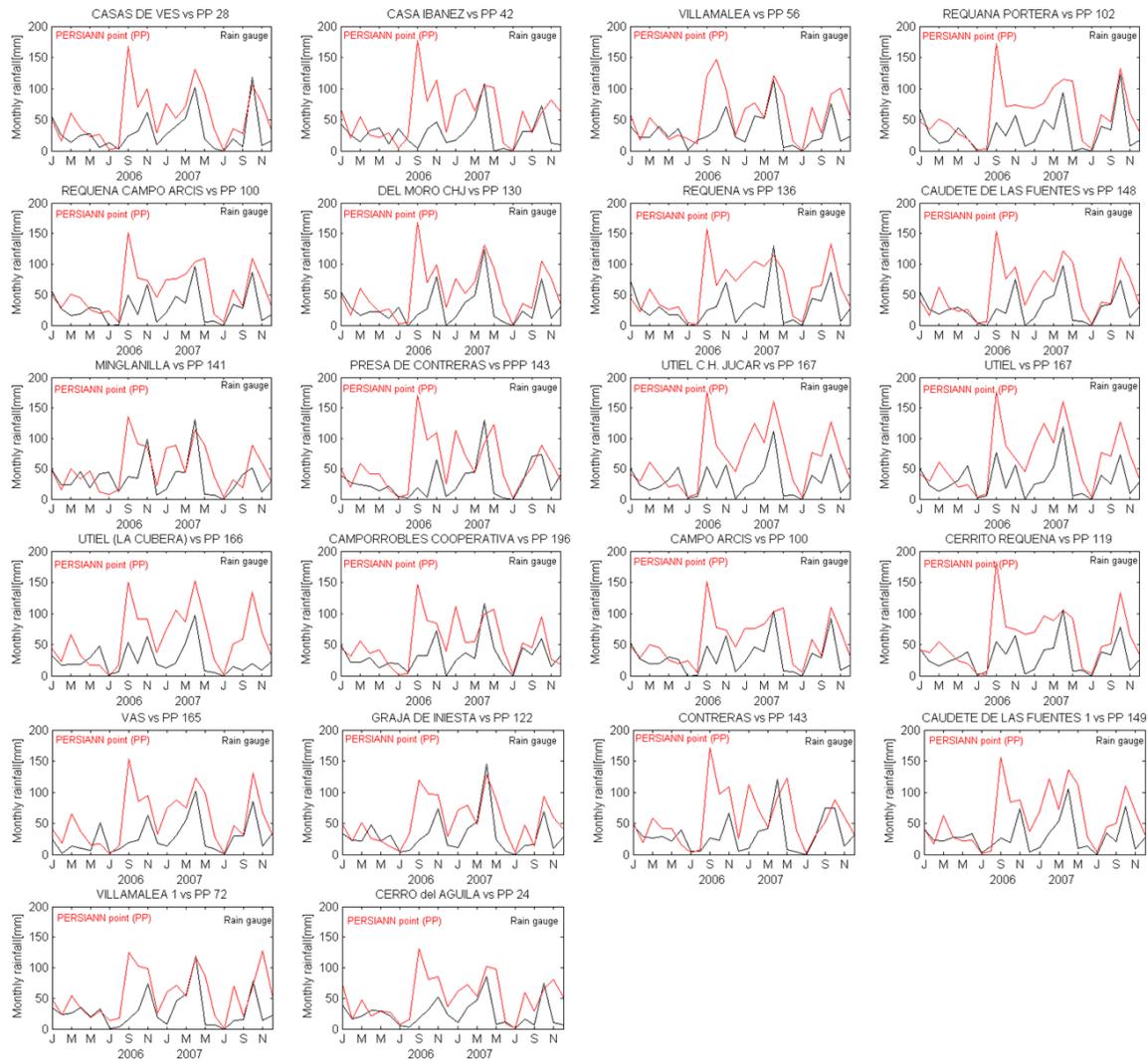


FIGURE 5.3 – Monthly comparisons between all the meteorological stations/rain gauges (black line) within the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS area and their nearest PERSIANN points (red lines) for 2006 and 2007.

5.3.4.1 Point procedure

In the point procedure the ISBA model is forced in different point locations. As the goal of this study is to evaluate the influence of precipitation on the soil moisture simulations, different rainfall data, namely in situ measurements from the two rain gauges “Caudete de las Fuentes” (CA FU -1.32° W , 39.52° N), and “Caudete de las Fuentes 1” (CA FU1 -1.28° W , 39.55° N) and the closest PERSIANN point PP148 1.30° W , 39.54° N) (FIG. 5.4), were input to the model while a common set of surface characteristics and atmospheric forcing was used for each of the three model runs. Analysis of the simulated soil moisture as well as comparisons with ground measurements are presented in Sect. 5.3.5.

5.3.4.2 Spatialized procedure

In order to reproduce the high temporal and spatial heterogeneity of soil moisture over the VAS site, in the spatialized procedure the ISBA model is run over a regular grid covering the entire area. Thereby, two scenarios were investigated, (a) using precipitation data from the 22 in situ rain gauges and meteorological stations, and (b) using satellite precipitation data from the 221 PERSIANN points within the VAS area. For both scenario runs, the input data first had to be prepared by interpolation to a common grid, though with differing grid cell sizes for the two scenarios according to the respective spatial availability of the applied precipitation data. In case of scenario (a) the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area was divided into $10 \times 10 \text{ km}^2$ cells. FIG. 5.2 presents the spatial distribution of the available meteorological stations/rain gauges over the VAS. As an irregular distribution of the stations can be noticed (for example in the center of the area there is no data) an interpolation (Inverse Distance Weighted – IDW) of all the available meteorological stations is performed over the $10 \times 10 \text{ km}^2$ grid as described in Juglea et al., 2010. In case of scenario (b) the $50 \times 50 \text{ km}^2$ area was divided into $4 \times 4 \text{ km}^2$ cells corresponding to the resolution of the PERSIANN grid ($0.04 \times 0.04^\circ$). Temperature, atmospheric pressure, wind speed, wind direction and relative humidity data from the 4 complete meteorological stations were interpolated over this grid using IDW. The downwelling shortwave fluxes from the Land-SAF radiation product (<http://landsaf.meteo.pt/>) were extracted over the same grid while the longwave fluxes were calculated using the interpolated data and the formulation from Brutsaert, 1975 which uses only inputs of measured surface air temperature and moisture amount. The roughness and the fraction of vegetation (ECOCLIMAP) and the LAI (MODIS), are at 1 km resolution. Due to their different spatial resolutions when compared to the $4 \times 4 \text{ km}^2$ grid, these products were aggregated through a spatial mean. Texture maps (sand and clay) are available at 10m resolution. In this case, the aggregation to the $4 \times 4 \text{ km}^2$ was accomplished by considering the main class of texture into the grid cell. The ISBA-model was then driven by means of the respective precipitation data, atmospheric forcing and land surface data grids for the two scenarios (a) and (b) at an hourly time-step to obtain spatially distributed soil moisture datasets for the VAS site. For each scenario the respective soil moisture grid was averaged to one representative soil moisture value for the entire $50 \times 50 \text{ km}^2$ area comparable to satellite products resolution. To check the behaviour of both spatialized soil moisture datasets (simulated by means of in situ observations or PERSIANN satellite estimates) a comparison with existing products derived from AMSR-E is performed over a 2-year period. The soil moisture simulations are extracted for the time steps close to the satellite overpass times. As AMSR-E penetration depth is about 2 cm, the simulated soil moisture integrated over the first 2 cm is considered. Comparisons between the simulated soil moisture datasets using different precipitation input at both point and spatialized scales as well as comparisons of spatialized soil moisture simulations and remote sensing products from AMSR-E are presented in following paragraphs.

5.3.5 Results and discussion

In order to test the ability of the PERSIANN satellite rainfalls to be used as an input of a hydrological model so as to accurately simulate a whole SMOS pixel, an evaluation of the product is undertaken. In this chapter results of the conducted analyses are presented and discussed. Firstly, rain rates comparisons between in situ rainfall observations and the PERSIANN points are shown at both point and areal scale. Secondly, the ISBA soil moisture simulations over the VAS site at point and spatialized scale using the two scenarios with (a) in situ meteorological observations and (b) the PERSIANN database as input are illustrated. Results of the two scenario

runs are compared with ground measurements as well as with each other. Thirdly, comparisons of the spatialized soil moisture simulations from the two scenarios with AMSR-E products over a two-year period are depicted.

5.3.5.1 Rainfall comparison

In this section, the skill of the PERSIANN rainfall products to replicate the variability of rainfall amounts and occurrence as measured by in situ rain gauges within the VAS site is investigated for 2006 and 2007. FIG. 5.3 presents comparisons of monthly rainfall estimates between all 22 meteorological stations within the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS area and their nearest PERSIANN points (PP). Although there is a general agreement in rainfall patterns, the precipitation values produced by PERSIANN substantially overestimate the rainfall amounts in comparison with the gauges. This overestimation is clearly more distinct in the winter months than in the summer months, and most extreme in September 2006, where the rain gauges record rainfall amounts smaller than 50 mm/month whereas the PERSIANN products systematically exceeds 150 mm/month. The

TABLE 5.1 – List of all the meteorological stations/ rain gauges (1st column) and their nearest PERSIANN points (2nd column) available over the VAS area. The root-mean square error (RMSE) and the mean bias (Mbias) of daily precipitation between each in situ rainfall observation and PERSIANN point are calculated for 2006 and 2007.

Station Name	PERSIANN point	2006		2007	
		RMSE mm/day	Mbias mm/day	RMSE mm/day	Mbias mm/day
CASAS DE VES	28	5.69	0.80	6.04	0.90
CASAS IBANEZ	42	6.96	0.90	6.95	1.11
VILLAMALEA	56	6.13	0.77	6.57	1.02
REQUENA LA PORTERA COOP.	102	6.04	0.82	6.43	1.11
REQUENA CAMPO ARCIS	100	4.79	0.77	5.82	1.06
DEL MORO CHJ	130	5.82	0.76	5.92	0.94
REQUENA	136	5.31	0.81	6.31	1.19
CAUDETE DE LAS FUENTES	148	5.58	0.73	5.95	1.03
MINGLANILLA	141	5.70	0.34	5.98	0.79
PRESA DE CONTRERAS	143	6.15	1.08	6.72	0.76
UTIEL CHJ	167	5.83	0.76	6.92	1.59
UTIEL	167	6.03	0.69	6.93	1.55
UTIEL (LA CUBERA)	166	5.61	0.71	6.38	1.69
CAMPORROBLES COOPERATIVA	196	5.86	0.75	5.53	0.70
CAMPO ARCIS	100	4.75	0.77	5.22	1.00
CERRITO REQUENA	119	5.55	0.78	5.53	1.08
VAS	165	5.71	0.91	5.26	1.02
GRAJA DE INIESTA	122	4.54	0.62	5.43	0.80
CONTRERAS	143	6.03	0.86	6.53	0.82
CAUDETE DE LAS FUENTES 1	149	5.52	0.68	5.93	1.23
VILLAMALEA 1	72	4.80	0.75	6.20	1.01
CERRO	24	4.87	0.76	5.48	1.01

same pattern is observed in January and February 2007, though to a less pronounced extent. TAB. 5.1 lists both the root-mean square error (RMSE) and the mean bias (Mbias) of daily precipitation between each corresponding in situ rainfall observation and PERSIANN point for the entire VAS site for the years 2006 and 2007. It shows that the deviation between the rain gauge measurements and the PERSIANN product remains spatially and temporally consistent in most of the considered cases. TAB. 5.2 shows the differences in terms of rainfall occurrence (number of detected rain events) between all meteorological stations/rain gauges available within the VAS area and their nearest PERSIANN point for the years 2006 and 2007 at a daily scale. In most cases the PERSIANN points show at least twice the number of rainfall events than the rain gauges.

In order to investigate the spatial and temporal variability of the PERSIANN product, a more in-depth comparison between a representative rain gauge called Caudete de las Fuentes 1 (CA FU1) and its 9 neighbouring PERSIANN points (PP) was conducted on a daily basis. FIG. 5.4 depicts the location of the selected rain gauge and the surrounding PERSIANN points, while TAB. 5.3 summarizes the differences in daily rainfall amounts in terms of RMSE and Mbias for

TABLE 5.2 – Contingency table illustrating the number of rain events measured by the satellite but not measured by the rain gauges and vice versa (R stands for “rain” and NR stands for “non rain”). The comparison was done between all the meteorological stations/ rain gauges and their nearest PERSIANN points available over the VAS area for 2006 and 2007.

Station Name/PERSIANN point	2006				2007			
	R/R	R/NR	NR/R	NR/NR	R/R	R/NR	NR/R	NR/NR
CASAS DE VES / PP 28	63	44	51	208	75	45	40	205
CASA IBANEZ / PP 42	21	19	86	240	26	11	83	245
VILLAMALEA / PP 56	38	28	71	229	48	12	60	245
REQUANA PORTERA / PP 102	17	10	96	243	19	7	85	254
REQUENA CAMPO ARCIS / PP 100	39	23	71	233	37	17	67	244
DEL MORO CHJ / PP 130	30	12	84	240	34	3	81	247
REQUENA / PP 136	35	20	84	227	39	7	74	245
CAUDETE DE LAS FUENTES/PP 148	26	11	90	239	35	5	78	247
MINGLANILLA / PP 141	33	17	78	238	34	8	74	249
PRESA DE CONTRERAS / PP 143	44	33	69	220	50	23	67	225
UTIEL C.H.J. / PP 167	38	21	81	226	36	9	79	241
UTIEL / PP 167	36	17	83	230	38	5	77	245
UTIEL (LA CUBERA) / PP 166	51	44	66	205	51	42	64	208
CAMPORROBLES COOPERATIVA/PP 196	30	13	84	239	31	6	77	251
CAMPO ARCIS / PP 100	56	52	54	204	45	56	59	205
CERRITO REQUENA / PP 119	54	47	63	202	57	37	49	222
VAS / PP 165	38	41	78	209	62	60	53	190
GRAJA DE INIESTA / PP 122	52	38	69	207	55	24	58	228
CONTRERAS / PP 143	49	41	64	212	53	33	64	215
CAUDETE DE LAS FUENTES 1/PP 149	51	46	68	201	52	26	62	225
VILLAMALEA 1 / PP 72	45	40	58	223	57	25	53	230
CERRO / PP 24	46	40	58	222	47	32	68	218

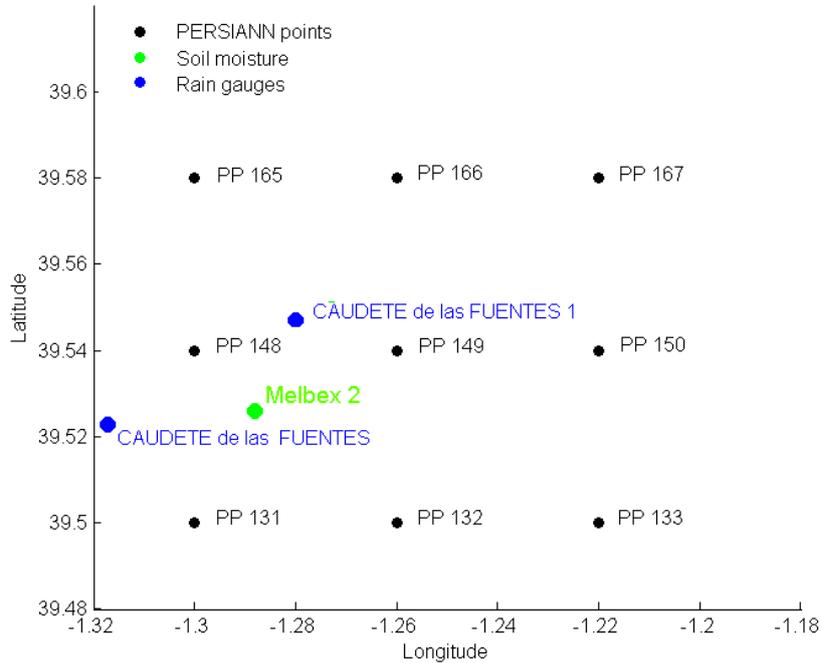


FIGURE 5.4 – Positions of Caudete de las Fuentes (CA FU) and Caudete de las Fuentes 1 rain gauges (blue dots), PERSIANN neighboring points (black dots with number of reference), and the Melbex 2 soil moisture campaign site (green dot).

the years 2006 and 2007. Again, substantial differences in terms of range are observed and in terms of spatial variability an homogeneous rainfall distribution is encountered around the CA FU1 point. In general, PERSIANN overestimates rainfall compared to the gauges, especially

TABLE 5.3 – Statistical analysis between Caudete de las Fuentes1 (CA FU1) rain gauge and of its nine PERSIANN neighbours (PP) for 2006 and 2007.

Rain gauge CA FU1/PERSIANN point	2006		2007	
	RMSE mm/day	Mbias mm/day	RMSE mm/day	Mbias mm/day
CA FU1/PP131	5.64	0.71	5.19	1.02
CA FU1/PP132	5.44	0.69	5.70	1.06
CA FU1/PP133	5.79	0.84	5.79	1.25
CA FU1/PP148	5.60	0.69	5.36	1.04
CA FU1/PP149	5.53	0.68	5.93	1.24
CA FU1/PP150	5.61	0.74	6.35	1.45
CA FU1/PP165	5.66	0.71	5.31	1.09
CA FU1/PP166	5.62	0.74	6.12	1.35
CA FU1/PP167	5.64	0.79	6.42	1.61

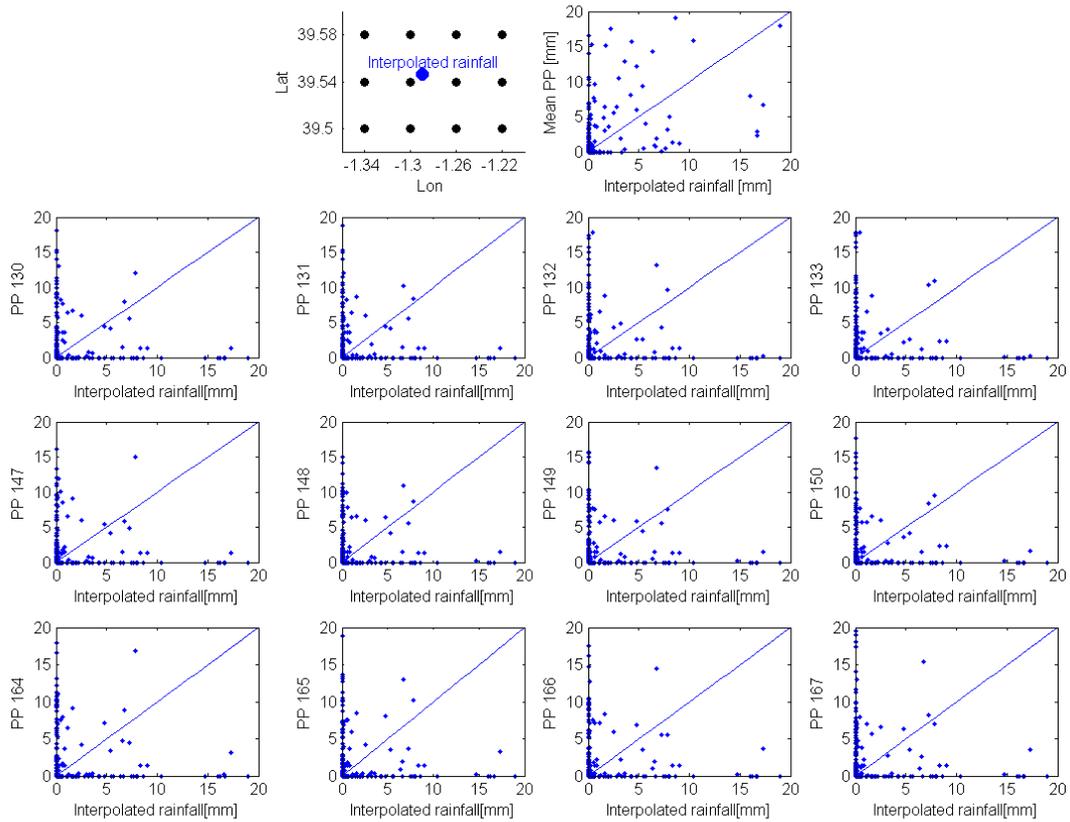


FIGURE 5.5 – Comparison between interpolated rainfall product (x -axis) and PERSIANN points (y -axis). The interpolated rainfall is representative over a $10 \times 10 \text{ km}^2$ area and is obtained using in situ observations over VAS. The mean PP represents the spatial average of the 12 PERSIANN points available within the same grid as the interpolated rainfall. The top left figure provides a map (longitude x -axis, latitude y -axis) representing the interpolated rainfall and the PERSIANN points, while the top right figure represents the comparison between the interpolated rainfall and the PERSIANN mean. The 2nd, 3rd and 4th rows present comparisons of the interpolated rainfall (x -axis) and each PERSIANN point (y -axis). The analysis is done for 2007 at a daily scale.

in the rainy seasons, which was also found over India by Brown, 2006 and across Australia, the Pacific, parts of Asia by Sorooshian et al., 2000. The most significant difference in rainfall amount between CA FU1 and its surrounding PERSIANN points is again observed in September 2006 – while the CA FU1 rain gauge records only a slight amount of rainfall all the PERSIANN points (PP) show rainy events beyond 20 mm/day . During the summer season, the rain gauge and the PERSIANN points show better agreement with CA FU1 rainfall amounts around 45 mm/day and rainfall amounts of the PERSIANN points of about 70 mm/day in the months of June, July and August (2006 and 2007). The fact that the satellite data represents areal rainfall, while the gauge data represents point rainfall can also induce precipitation differences. In order to test this, rainfall amounts of one grid cell of the interpolated $10 \times 10 \text{ km}^2$ rainfall grid derived from all in situ observations within VAS are compared with rainfall estimates at each of the 12 PERSIANN

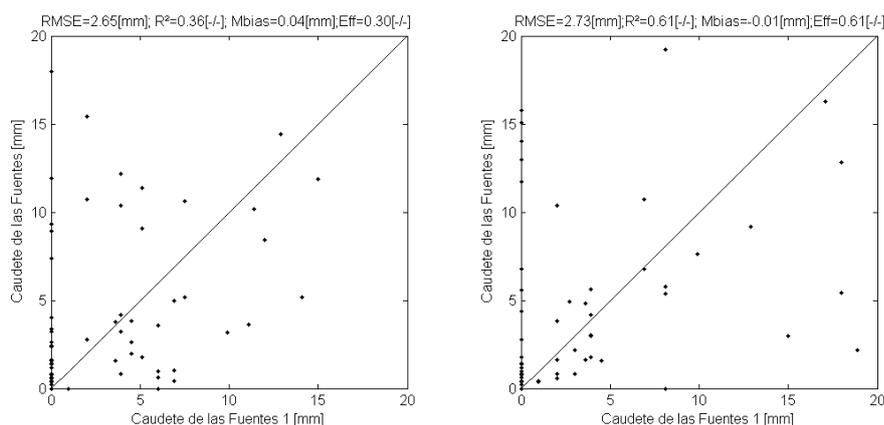


FIGURE 5.6 – Precipitation events at Caudete de las Fuentes (y -axis) versus Caudete de las Fuentes 1 (x -axis) rain gauges for 2006 (left hand figure) and 2007 (right hand figure). See FIG. 5.4 for gauge positions.

points located within this cell as well as with the spatial mean of all 12 PERSIANN points. The analysis is done for 2007 at a daily scale, and results are presented in FIG. 5.5. It shows that a slight improvement in terms of RMSE and correlation (R^2) is obtained when comparing data at the same spatial scale: while no correlation is observed between the interpolated rainfall and each nearest PP individually and the RMSE value is above 6.73 mm/day in most cases, the comparison between the spatial mean of the 12 PP and the interpolated rainfall reveals an R^2 of 0.23 –/– and an RMSE of about 5.32 mm/day. FIG. 5.6 finally shows a comparison of the daily rainfall rates (2006 and 2007) of the rain gauges CA FU1 and CA FU which are located about 4 km apart (see FIG. 5.4). Despite their proximity, the recorded rainfall at the two stations for 2006 is not highly correlated ($R^2=0.36$ –/–). This low correlation indicates a high small-scale spatial rainfall variability over the VAS area, and demonstrates that the missing correlation between rain gauges and PPs – not exactly located at the same points – could at least partly be explained by this phenomenon. However, most likely the issue of comparing point rain gauge data with spatialized PERSIANN rainfall estimates also contributes to the disagreement of the two datasets. This is underlined by the fact that the correlation is improved when comparing the two datasets at the same spatial scale, clearly highlighting the importance of scaling issues. The still existing discrepancy could for example be caused by uncertainty in the spatialized rainfall estimate from in situ data introduced through interpolation of the sparse and irregularly distributed rain gauge data, which further emphasizes the high importance of the scaling problem when comparing datasets. Another explanation for the remaining disagreement between the two datasets even when compared at equal spatial scale could also be the fact that the PERSIANN system does not involve local calibration in producing its rainfall estimates. It is suggested that the product could be improved through calibration by means of in situ observations. Finally, the rain gauge measurements are quite error-prone as well through shelter effects/undercatch and sometimes are very difficult to access in a timely fashion to drive a model. These issues have to be considered as they can induce additional uncertainties.

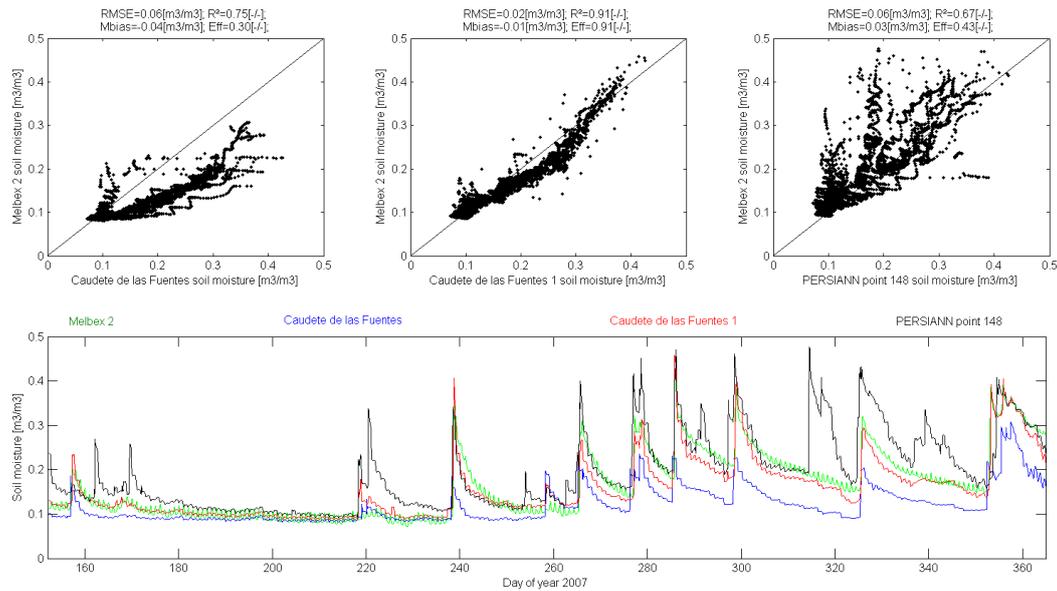


FIGURE 5.7 – Simulated soil moisture integrated over top 5 cm of soil using Caudete de las Fuentes rain gauge, Caudete de las Fuentes 1 rain gauge and the PERSIANN point 148 compared to Melbex 2 in situ soil moisture from 1 June to 31 December 2007.

5.3.5.2 Soil moisture

A. Point to point comparison between soil moisture data

The objective of this comparison is to assess whether the satellite data can be used instead of gauge data as inputs to a hydrological model. For the point scale soil moisture simulations the SVAT model was driven by precipitation input from three different point datasets, namely from the CA FU and CA FU1 rain gauges and the PERSIANN point PP148. The simulated soil moisture and in situ point soil moisture measurements recorded during the Melbex 2 campaign were compared at an hourly scale from June to December 2007. The comparisons were conducted over the top 5 cm of soil and are illustrated in FIG. 5.7. Results indicate that there is a considerable impact on soil moisture when using different precipitation forcing for the SVAT simulations. All three simulations show deviations from the observed in situ soil moisture with RMSE values ranging from $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ for CA FU1 to $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ for CA FU and PP148, though with considerably different patterns. The CA FU1 simulation follows the observed soil moisture trend most closely over the entire studied time interval. Meanwhile the CA FU simulation generally depicts dryer soil moisture values than the measured ones. This can be explained by the observed rainfall patterns at the two different gauge stations. While the total rainfall amounts recorded for the entire period are in comparable range with 189.85 mm and 172.08 mm at CA FU and CA FU1, respectively, the precipitation occurrence registered at CA FU is more widely spread in time, causing a longer period of dry soil moisture values. The PP148 runs indicate generally a much wetter soil than the measured one, especially in the second half of the investigated time period. This pattern is consistent with the overestimation of late fall and winter precipitation by the satellite products. A total rainfall amount of 314.12 mm within the considered period is encountered in the PERSIANN data, almost twice than the total rain gauge amounts.

FIG. 5.8 shows a more detailed comparison of soil moisture simulated with the three different precipitation inputs at the top 5 cm of the soil at an hourly time step for the years 2006 and 2007. The statistical analysis of the comparison is summarized in TAB. 5.4. The analysis indicates a wide range of accuracies with a noticeable season-dependency. As in the case of rainfall amounts largest disagreements are generally observed during the late fall and early winter seasons. When soil moisture simulated by means of CA FU 1 and CA FU rainfall records is compared with soil moisture estimated from PP148 data for the year 2006, RMSE values of $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ are obtained, respectively. When only considering the period from January to the end of August 2006 a notable improvement of the results is observed with RMSE values of $0.037 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ for both comparisons, CA FU/PP148 and CA FU1/ PP148. The correlation values (R^2) are also better, reaching values of 0.70 $-/-$ and 0.64 $-/-$ for the period from January to August 2006 compared to 0.52 $-/-$ and 0.50 $-/-$ for the entire year 2006 in case of CA FU/PP148 and CA FU1/ PP148, respectively. To better understand these discrepancies obtained at the end of the year, a more detailed analysis is done for September 2006 (day of year 244 to 273). For the PP148 simulation a monthly precipitation average of 5.30 mm/day results in

TABLE 5.4 – Statistical analysis between simulated point soil moisture integrated over the top 5 cm of soil using Caudete de las Fuentes (CA FU), Caudete de las Fuentes1 (CA FU1) and the PERSIANN point PP148 for 2006 and 2007.

		CA FU/PP148	CA FU1/ PP148	CA FU1/CA FU
2006	RMSE $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	0.07	0.06	0.03
	R^2 $-/-$	0.52	0.50	0.87
	Mbias $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	0.04	0.02	-0.02
	Eff $-/-$	-0.92	0.01	0.74
2007	RMSE $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	0.09	0.06	0.05
	R^2 $-/-$	0.54	0.62	0.81
	Mbias $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	0.07	0.04	-0.04
	Eff $-/-$	-2.26	0.18	0.50

TABLE 5.5 – Statistical analysis between SM VAS (spatialized soil moisture obtained using in situ observations), SM PERSIANN (spatialized soil moisture data obtained using PERSIANN satellite rainfall estimates), SM AMSR-E (AMSR-E soil moisture product) and PR AMSR-E (AMSR-E polarization ratio 6.9 GHz) for 2006 and 2007.

		RMSE $-/-$	R^2 $-/-$
2006	SM VAS/SM AMSR-E	0.24	0.07
	SM PERSIANN/SM AMSR-E	0.26	0.01
	SM VAS/PR AMSR-E 6.9 GHz	0.17	0.50
	SM PERSIANN/PR AMSR-E 6.9 GHz	0.17	0.41
2007	SM VAS/SM AMSR-E	0.19	0.38
	SM PERSIANN/SM AMSR-E	0.20	0.24
	SM VAS/PR AMSR-E 6.9 GHz	0.13	0.67
	SM PERSIANN/PR AMSR-E 6.9 GHz	0.14	0.53

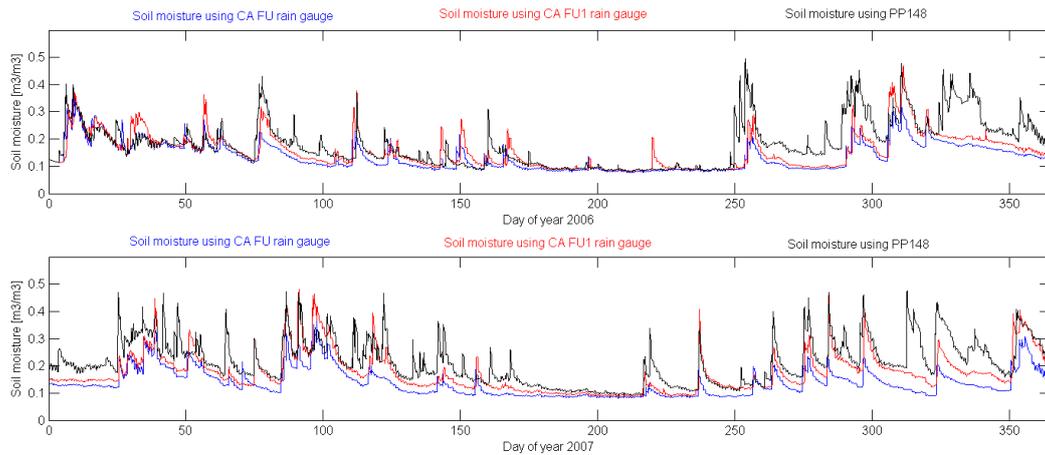


FIGURE 5.8 – Comparison between simulated soil moisture integrated over top 5 cm of soil using Caudete de las Fuentes rain gauge (blue line), Caudete de las Fuentes 1 rain gauge (red line) and the PERSIANN point PP148 (black line). The comparison is made for 2006 (upper figure) and 2007 (bottom figure).

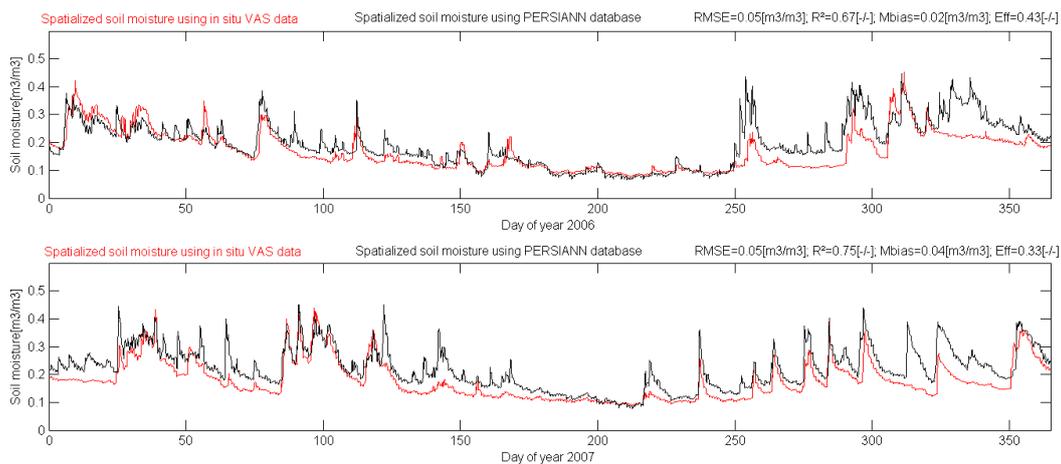


FIGURE 5.9 – Comparison between spatialized soil moisture databases obtained using in situ rain gauge observations from VAS area (red line) and the PERSIANN satellite rainfall estimates (black line) for 2006 (upper figure) and 2007 (bottom figure).

a monthly soil moisture mean of $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, while in the case of the two rain gauge model runs a monthly precipitation average of 0.89 mm/day results in a monthly soil moisture mean of $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. From September to December 2006 RMSE of $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and correlation values of $0.46 -/-$ and $0.40 -/-$ are found for CA FU1/PP148 and CA FU/ PP148. For 2007, the difference in simulated soil moisture between the PP148 and rain gauge model runs is slightly higher than for 2006. However, from September to December 2007, the impact of the precipitation is less significant than for 2006, with RMSE of $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and correlation values of $0.53 -/-$ and $0.40 -/-$ for CA FU1/ PP148 and CA FU/ PP148, respectively. It is most likely that the discrepancies in soil moisture obtained by means of the

three different rainfall input datasets are associated with the observed differences in rainfall estimates between the gauges and PERSIANN satellite data as shown in the previous section. We conclude that one of the factors responsible for these deviations could be the scale issue between the areal satellite data and the gauge point measurements. However, the differences in soil moisture are much lesser than the differences in precipitation forcing. Thus, in the following section results of the comparison of products at equivalent scale representative for the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS site are presented.

B. Spatialized soil moisture over VAS area

The average values of the two spatialized soil moisture simulations of the top 5 cm of soil over the VAS site are compared : one spatialized soil moisture (VAS) obtained using the gauge data combined through an areal interpolation approach (IDW) and another spatialized soil moisture data (PERSIANN) obtained using the satellite rainfall estimates. The comparison between both data is made for 2006 and 2007 on a daily basis. Results are presented in FIG. 5.9. Amplitude and variation of the two simulated soil moisture datasets remain similar throughout the two investigated years. In 2006 a good statistical agreement between the two datasets with RMSE of $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and R^2 of 0.83 $-/-$ is maintained from the beginning of the year until the end of the summer. Dividing this time span into two shorter intervals reveals an RMSE of $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and R^2 of 0.74 $-/-$ from January to May, and an even lower RMSE of $0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ though with an also lower R^2 of 0.60 $-/-$ from June to August. From September until the end of the year the RMSE increases to $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ while R^2 is lowered to 0.56 $-/-$. In 2007 RMSE and R^2 values are $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and 0.68 $-/-$ from January to May, $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and 0.82 $-/-$ from June to August, and $0.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and 0.65 $-/-$ from September to December, respectively. The discrepancy between the two datasets is in comparable range for the two years, only at the end of the year it is slightly smaller in the year 2007, indicating that less error is introduced in the simulated soil moisture. While point to point comparisons between soil moisture data are influenced by the high small-scale variability of rainfall events and occurrence, the use of spatialized data (average of several simulated grid points) attenuates these influences, leading to more consistent soil moisture results.

C. Comparison with AMSR-E data

The average values of the two spatialized soil moisture datasets (VAS and PERSIANN) representative for the $50 \times 50 \text{ km}^2$ VAS site were compared with the soil moisture product (Njoku L3) and the polarization ratio at 6.7 GHz derived from remotely sensed AMSR-E data for the years 2006 and 2007. As the penetration depth of AMSR-E is approximately 2 cm, the simulated soil moisture integrated over the first 2 cm depth is considered, and since the AMSR-E soil moisture product shows biases and very small amplitudes (Rüdiger et al., 2009 ; Gruhier et al., 2010), the simulated soil moisture datasets and the AMSR-E data are normalized between [0, 1]. Results are shown in FIG. 5.10 and summarized in TAB. 5.5. All presented statistics are calculated for the normalized soil moisture values and are therefore dimensionless. In general we can observe that the dynamics of the soil moisture are well captured by the simulated data for both 2006 and 2007. In the beginning of both years, the AMSR-E products and average spatialized soil moisture simulations are in comparable range. In the middle of the year the AMSR-E soil moisture product shows only low correlations with the rain gauge and PERSIANN datasets. This can be explained by the perturbation of the AMSR-E signal by the growing vegetation. However, the spatialized soil moisture products are found to be in better agreement with the polarization

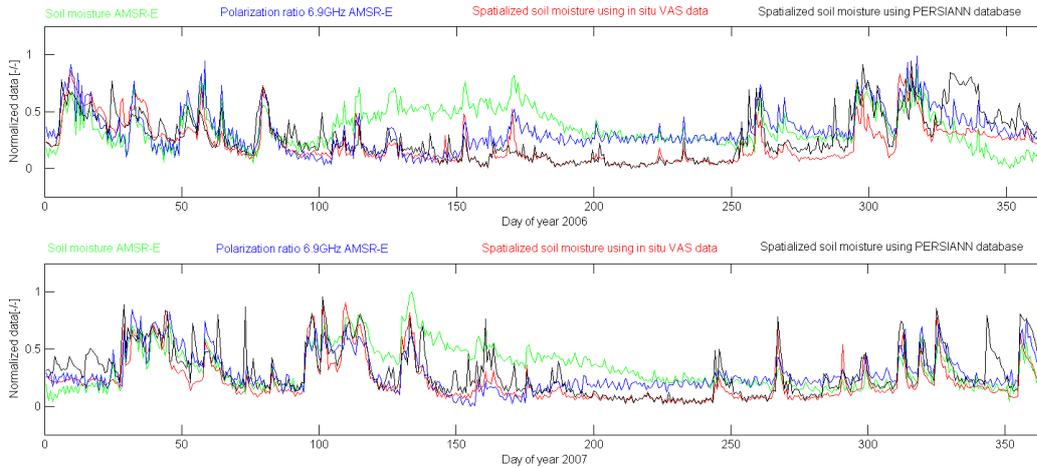


FIGURE 5.10 – Comparison between spatialized soil moisture using in situ rain gauge observations (red line) and PERSIANN database (black line), AMSR-E soil moisture product (green line) and AMSR-E polarization ratio at 6.9 GHz (blue line) for 2006 (upper figure) and 2007 (bottom figure). The data are normalized between [0, 1].

ratio. While significant deviations between the AMSR-E soil moisture product and the simulated data commence around day of year (DOY) 100/120 for 2006/2007, respectively, in case of the polarization ratio the drift starts only around DOY 150/190 and with a much smaller amplitude. This shows that the sensitivity of the polarization ratio to vegetation becomes significant at a remarkably later stage in the growing period where larger amounts of vegetation biomass are present on the ground for which reason the polarization ratio represents the dynamic behavior of the soil moisture content much better than the AMSR-E soil moisture product. This is underlined by the correlation coefficients which are significantly higher between the simulated datasets VAS and PERSIANN and the polarization ratio than between simulated datasets and the AMSR-E soil moisture product for both years with values in the range from 0.41 –/– to 0.67 –/– and from 0.01 –/– to 0.38 –/–, respectively. Around DOY 200/230 the AMSR-E soil moisture and polarization ratio level at a significantly higher value than the two simulated soil moisture estimates, while from around DOY 290 to 320/290 to 340 the AMSR-E products follow the simulations more closely again. From that point on there is again good agreement between the VAS simulation and the polarization ratio (and also the AMSR-E soil moisture in 2007), while the high soil moisture values of the PERSIANN simulation induced by rainfall overestimation of the satellite product are clearly standing out in both years. The fact that the simulated datasets and the polarization ratio compare well during the spring and summer seasons (apart from late summer/early autumn with full-grown vegetation) in both 2006 and 2007 is important because it shows that although the PERSIANN products overestimate the total rainfall during the year, during this period precipitation seems to be accurately represented by these satellite estimates.

5.3.6 Conclusions

In the framework of Calibration and Validation activities of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, obtaining a brightness temperature comparable with the instrument measurements is an important issue. For that purpose a good knowledge of soil moisture over a large area is necessary as the spatial resolution of SMOS is in the order of $50 \times 50 \text{ km}^2$. SVAT

models can be used to simulate soil moisture fields over such large areas. However, they require input data at the same scale, amongst others precipitation data.

Precipitation amounts and occurrence are considered as an important factor in controlling spatial and temporal patterns of the soil moisture. Due to its high variability in space and time as well as its highly intermittent occurrence, measuring precipitation requires dense spatial sampling to achieve a good accuracy. This study is performed over the Valencia Anchor Station (2006–2007) which provides in situ data at large scale. Meanwhile, the sparse distribution of the rain gauges within the area can be a limit to our approach. In this context, this paper investigates the benefit of applying the PERSIANN database to reproduce the high temporal and spatial heterogeneity of soil moisture fields at SMOS pixel scale compared to using sparsely and irregularly distributed in situ rain gauge measurements.

An evaluation of PERSIANN rainfall amount and occurrence was undertaken. Local meteorological station/gauge data and the PERSIANN estimates do not compare very well. During the summer season, when the precipitation occurrence and amounts are less important, patterns in rainfall are better reproduced. However, during late fall and winter substantial differences between the different rainfall data in terms of range and temporal variability are observed. This can be explained by the small-scale variability of the rainfall over the VAS region as well as by the scale difference of the databases. Whereas rain gauges record the rainfall at a point, the PERSIANN satellite estimates integrate the amount of rain over a wider area. Although important local differences exist, averages at equivalent scale show results in better agreement.

Used as input to a SVAT model – ISBA – the PERSIANN product has an important impact when it is used in point-like modeling. However, the differences in soil moisture are much lesser than the differences in precipitation forcing. Nevertheless, there are periods (late fall and winter) when the soil moisture differences are of equivalent magnitude to that of the precipitation forcing. A wide range of accuracies when comparing several soil moisture data obtained using different precipitation estimates is observed. These differences depend on the season, being marked especially at the end of the year, when, as in the case of the rainfall, an important disagreement is observed. Two spatialized soil moisture information representative over the $50 \times 50 \text{ km}^2$ are obtained using ISBA coupled to a set of forcings and a good knowledge of soil types and land use. One spatialized soil moisture is obtained using the gauge data combined through an areal interpolation approach (IDW) and another spatialized soil moisture data obtained using PERSIANN satellite rainfall estimates. The simulated soil moisture using satellite estimates generally performs well, both amplitude and variation being retrieved. However, at the end of the year (from September), when the precipitation amounts are the most different, the RMSE value is higher than the rest of the year. This spatialized approach significantly improves the results. To check the validity of both spatialized soil moisture data, a comparison with AMSR-E product is performed. Due to several launching delays SMOS data was not available at the point this study was conducted. Although AMSR-E surface soil moisture product is not able to capture the absolute value, it provides reliable information on surface soil moisture temporal variability, at seasonal and rainy events scale. In general we can observe that the dynamics of the soil moisture are well captured during the whole year by both spatialized soil moisture databases (VAS and PERSIANN). From April to September, during the vegetation growing season the AMSR-E signal is very perturbed inducing an important error in the soil moisture product. The use of the polarization ratio at 6.9 GHz provides a better agreement with simulated soil moisture. The spatialized soil moisture obtained using the VAS in situ observation is, in general, more in accordance with the AMSR-

E products than the spatialized soil moisture data obtained using PERSIANN satellite estimates.

The rainfall differences reported above are sometimes consequent and can produce considerable impacts on seasonal weather and climate forecasts when used for land surface model forcing. This indicates the importance of using the most accurate precipitation database, as large differences are in most of the cases directly translated into equally high errors in soil moisture. The satellite derived rainfall estimates seem to have potential to contribute to extending model simulations and water resource estimations into the future. Further work will imply simulation of the SMOS brightness temperature using the simulated soil moisture obtained from the presented work. After the Cal/Val process, comparison with SMOS data will give us more information about which precipitation database to be considered in our approach.

5.4 Comparaison des différents produits d'estimation des précipitations par satellites

5.4.1 Pluie

Dans cette section, une étude comparative de plusieurs produits de précipitations issus des satellites (TRMM 3b42rt, TRMM 3b42v6, CMORPH et PERSIANN) et des données pluviométriques in situ sera présentée. Comme dans l'étude précédente, le pluviomètre Caudete de las Fuentes 1 (CA FU1) est utilisé. L'étude a été faite pour 2006 et 2007. La FIG. 5.11 présente la comparaison des estimations des précipitations journalières provenant des quatre produits avec le pluviomètre CA FU1. En considérant la localisation géographique du pluviomètre, les pixels des produits satellitaires les plus proches géographiquement ont été utilisés.

Dans un premier temps nous avons calculé les cumuls de pluie enregistrés sur les points considérés : si le pluviomètre CA FU 1 enregistre un cumul de 665 mm pendant la période de deux ans, le produit TRMM 3b42rt 247 mm, TRMM 3b42v6 245 mm, CMORPH 164 mm et PERSIANN 1334 mm. Le TAB. 5.6 présente les erreurs quadratiques moyennes et les corrélations quand on compare les estimations de CA FU1 avec le plus proche pixel des produits de pluie. Les deux (observations in-situ/par satellite) sont différentes, le meilleur compromis entre CA FU1 et les données par satellite étant obtenu avec le produit CMORPH. Comme nous l'avons décrit dans l'article ou l'évaluation du produit PERSIANN a été faite, les valeurs de précipitations PERSIANN montrent une surestimation importante des quantités de pluies en comparaison avec les pluviomètres. Cette surestimation est nettement plus distincte pour les mois d'hiver que dans les mois d'été, et les événements le plus extrêmes sont remarqués en Septembre 2006 et du Janvier à Février 2007. Concernant les autres produits satellitaires, ceux-ci sous-estiment la quantité de précipitation par rapport aux données in situ. Pour le produit TRMM 3b42v6, un étalonnage en utilisant des données sol a été faite à partir de 2009. Une nette amélioration a été remarquée, avec un cumul de précipitation/par années autour de 360 mm, équivalent avec le cumul enregistré in situ par les pluviomètres.

5.4.2 Humidité du sol

5.4.2.1 Comparaison ponctuelle

L'objectif de cette comparaison est d'évaluer différents produits de précipitations satellitaires quand ceux-ci sont utilisés au lieu des observations in situ comme entrée d'un modèle hydrolo-

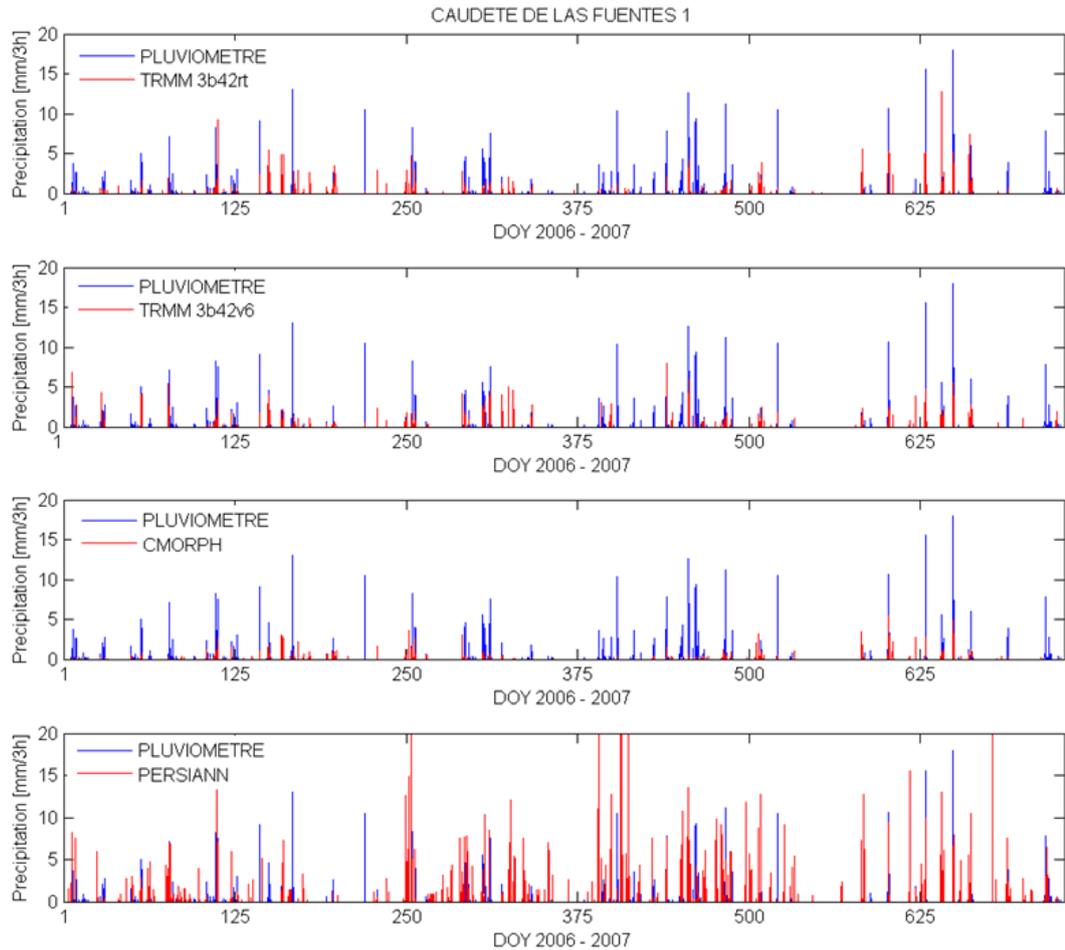


FIGURE 5.11 – Comparaison des observations issues du pluviomètre Caudete de las Fuentes et différents produits d'estimation des précipitations par satellites à savoir TRMM 3b42rt (1), TRMM 3b42v6 (2), CMORPH (3) et PERSIANN (4). La numérotation des figures commence du haut en bas.

gique. Pour les simulations d'humidité du sol à une échelle ponctuelle, le modèle SVAT a été alimenté par les observations in situ provenant des mêmes pluviomètres que ceux utilisés dans la précédente étude (Juglea et al., 2010), à savoir Caudete de las Fuentes (CA FU) et Caudete

TABLE 5.6 – Statistiques.

CA FU1 vs	TRMM 3b42rt	TRMM 3b42v6	CMORPH	PERSIANN
RMSE (mm/3h)	0.80	0.78	0.73	1.56
R^2 (-/-)	0.05	0.06	0.15	0.02

de las Fuentes 1 (CA FU1). Du côté des produits satellitaires, les quatre bases des données ont été utilisées : TRMM 3b42rt, TRMM 3b42v6, CMORPH et PERSIANN. L'humidité du sol simulée considérée a été représentative des premiers 5 cm de la surface, et la comparaison a été faite pour 2006 (voir FIG. 5.12) et 2007 (voir FIG. 5.14). Comme les produits TRMM 3b42rt, TRMM 3b42v6 et CMORPH sont des estimations toutes les 3h, le modèle a tourné sur une base de temps de 3h. Un impact considérable sur l'humidité du sol simulée peut être observé lors de l'utilisation de différents forçages de précipitations. L'analyse statistique (erreur quadratique moyenne et la corrélation) de la comparaison effectuée est résumée dans les différents graphes (FIG. 5.13, FIG. 5.15).

Comparées avec l'humidité du sol simulée en utilisant les données CA FU1, les humidités du sol utilisant les précipitations TRMM 3b42rt et CMORPH montrent de faibles amplitudes. En regardant cette comparaison en terme d'occurrence des événements pluvieux mesurés à CA FU1 on remarque qu'en général on retrouve les mêmes réponses au signal. La plupart des différences observées sont influencées par les cumuls de pluies qui font que même si les événements pluvieux sont retrouvés, comme l'intensité de la pluie est moindre les amplitudes en termes de humidité du sol ne sont pas importantes. Comme nous l'avons vu aussi dans l'article, le produit PERSIANN surestime aussi l'humidité du sol mais qualitativement, les différences en termes d'humidité du sol sont moins importantes que celles en termes de précipitations. Le meilleur accord a été obtenu avec les données TRMM 3b42v6, ou un $RMSE=0.5/0.7 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ a été obtenu ainsi que un $R^2=0.75/0.56$ pour 2006 et 2007 respectivement. En corrigeant ce produit par l'intermédiaire des données sol à partir de 2009, des améliorations ont pu être obtenues.

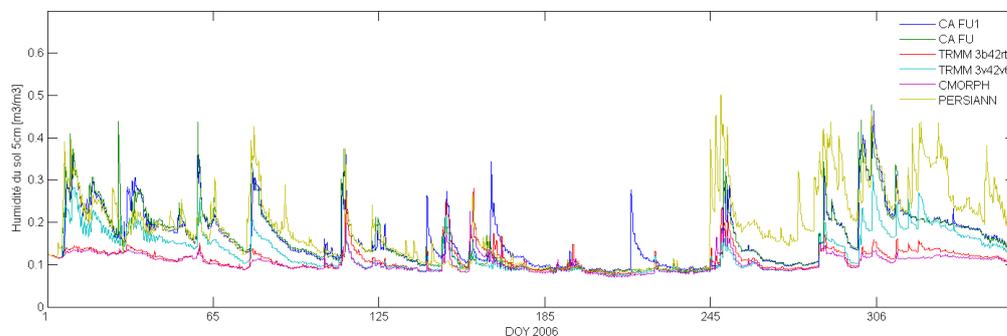


FIGURE 5.12 – Comparaison des simulations d'humidité du sol à une échelle ponctuelle obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations pour 2006.

5.4.2.2 Comparaison spatialisée

Comme nous l'avons vu dans les précédents chapitres, une technique de spatialisation basée sur l'interpolation IDW a été appliquée en utilisant les observations météo et les données in situ afin d'obtenir une valeur d'humidité du sol représentative d'un pixel SMOS. Dans ce contexte, le SVAT ISBA a été utilisé. Différents pas de temps (d'une heure à 3h en fonction de la résolution initiale des produits) et différentes échelles (de 4 à 25 km²) sur la même zone (50×50 km²) ont été aussi considérés à l'entrée d'ISBA. Ces différences sont dues aux différents formats des produits de pluies utilisés. Une comparaison entre les humidités des sols obtenus en utilisant différentes bases

5.4. Comparaison des différents produits d'estimation des précipitations par satellites

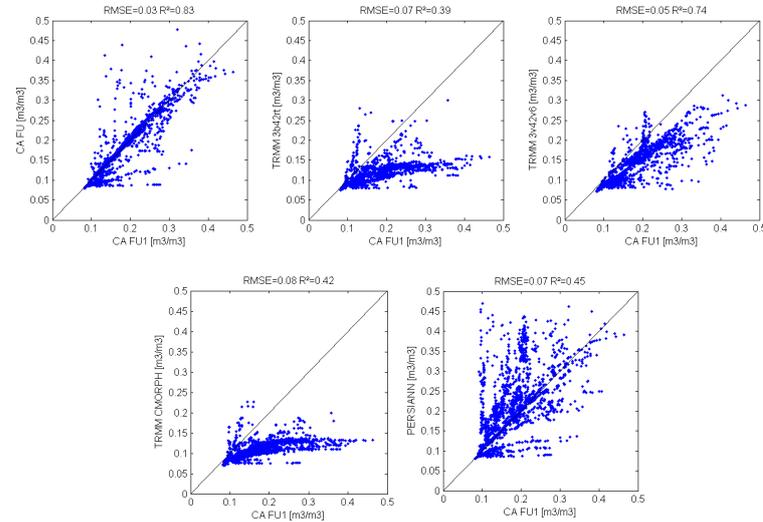


FIGURE 5.13 – Étude statistique entre l'humidité du sol simulée en utilisant les observation in situ du pluviomètre CA FU1 et l'humidité du sol simulée en utilisant le pluviomètre CA FU (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut au milieu), TRMM 3b42v6 (en haut à droite), CMORPH (en bas à gauche) et PERSIANN (en bas à droite). L'étude est faite pour 2006.

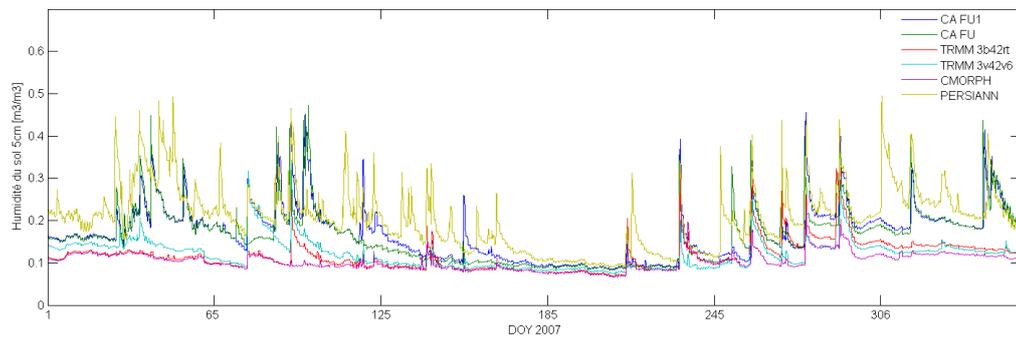


FIGURE 5.14 – Comparaison des simulations d'humidité du sol à une échelle ponctuelle obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations pour 2007.

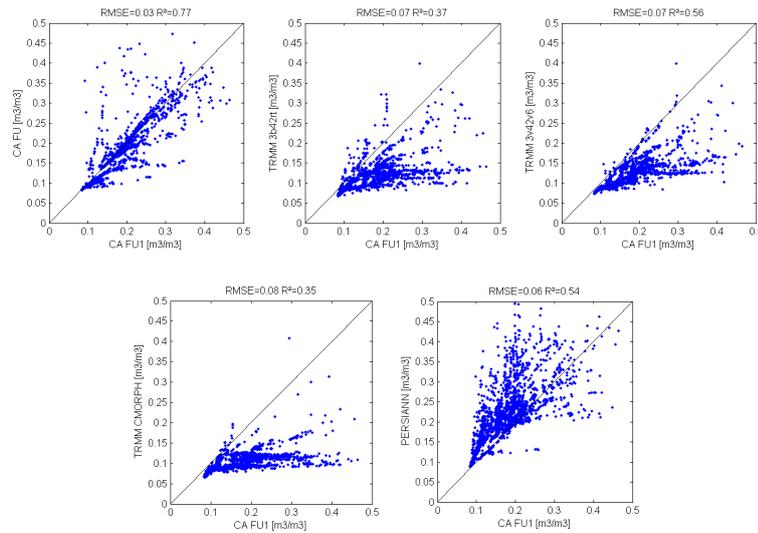


FIGURE 5.15 – Étude statistique entre l’humidité du sol simulée en utilisant les observations in situ du pluviomètre CA FU1 et l’humidité du sol simulée en utilisant le pluviomètre CA FU (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut au milieu), TRMM 3b42v6 (en haut à droite), CMORPH (en bas à gauche) et PERSIANN (en bas à droite). L’étude est faite pour 2007.

de données est montrée dans cette partie. La comparaison a été faite pour 2006 (voir FIG. 5.16) et 2007 (voir FIG. 5.18) à un pas de temps de 3h. Comme dans le cas des comparaisons ponctuelles, les statistiques obtenues sont montrées en utilisant des scatterplots (FIG. 5.17, FIG. 5.19). En comparant les cinq données d’humidité du sol (VAS, PERSIANN, TRMM 3b42rt, TRMM 3b42v6 et CMORPH) on voit qu’en général les variations sont bien retrouvées. Comme dans la partie avec les simulations ponctuelles, quand on utilise les produits TRMM 3b42rt et CMORPH les amplitudes sont assez basses (faibles) par rapport aux autres simulations. Le meilleur compromis entre l’humidité du sol simulée avec les observations in situ et celles simulées avec les produits satellites, est obtenu en utilisant la base PERSIANN et TRMM 3b42v6. Même si les amplitudes de l’humidité du sol en utilisant le produit TRMM 3b42v6 sont moins importantes que celles de VAS, les variations retrouvées font qu’une bonne corrélation/ erreur quadratique moyenne est obtenue.

5.5 Conclusion

Les modèles hydrologiques peuvent être utilisés pour arriver à retrouver une valeur d’humidité du sol représentative sur une zone équivalente à un pixel SMOS. Cependant, ils nécessitent des données en entrée aux mêmes échelles, entre autres des données de précipitations. Les quantités de précipitations et leur occurrences sont considérées comme un facteur important dans le contrôle des variations spatiales et temporelles de l’humidité du sol. En raison de sa grande variabilité dans l’espace et temps ainsi que sa présence très intermittente, les mesures des précipitations exigent un échantillonnage spatial dense. Cette étude est réalisée sur le site de Valencia Anchor Station (2006-2007) qui fournit des données in situ à grande échelle. Cependant, la répartition éparsée des pluviomètres dans la région ainsi que leur distribution (plusieurs organismes disposent ces stations) peut être une limite à notre approche. De plus, la mise en application de

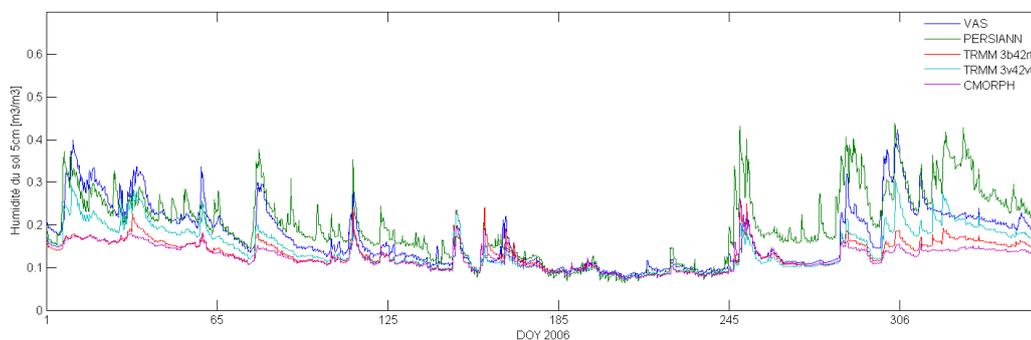


FIGURE 5.16 – Comparaison des simulations d’humidité du sol à une échelle spatialisée obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations pour 2006.

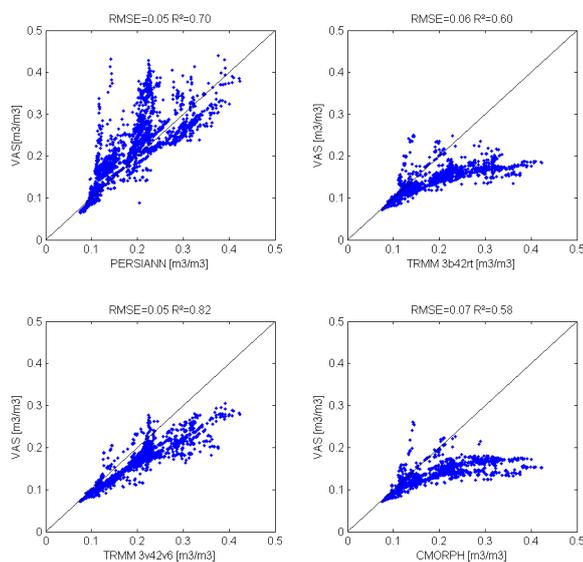


FIGURE 5.17 – Étude statistique entre l’humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les observations VAS et l’humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les bases de précipitations PERSIANN (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut à gauche), TRMM 3b42v6 (en bas à gauche), CMORPH (en bas à droite). L’étude est faite pour 2006.

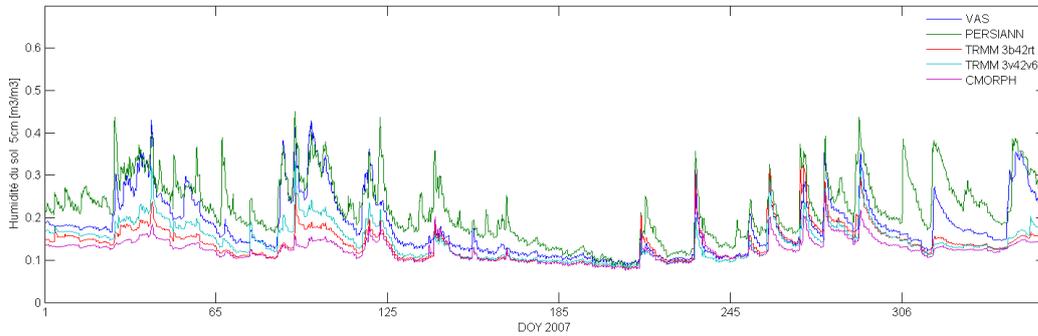


FIGURE 5.18 – Comparaison des simulations d'humidité du sol à une échelle spatialisée obtenues en utilisant en entrée du modèle SVAT différentes estimations de précipitations 2007.

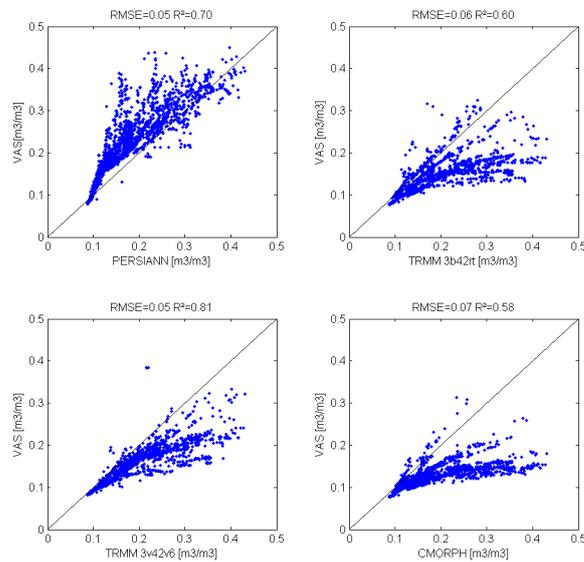


FIGURE 5.19 – Étude statistique entre l'humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les observations VAS et l'humidité du sol spatialisée simulée en utilisant les bases de précipitations PERSIANN (en haut à gauche), TRMM 3b42rt (en haut à gauche), TRMM 3b42v6 (en bas à gauche), CMORPH (en bas à droite). L'étude est faite pour 2007.

cette approche à d'autres régions du monde serait restreinte à des zones dotées d'un réseau de mesure in-situ.

Afin de s'affranchir de ces contraintes, l'utilisation de données pluies spatialisées est examinée. Dans ce contexte, ce chapitre présente différentes études faites afin d'obtenir des champs distribués d'humidité du sol sur une zone équivalente avec un pixel SMOS, à partir des produits que sont TRMM 3b42rt, TRMM 3b42v6, CMORPH et PERSIANN. Les quantités et occurrences de précipitation de chaque produit sont comparées aux données in situ. Si le produit PERSIANN surestime considérablement la quantité des pluies, les autres produits la sous-estiment. Concernant les variations, celles-ci sont retrouvées à plus de 60% pour l'ensemble des produits.

Utilisés en entrée d'un modèle SVAT - ISBA les produits satellites ont un impact important quand ils sont utilisés dans la modélisation ponctuelle. Toutefois, les différences de valeurs d'humidité du sol sont moins importantes que les différences entre les forçages de précipitations. Le meilleur compromis avec l'humidité simulée en utilisant les données in situ est obtenu avec le produit TRMM 3b42v6. En raison du faible cumul annuel de précipitations, l'humidité du sol simulée en utilisant les données des produits TRMM 3b42rt et CMORPH montrent de faibles amplitudes. Quant au produit PERSIANN, il surestime également l'humidité du sol mais dans une moindre mesure que pour les précipitations.

Les observations météorologiques in situ combinées à travers une approche d'interpolation (IDW) ainsi que les quatre bases des estimations des précipitations sont utilisées pour obtenir les humidités du sol spatialisées. Celles-ci fournissent une information sur une zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ et sont obtenues en utilisant ISBA couplé à un ensemble de forçages et une bonne connaissance des types et utilisation des sols. Il était initialement prévu que les données SMOS soient utilisées au cours de cette étude. Ce ne fût malheureusement pas le cas en raison du retard de lancement du satellite. Les données AMSR-E étant les plus proches de SMOS en terme de radiométrie, elles sont utilisées en substitution à SMOS dans la première partie de cette étude avec les produits PERSIANN. Les deux bases de données d'humidité du sol spatialisées VAS (obtenues à l'aide des observation in situ) et PERSIANN, retranscrivent bien la dynamique de variation des données d'humidité du sol et du rapport de polarisation AMSR-E à 6.9 GHz. Dans la majorité des cas, l'humidité du sol spatialisée VAS est en meilleure adéquation avec les produits d'humidité du sol et rapport de polarisation AMSR-E que ne le sont les estimations PERSIANN. Concernant les autres produits de précipitations, le produit TRMM 3b42v6 offre toujours le meilleur compromis avec l'humidité du sol VAS, et les produits TRMM 3b42 rt et CMORPH présentent les mêmes erreurs liées aux faibles intensités de pluie.

Les différences en termes de précipitations entre les observations in situ et les produits satellitaires analysés dans ce chapitre sont parfois conséquentes et peuvent engendrer des erreurs considérables lorsqu'ils sont utilisés pour forcer des modèles de surface. Ceci indique l'importance d'utiliser les bases de données de précipitation les plus exactes possible, d'autant que les erreurs d'estimation de précipitation se répercutent directement sur les valeurs d'humidité du sol. Cependant, les estimations de précipitation par satellite utilisées semblent avoir un potentiel permettant de contribuer à l'extension de simulations et à l'estimation des ressources en eau dans l'avenir. Comme jusqu'à maintenant nous ne disposons d'aucun produit de référence représentatif sur toute la zone VAS ($50 \times 50 \text{ km}^2$), nous ne pouvons pas classer ces produits du point de vue utilisation spatiale. Maintenant que les données SMOS sont disponibles, il apparaît évident de retraiter cette étude prochainement. Les résultats permettront alors peut-être de trancher plus

clairement sur le produit de précipitation à utiliser en référence.

6

Modélisation de la température de brillance Génération de données de références (Match-ups)

Sommaire

6.1	Introduction	109
6.2	Interférences par Radio Fréquence	110
6.3	La surface vue par SMOS	112
6.3.1	Classes génériques	114
6.3.2	Fonction de pondération du diagramme d'antenne	116
6.4	Différents modèles	118
6.4.1	Effets de la végétation	119
6.4.2	Effets de la rugosité du sol	121
6.5	Bande L	122
6.5.1	Humidité du sol	123
6.5.2	Température de brillance	125
6.6	Bande C et X	129
6.7	Conclusion	133

6.1 Introduction

L'objectif principal de cette étude est d'obtenir des températures de brillance en bande L, C et X qui correspondent aux valeurs équivalentes à celles fournies respectivement par les satellites SMOS, AMSR-E ou ERS-SCAT. Afin de mieux comprendre la signification exacte du signal SMOS, la procédure de génération des Match-ups sur VAS est expliquée dans cette partie, suivi des résultats obtenus. Les Match-ups sont des températures de brillance micro-ondes passives simulées en utilisant les variables et caractéristiques de surface de la zone VAS. Dans ce cadre, un système couplé SVAT - modèle de transfert radiatif est développé pour obtenir des champs d'humidité du sol et l'émission micro-onde résultante. Les processus hydrologiques sont simulés avec ISBA tandis que l'émission micro-onde est simulée à l'aide du modèle L-MEB.

Dès le lancement de SMOS, plusieurs sources de RFI (Radio Frequency Interferences) ont été identifiées sur le globe et notamment en Espagne. Ces sources ont malheureusement également affecté le site expérimental VAS. En raison de ces interférences, beaucoup d'observations SMOS ont été contaminées et ce n'est qu'à partir de juillet 2010 que les données SMOS sur la zone VAS sont devenues exploitables. L'évolution des RFI sur cette zone, du lancement de SMOS à son passage en site "propre" actuel, est présentée dans cette partie, offrant ainsi un aperçu des mesures SMOS. Enfin, les simulations en bande L (les Match-ups) et les résultats obtenus sur la zone VAS sont présentés.

La couverture végétale a un effet significatif sur la capacité des radiomètres micro-ondes passives à détecter des changements d'humidité du sol en surface. A basse fréquence (1.4 GHz), la sensibilité à l'humidité du sol est plus importante et les effets de la végétation sont moins perturbants qu'aux hautes fréquences : 6.9 ou 10.7 GHz (voir FIG. 2.8). Dans l'étude précédente, nous avons montré l'impact de la végétation sur la capacité du capteur AMSR-E à mesurer l'humidité du sol.

Dans cette étude, en utilisant une approche similaire à celle du L-MEB, des températures de brillance en bande C (6.9 GHz) et X (10.7 GHz) sont simulées. Les deux modèles C-MEB et X-MEB utilisent exactement les mêmes équations que celles de L-MEB pour le sol et la végétation, et reposent également sur le modèle EVA (Earth Vegetation Atmosphere). De même, les caractéristiques spatiales et temporelles de la surface terrestre (à savoir, l'humidité du sol, les différentes températures, l'indice foliaire (LAI)) utilisées pour les simulations de la température de brillance en bande C et en bande X sont identiques à celles utilisées en bande L. Néanmoins, différentes paramétrisations pour la surface sont évaluées et proposées dans le but de caractériser au mieux la zone VAS. Les simulations obtenues sont comparées aux mesures issues du capteur AMSR-E pendant la période allant de janvier 2005 à décembre 2007. Les résultats de cette comparaison entre les simulations C-MEB et X-MEB et les observations AMSR-E peuvent fournir des informations utiles sur le réalisme des simulations développées en bande L. Les simulations obtenues sont comparées aux mesures issues du capteur AMSR-E pendant la période allant de janvier 2005 à décembre 2007.

6.2 Interférences par Radio Fréquence

Après le lancement de SMOS, plusieurs sources de RFI ont été identifiées sur le globe dont certaines importantes, tel fût le cas en Espagne. La contamination du site expérimental VAS, a remis en cause l'utilisation de celui-ci comme l'un de principaux sites de Cal/Val de SMOS. Grâce à la mise en oeuvre d'importants moyens par les services espagnols, toutes les sources les plus fortes sont à présent éteintes. Les figures suivantes présentent l'amélioration significative du signal enregistré par SMOS sur le site VAS depuis le lancement.

La FIG. 6.1 présente la probabilité d'occurrence des RFI basée sur les produits opérationnels de niveau 2 au cours de la période allant du 15 janvier au 17 mars 2010. Plusieurs sources très importantes sont clairement visibles sur l'image agrandie de l'Espagne. Ces sources sont si importantes qu'elles perturbent le signal sur des distances significatives. En raison des angles d'observations, les passages en orbite ascendante induisent une probabilité d'occurrence des RFI plus importante que les passages en orbite descendante.

Grâce à la pression exercée par le gouvernement espagnol ainsi qu'aux nombreuses recherches de ces sources, plusieurs d'entre elles ont été localisées. Il s'agissait d'antennes Radio Link, TV, WI-FI ou encore des antennes pour la téléphonie mobile. La FIG. 6.2 montre la probabilité

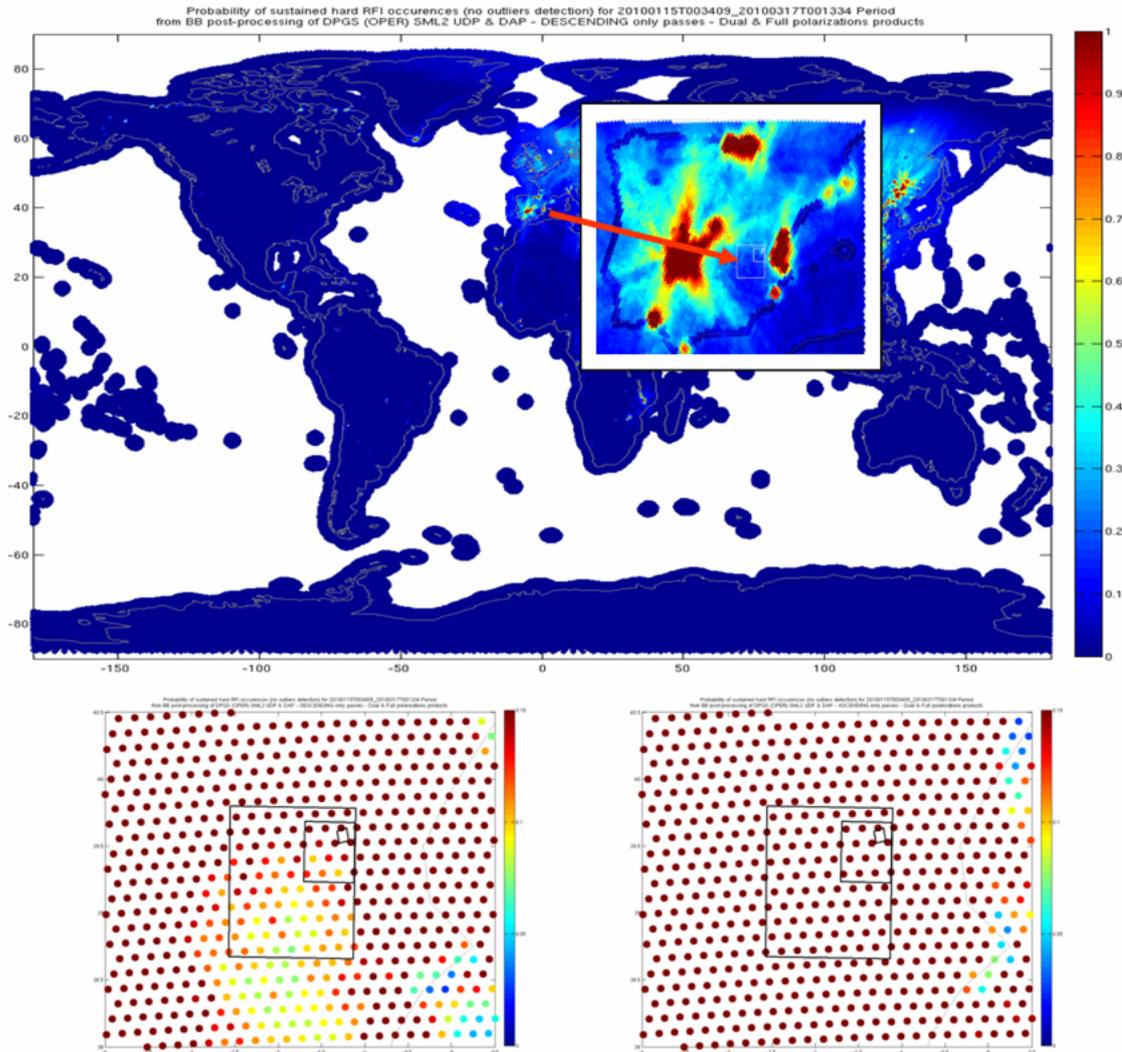


FIGURE 6.1 – En haut : Probabilité d’occurrence des RFI basée sur les produits opérationnels de niveau 2 au cours de la période allant du 15 janvier au 17 mars 2010. En bas : Passages agrandis sur la zone VAS (carrés de 125, 50 et 10 km²) en orbites ascendante et descendante. (cartes produites par Philippe Richaume - CESBIO)

d’occurrence des RFI basée sur les mêmes données, mais durant la période allant du 15 mars au 16 juin 2010. Les plus importantes sources ont disparu. Bien que la probabilité d’occurrence des RFI soit beaucoup moins importante, l’existence d’une source à proximité de la ville de Valence - donc très proche du site expérimentale VAS - compromet encore un grand nombre des données durant cette période.

Ce n’est qu’à partir de juillet 2010 que cette source fut éteinte comme le confirme la FIG. 6.3 qui montre la probabilité d’occurrence des RFI au cours de la période allant du 15 juillet au 20 octobre 2010. Le site VAS étant déclaré propre durant cette période, les données SMOS sont exploitées et présentées dans ce chapitre.

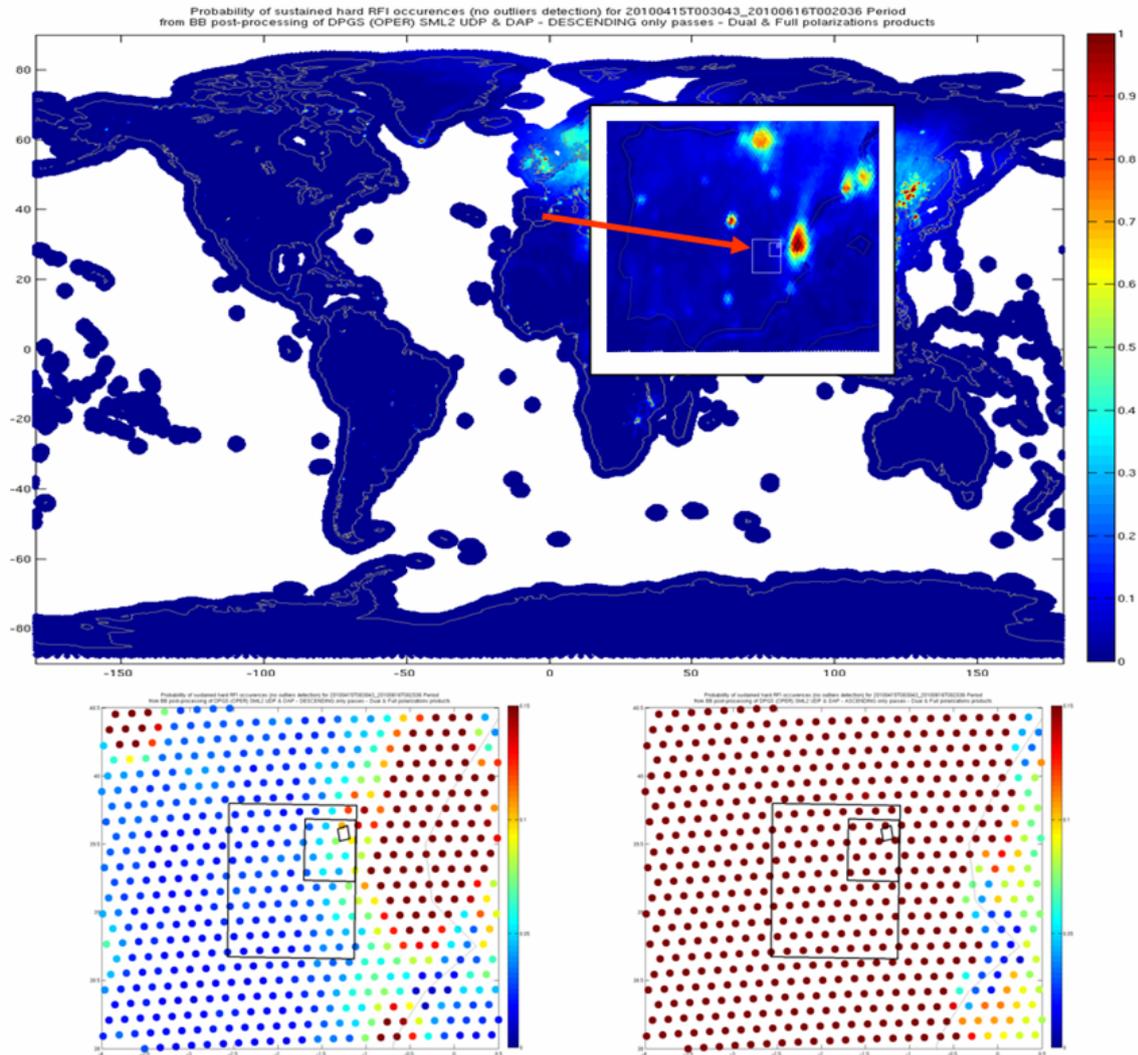


FIGURE 6.2 – En haut : Probabilité d’occurrence des RFI basée sur les produits opérationnels de niveau 2 au cours de la période allant du 15 mars au 16 juin 2010. En bas : Passages agrandis sur la zone VAS (carrés de 125, 50 et 10 km²) en orbites ascendante et descendante. (cartes produites par Philippe Richaume - CESBIO)

6.3 La surface vue par SMOS

Les entrées du modèle de transfert radiatif, à savoir, les différentes températures physiques du sol en surface et en profondeur, de l’air et de la canopée, le VWC, le LAI, l’humidité de surface du sol et la texture du sol, caractérisent l’état de la surface des sols ainsi que la végétation. Cette étude est effectuée en considérant les caractéristiques de surface obtenues en utilisant le modèle ISBA. Une description détaillée des données utilisées est faite dans les paragraphes suivants. Cette partie est basée sur l’algorithme SMOS de Niveau 2 - ATBD (Algorithm Theoretical

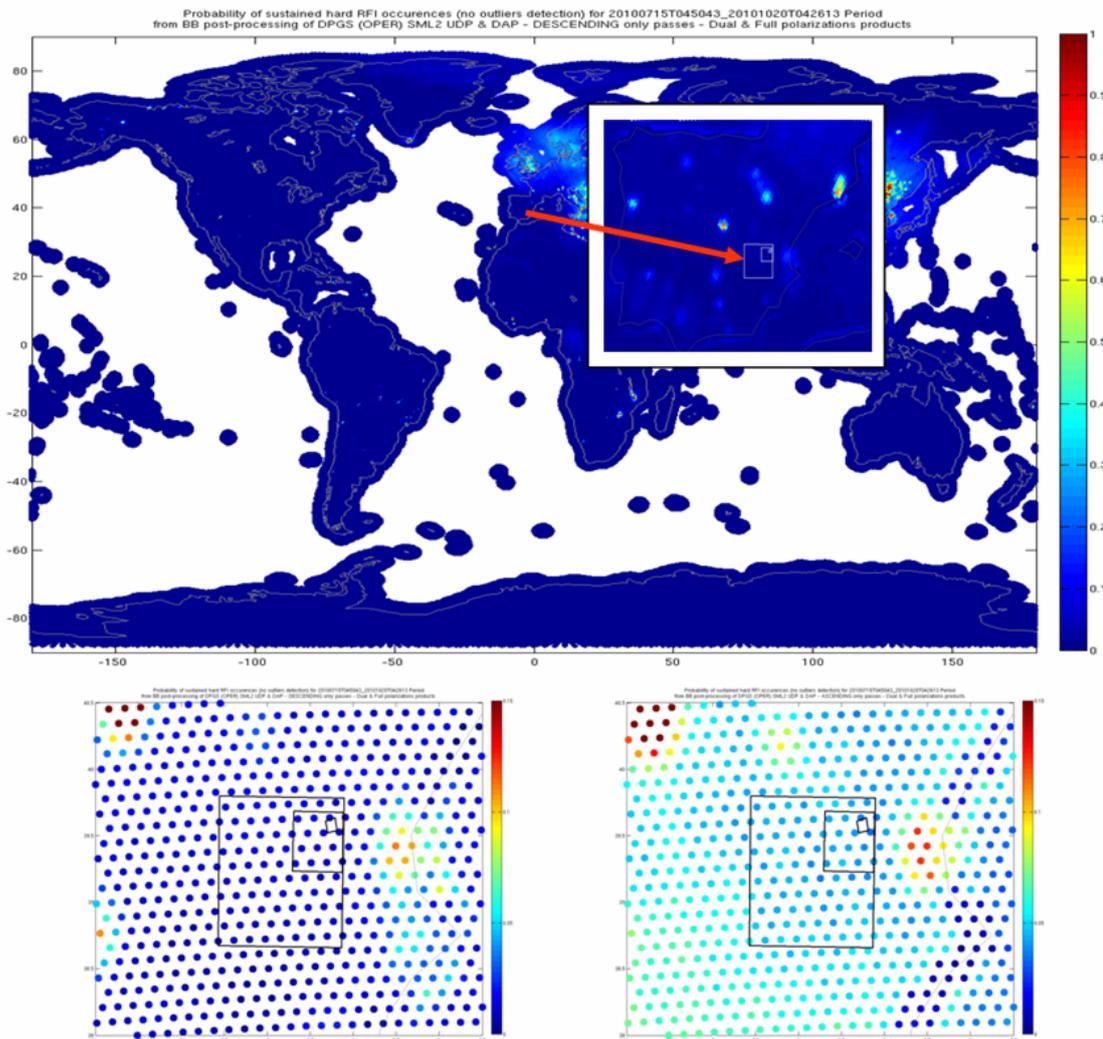


FIGURE 6.3 – En haut : Probabilité d’occurrence des RFI basée sur les produits opérationnels de niveau 2 au cours de la période allant du 15 juillet au 20 octobre 2010. En bas : Passages agrandis sur la zone VAS (carrés de 125, 50 et 10 km²) en orbites ascendante et descendante. (cartes produites par Philippe Richaume - CESBIO)

Based Document) - Kerr et al., 2007.

Pour la simulation des paramètres de surface, le forçage atmosphérique ainsi que les caractéristiques détaillées de la surface proviennent des mesures acquises sur VAS. Le forçage d’ISBA se fait à une résolution spatiale de 50×50 km² et à une résolution temporelle horaire. Cette résolution permet de disposer d’entrées au modèle MEB pour tous les passages des satellites.

6.3.1 Classes génériques

L'approche de modélisation utilisée (les modèles L , C et X - MEB) essaie de représenter, autant que possible, l'émission émise par des couverts variés, incluant la végétation (allant des sols nus aux forêts), l'eau libre, etc. L'ensemble des types d'occupation du sol peuvent être regroupées en catégories ayant le même ensemble de caractéristiques et le même comportement, soit une modélisation similaire. Le nombre de classes génériques obtenues est 10. Les surfaces pour lesquelles le taux d'humidité peut être le mieux défini sont celles dépourvues de caractéristiques topographiques élevées et recouvertes par une végétation basse (sol nu, prairies, cultures). Ce cas, nominal (NO), est celui pour lequel l'inversion est la plus simple et a le plus de chances de converger. Quand une couche de végétation est présente sur la surface du sol, elle atténue les émissions des sols et ajoute sa propre contribution à la radiation émise. Aux basses fréquences, ces effets peuvent être bien estimés par le modèle de transfert radiatif présenté auparavant (Chapitre 2).

Le taux de couverture de la forêt à la surface terrestre est d'environ 30 %, et n'est donc pas négligeable. Même si la canopée est dense et la forêt considérée comme opaque, certaines expériences et études théoriques indiquent que la situation est plus complexe qu'il n'y paraît. À plus haute fréquence (bande C et plus) il y a une forte contribution des feuilles à l'atténuation de la couronne, mais en bande L, les feuilles sont presque transparentes, la contribution étant principalement liée aux branches et dans une moindre mesure au sol. Cela n'est cependant plus valable dans le cas des forêts très denses (par exemple de type tropical).

La plupart des surfaces terrestres comprennent des étendues d'eau, qui peuvent être de l'océan pour les pixels côtiers, ou des éléments intérieurs tels que rivières, canaux, lacs, étangs, les inondations, etc. Pour obtenir une valeur raisonnable d'humidité du sol, ces contributions doivent être prises en compte. Des modèles différents sont utilisés dans le cas d'une eau salée ou d'une eau douce.

Il existe aussi des cas non nominaux. Ces cas correspondent aux sols très secs, les roches et les affleurements rocheux, les sols gelés, la glace, la neige et les zones urbaines. Les zones urbaines sont les plus complexes. Elles comprennent des mélanges variables de sol nu et de végétation, avec des bâtiments. Les bâtiments sont actuellement considérés comme les roches ou les sols en fonction du matériau utilisé pour la toiture. Leur traitement se complexifie avec les matériaux métalliques par exemple. Les routes (parfois avec des arbres) et les RFI peuvent également influencer sur le signal. En raison de l'incertitude dans les propriétés des matériaux, la connaissance de la fraction urbaine pour une zone donnée nous permet seulement de prédire certains effets qui peuvent influencer le signal.

Dans notre cas, une carte ECOCLIMAP (FIG. 6.4) à 1 km de résolution contenant tous les types de végétation observés dans la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ est utilisée. Le TAB. 6.1 présente les principaux types de végétation présents sur la zone.

La végétation, en fonction de l'épaisseur optique, a une contribution non négligeable sur le signal, bien que celle-ci soit en général inférieure à celle de l'humidité du sol en bande L. Comme nous l'avons vu auparavant, chaque type de végétation a sa propre influence sur le signal émis par la surface. Dans le chapitre précédent une division en carrés de $10 \times 10 \text{ km}^2$ est définie afin d'obtenir une distribution spatiale des champs d'humidité du sol. La résolution spatiale de la carte ECOCLIMAP permet une caractérisation assez fine de chaque zone, ce qui permet de

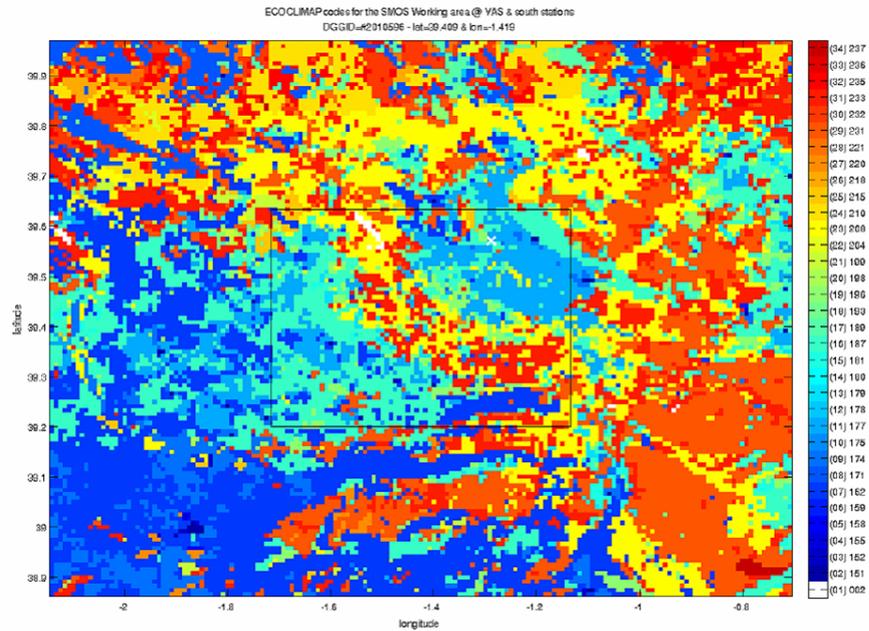


FIGURE 6.4 – Les codes ECOCLIMAP sur la zone VAS - $125 \times 125 \text{ km}^2$. Le carré représente la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$.

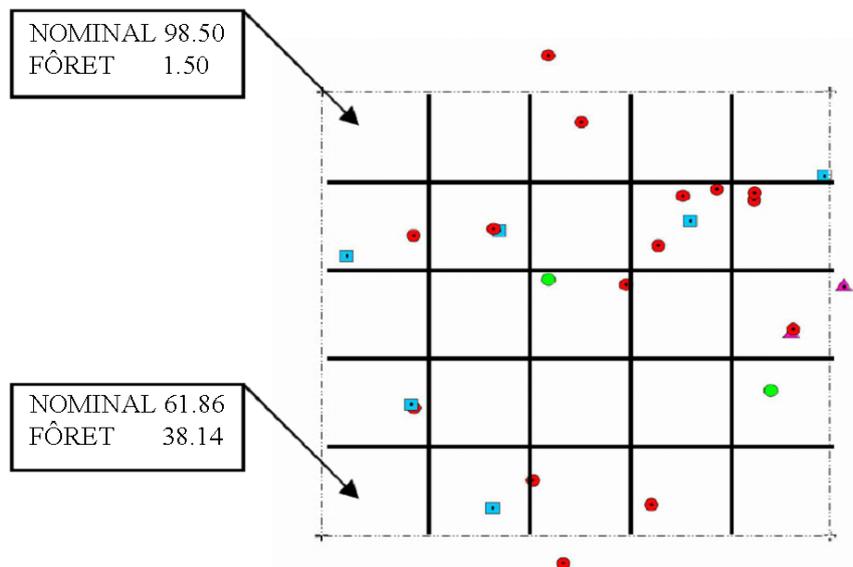


FIGURE 6.5 – La division en carré de $10 \times 10 \text{ km}^2$ de la zone VAS $50 \times 50 \text{ km}^2$. Des exemples de pourcentage de classes génériques sont fournis pour deux des carrés.

prendre en compte l'émission de chaque type de végétation.

Le TAB. 6.2 présente le pourcentage des différentes classes génériques pour chaque carré de

TABLE 6.1 – Les principaux types des végétation sur la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ ainsi que les classes génériques correspondantes.

Code ECOCLIMAP	Type de végétation	Classe générique
236	Zones à végétation éparse	CNO
233	Bois espagnol	CFO
232	Maquis de montagne	CNO
231	Maquis méditerranéen	CNO
221	Côte atlantique (GR)	CNO
220	Méditerranée (GR)	CNO
218	Forêt mixte de montagne	CFO
215	Forêt mixte méditerranéenne	CFO
210	Forêt de conifères montagne	CFO
208	Pins méditerranéens	CFO
199	Forêts de feuillus	CFO
196	Cultures et boiserie	CNO
181	Oliviers	CFO
180	Arbres fruitiers tempérés	CFO
179	Arbres fruitiers méditerranéens	CFO
178	Vignobles tempérées	CNO
177	Vignobles méditerranéens	CNO
162	Cultures	CNO
151	Urbain	CEU
2	Eaux intérieures	CWP

$10 \times 10 \text{ km}^2$ couvrant la zone. Chaque carré peut être modélisé indépendamment en fonction de ses caractéristiques propres. L'émission propre à chaque zone est ainsi obtenue par le modèle de transfert radiatif adéquat. La principale justification de cette division est que les "pixels" SMOS qui contribuent au signal radiométrique sont de vastes zones qui sont majoritairement hétérogènes.

6.3.2 Fonction de pondération du diagramme d'antenne

La contribution d'une zone au niveau du radiomètre SMOS est donnée par une fonction de pondération qui exprime le diagramme de directivité du lobe d'antenne et dépend de l'angle d'incidence. L'objectif est de récupérer l'humidité du sol sur des pixels assez grands et donc hétérogènes. Pour un noeud (point de la grille des produits SMOS) donné, il y aura un nombre variable de points de vue et chaque vue différente en fonction de l'angle d'incidence utilisé. Cela signifie qu'en fonction des passages les mêmes points ne seront pas toujours couverts. Le signal recueilli par le radiomètre SMOS est généré par la zone éclairée par le modèle de gain d'antenne, qui se caractérise par une fonction de pondération au niveau de la surface. Le signal est donc la somme des signaux fractionnés, soit la somme pondérée des radiations émises de chaque zone élémentaire. Pour chaque fraction agrégée, il est possible d'appliquer des modèles de transfert radiatif, de telle sorte que les contributions radiométriques dépendent de paramètres physiques qui sont caractéristiques de la fraction agrégée. Les fonctions de pondération sont utilisées pour

TABLE 6.2 – Le pourcentage des différentes classes génériques correspondants à chaque carré de $10 \times 10 \text{ km}^2$.

No.	NOMINAL FNO [%]	FORÊT FFO [%]	URBAIN CEU [%]	EAUX CWP [%]
1	98.50	1.50	-	-
2	98.50	0.68	0.82	-
3	98.32	1.00	0.68	-
4	74.05	25.95	-	-
5	61.21	38.79	-	-
6	99.66	-	0.34	-
7	94.94	4.72	0.34	-
8	49.51	49.00	1.50	-
9	25.79	74.21	-	-
10	5.81	94.19	-	-
11	97.96	2.04	-	-
12	42.79	57.21	-	-
13	23.71	76.29	-	-
14	71.48	28.52	-	-
15	65.90	34.10	-	-
16	91.33	8.67	-	-
17	48.53	51.47	-	-
18	67.29	32.71	-	-
19	94.60	5.40	-	-
20	95.98	4.02	-	-
21	61.86	38.14	-	-
22	23.75	64.20	-	12.05
23	77.29	22.71	-	-
24	86.68	13.32	-	-
25	87.41	11.09	1.50	-

estimer la présence et l'ampleur des fractions agrégées. Sur la base des fonctions de pondération qui dépendent de l'angle d'incidence, une fonction de pondération moyenne (appelée MEAN WEF pour Mean WEighted Function) est donc construite. Dans la FIG. 6.6 cette fonction est présentée pour la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ et elle est divisée dans une grille de $4 \times 4 \text{ km}^2$. Pour notre cas, comme la zone est divisée en une grille de $10 \times 10 \text{ km}^2$, une agrégation en suivant cette grille est appliquée.

En utilisant le type de végétation pour chaque grille ($10 \times 10 \text{ km}^2$) et donc le modèle de transfert radiatif à appliquer, ainsi que le poids de chaque carré en fonction de sa localisation, une température de brillance représentative pour le pixel entier est calculée. Cette température de brillance, est calculée pour les trois fréquences considérées : 1.4, 6.9 et 10.7 GHz grâce aux trois modèles L-MEB, C-MEB et X-MEB présentés dans les paragraphes suivants.

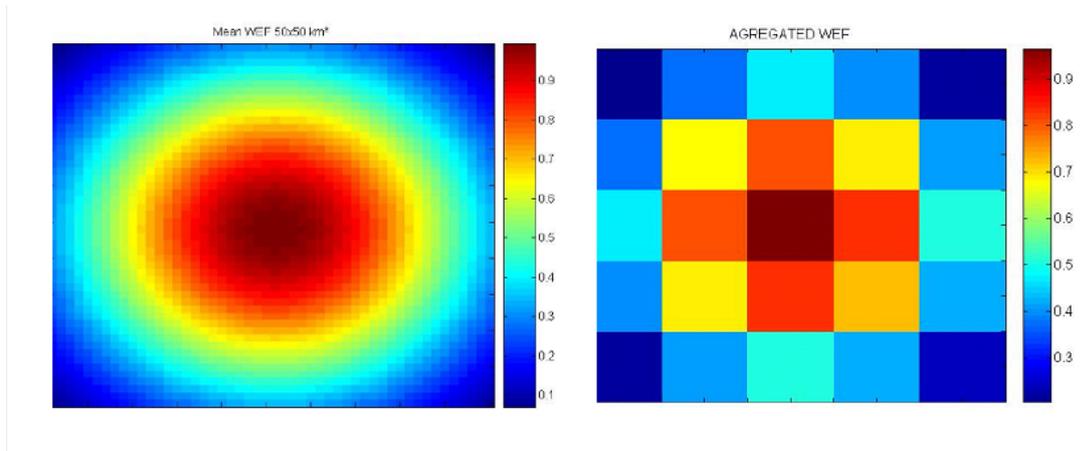


FIGURE 6.6 – La MEAN WEF de la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$.

6.4 Différents modèles

Afin de permettre une meilleure compréhension des résultats présentés dans cette étude, un résumé des approches de modélisation utilisées pour effectuer les simulations est donné dans cette section. Comme nous l'avons vu auparavant, un schéma de surface (ISBA) est utilisé afin de simuler les variations temporelles des états de surface requis par le modèle d'émission micro-ondes (par exemple, la température du sol et la teneur en humidité à la surface et en profondeur, etc.). A part les données caractéristiques et connues pour toute la zone et correspondant à des données d'entrée du modèle de transfert radiatif, plusieurs paramètres sont à définir. Ces paramètres influencent beaucoup l'émission micro-onde de la surface et nécessitent leur prise en compte en fonction de différents critères, la fréquence, ainsi que le type de couvert végétal étant les paramètres les plus importants.

TABLE 6.3 – Les paramètres principaux pour les modèles MEB.

Symbole	Définition	Unité
f	fréquence du sensor micro-ondes	GHz
θ	l'angle d'incidence	degrés
sable, argile	texture du sol	%
T_{air}	température de l'air	K
T_s	température du sol	K
T_{deep}	température en profondeur	K
W_g	contenu en eau de la surface du sol	m^3/m^3
VWC	teneur en eau de la végétation	kg/m^2
ω	albédo de simple diffusion	-
b'	rapport τ/VWC	-
h, Q, N	paramètres liés a la rugosité du sol	-

6.4.1 Effets de la végétation

A basse fréquence, les effets de la végétation sont représentés en utilisant le modèle τ - ω (Mo et al., 1982). Ce modèle, décrit auparavant, est basé sur deux paramètres, l'épaisseur optique τ et l'albédo de simple diffusion ω . Ces deux paramètres sont utilisés pour paramétrer l'atténuation due à la végétation ainsi que les effets de diffusion dans la canopée.

Épaisseur optique τ

Si pour la bande L plusieurs études ont été faites afin de mieux paramétrer la surface, en bande C et X il existe peu des valeurs expérimentales. Par conséquent, nous avons essayé des modèles empiriques pour calculer l'épaisseur optique τ . Afin de prendre en compte les caractéristiques du site VAS, un étude de sensibilité en considérant plusieurs paramétrisations pour τ a été faite. Parmi les paramétrisations choisies nous allons présenté dans cette partie les trois cas.

- Cas I : paramétrisation de Kerr et Njoku, 1990 et Kirdyashev et al., 1979

La paramétrisation de Kirdyashev et al., 1979 a été utilisée par Kerr et Njoku, 1990 pour modéliser le signal à plusieurs fréquences micro-ondes. Pour la végétation, un bon compromis entre la modélisation et les données expérimentales pour des fréquences comprises entre 1-30 GHz peuvent être atteint en exprimant l'épaisseur optique comme :

$$\tau = A \cdot VWC \varepsilon_{sw} f / 0.3 \quad (6.1)$$

Où A est un coefficient qui est lié à la structure de la canopée, VWC est le contenu en eau de la végétation intégrée par hauteur (kg/m^2), ε_{sw} est la partie imaginaire de la constante diélectrique de l'eau saline dans la végétation et f la fréquence considérée (Kirdyashev et al., 1979). Les valeurs du coefficient A sont issues de la littérature pour différentes types des canopées (Ulaby et al., 1982, Mo et al., 1982). Dans notre étude la valeur de A correspond celle représentative des prairies, soit $A = 268e-5$.

TABLE 6.4 – Les valeurs expérimentales du paramètre A.

Type de végétation	Mais	Prairies(herbe)	Soja	Blé	Alfalf
A	53e-5	268e-5	222e-5	150e-5	47e-5

La paramétrisation de VWC a été variable pendant l'année ($VWC=0.5*LAI$). La constante diélectrique de l'eau saline a été calculée en utilisant la formulation de Debye, et varie en général entre 6 et 12 ppt en fonction de son type et de son état phénologique (Ulaby et al., 1983). L'équation choisie est la même que celle utilisée dans le modèle de transfert radiatif EVA (Earth Vegetation Atmosphere).

- Cas II : paramétrisation de Kirdyashev et al., 1979 et de Rosnay et al., 2009

Une autre façon d'exprimer l'épaisseur optique est d'utiliser la relation de Kirdyashev et al., 1979 reprise par de Rosnay et al., 2009. τ est alors une fonction dépendante du nombre d'onde k ($k=2\pi/\lambda$, λ étant la longueur d'onde), de la partie imaginaire de la constante diélectrique de l'eau dans la végétation ε''_{vw} , de VWC, de l'angle d'incidence, de la densité de l'eau et aussi d'un paramètre qui dépend de la structure de la végétation a_{geo} .

$$\tau = a_{geo}k \frac{VWC}{\rho_{eau}} \varepsilon''_{vw} \frac{1}{\cos \theta} \quad (6.2)$$

$a_{geo} = 0.33$ pour la végétation basse et 0.66 pour la végétation haute.

Il s'agit du même paramétrage que celui utilisé par Kerr et Njoku, 1990 pour 1-37 GHz et qui a ensuite été étendu à une plus grande gamme de fréquences (1-100 GHz) par Wegmüller et al., 1995, en tenant compte du nombre d'onde dans l'atténuation le long du chemin optique.

– Cas III : paramétrisation de Pellarin et al., 2006

L'épaisseur optique τ varie selon le type de plante et est souvent modélisée comme une fonction linéaire de la teneur en eau de la végétation (VWC) (kg/m^2). La constante de proportionnalité utilisée, b' , est un coefficient qui dépend du type de la végétation ainsi que de la longueur d'onde λ (Pellarin et al., 2006). L'équation qui décrit cette relation est la suivante :

$$\tau = b' \cdot VWC \quad (6.3)$$

Dans la présente étude VWC est liée au LAI par $VWC = 0.5 \cdot LAI$ pour la végétation basse. La conséquence directe est que τ est un paramètre variable dans le temps parce que le LAI, qui décrit le feuillage des plantes, est dérivé de la base de données MODIS et donc a des valeurs interpolées mensuelles. Pour les forêts, la valeur de VWC est supposée être constante et liée à la teneur en eau des branches. La valeur de VWC pour les forêts de conifères a été basée sur l'étude de Grant et al., 2005 qui a étudié la contribution relative des troncs, branches et les feuilles d'une forêt de conifères à l'émission micro-ondes. La valeur de VWC considérée pour les forêts de conifères est égale à 3.

Albédo de simple diffusion ω

Les valeurs obtenues expérimentalement pour l'albédo de simple diffusion sont rares et sa dépendance à la fréquence et polarisation n'est pas bien connue. Dans la littérature, les valeurs données pour ω varient de 0 à 0.1 en moyenne (Wigneron et al., 2003 ; Jackson et al., 1982). Par conséquent, les valeurs modélisées pour ω , utilisées ici dépendent principalement du type de végétation et peu de la fréquence. L'impact de la polarisation ou de la teneur en eau du couvert n'a pas été considéré. Cette hypothèse, bien que approximative, est satisfaisante, puisque dans la plupart des cas l'influence de l'albédo de diffusion sur le signal mesuré n'est pas très importante. Plus la densité de la végétation est importante, plus ω joue un rôle important. Ce résultat est logique puisque l'émissivité (e) est directement liée à ω (le modèle τ - ω peut être simplifié par $e = 1 - \omega$) pour des valeurs élevées de l'épaisseur optique. Les valeurs extraites de ω avoisinent généralement 0.06 ou 0.08 pour les terres couvertes par les forêts (Ferrazzoli et al., 2002). Un rappel des valeurs de ω que nous avons choisies pour chaque étude correspondant à une fréquence est donné dans les TAB. 6.5 et 6.6. Dans cette étude le meilleur compromis pour les deux bandes,

C et X, a été trouvé en utilisant les valeurs de ω proposées par Pellarin et al., 2006.

6.4.2 Effets de la rugosité du sol

La rugosité du sol doit également être paramétrée. Les effets de la rugosité de surface sur l'émission du sol sont représentés en utilisant des formulations simples, adéquates pour la plupart des applications. Il existe trois paramètres empiriques caractérisant la rugosité du sol (h_{sol} , Q_{sol} , et NR_{sol}).

– Q_{sol}

Q_{sol} est un facteur de couplage de polarisation, lié au fait que la rugosité tend à induire un mélange des polarisations horizontale et verticale. Une première analyse de l'ensemble des données globales (comme SMMR ou AMSR) montrent que les effets de couplage de polarisations sont généralement jugés plutôt faibles dans les basses fréquences. Par conséquent, il est souvent considéré que $Q_{sol} = 0$ en bande L et cette valeur augmente légèrement avec l'augmentation de la fréquence (Wigneron et al., 2001). La relation empirique utilisée pour le calcul de Q_{sol} est la suivante :

$$Q_{sol} = 0.35(1 - \exp(-0.6\sigma^2 f)) \quad (6.4)$$

où σ est donné en cm. Cette équation est dérivée en utilisant des données expérimentales (Choudhury et al., 1979) et est valable pour des fréquences de 1 à 10 GHz.

– h_{sol}

h_{sol} est un paramètre de rugosité lié à des variations de la hauteur de la surface du sol. Il peut être déterminé expérimentalement mais aussi empiriquement. Une relation utilisée est :

$$h_{sol} = (2k\sigma)^2 \quad (6.5)$$

où h_{sol} dépend du nombre d'onde k ainsi que de l'écart type de la hauteur de la surface σ . Des valeurs typiques de h_{sol} ont été proposées, allant de 0 pour une surface lisse, 0.3 pour un champ, à 0.4 pour un champ labouré inégalement.

Les effets de la rugosité peuvent être corrigés par le paramètre h_{sol} . Ce paramètre prend en compte i) la surface de diffusion causée par la géométrie de la surface en elle-même, ii) des émissions non uniformes en raison de l'irrégularité de la distribution de l'eau et la température à la surface, et iii) diffusion dans le volume due à des discontinuités diélectriques près de la surface. Ce paramètre est normalement étalonné de façon empirique à partir des mesures en bande L sur sol nu.

– NR_{sol}

NR_{sol} est un nombre entier utilisé pour paramétrer la dépendance des effets de la rugosité à l'angle d'incidence. La valeur du NR_{sol} est comprise généralement entre -2 et 2 à partir de données expérimentales (Wigneron et al., 2001). Pour les basses fréquences (1-10 GHz), NR_{sol} peut être mis à zéro (Wigneron et al., 2001 ; Escorihuela et al., 2007). Pour la bande L, les mêmes valeurs que celles utilisées dans l'algorithme d'inversion de niveau 2 sont utilisées.

TABLE 6.5 – Valeurs des paramètres en bande L.

	Bande L			
	Végétation		Rugosité	
	τ	ω	h_{sol}	Q_{sol}
NOMINAL	0.11	0	0.34	0.2
FORÊT	0.88	0	0.34	0.2

TABLE 6.6 – Valeurs des paramètres en bande C et X.

	Bande C				Bande X				
	Végétation		Rugosité		Végétation		Rugosité		
	τ	ω	h_{sol}	Q_{sol}	τ	ω	h_{sol}	Q_{sol}	
Cas I	FNO	$\overline{0.36}$	0.04	0.34	0.05	$\overline{0.67}$	0.06	0.81	0.08
	FFO	$\overline{0.6}$	0.06	0.34	0.05	$\overline{0.6}$	0.06	0.81	0.08
Cas II	FNO	$\overline{0.58}$	0.04	0.34	0.05	$\overline{0.90}$	0.06	0.81	0.08
	FFO	$\overline{18.33}$	0.06	0.34	0.05	$\overline{28.42}$	0.06	0.81	0.08
Cas III	FNO	$\overline{0.07}$	0.04	0.30	0.15	$\overline{0.14}$	0.06	0.30	0.20
	FFO	$\overline{0.6}$	0.06	0.30	0.15	$\overline{0.6}$	0.06	0.30	0.20

Des études de sensibilité sont faites pour chaque paramétrisation. Le TAB. 6.6 regroupe les valeurs retenues ainsi que les paramètres utilisés dans cette étude pour les bandes C et X.

6.5 Bande L

Dans cette partie, une température de brillance en bande L qui correspond à une valeur équivalente à celle vue par satellite est générée. La simulation est obtenue à une résolution correspondant à la résolution spatiale des capteurs SMOS, AMSR-E et ERS-SCAT. La simulation des températures de brillance (Match-up) est composée de deux étapes.

D’abord, un modèle de surface, ISBA, est utilisé pour simuler les évolutions temporelles et spatiales des caractéristiques de l’état de surface (par exemple la température du sol et l’humidité à la surface et en profondeur, etc. - voir Chapitre 4) requises par L-MEB (Wigneron et al., 2007). Des données de surface et de forçage atmosphérique sont utilisées pour forcer ISBA sur une grille de 5×5 points de $10 \times 10 \text{ km}^2$ de résolution spatiale.

Ensuite, le modèle L-MEB est utilisé pour produire des champs de température de brillance à partir des sorties ISBA et des cartes thématiques (sable, argile, etc) ainsi que de la base de données de forçage atmosphérique. Pour chaque grille le modèle de transfert radiatif correspondant est utilisé ainsi que la fonction de pondération du diagramme d’antenne (MEAN WEF).

La FIG.6.7 montre les résultats obtenues après ces deux étapes : l’humidité de sol représentative des 5 premiers centimètres du sol (étape 1) ainsi que la température de brillance correspondante (étape 2), de 2005 jusqu’à 2007.

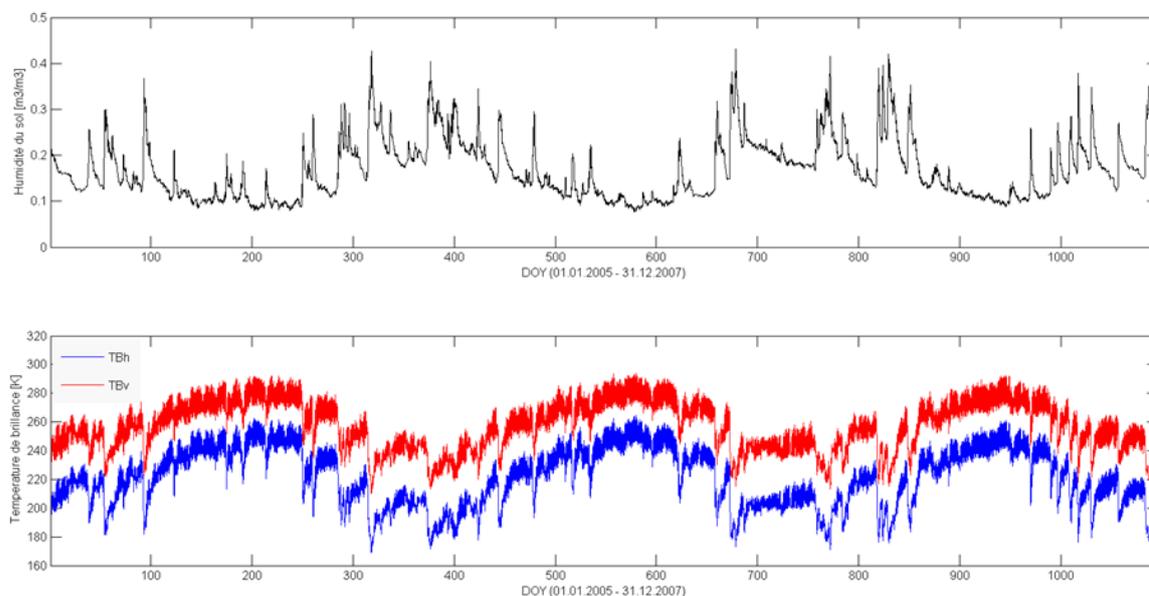


FIGURE 6.7 – L’humidité du sol (en haut) et les températures de brillance H et V (en bas) simulées en bande L sur la zone VAS pour la période 2005-2007. Le modèle de transfert radiatif utilisé est L-MEB.

6.5.1 Humidité du sol

Les valeurs issues du produit d’humidité du sol de Niveau 2 SMOS sont comparées à celles issues du produit d’humidité du sol AMSR-E (FIG.6.8). Comme le produit d’humidité du sol AMSR-E ne montre pas beaucoup de variabilité, une comparaison des deux humidités est faite aussi en considérant les valeurs normalisées. Cette analyse est suivie d’une deuxième, où, une comparaison entre ces mêmes produits SMOS et l’humidité du sol spatialisée sur VAS est également faite (FIG.6.9).

Ces analyses préliminaires montrent que, dans les deux cas : la comparaison avec le produit d’humidité AMSR-E et l’humidité spatialisée, les variations de l’humidité du sol sont bien reproduites par les produits SMOS. La comparaison des valeurs normalisées montre que les humidités du sol SMOS arrivent à bien reproduire le cycle et les variabilités en terme d’humidité du sol.

SMOS fournit des produits d’humidités des sols volumiques (m^3 d’eau / m^3 de sol) ayant des valeurs mois élevées que ceux vues par les autres produits d’humidité. Si le signal du produit d’humidité du sol AMSR-E reste assez stable pendant toute la période considère, l’humidité spatialisée simulée a des valeurs d’humidité supérieurs à celles vues par SMOS. La valeur la plus basse rencontrée est autour de $0.08 m^3/m^3$ pour l’humidité simulé et $0.01 m^3/m^3$ pour le produit SMOS.

L’analyse précédente a mis en évidence les faibles valeurs d’humidité fournies par SMOS sur VAS. L’étude suivante est menée afin de déterminer l’existence d’un palier autour de $0.10 m^3/m^3$, rencontré dans les mesures in situ ainsi que dans les simulations d’humidité du sol. Afin d’exclure

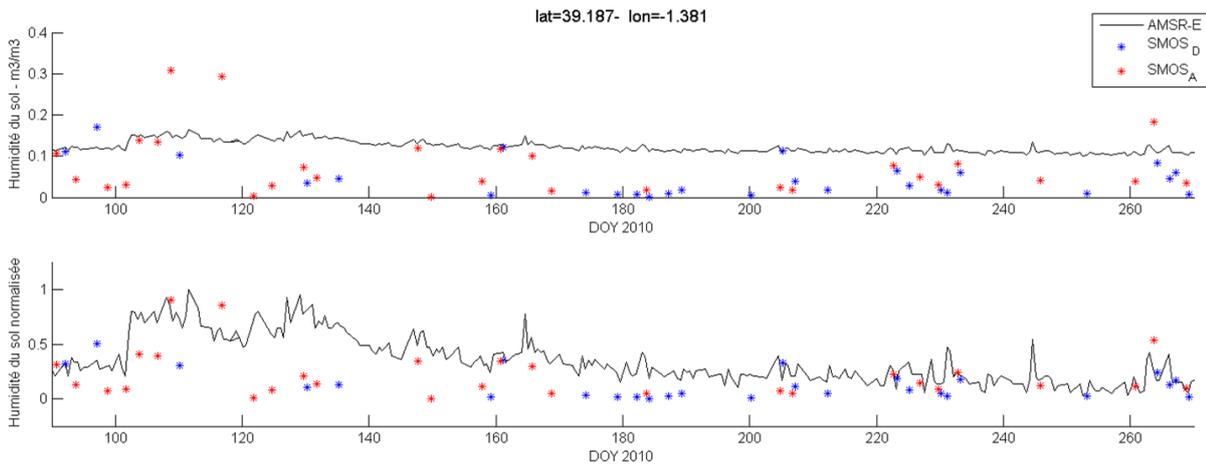


FIGURE 6.8 – Comparaison entre les produits d’humidité du sol SMOS L2 (A - ascendant) et D - descendant) et AMSR-E en valeurs volumiques (en haut) et normalisées (en bas).

le fait que le palier dans l’humidité du sol simulée peut être due à l’utilisation du modèle ISBA, la mesure in-situ sont considérées. Les deux premiers graphiques de la FIG. 6.10 présentent les comparaisons entre les mesures in situ des capteurs Melbex 2 et V1 au produit de Niveau 2 SMOS. Les humidités du sol des deux sondes ne descendent pas à des valeurs inférieures à 0.08-0.10

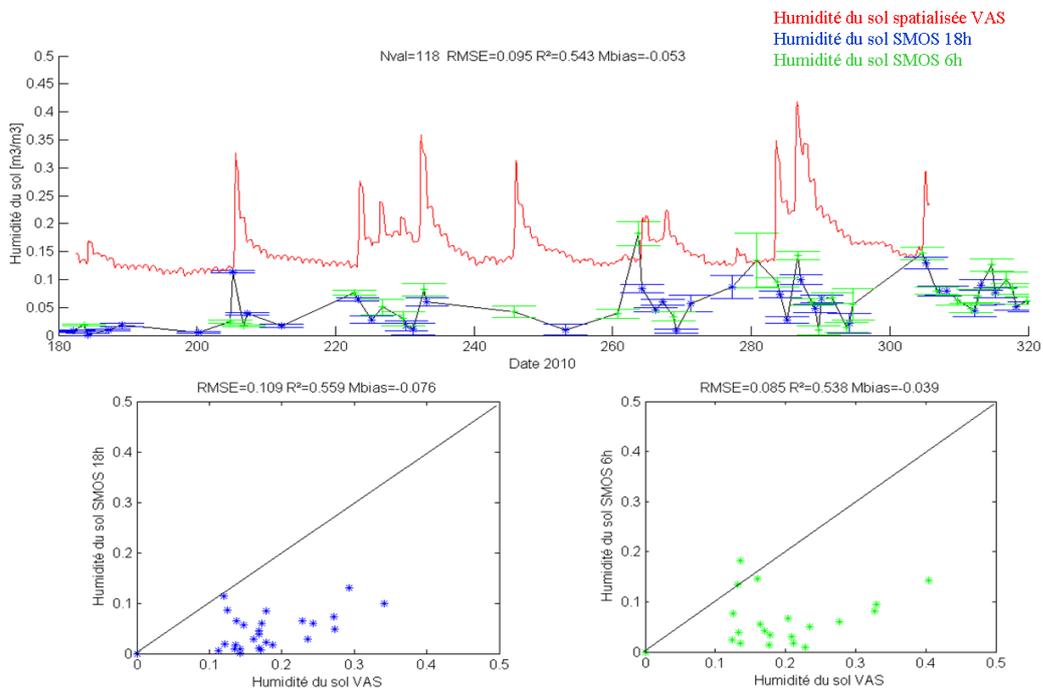


FIGURE 6.9 – Comparaison entre le produit d’humidité du sol SMOS L2 et l’humidité du sol simulée pour 2005, 2006 et 2007 en valeurs volumiques (en haut) et normalisées (en bas).

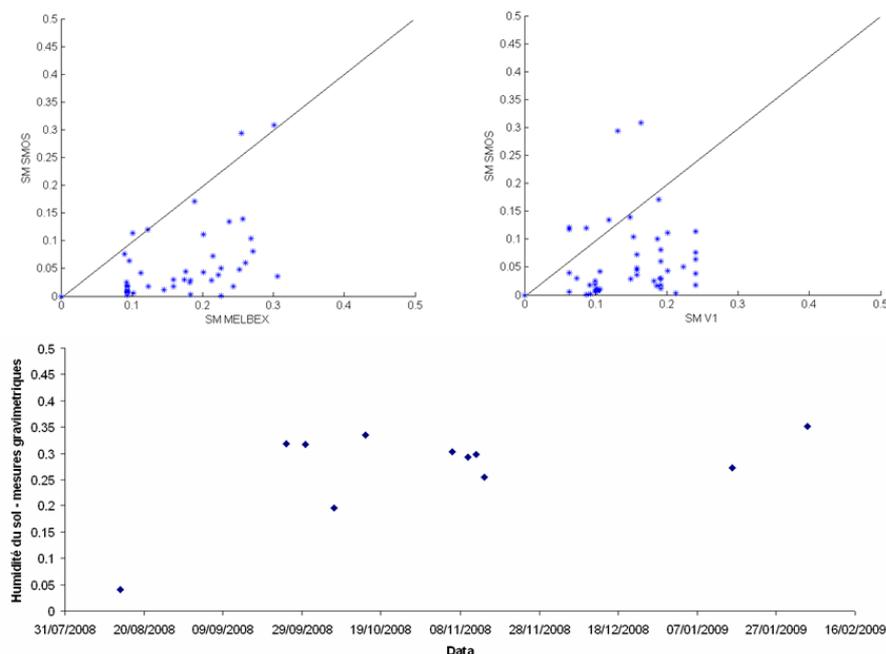


FIGURE 6.10 – Comparaison entre le produit d’humidité du sol SMOS L2 et les observations in situ : Melbex 2 (en haut à gauche) et V1 (en haut à droite). Des mesures gravimétriques effectuées sur le site VAS sont aussi présentées (en bas).

m^3/m^3 . Ceci peut être dû à l’étalonnage des sondes qui est influencée par les mesures gravimétriques faites sur le site. Le fait que les simulations spatialisées d’humidité montrent également un palier s’explique par l’utilisation des observations in-situ pour l’étalonnage et la validation du modèle de surface ISBA. Afin de clarifier cette question, les mesures gravimétriques effectuées sur le site entre juillet 2008 et février 2009 sont présentées dans la FIG. 6.10. Ces mesures montrent que l’humidité sur VAS peut descendre à des valeurs plus basses, autour de $0.03 - 0.05 m^3/m^3$.

Cependant, en ce qui concerne les valeurs volumiques de l’humidité du sol, dû à l’impossibilité de leur validation à grande échelle, pour le moment on ne peut considérer comme référence ni les données AMSR-E ni les données simulées.

6.5.2 Température de brillance

Une étude comparative entre les températures de brillance enregistrées par les capteurs SMOS et AMSR-E ainsi que des Match-ups générées sur VAS est menée.

La FIG. 6.11 présente une comparaison entre les températures de brillance SMOS et les températures de brillance AMSR-E à 6.9 GHz. La comparaison des deux produits a été faite entre début mars et fin septembre 2010. Les deux produits ont les mêmes dynamiques, étant semblables du point de vue des variations temporaires. Cependant, la différence de fréquence, 1.4 GHz pour SMOS et 6.9 GHz pour AMSR-E ainsi que la différence d’angle d’incidence, 42.5° pour SMOS et 55° pour AMSR-E, explique que les deux températures de brillance (H et V) ne sont pas dans la même plage de valeurs.

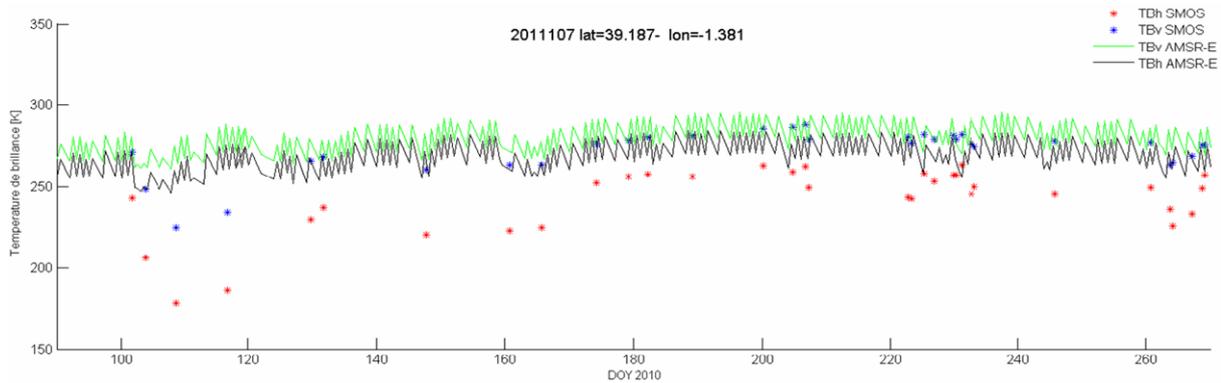


FIGURE 6.11 – Comparaison entre les produits de température de brillance issues de SMOS L2 et AMSR-E 6.9 GHz en polarisations horizontale et verticale.

La FIG. 6.12 montre les températures de brillance issues du produit L1C pour deux points différents (2011107 et 2010594) en polarisation horizontale et verticale en fonction de l'angle d'incidence θ pour la journée du 21 août 2010 à 6h. Pour vérifier si le produit SMOS a des valeurs de températures de brillance comparables à celles rencontrées sur VAS, des Match-ups pour le même jour ont été générées.

La comparaison des deux produits montre que les deux températures de brillance ont, en général, la même gamme des valeurs en fonction de l'angle d'incidence. Cependant, une sur-estimation de la température de brillance SMOS en polarisation verticale est observée. Aussi, une forte dissipation des valeurs enregistrées est observée pour les deux points considérées pour la gamme des angles d'incidence entre 45 et 55°. Cette dissipation peut être due à la présence des RFI sur le site.

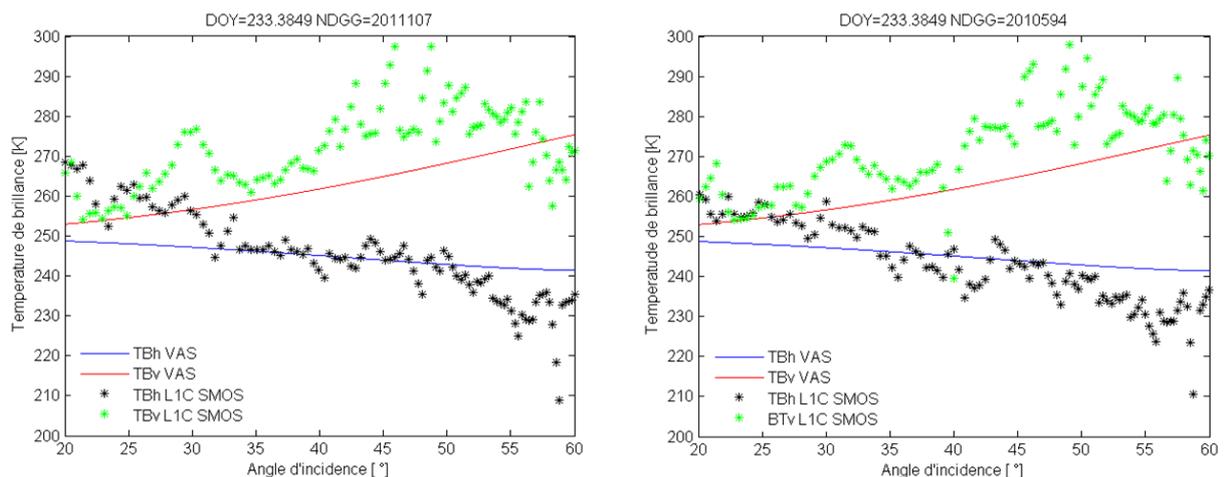


FIGURE 6.12 – Comparaison entre la température de brillance issue des produits SMOS Niveau 1C et la température de brillance simulée avec L-MEB en fonction de l'angle d'incidence pour le 21 août 2010 à 6h. Deux points différents ont été considérées : NDGG 2011107 (à gauche) et NDGG 2010594 (à droite).

La FIG. 6.13 et la FIG. 6.14 présentent une comparaison entre les températures de brillance SMOS avec les Match-ups générés sur VAS pour un angle d'incidence de 40° et pour le point NDGG 2011107. La période considérée est à partir de fin juin jusqu'au 16 novembre 2010. La génération des Match-ups sur VAS à été faite en utilisant deux profondeurs différentes de l'humidité du sol simulée : 2 et 5 cm. Les paramètres de L-MEB pour la végétation et la rugosité sont ceux décrits dans le TAB. 6.5.

Du point de vue des variations temporelles, pour les deux cas, les deux produits ont des dynamiques semblables. Aussi, dans les deux cas une sur-estimation de la température de brillance SMOS est observée. Cette sur-estimation dans la température de brillance enregistré provoque la sous-estimation de l'humidité du sol inversée (FIG.6.9). La sur-estimation dans la température de brillance peut être due à la présence des RFI sur la zone.

Toutefois, pour l'angle d'incidence considéré, 40° , la contamination des RFI semble moins importante par rapport à ce que nous avons pu observer dans la FIG. 6.12. Si on regarde les statistiques, les Match-ups générées en considérant l'humidité de sol à 2 cm de profondeur sont en meilleur accord avec les données SMOS. Cependant, en raison de la courte période de disponibilité des données SMOS sur le site VAS ainsi que du manque de plus de données in situ,

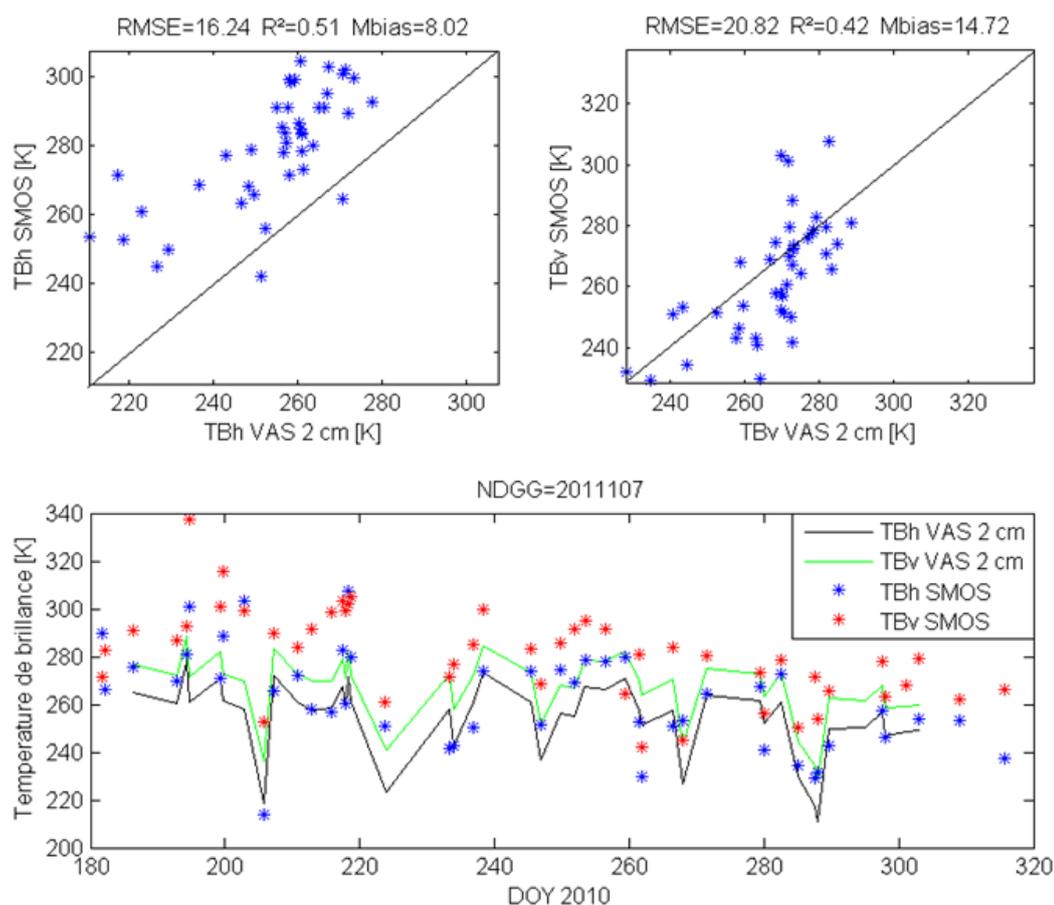


FIGURE 6.13 – Comparaison entre les températures de brillance issues du produit SMOS L1C et simulées avec L-MEB (en utilisant l'humidité du surface simulée à 2 cm) en polarisations horizontale et verticale.

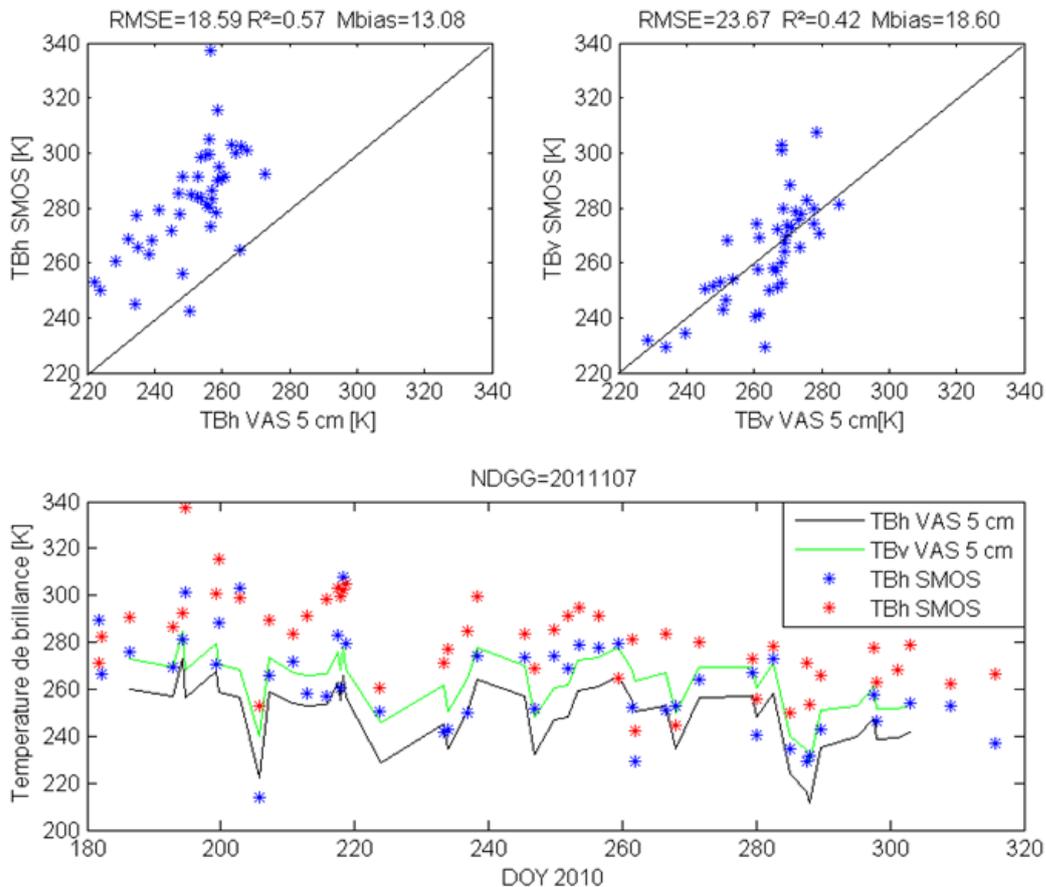


FIGURE 6.14 – Comparaison entre les températures de brillance issues du produit SMOS L1C et simulées avec L-MEB (en utilisant l’humidité du surface simulée à 5 cm) en polarisations horizontale et verticale.

l’évaluation détaillée de ces sorties est à poursuivre. En plus, afin de minimiser les statistiques observées, la paramétrisation de L-MEB doit être reconsidérée pour prendre en compte toutes les caractéristiques de la zone VAS.

Cependant, nous avons essayé de déterminer les possibles causes d’erreurs qui pourraient survenir. Premièrement, le modèle de surface considéré, ISBA, est étalonné avant d’être utilisé sur la zone VAS. Une réévaluation de cet étalonnage est envisageable dans le cas où des données in situ complémentaires seraient disponibles. L’utilisation d’une grille à une résolution spatiale plus fine pourrait engendrer des résultats plus précis. Cependant, cette division plus fine ne pourra être examinée que si la localisation géographique actuelle des données disponibles sur VAS est améliorée. Lors de ce type de simulation, il est assez courant qu’une part des erreurs provienne des forçages atmosphériques car ceux-ci peuvent contenir des erreurs d’enregistrement. De même, l’approche d’interpolation des forçages météo peut également induire des erreurs à l’entrée du modèle de surface.

Au niveau du modèle de transfert radiatif, des erreurs peuvent aussi apparaître lors de la simulation de la température de brillance. Celles-ci peuvent être causées par des mauvaises hypothèses et des incertitudes dans la définition et les valeurs des paramètres ainsi que des variables d’en-

trée du L-MEB. L'importance de tous ces paramètres doit être pris en compte au moment de la comparaison avec des données réelles.

6.6 Bande C et X

Le premier objectif du modèle est d'évaluer le signal émis par la surface en fonction de l'influence relative sur le signal mesuré des différents paramètres. Cette évaluation est effectuée par rapport à la configuration de prise de vue du capteur AMSR-E (longueur d'onde, bande passante, angle d'incidence).

Notre approche consiste à comparer les simulations calculées aux mesures réelles de la température de brillance fournies par l'instrument AMSR-E en bande C et X. Bien que les résultats obtenus en bande X et en bande C ne peuvent être entièrement extrapolés en bande L, ils fournissent des informations intéressantes pour évaluer/valider les données SMOS ainsi que la méthodologie utilisée pour la génération de Match-ups.

La première étape de la méthode est consacrée à la recherche d'un paramétrage de C-MEB et X-MEB, pour fournir un bon accord entre les températures de brillance observées et simulées au cours de la période de 3 ans (pour les polarisations horizontales et verticales). A cet effet, les données de référence ont été calculées en utilisant les paramètres réglés sur des valeurs fréquemment rencontrées dans le domaine VAS. Nous avons estimé les paramètres représentatifs de la structure du sol (h_{sol} et Q_{sol}) et les deux paramètres b' et τ pour chaque type de végétation trouvée sur VAS.

Des données indépendantes du point de vue de la fréquence sont utilisées. Ces données sont la texture du sol, le LAI, la température aux différents niveaux, la pression atmosphérique ainsi que l'humidité du sol. Toutes ces données sont soit extraites des données de télédétection (LAI-MODIS), soit des données extraites et caractéristiques de la zone VAS (la texture du sol, la température de l'air) ou encore des sorties du modèle de surface (la température à différentes profondeur, l'humidité du sol). Le contenu en eau de la végétation pour le cas d'une fraction de végétation nominale est calculé en utilisant l'indice foliaire de la végétation (LAI), une variation annuelle est ainsi considérée. L'heure de passage du satellite AMSR-E (ascendant et descendant) est prise en compte, pour cela les données acquises aux mêmes heures ont été utilisées pour les simulations.

Pour analyser l'accord entre la température de brillance mesurée et simulée, quelques valeurs statistiques ont été calculées : corrélation (R^2), coefficient d'efficacité de Nash (Eff), l'erreur quadratique moyenne ($RMSE$) et le biais absolu (MB). Les résultats obtenus pour la bande X et en bande C sont présentés en haut de chaque figure et sont calculés pour la période de 3 années, de début 2005 à fin 2007. En général, un signal ayant une forte dynamique peut produire une bonne corrélation avec une forte valeur de RMSE, alors que une dynamique plus faible du signal produit l'inverse.

Ce sont tout d'abord les résultats obtenus à 6.9 GHz qui sont ici présentés. La rugosité de la surface est très importante et à haute fréquence celle-ci peut avoir une influence sur la température de brillance d'une ampleur similaire à celle de l'humidité du sol. Dans un premier temps, une détermination de la hauteur de la rugosité σ est réalisée. Étant donné que nous ne disposons pas de valeurs expérimentales de la hauteur de la rugosité, des valeurs extraites de la littérature,

rencontrées sur le site expérimental SMOSREX (de Rosnay et al., 2006) sont choisies. Des valeurs de 0.1, 0.2 et 0.5 cm correspondant respectivement à un sol lisse, peu rugueux et très rugueux ont été testées. La paramétrisation choisie pour ce premier cas est celle proposée dans Kerr et Njoku, 1990 pour l'épaisseur optique et pour l'albédo de simple diffusion la valeur proposée dans Pellarin et al., 2006 - Cas 1. Le changement de hauteur de la rugosité influence directement les paramètres de rugosité h_{sol} et Q_{sol} . Pour la constante diélectrique cette modélisation est faite en utilisant la paramétrisation proposée par Dobson et al., 1985.

Pour les trois choix de σ , h_{sol} prend des valeurs comprises entre $[0.0838, 0.3354, 2.0959]$ tandis que $Q_{sol} = [0.0142, 0.0534, 0.2257]$. La FIG. 6.15 montre la comparaison entre la température de brillance issue du produit AMSR-E à 6.9 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB pour les différentes valeurs de σ .

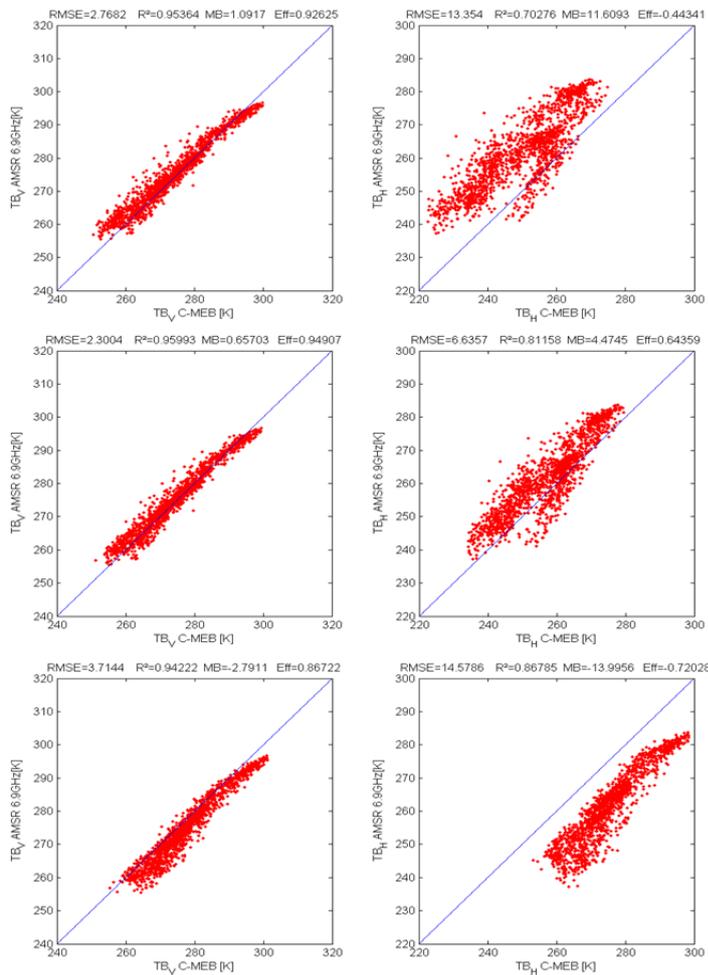


FIGURE 6.15 – Comparaison entre la température de brillance en polarisation verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB pour $\sigma = 0.1$ cm (en haut), 0.2 cm (au milieu) et 0.5 cm (en bas). Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Dobson et al., 1985 et pour l'épaisseur optique le Cas I.

L'analyse des trois figures montre que, en général, de meilleurs résultats sont obtenus en polarisation verticale (TB_V) qu'en polarisation horizontale (TB_H). Trois causes possibles peuvent expliquer ce résultat : 1) les effets de la rugosité affectent principalement la TB_H ; la topographie n'est pas prise en compte dans nos simulations (les valeurs sélectionnées de h_{sol} et Q_{sol} ont beaucoup plus d'influence sur le signal en polarisation horizontale qu'en polarisation verticale) ; 2) TB_V est plus sensible à la température de surface et moins sensible à l'humidité du sol ; 3) l'amplitude des variations de TB_H est plus élevée que celle de TB_V , ce qui signifie qu'un petit changement dans les paramètres de surface conduit à une plus grande variation de TB_H que de TB_V . Ainsi, si en polarisation verticale le choix de la hauteur de la végétation n'a pas une influence très importante, la polarisation horizontale est nettement plus affectée. Une différence importante en terme de statistiques peut être observée entre les trois choix. Ainsi, en ce qui concerne la hauteur de la rugosité une valeur de $\sigma=0.2$ sera utilisée pour les prochaines simulations. Cette valeur semble être la plus en accord avec les caractéristiques des sols rencontrées sur VAS.

Le deuxième test concerne le choix de calcul de la constante diélectrique. Comme nous l'avons vu auparavant, trois choix de modèles sont proposés : Dobson et al., 1985, Peplinski et al., 1995 et Mironov et al., 2004. Comme les paramètres statistiques sont choisis pour analyser les résultats obtenus, une nette amélioration de la TB_H est obtenue dans le cas d'utilisation de la formulation proposée par Mironov et al., 2004 pour la constante diélectrique (voir FIG. 6.16). En conséquence, pour la suite de notre étude la constante diélectrique calculée en utilisant le modèle de Mironov et al., 2004 est utilisée.

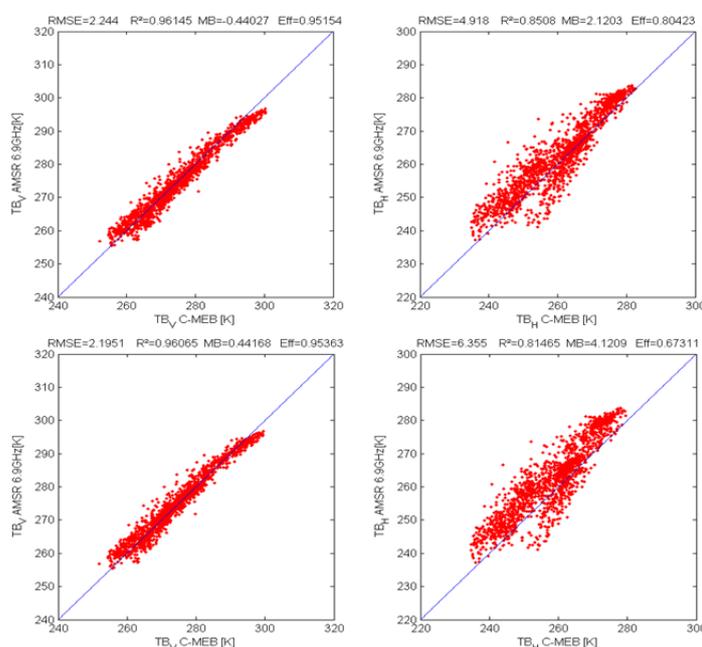


FIGURE 6.16 – Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB en utilisant le modèle de constante diélectrique de Peplinski et al., 1995 (en haut) et de Mironov et al., 2004 (en bas). Pour l'épaisseur optique le Cas I est utilisé.

Comme nous pouvons le voir sur la FIG. 6.17 la bande X a permis l'obtention des résultats équivalents que la bande C. En polarisation horizontale, une meilleure corrélation est obtenue en bande X que en bande C. La bande X étant plus courte que la bande C, l'atténuation de la végétation est supérieure en bande X qu'en bande C, ce qui implique une saturation plus rapide en bande X. Les propriétés physiques de la surface ont également un impact plus faible en bande X, car elles sont plus atténuées par le couvert végétal. Par conséquent, il y a moins de variabilité et une plage dynamique plus réduite dans les simulations en bande X, ce qui rend cette fréquence moins sensible aux variations de l'humidité du sol. En outre, les effets topographiques ont un plus grand impact sur les émissions micro-ondes de surface dans la bande C qu'en bande X (Pellarin et al., 2006).

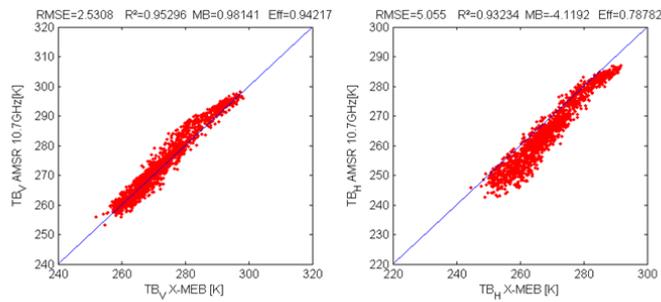


FIGURE 6.17 – Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 10.7 GHz et la température de brillance simulée en utilisant X-MEB. Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Mironov et al., 2004 et pour l'épaisseur optique le Cas I.

La configuration et les tests faits jusqu'à maintenant permettent de montrer l'influence sur la température de brillance des différents paramètres comme la hauteur de la rugosité et donc implicitement h_{sol} et Q_{sol} ainsi que la constante diélectrique du sol. Le Cas II a aussi été utilisé pour paramétrer τ . Dans un premier temps, nous utilisons le τ_{foret} proposé par de Rosnay et al., 2009, alors que pour le deuxième cas celle proposé par Pellarin et al., 2006 est considéré. L'analyse des deux simulations présentées dans la FIG. 6.18 montre que le RMSE et la corrélation sont similaires dans le cas de la polarisation verticale. Pour la polarisation horizontale, un meilleur RMSE est obtenu lors de l'utilisation de la paramétrisation proposée dans Pellarin et al., 2006. Cela peut être expliqué par le fait que la valeur de 0.6 pour τ_{foret} est plus adéquate à la végétation haute de VAS.

FIG. 6.18 présente la comparaison des températures de brillance en bande X. Pour le τ_{foret} la paramétrisation proposée par Pellarin et al., 2006 est choisie.

Pour le dernier cas III la paramétrisation Pellarin et al., 2006 a été utilisée. Dans ce cas, le RMSE et la corrélation pour les deux bandes, C et X, sont similaires. Cependant, ces valeurs sont trop importantes.

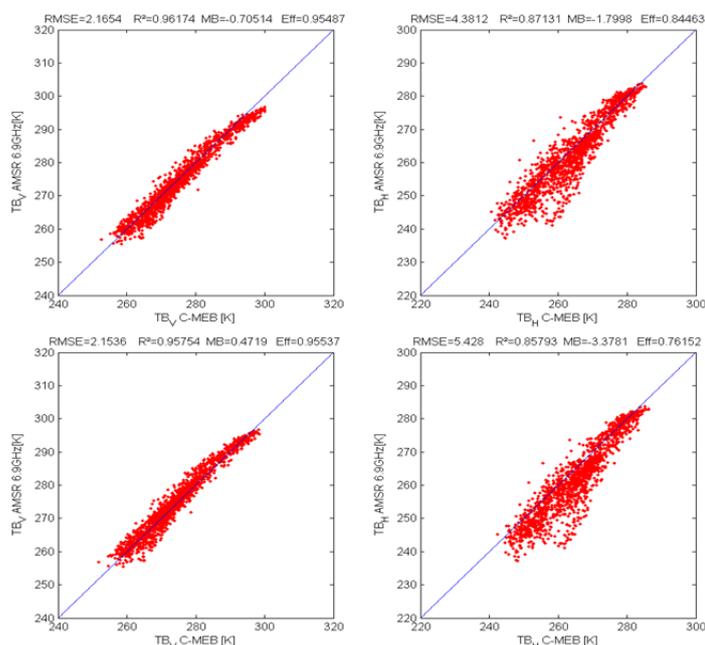


FIGURE 6.18 – Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB pour une épaisseur optique Cas II avec le τ_{foret} proposé par Pellarin et al., 2006 (en haut) et de Rosnay et al., 2009 (en bas).

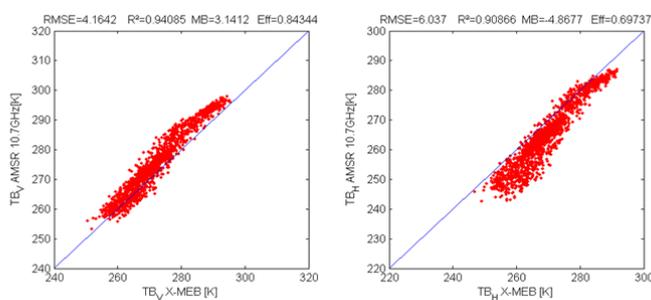


FIGURE 6.19 – Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 10.7 GHz et la température de brillance simulée en utilisant X-MEB. Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Mironov et al., 2004 et pour l'épaisseur optique le Cas II.

6.7 Conclusion

L'objectif de ce chapitre a été de simuler des températures de brillance micro-ondes à l'échelle d'un pixel SMOS sur la base d'un simple modèle de transfert radiatif. En utilisant des observations in-situ, des données issues de la télédétection et modélisées à une résolution de $10 \times 10 \text{ km}^2$, l'émission de la surface est simulée en bande L, C et X au cours d'une période de trois ans.

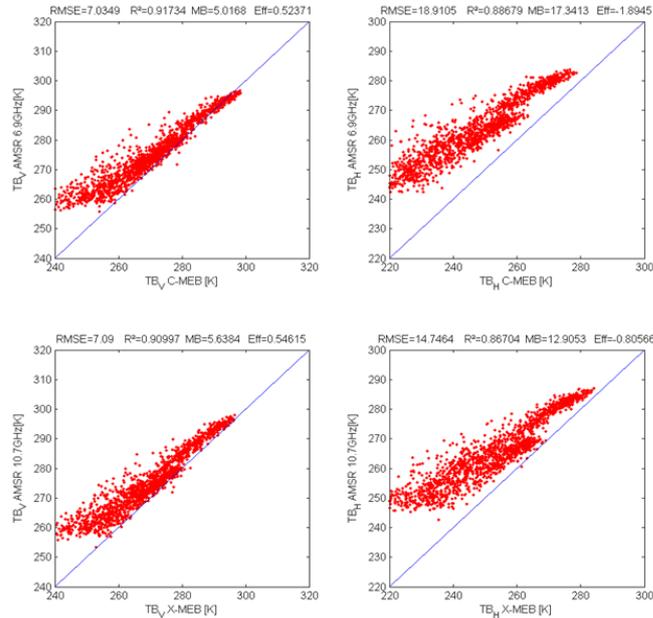


FIGURE 6.20 – Comparaison entre la température de brillance verticale (à gauche) et horizontale (à droite) issues du produit AMSR-E à 6.9 GHz et 10.7 GHz et la température de brillance simulée en utilisant C-MEB (en haut) et X-MEB (en bas), respectivement. Le modèle utilisé pour la constante diélectrique est Mironov et pour l'épaisseur optique le Cas III.

Dans la première partie de cette étude nous montrons l'évolution du site VAS en rapport avec les interférences enregistrées du SMOS dès son lancement. D'un site "inexploitable" VAS devient site "propre".

Ensuite, nous avons comparé d'un coté les données SMOS avec, de l'autre coté, les données in situ, les produits AMSR-E et les Match-ups correspondants aux années 2005, 2006 et 2007. Les produits SMOS arrivent à bien reproduire le cycle d'humidité du sol/température de brillance. Cependant, ils montrent des valeurs d'humidités de sol plus basses que les autres produits avec lesquelles ces produits ont été comparés. Jusqu'à maintenant on ne peut considérer comme référence ni les données AMSR-E ni les données in-situ. La génération des Match-ups récents ainsi qu'une étude approfondie pourrions répondre aux questions liées aux valeurs absolues de l'humidité du sol.

Enfin, en utilisant une approche similaire à L-MEB, des températures de brillance en bande C (6.9 GHz) et X (10.7 GHz) ont été simulées. Il a été démontré que le meilleur accord entre les températures de brillance observées et simulées, pour les bandes C et X, a été obtenu en utilisant une paramétrisation proposée par Kerr et Njoku, 1990 ; Kirdyashev et al., 1979. L'analyse montre également qu'une meilleure corrélation est obtenue en bande X plutôt qu'en bande C. Le couvert végétal et les effets de la topographie peuvent avoir un impact plus important en bande C qu'en bande X. Les comparaisons des observations et des simulations des températures de brillance sont meilleures en polarisation verticale qu'en polarisation horizontale. Une possible raison est

la forte sensibilité des températures de brillance à la topographie et la polarisation horizontale à la rugosité. Cette étude pourra nous permettre de mieux évaluer le réalisme de l'approche de la simulation faite précédemment en bande L.

Conclusion générale

L'humidité du sol est une variable cruciale car elle contrôle les échanges d'eau et d'énergie à l'interface entre le sol et l'atmosphère. La teneur en humidité du sol présente une variabilité spatio-temporelle marquée, qui influence la dynamique de formation des précipitations et les échanges sol-plantes-atmosphère. Cette forte variabilité rend son observation et sa mesure délicate à réaliser. Une meilleure connaissance des variations temporelles du contenu en eau du sol à des résolutions variées (d'une minute à la saison) et à des échelles spatiales allant du bassin au continent permettrait des avancées significatives dans la compréhension du cycle de l'eau. Les mesures automatiques ainsi que gravimétriques fournissent des mesures à des pas de temps variés mais ces mesures sont ponctuelles. Pour atteindre une échelle spatiale un échantillonnage dense est nécessaire ce qui est très coûteux et pas nécessairement faisable techniquement. Les données de télédétection ainsi que l'utilisation des modèles de surface peuvent potentiellement fournir des estimations de vastes étendues d'humidité du sol, en complément des mesures in-situ.

Les avancées les plus récentes montrent que la télédétection, et plus particulièrement dans le domaine des micro-ondes passives, est un bon moyen d'observation, à la fois précis et à grande échelle, de l'humidité des sols. Lancée en Novembre 2009, la mission SMOS a été conçue comme une réponse aux besoins de la modélisation météorologique et climatique pour laquelle l'humidité du sol est une variable encore mal connue face à son implication dans le cycle de l'eau et les échanges terre-océan-atmosphère. Grâce à une résolution spatiale de l'ordre de 43 km et une fréquence de revisite d'au maximum 3 jours, cette mesure viendra combler un manque d'information à une échelle intermédiaire entre l'échelle des modèles météorologiques et les mesures locales.

Cependant, la résolution spatiale des satellites tel que SMOS induit plusieurs questions scientifiques qui nécessitent de nombreuses mesures de terrain. Dans le cadre des activités d'étalonnage et de validation SMOS, plusieurs sites sur le globe, représentatifs de différents types d'écoclimats, ont été sélectionnés. Ces sites ont comme but de fournir des valeurs d'humidité du sol et de température de brillance comparables avec celles des produits SMOS. Pour atteindre cet objectif, il est nécessaire de caractériser et de surveiller une zone légèrement plus grande que le pixel réel en terme d'humidité du sol et de température de brillance. Une fois les champs d'humidité du sol connus, il est possible de calculer les températures de brillance telles qu'elles auraient été mesurées au niveau de l'antenne puis comparées par la suite avec les mesures satellitaires réelles (pour vérifier l'étalonnage, par exemple) ou avec d'autres produits satellitaires.

Dans cette thèse c'est le rôle du site Valencia Anchor Station, établi par l'Université de

Valence en Décembre 2001. L'objectif principal est de simuler un pixel SMOS grâce à des nombreuses mesures (météorologiques et géophysiques) nécessaires pour l'exécution, l'étalonnage et la validation des modèles ou des algorithmes. Les stations sont équipées de matériel pour les mesures à long terme des paramètres de base ainsi que pour des variables qui ne sont pas facilement évaluées de façon opérationnelle par les stations météorologiques et hydrologiques.

Cette thèse s'inscrit dans ce contexte de validation des produits SMOS. L'objectif majeur de ce travail est la génération de "Match-ups" entre des mesures terrain et des produits SMOS. Les Match-ups sont des températures de brillance micro-ondes passives simulées en utilisant les variables et caractéristiques de surface de la zone VAS. Pour ce faire, il est nécessaire de calculer des estimations de l'humidité du sol correspondant à la taille du footprint SMOS (la surface terrestre éclairée par le lobe d'antenne du radiomètre) à partir d'observations terrain ponctuelles.

La première étape de cette étude est d'obtenir des champs distribués d'humidité des sols caractéristiques de la totalité d'un pixel SMOS, basée sur une approche qui utilise un modèle de transfert entre le sol - la végétation et l'atmosphère (SVAT - Soil Vegetation Atmosphere Transfer). Afin de minimiser les erreurs au regard des exigences de la mission SMOS, à la fois l'étalonnage et la validation du modèle SVAT ont été effectuées avec des données in situ de l'humidité du sol de deux campagnes : Melbex 1 et Melbex 2. A cet effet, les mesures de terrain faites durant la campagne Melbex 1 ont été utilisées pour calibrer le modèle ISBA. L'utilisation d'ISBA calibré a permis de reproduire fidèlement les processus hydrologiques au niveau de la surface. L'erreur quadratique moyenne diminue de $0.042 \text{ m}^3/\text{m}^3$ lors de l'utilisation des équations par défaut d'ISBA à $0.022 \text{ m}^3/\text{m}^3$ en utilisant la version étalonnée.

Afin d'évaluer la validité de l'optimisation choisie, les mêmes équations ont été utilisées pour Melbex 2. La valeur de $0.024 \text{ m}^3/\text{m}^3$ obtenue pour l'erreur quadratique moyenne lorsque l'on compare l'humidité du sol simulée avec les données Melbex II est adéquate pour évaluer la validation des données SMOS avec une précision meilleure que $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Une fois la nouvelle paramétrisation choisie et validée sur différents types de sols et couvertures végétales, la connaissance détaillée de VAS ainsi que l'utilisation d'une méthode d'interpolation pour la distribution du forçage atmosphérique a permis d'obtenir d'une distribution spatiale des champs d'humidité des sols sur la zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$. En raison de plusieurs retards de lancement du satellite, les données SMOS n'étaient pas disponibles au commencement de cette étude. Nous avons donc utilisé d'autres capteurs déjà en vol afin de tester l'approche en attendant le lancement de SMOS. Le produit d'humidité du sol et rapport de polarisation issus du capteur AMSR-E ainsi que les produits d'indice d'humidité issus du capteur ERS-SCAT ont été utilisés. Bien que le produit d'humidité de sol AMSR-E ne soit pas capable de restituer des valeurs précises en terme de valeur volumique d'humidité du sol, il fournit des informations fiables sur la variabilité temporelle de l'humidité de la surface du sol. Au milieu de l'année, d'avril à septembre, la végétation a une influence importante sur le signal mesuré par l'instrument AMSR-E, fortement perturbé au cours de la saison de croissance. Le rapport de polarisation à 6.9 GHz a offert le meilleur accord avec l'humidité du sol simulée, même dans la période de croissance de la végétation. Nous avons également comparé notre humidité spatialisée avec le produit d'indice d'humidité d'ERS-SCAT. Dans ce cas, les saisons sont bien marquées aussi, mais l'absence d'une résolution temporelle supérieure (45 observations ont été disponibles sur la zone pour 2005) a empêché de capturer la variabilité de l'humidité du sol sur le domaine du VAS.

Une fois cette humidité du sol distribuée sur la zone de VAS obtenue, la prochaine étape de notre étude était de calculer les températures de brillance correspondantes. Cependant, la

répartition éparse et irrégulière des pluviomètres sur VAS ainsi que leur distribution (plusieurs organismes disposent de ces stations) peut être une limite à notre approche, mettant en question leur représentativité sur la zone équivalente à un pixel SMOS. Afin de s'affranchir de ces limites, l'utilisation des données de précipitations par satellite a été examinée. Différentes études à partir des produits TRMM 3b42rt, TRMM 3b42v6, CMORPH et PERSIANN ont été menées afin d'obtenir des champs distribués d'humidité du sol sur une zone équivalente avec un pixel SMOS. Dans un premier temps, les quantités et les occurrences de précipitation de chaque produit sont comparées aux données in situ. Si le produit PERSIANN surestime considérablement la quantité des pluies, les autres produits la sous-estime. Concernant les variations temporelles, celles-ci sont retrouvées à plus de 60% pour l'ensemble de produits.

Dans un deuxième temps, la pertinence de ces produits de précipitations comme entrée d'un SVAT a été évaluée. Utilisés en entrée d'un modèle SVAT - ISBA les produits satellites ont un impact important quand ils sont utilisés dans la modélisation ponctuelle. Toutefois, les différences de valeurs d'humidité du sol sont moins importantes que les différences entre les forçages de précipitations. Le meilleur compromis concernant l'humidité simulée exploitant les données in-situ est obtenu avec le produit TRMM 3b42v6. En raison du faible cumul annuel de précipitations, l'humidité du sol simulée utilisant les données des produits TRMM 3b42rt et CMORPH montrent de faibles amplitudes. Quant au produit PERSIANN, il surestime également l'humidité du sol mais dans une moindre mesure comparé aux précipitations.

Les observations météorologiques in-situ combinées à travers une approche d'interpolation (IDW) ainsi que les bases des précipitations ont été utilisées pour obtenir les humidités du sol spatialisées. Celles-ci fournissent une information sur une zone de $50 \times 50 \text{ km}^2$ et sont obtenues en utilisant ISBA couplé à un ensemble de forçages et une bonne connaissance des types et utilisation des sols. Dû au retard de lancement du satellite SMOS, des produits du capteur AMSR-E ont été comparés avec les humidités de sols obtenues avec les produits PERSIANN ainsi qu'avec les observations in-situ - VAS. Les deux humidités spatialisées : VAS et PERSIANN, retranscrivent bien la dynamique de variation des données d'humidité du sol et du rapport de polarisation AMSR-E à 6.9 GHz. Cependant, le produit VAS est en meilleure adéquation avec les produits AMSR-E utilisés que ne le sont les estimations PERSIANN. Concernant les autres produits de précipitations, le produit TRMM 3b42v6 offre toujours le meilleur compromis temporel comparé à l'humidité du sol VAS. Les produits TRMM 3b42 rt et CMORPH présentent les mêmes erreurs liées aux faibles intensités de pluie.

Grâce à leur résolution spatiale et temporelle, ces bases de données satellites offrent des perspectives intéressantes dans ce type d'étude. Cependant, les différences observées en termes de précipitations entre les observations in-situ et les produits satellitaires analysés sont parfois conséquentes et peuvent donc engendrer des erreurs considérables lorsqu'ils sont utilisés pour forcer des modèles de surface. Le manque de produits d'humidités de sol de référence représentatif sur toute la zone VAS ($50 \times 50 \text{ km}^2$) a été une contrainte dans la réalisation d'un classement de ces produits du point de vue de leur utilisation spatiale. L'arrivée de SMOS nous permettra de répondre à cette contrainte et donc de choisir le produit de précipitation à utiliser en référence.

La dernière partie de notre étude a consisté à générer des Match-ups sur VAS en utilisant un système couplé SVAT - modèle de transfert radiatif. Les processus hydrologiques ont donc été simulés en utilisant le modèle ISBA tandis que l'émission micro-onde a été simulé à l'aide du modèle L-MEB. Celles-ci sont à comparer avec les données SMOS. Cependant, après le lancement de SMOS, plusieurs sources de RFI (Radio Frequency Interferences) ont été identifiées sur le globe, notamment en Espagne. Ces sources ont affectées aussi le site expérimentale VAS et beaucoup de mesures SMOS ont été contaminées. Ce n'est qu'à partir de juillet 2010 que les températures de brillance SMOS sur la zone VAS sont utilisables. Actuellement le site est "propre", comme

montré dans cette étude.

Dans cette partie un aperçu des données SMOS a été présenté. Les humidités de sol/températures de brillance spatialisées correspondantes ont été considérées dans cette étude. Une comparaison qualitative avec des données issues du capteur AMSR-E, des données terrain ainsi qu'avec les simulations en bande L (les Match-ups) sur la zone VAS ont été montrées. Le premier constat concerne les variations de l'humidité du sol qui sont parfaitement reproduites par les produits SMOS. Cependant, les analyses faites montrent qu'en terme d'humidité volumique, les produits d'humidité comparés ne sont pas dans la même gamme. En fait, les produits SMOS montrent des humidités de sols plus basses que celles mesurées in-situ ainsi que celles simulées. La valeur la plus basse rencontrée dans les mesures in-situ est autour de $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$ comparée à $0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour le produit SMOS. Les produits d'humidité du sol AMSR-E ne montrent pas beaucoup de variabilité comparés aux produits SMOS, ses valeurs restant assez constantes tout au long de la période considérée. En ce qui concerne l'humidité volumique du sol, pour le moment, on ne peut considérer comme référence ni les données AMSR-E ni les données in-situ. Leur validation aux grandes échelle n'a pas été possible.

La température de brillance issue du produit L1C a été comparée avec les Match-ups générées sur le site ainsi que avec le produit AMSR-E. En comparant les produits SMOS avec ceux d'AMSR-E, la même dynamique est observée. Cependant, la différence de fréquence, 1.4 GHz pour SMOS et 6.9 GHz pour AMSR-E ainsi que la différence d'angle d'incidence, 42.5° pour SMOS et 55° pour AMSR-E, induit une différence dans les valeurs absolues des deux températures de brillance considérées.

En comparant le produit SMOS L1C avec les Match-ups pour le 21 août 2010 à 6h et pour différents angles d'incidence, une sur-estimation de la température de brillance SMOS en polarisation verticale est observée ainsi que une forte dissipation des valeurs enregistrées entre 45° et 55° . Cette sur-estimation du produit de température de brillance SMOS est observée aussi quand on compare les deux produits en fonction de temps. Cela a comme effet une sous-estimation de l'humidité du sol inversé. La sur-estimation de la température de brillance observée dans les deux cas peut être due à la présence des RFI sur la zone étudiée. Cependant, en raison de la courte période de disponibilité des données SMOS sur le site VAS ainsi que du manque de plus de données in situ, l'évaluation détaillée de ces sorties est à poursuivre. En plus, afin de minimiser les statistiques observées, la paramétrisation de L-MEB doit être reconsidérée pour prendre en compte toutes les caractéristiques de la zone VAS.

En utilisant une approche similaire à L-MEB, des températures de brillance en bande C (6.9 GHz) et X (10.7 GHz) ont été simulées. Ces simulations ont été comparées avec des données issues du capteur AMSR-E pendant la période de janvier 2005 jusqu'à décembre 2007. Cette étude, faite en bande C et en bande X, permet de mieux évaluer le réalisme de l'approche de la simulation en bande L. Le meilleur accord entre les températures de brillance observées et simulées a été obtenu en utilisant une paramétrisation proposée par Kerr et Njoku, 1990 et Kir-dyashev et al., 1979. L'analyse a montré également que les résultats de simulation en polarisation horizontale sont meilleurs en bande X qu'en bande C. Les raisons peuvent être liées à la fois au couvert végétal dont l'atténuation est plus importante en bande X qu'en bande C, mais aussi aux effets de la topographie qui peuvent avoir un impact plus important en bande C qu'en bande X. Les comparaisons entre les observations et des simulations des températures de brillance sont également meilleures en polarisation verticale qu'en polarisation horizontale. La raison éventuelle est la forte sensibilité des températures de brillance à la topographie et la polarisation horizontale à la rugosité. En effet complémentaire, l'humidité de surface peut également avoir moins d'influence sur l'émission en polarisation verticale, tout comme la température de surface peut avoir plus d'influence sur les émissions en polarisation horizontale.

La validation des produits d'humidité du sol issus de télédétection est un réel défi et, jusqu'à présent, la plupart des documents décrivent comment associer un point de mesure ou une moyenne d'un réseau à des produits satellitaires. Aucune de ces études ne caractérise la totalité du pixel vu par un satellite. Notre étude vient donc comme une réponse à cette lacune, une humidité du sol/température de brillance représentative sur une zone équivalente à celle vue par SMOS étant obtenue. Cependant, dû au manque des données disponibles, la comparaison entre les données SMOS et les Match-ups n'a pas encore été réalisée et des améliorations de la méthode pourront être envisagées. Par exemple, une réévaluation de l'étalonnage du modèle ISBA est possible dans le cas où des données in-situ complémentaires seraient disponibles. De plus, l'existence d'un maillage plus régulier des observations météorologiques in-situ pourra améliorer la résolution spatiale de la grille et donc affiner la distribution des champs d'humidités du sol/températures de brillance. Ce maillage plus fin pourra éviter l'utilisation d'une technique d'interpolation, qui, à son tour, pourrait engendrer des erreurs à l'entrée du modèle de surface. Au niveau du modèle de transfert radiatif, des erreurs peuvent aussi apparaître lors de la simulation de la température de brillance. Celles-ci peuvent être causées par de mauvaises hypothèses et des incertitudes dans les valeurs des paramètres ainsi que des variables d'entrée de L-MEB.

La comparaison avec des produits SMOS nous permettra de valider l'approche présentée durant cette thèse. Comme cette approche est transférable, l'étude pourra être étendue à d'autres types d'écosystèmes. De plus, l'utilisation de la meilleure base de données de précipitations issues de satellites nous permettra d'étudier des zones dépourvues d'observations in-situ.

En dépit des questions scientifiques fondamentales auxquelles le lancement de la mission SMOS a permis de répondre, tous les besoins existants ne sont pas toujours satisfaits et des solutions doivent encore être trouvées. Sur la Terre, la plus importante priorité est sans doute d'améliorer la résolution spatiale. Dans ce domaine, le concept SMOS est proche d'une version optimale. Par conséquent, un nouveau concept "SMOS-NEXT" a été développé pour réaliser un instrument répondant à toutes les exigences SMOS, mais avec une bien meilleure résolution spatiale (10 fois mieux) ainsi qu'une sensibilité améliorée (Kerr et al., 2010). En plus de SMOS, les missions Aquarius et SMAP vont être lancées dans un proche avenir (Aquarius) ou en 2015-2020 (SMAP). Nous espérons que ces trois missions se chevaucheront dans le temps afin de permettre l'inter-étalonnage et l'inter-comparaison de leurs données respectives. Cette perspective permettra de construire de nouvelles séries chronologiques en bande L donnant accès à des variables climatiques essentielles pour un suivi optimal du cycle de l'eau.

Bibliographie

- [Albergel et al., 2009] Albergel, C., Rüdiger, C., Carrer, D., Calvet, J.-C., Fritz, N., Naeimi, V., Bartalis, Z., and Hasenauer, S. : An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 115–124, doi :10.5194/hess-13-115-2009, 2009.
- [Betts et al., 1996] Betts, A., Ball, J., Beljaars, A., Miller, M., and Viterbo, P. : The land surface-atmosphere interaction : A review based on observational and global modeling perspectives, *J. Geophys. Res.*, 101(D3), 7209–7225, 1996.
- [Boone et al., 1999] Boone, A., Calvet, J.-C., and Noilhan, J. : The inclusion of a third soil layer in a Land Surface Scheme using the Force-Restore method, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 1611–1630, 1999.
- [Boone, 2000] Boone, A. : Modelisation des processus hydrologiques dans le schema de surface ISBA : Inclusion d’un reservoir hydrologique, du gel et modelisation de la neige., PhD thesis, University Paul Sabatier, Toulouse, France, 252 pp., 2000.
- [Boone et al., 2000] Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. : The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme., *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1544–1569, 2000.
- [Bosch et al., 2006] Bosch, D. D., Lakshmi, V., Jackson, T. J., Choi, M., and Jacobs, J. M. : Large scale measurements of soil moisture for validation of remotely sensed data : Georgia soil moisture experiment of 2003, *J. Hydrol.*, 323, 120–137, 2006.
- [Braud et al., 1993] Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R., and Vauclin, M. : Bareground surface heat and water exchanges under dry conditions : Observations and parameterization., *Bound.-Lay. Meteorol.*, 66, 173–200, 1993.
- [Brooks and Corey, 1964] Brooks, R. H. and Corey, A. T. : Hydraulic properties of porous media, *Hydrol. Pap. 3*, Colo. State Univ., Fort Collins, 1964.
- [Brooks and Corey, 1966] Brooks, R. H. and Corey, A. T. : Properties of porous media affecting fluid flow, *J. Irrig. Drain. E.-ASCE*, IR 2, 61–88, 1966.
- [Brown, 2006] Brown, J. E. M. : An analysis of the performance of hybrid infrared and microwave satellite precipitation algorithms over India and adjacent regions, *Rem. Sens. Environ.*, 101, 63–81, 2006.
- [Brutsaert, 1975] Brutsaert, W. H. : On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.*, 11(2), 742–744, 1975.
- [Calvet et al., 1998] Calvet, J.-C., Noilhan, J., and Bessemoulin, P. : 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, 1998.

- [Cano et al., 2007] Cano, A., Lopez-Baeza, E., Anon, J.L., Reig, C., and Millan-Scheiding, C. : Wireless Sensor Network for Soil Moisture Applications, International Conference on Sensor Technologies and Applications, DOI 10.1109/SENSORCOMM.2007.67, 2007.
- [Cano et al., 2008] Cano, A., Millan-Scheiding, C., Wigneron, J.-P., Antolin, C., Balling, J., Grant, J., Kruszwski, A., Saleh, K., Sobjaerg, S., Skou, N., and Lopez-Baeza, E. : The Mediterranean Ecosystem L-Band EXperiment over vineyards (Melbex-2)., 10th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing for the Environment, Italy, 2008.
- [Cano et al., 2010] Cano, A., Saleh, K., Wigneron, J. P., Antolín, C., Balling, J., Kerr, Y. H., Kruszwski, A., Millán-Scheiding, C., Søbjaerg, S. S., Skou, N., and López-Baeza, E. : The SMOS Medierranean Ecosystem L-band experiment (Melbex-1) over natural shrubs, *Remote Sens. Environ.*, 114(4), 844–853, doi :10.1016/j.rse.2009.11.019, 2010.
- [Chanzy et al., 1995] Chanzy, A., Bruckler, L. and Perrier, A. : Soil evaporation monitoring : a possible synergism of microwave and infrared remote sensing., *J. Hydrol.*, 165,235–259, 1995.
- [Choudhury et al., 1979] Choudhury, B., Schmugge, T., Chang, A., and Newton, R. : Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geophys. Res.*, 5699–5706, 1979.
- [Clapp and Hornberger, 1978] Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. : Empirical Equation for some soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 14, 601–604, 1978.
- [Collischonn et al., 2008] Collischonn, B., Collischonn, W., and Morelli Tucci, C.E. : Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates, *J. Hydrol.*, 360(1–4), 207–216, 2008.
- [Cosby et al., 1984] Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., and Ginn, T. R. : A Statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils, *Water Resour. Res.*, 20, 682–690, 1984.
- [Delwart et al., 2007] Delwart, S., Bouzinac, C., and Wursteisen, P. : Overall SMOS Cal/Val Plan and Requirements, SMOS 7th Workshop, Esrin, 2007.
- [de Rosnay et al., 2006] de Rosnay, P., Calvet, J.-C., Kerr, Y. H., Wigneron, J.-P., Lemaître, F., Escorihuela, M.-J., Muñoz Sabater, J., Saleh, K., Barrié, J., Bouhours, G., Coret, L., Cherel, G., Dedieu, G., Durbe, R., Fritz, N., Froissard, F., Hoedjes, J., Kruszwski, A., Lavenu, F., Suquia, D., and Waldteufel, P. (2006). SMOSREX : A long term field campaign experiment for soil moisture and land surface processes remote sensing. *Remote sens. environ.*, 102 :pp 377–389 ; doi :10.1016/j.rse.2006.02.021.
- [de Rosnay et al., 2009] de Rosnay, P., Drusch, M., Boone, A., Balsamo, G., Decharme, B., Harris, P., Kerr, Y., Pellarin, T., Polcher, J., and Wigneron, J.-P. (2009). Microwave Land Surface modelling evaluation against AMSR-E data over West Africa. The AMMA Land Surface Model Intercomparison Experiment coupled to the Community Microwave Emission Model (ALMIP-MEM). *J. Geophys. Res.*, 114. doi :10.1029/2008JD010724.
- [Dobson et al., 1985] Dobson, M., Ulaby, F., Hallikainen, M., and EL-Rayes, M. (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil-partii : Dielectric mixing models. *IEEE Trans Geosc. Sci.*, 38 :1635–1643.
- [Dooge et al., 1993] Dooge, J.C.I., Bruen, M., and Dowley, A. : Final report on EU funded (PL890016 EPOCH) project on Spatial Variability of Land Surface Processes : SLAPS. ,Centre for Water Resources Research, University College, Dublin, 144pp, 1993.
- [Draper et al., 2009] Draper, C., Walker, J., Steinle, P., de Jeu, R., and Holmes, T. : An evaluation of AMSR-E derived soil moisture over Australia., *Remote Sens. Environ.*, 113(4), 703–710, 2009.

-
- [Duchaufour, 2001] Duchaufour, P. : Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement., Dunod, Paris, 2001.
- [Entekhabi and Rodrigues-Iturbe, 1994] Entekhabi, D. and Rodrigues-Iturbe, I. : An analytic framework for the characterization of the space-time variability of soil moisture, *Adv. Water Res.*, 17(1–2), 35–45, 1994.
- [Entekhabi et al., 1996] Entekhabi, D., Rodrigues-Iturbe, Nakamura, I., and Castelli, F. : Mutual Interaction of Soil Moisture state and atmospheric processes, *J. Hydrol.*, 183, 3–17, 1996.
- [Escorihuela et al., 2007] Escorihuela, M.-J., Kerr, Y. H., de Rosnay, P., Wigneron, J.-P., Calvet, J.-C., and Lemaître, F. : A simple model of the bare soil microwave emission at L-band, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 45(7), 1978–1987, 2007.
- [Ferrazzoli et al., 2002] Ferrazzoli, P., Guerriero, L., and Wigneron, J.P. : Simulating L-band emission of forests in view of future satellite applications., *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40(12), 2692–2708, 2002.
- [Giordani, 1993] Giordani, H. : Expériences de validation unidimensionnelles du schéma de surface NP89 aux normes Arpège sur trois sites de la campagne EFEDA 91, Note de travail 24 GMME/Météo-France, 1993.
- [Gottschalck et al., 2005] Gottschalck, J., Meng, J., Rodell, M., and Houser, P. : Analysis of Multiple Precipitation Products and Preliminary Assessment of Their Impact on Global Land Data Assimilation System Land Surface States, *J. Hydrometeorol.*, 6, 573–598, doi :10.1175/JHM437.1, 2005.
- [Grant et al., 2005] Grant, J., Balling, J., Bonnefond, J., Debesa, S., Della Vecchia, A., Kruszewski, A., Skou, N., Sobjaerg, S., Van de Griend, A., and Wigneron, J.-P. : 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, 2005.
- [Grayson et al., 2006] Grayson, R. B., Western, A. W., Walker, J. P., Kandel, D. D., Costelloe, J. F. and Wilson, D. J. : Controls on patterns of soil moisture in arid and semi-arid systems, Chapter 7, *Ecohydrology of Arid and Semi-Arid Ecosystems*. Eds. P. D’Ordorico and A. Porporato, Springer, The Netherlands, 341 p., 2006.
- [Grimes and Diop, 2003] Grimes, D. and Diop, M. : Satellite-based rainfall estimation for river flow forecasting in Africa. Part 1. Rainfall estimates and hydrological forecasts., *Hydrol. Sci. J.*, 48(4), 567–584, 2003.
- [Gruhler et al., 2008] Gruhier, C., de Rosnay, P., Kerr, Y. H., Mougin, E., Ceschia, E., Calvet, J.-C., and Richaume, P. : Evaluation of AMSR-E soil moisture product based on ground measurements over temperate and semi-arid regions, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10405, doi :10.1029/2008GL033330, 2008.
- [Gruhler et al., 2010] Gruhier, C., de Rosnay, P., Hasenauer, S., Holmes, T., de Jeu, R., Kerr, Y., Mougin, E., Njoku, E., Timouk, F., Wagner, W., and Zribi, M. : Soil moisture active and passive microwave products : intercomparison and evaluation over a Sahelian site, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 141–156, doi :10.5194/hess-14-141-2010, 2010.
- [Hong et al., 2004] Hong, Y., Hsu, K., Gao, X., and Sorooshian, S. : Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using An Artificial Neural Network-Cloud Classification System., *J. Appl. Met.*, 43, 1834–1852, 2004.
- [Hsu et al., 1997] Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S., and Gupta, H. V. : Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks., *J. Appl. Meteor.*, 36, 1176–1190, 1997.

- [Hsu et al., 1999] Hsu, K., Gupta, H., Gao, X., and Sorooshian, S. : Estimation of physical variables from multi-channel remotely sensed imagery using a neural network : application to rainfall estimation., *Water Resour. Res.*, 35(5), 1605–1618, 1999.
- [Hughes et al., 2006] Hughes, D., Andersson, L., Wilk, J., and Savenije, H. : Regional calibration of the Pitman model for the Okavango River, *J. Hydrol.*, 331(1–2), 30–42, 2006.
- [Hughes, 2006] Hughes, D. A. : Comparison of satellite rainfall data with observations from gauging station networks., *J. Hydrol.*, 327, 399–410, 2006.
- [Huffman et al., 2007] Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Stocker, E. F., and Wolff, D. B. : The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales., *J. Hydrometeor.*, 8, 38–55, 2007.
- [Jackson et al., 1982] Jackson, T. J., Schmugge, T. J., and Wang, J. R. : Passive microwave sensing of soil moisture under vegetation canopies, *Water Resources Res.*, 18, 1137–1142, 1982.
- [Jackson and Schmugge, 1991] Jackson, T. and Schmugge, T. : Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote sens. environ.*, 36, 203–212, 1991.
- [Jackson et al., 1995] Jackson, T. J., LeVine, D., Swift, C., Schmugge, T. J., and Schiebe, F. : Large area mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer., *Rem. Sens. Environ.*, 54(1), 27–37, 1995.
- [Jackson et al., 1999] Jackson, T. J., Le Vine, D. M., Hsu, A., Oldack, A., Starks, P., Swift, C., Isham, J., and Haken, M. : Soil moisture Mapping at regional scales using microwave radiometry : The southern great plains hydrology experiment, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 37(5), 2136–2151, 1999.
- [Jones et al., 2004] Jones, A., Vukićević, T., and Vonder Haar, T. : A microwave satellite observational operator for variational data assimilation of soil moisture, *J. Hydrometeorol.*, 5, 213–229, 2004.
- [Joyce et al., 2004] Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., and Xie, P. : CMORPH : A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *J. Hydrometeor.*, 5, 487–503, 2004.
- [Juglea et al., 2009] Juglea, S., Kerr, Y., Mialon, A., López-Baeza, E., Cano, A., Calvet, J.C., Albitar, A., Wigneron, J.-P. : Modelling SMOS brightness temperature by use of coupled SVAT and radiative transfer models over the Valencia Anchor Station, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-2017, 2009.
- [Juglea et al., 2010] Juglea, S., Kerr, Y., Mialon, A., Wigneron, J.-P., Lopez-Baeza, E., Cano, A., Albitar, A., Millan-Scheidig, C., Carmen Antolin, M., and Delwart, S. : Modelling soil moisture at SMOS scale by use of a SVAT model over the Valencia Anchor Station, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 831–846, doi :10.5194/hess-14-831-2010, 2010.
- [Juglea et al., 2010] Juglea, S., Kerr, Y., Mialon, A., Lopez-Baeza, E., Braithwaite, D., and Hsu, K. : Soil moisture modelling of a SMOS pixel : interest of using the PERSIANN database over the Valencia Anchor Station, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1509–1525, 2010.
- [Kerr et Njoku, 1990] Kerr, Y. H. and Njoku, E. G. : A semi empirical model for interpreting microwave emission from semiarid surfaces as seen from space, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 28, 384–393, 1990.

-
- [Kerr, 1992] Kerr, Y. H. : Echanges energetiques a l'interface sol-atmosphere par télédetection : complémentarités des différents domaines de longueurs d'onde, thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 1992.
- [Kerr, 1996] Kerr, Y. H. : Optimal choice for Miras frequencies scientific requirements. CESBIO, p. Report, 1996.
- [Kerr et al., 2001] Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Martinuzzi, J.-M., Font, J., and Berger, M. : Soil moisture retrieval from Space : The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 39(8), 1729–1735, 2001.
- [Kerr et al., 2007] Kerr, Y., Waldteufel, P., Richaume, P., Wigneron, J.-P., Ferrazzoli, P., and Gurney, R. : Smos level 2 processor for soil moisture - algorithm theoretical based document (atbd). Technical report, Hadley Centre Climate research technical note CRNT 59, CBSA, SO-TN-ESL-SM-GS-0001, Issue 3.a. 129 p., 2007.
- [Kerr, 2007] Kerr, Y. H. : Soil Moisture from space : Where we are ?, *Hydrogeol. J.*, 15, 117–120, 2007.
- [Kerr et al., 2010] Kerr, Y., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M.J., Font, J., Reul, N., Gruhier, C., Juglea, S.E., Drinkwater, M., Hahne, A., Martin-Neira, M., and Mecklenburg, S. : The SMOS Mission : New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle, *Proceedings of the IEEE*, 10.1109/JPROC.2010.2043032, 98(5), 2010.
- [Kirdyashev et al., 1979] Kirdyashev, K.P., Chukhlantsev, A.A., and Shutko, A.M. : Microwave radiation of the earth's surface in the presence of vegetation cover, *Radiotekhnika i Elektronika*, 24, 256–264, 1979.
- [Le Moigne et al., 2009] Le Moigne, P., Boone, A., Calvet, J.-C., Decharme, B., Faroux, S., Gibelin, A.-L., Lebeau-pin, C., Mahfouf, J.-F., Martin, E., Masson, V., Mironov, D., Noilhan, J., Tulet, P., and Van Den Hurk, B. : SURFEX scientific documentation, 2009.
- [Le Vine and Haken, 2003] Le Vine, D. M. and Haken, M. : RFI at L-band in synthetic aperture radiometers, *P. IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symposium*, Toulouse, France, 3, 1742–1744, 2003.
- [Lopez-Baeza et al., 2002] Lopez-Baeza, E., Antolin Tomas, C., Bodas Salcedo, A., Gimeno Ferrer, J. F., Saleh Contell, K., Ferrer, F., Castell Balaguer, N., Domenech Garcia, C., Sanchez Alandi, M. A., and Velazquez Blazquez, A. : The Valencia Anchor Station : A Reference Cal/Val Area for Low-Resolution Remote Sensing Data and Products., *Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*, Torrente (Valencia), poster, 2002.
- [Lopez-Baeza et al., 2005a] Lopez-Baeza, E., Alonso, S., Comeron, A., Diaz-Pabon, R., Domenech, C., Gimeno-Ferrer, J., Jorge, J., Labajo, A., Pineda, N., Pino, D., Rius, A., Rocadenbosch, F., Saleh, K., Sicard, M., Tarruella, R., Torrobella, J., and Velazquez, A. : A High-Quality Dataset of Land-Surface and Atmospheric Measurements for the Comparison/Crosscalibration of Data From Large Scale Optical Earth Observation Sensors in Space. The Valencia Anchor Station., *Proceedings of the Workshop on Inter-Comparison of Large Scale Optical and Infrared Sensors*, ESA/ESTEC 12–14 October 2004, ESA-WPP-244, 2005a.
- [Lopez-Baeza et al., 2005b] Lopez-Baeza, E., Domenech, C., Gimeno-Ferrer, J., and Velazquez, A. : Proposal of a Water Cycle Observatory : The Reference Valencia and Alacant Anchor Stations for Remote Sensing Data and Products., *XI Spanish Remote Sensing Congress*, Puerto de la Cruz, Tenerife, 2005b.

- [Lopez-Baeza et al., 2008] Lopez-Baeza, E., SVRC, and team : Validation of SMOS Products over Mediterranean Ecosystem Vegetation at the Valencia Anchor Station Reference Area, Experimental Plan SMOS Validation Rehearsal Campaign, SMOS Cal/Val AO I.D, 2008.
- [Magagi and Kerr, 1997] Magagi, R. and Kerr, Y. : Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas, *J. Hydrol.*, 188–189, 361–384, 1997.
- [Mahfouf and Noilhan, 1991] Mahfouf, J.-F. and Noilhan, J. : Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data, *J. Appl. Meteorol.*, 30, 351–362, 1991.
- [Masson et al., 2003] Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, *J. Climate*, 16(9), 1261–1282, 2003.
- [Matzler et Standley, 2000] Matzler, C., and Standley, A. : Relief effects for passive microwave remote sensing, *International Journal of Remote Sensing*, 21, 2403–2412, 2000.
- [Merlin, 2005] Merlin, O. : Synergie des observations multispectrales : application en hydrologie, thèse, Université Toulouse III, Toulouse, France, 1992.
- [Millan-Scheiding et al., 2008] Millan-Scheiding, C., Marco, J., Soriano, M., Torre, E., Torregrosa, G., Abalos, B., Requena, F., Cano, A., Antolin, C., and Lopez-Baeza, E. : VAS Soil and Vegetation Characterization, SMOS meeting in Bordeaux, INRA, 30–31 October 2008.
- [Millan-Scheiding et al., 2009] Millán-Scheiding, C., Antolín, C., Marco, J., Soriano, M.P., Torre, E., Requena, F., Carbó, E., Cano, A., and López-Baeza, E. : Use of Physio-Hydrological Units for SMOS Validation at the Valencia Anchor Station Study Area, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-12143-1, 2009.
- [Ming et al., 2010] Ming, P., Li, H., and Wood, E. F. : Assessing the Skill of Satellite-based Precipitation Estimates in Hydrologic Applications, *Water Resour. Res.*, in press, 2010.
- [Mironov et al., 2004] Mironov, V., Dobson, M., Kaupp, V., Komarov, S., and Kleshchenko, V. : Generalized refractive Mixing dielectric model for moist soils., *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42(4), 773–785, 2004.
- [Mo et al., 1982] Mo, T., Choudhury, B., Schugge, T., and Jackson, T. : A model for microwaves emission from vegetation-covered fields., *J. Hydrol.*, 184, 101–129, 1982.
- [Njoku et Kong, 1977] Njoku, E. G., and King, A. : Theory for passive microwave remote sensing of near surface soil moisture, *J. Geophys. Res.*, 82, 3108–3118, 1977.
- [Njoku and Entekhabi, 1996] Njoku, E. G. and Entekhabi, D. : Passive microwave remote sensing of soil moisture, *J. Hydrol.*, 184, 101–129, 1996.
- [Njoku et al., 2003] Njoku, E. G., Jackson, T., Lakshmi, V., Chan, T., and Nghiem, S. : Soil moisture retrieval from AMSR-E, *IEEE Geosc. Remote Sens. Lett.*, 41(2), 215–229, 2003.
- [Njoku, 2004] Njoku, E. G. : AMSR-E/AQUA daily L3 surface soil moisture, interpretive parms, & QC EASE-Grids, Boulder, CO, USA : National Snow and Ice Data Center, Digital Media, 2004.
- [Njoku et al., 2005] Njoku, E. G., Ashcroft, P., Chan, T. K., and Li, L. : Global survey and statistics of radio-frequency interference in AMSR-E land observations, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 43(5), 938–947, 2005.
- [Noilhan and Planton, 1989] Noilhan, J. and Planton, S. : A simple parameterization of land surface fluxes processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536–549, 1989.

-
- [Noilhan and Lacarrère, 1995] Noilhan, J. and Lacarrère, P. : GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling, *J. Climate.*, 8, 206–223, 1995.
- [Noilhan and Mahfouf, 1996] Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. : The ISBA land surface parameterization scheme, *Global Planet. Change*, 13, 145–159, 1996.
- [Owe et al., 2001] Owe, M., De Jeu, R. A. M., and Walker, J. P. : A Methodology for Surface Soil Moisture and Vegetation Optical Depth Retrieval using the Microwave Polarization Difference index, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 39(8), 1643–1654, 2001.
- [Pellarin et al., 2006] Pellarin, T., Kerr, Y.H., Wigneron, J.-P. : Global simulation of brightness temperatures at 6.6 and 10.7 GHz over land based on SMMR data set analysis, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(9), 2492–2505, 2006.
- [Pellarin et al., 2009] Pellarin, T., Laurent, J., Cappelaere, B., Decharme, B., Descroix, L., and Ramier, D. : Hydrological modelling and associated microwave emission of a semi-arid region in South-western Niger, *J. Hydrol.*, 375(1–2), 262–272, doi :10.1016/j.jhydrol.2008.12.003, 2009.
- [Peplinski et al., 1995] Peplinski, N. R., Ulaby, F. T., and Dobson M. C. : Dielectric properties of Soils in the 0.3-1.3 GHz Range., *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 33 (2), 803–807, 1995.
- [Raju et al., 1995] Raju, S., Chanzy, A., Wigneron, J., Calvet, J. ., Kerr, Y. H., and Laguerre, L. (1995). Soil moisture and temperature profile effect on microwave emission at low frequencies. *Remote sens. environ.*, 54 :85–97.
- [Rüdiger et al., 2009] Rüdiger, C., Calvet, J.-C., Gruhier, C., Holmes, T. R. H., de Jeu, R. A. M., and Wagner, W. : An Intercomparison of ERS-SCAT and AMSR-E Soil Moisture Observations with Model Simulations over France, *J. Hydrometeorol.*, 10(2), 431–447, doi :10.1175/2008JHM997.1, 2009.
- [Saleh et al., 2010] Saleh, K., Lopez-Baeza, E., Wigneron, J.-P., Juglea, S., Antolin, C., Cano, A., Crapeau, M., Kerr, Y., and Millán-Scheiding, C. : Radiometry experiments for the validation of SMOS L2 products at the Valencia Anchor Station in Spain, 11th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment, 2010.
- [Schmugge, 1985] Schmugge, T. : Remote sensing of soil moisture. In *Hydrological Forecasting*, Anderson MG, Burt TP (eds). Wiley : Chichester, 101–124, 1985.
- [Schmugge et al., 1986] Schmugge, T., O’Neill, P.E., and Wang, J. R. : Passive microwave soil moisture research, *IEEE Trans. GE-RS*, 24 (1), 12–22, 1986.
- [Schmugge et al., 1992] Schmugge, T., Jackson, T., Kustas, T. J., and Wang, J. R. : Passive microwave remote sensing of soil moisture : results from HAPEX, FIFE and MONSOON’90, *ISPRS J. Photogramm.*, 47, 127–143, 1992.
- [Seed and Austin, 1990] Seed, A. and Austin, G. : Variability of summer Florida rainfall and its significance for the estimation of rainfall by gages, radar and satellite., *J. Geophys. Res.*, 95, 2207–2216, 1990.
- [Shao and Henderson-Sellers, 1996] Shao, Y. and Henderson-Sellers, A. : Validation of soil moisture simulation in land surface parameterisation schemes with HAPEX data, *Global Planet. Change*, 13, 11–46, 1996.
- [Shepard, 1968] Shepard, D. : A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, *Proceedings of the 1968 ACM National Conference*, 517–524, 1968.

- [Sorooshian et al., 2000] Sorooshian, S., Hsu, K., Gao, X., Gupta, H., Imam, B., and Braithwaite, D. : Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall., *B. Am. Meteorol. Soc.*, 81, 2035–2046, 2000.
- [Thorne et al., 2001] Thorne, V., Coakley, P., Grimes, D., and Dugdale, G. : Comparision of TAMSAT and CPC rainfall estimates with rainfall, for Southern Africa., *Int. J. Remote Sens.*, 22(10), 1951–1974, 2001.
- [Ulaby et al., 1982] Ulaby, F., Moore, R., and Fung, A. : Microwave remote sensing : active and passive, Vol. II, Radar remote sensing and surface scattering and emission theory., Addison-Wesley Publishing company, 1982.
- [Ulaby et al., 1983] Ulaby, F., Razani, M., and Dobson, M. : Effects of vegetation cover on the microwave radiometric sensitivity to soil moisture, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol GE-21, pp 51–61, 1983.
- [Ulaby et al., 1986] Ulaby, F., Moore, R., and Fung, A. : Microwave remote sensing : active and passive, Vol. III, from theory to application. Artech House, Dedham, MA., 1986.
- [Van de Griend et Wigneron, 2004] Van de Griend, A., and Wigneron, J.-P. : The b-factor as a function of frequency and canopy type at h-polarization., *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 42(4), 786–794, 2004.
- [Vauclin, 1983] Vauclin, M. : L’humidité des sols en hydrologie : intérêt et limites de la télédétection., *Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission (Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983)*. IAHS Publ. no. 145., 1983.
- [Walker and Houser, 2001] Walker, J., and Houser, P. : A methodology for initializing soil moisture in a global climate model : Assimilation of near-surface soil moisture observations., *J. Geophys. Res.*, 106, 761–774, 2001.
- [Wagner et al., 1999a] Wagner, W., Lemoine, G., and Rott, H. : A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data, *IEEE T. Geosci. Remote*, 70(2), 191–207, 1999a.
- [Wagner et al., 1999b] Wagner, W., Noll, J., Borgeaud, M., and Rott, H. : Monitoring soil moisture over the Canadian prairies with the ERS scatterometer, *IEEE T. Geosci. Remote*, 37, 206–216, 1999b.
- [Wagner et al., 2006] Wagner, W., Blöschl, G., Pampaloni, P., Calvet, J.-C., Bizzarri, B., Wigneron, J.-P., and Kerr, Y. : Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications, *Nord. Hydrol.*, 38(1), 1–20, 2006.
- [Wagner et al., 2007] Wagner, W., Naeimi, V., Scipal, K., de Jeu, R., and Martínez-Fernández, J. : Soil moisture from operational meteorological satellites, *Hydrogeol. J.*, 15(1), 121–131, doi :10.1007/s10040-006-0104-6, 2007.
- [Wang and Schmugge, 1980] Wang, J. R. and Schmugge, T. : An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 18, 288–295, 1980.
- [Wang, 1983] Wang, J. R. : Passive microwave sensing of soil moisture content : the effects of soil bulk density and surface roughness. *Remote sens. environ.*, 13, 329–344, 1983.
- [Wang, 1987] Wang, J. R. : Microwave emission from smooth bare fields and soil moisture sampling depth. *Remote sens. environ.*, 25, 616–622, 1987.
- [Wang et al., 1990] Wang, J. R., Shiue, J., Schmugge, T., and Engman, E. T. : The L-band PBM measurements of surface soil moisture in FIFE, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 28, 906–914, 1990.

-
- [Wilk et al., 2006] Wilk, J., Kniveton, D., Andersson, L., Layberry, R., Todd, M., Hughes, D., Ringrose, S., and Vanderpost, C. : Estimating rainfall and water balance over the Okavango River Basin for hydrological applications., *J. Hydrol.*, 331(1–2), 18–29, 2006.
- [Wigneron et al., 1995] Wigneron, J.-P., Chanzy, A., Calvet, J.C., and Bruguier, N. : A simple algorithm to retrieve soil moisture and vegetation biomass using passive microwave measurements over crop fields., *Remote sens. environ.*, 51, 331–341, 1995.
- [Wigneron et al., 1999] Wigneron, J.-P., Olioso, A., Calvet, J.C., and Bertuzzi, P. : Estimating root zone soil moisture from surface soil moisture data and soil-vegetation-atmosphere transfer modeling. *Water Resource Research*, 35, 3735–3745, 1999.
- [Wigneron et al., 2001] Wigneron, J.-P., Laguerre, L., and Kerr, Y. : A simple parameterization of the L-band microwave emission from rough agricultural soils., *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 39, 1697–1707, 2001.
- [Wigneron et al., 2003] Wigneron, J.-P., Calvet, J.-C., Pellarin, T., Van de Gried, A., Berger, M., and Ferrazzoli, P. : Retrieving near-surface soil moisture from microwave radiometric observations : current status and future plans, *Remote Sens. Environ.*, 85(4), 489–506, 2003.
- [Wigneron et al., 2004] Wigneron, J.-P., Pardé, M., Waldteufel, P., Chanzy, A., Kerr, Y., Schmidl, S., and Skou, N. : Characterizing the dependence of vegetation parameters on crop type, view angle and polarization at L-Band, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 42(2), 416–425, 2004.
- [Wigneron et al., 2006] Wigneron, J.-P., Shi, J., Escorihuela, M., and Chen, K. : Modelling the soil microwave emission. *Thermal Microwave Radiation - Applications for Remote Sensing*, IEEE Electromagnetic Waves Series, London, UK, 2006.
- [Wigneron et al., 2007] Wigneron, J.-P., Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M.-J., Richaume, P., Ferrazzoli, P., de Rosnay, P., Gurney, R., Calvet, J.-C., Guglielmetti, M., Hornbuckle, B., Mätzler, C., Pellarin, T., and Schwank, M. : L-band Microwave Emission of the Biosphere (L-MEB) Model : description and calibration against experimental data sets over crop fields., *Remote sens. environ.*, 107, 639–655, 2007.
- [Wegmüller et al., 1995] Wegmüller, U., Mätzler, C., and Njoku, E. : Canopy opacity models, in passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions. B. et al. Ed. Utrecht, The Netherlands : VSP, 375, 1995.