



HAL
open science

Contribution de la télédétection satellitale radar pour le suivi des paramètres de surface d'une zone sahélienne agro-pastorale

Sonia Zine

► **To cite this version:**

Sonia Zine. Contribution de la télédétection satellitale radar pour le suivi des paramètres de surface d'une zone sahélienne agro-pastorale. Physique [physics]. Université de Marne la Vallée, 2004. Français. NNT: . tel-00009644

HAL Id: tel-00009644

<https://theses.hal.science/tel-00009644v1>

Submitted on 1 Jul 2005

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 Marne-la-Vallée

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Marne-la-Vallée

Spécialité : Sciences de l'information géographique

présentée et soutenue publiquement par

Sonia Zine

le 15 décembre 2004

Contribution de la télédétection satellitale radar
pour le suivi des paramètres de surface
d'une zone sahéenne agro-pastorale

Composition du jury

Marie-Françoise Courel	Rapporteur
Pierre-Louis Frison	Directeur de thèse
Pierre Hiernaux	Examineur
Éric Mougin	Examineur
Jean-Paul Rudant	Directeur de thèse
Jean-Pierre Wigneron	Rapporteur
Mehrez Zribi	Examineur

Résumé

Les diffusiomètres à bord des satellites ERS sont des capteurs radar à faible résolution spatiale (50 km) et à haute résolution temporelle (une acquisition tous les 3-4 jours environ), bien adaptés au suivi des surfaces continentales à l'échelle globale et régionale. Du fait de leur sensibilité aux fortes variations saisonnières des paramètres de surface tels que la masse végétale et l'humidité du sol, ils offrent des perspectives intéressantes pour le suivi des régions semi-arides comme le Sahel d'Afrique de l'Ouest.

Des études antérieures menées sur les régions pastorales sahéliennes, relativement homogènes, ont permis l'élaboration de cartes de production de masse herbacée à partir des données des diffusiomètres. Afin de pouvoir étendre ces travaux à l'ensemble de la ceinture sahélienne, l'objectif de cette thèse est d'évaluer le potentiel de ces instruments pour le suivi de zones agro-pastorales, caractérisées par une plus grande hétérogénéité spatiale à l'échelle de la cellule de résolution considérée. La zone retenue est localisée dans la région du Fakara (Niger), pour laquelle de nombreuses mesures *in situ* ont été effectuées sur la période 1992-2000.

Dans un premier temps, l'influence de l'hétérogénéité de la zone d'étude sur le signal est étudiée par comparaison avec les données acquises par le Radar à Synthèse d'Ouverture du satellite ERS, qui sont caractérisées par une résolution spatiale de l'ordre de 20 m. Puis une analyse quantitative est réalisée, basée sur le couplage d'un modèle de fonctionnement de la végétation sahélienne décrivant l'évolution de la scène observée, avec un modèle de rétrodiffusion simulant le signal tel qu'il serait mesuré par un capteur radar. Les résultats obtenus montrent que le rôle de la végétation est négligeable dans le signal en raison du faible taux de couverture végétale rencontré sur les zones agro-pastorales. Ces résultats permettent de montrer que l'humidité du sol peut être estimée à partir des seules données du diffusiomètre sur de telles zones.

Mots-clés : télédétection, Sahel, diffusiomètre ERS, radar à synthèse d'ouverture ERS, suivi de la végétation, humidité du sol.

Abstract

Wind scatterometers (WSC) are radar sensors that operate at coarse spatial resolution (50 km) and high temporal resolution (one acquisition every 3-4 days approximately). They are well suited to land surface monitoring at global and regional scales. Due to their high sensitivity to strong biomass and soil moisture seasonal variations, they show good potential for the monitoring of semi-arid regions such as the Sahel in West Africa.

Previous studies conducted over the relatively homogeneous Sahelian pastoral areas have led to the output of herbaceous mass maps derived from WSC data. In order to extend those studies to the entire Sahelian belt, the objective of this thesis is to investigate the potential of scatterometers for the monitoring of agro-pastoral zones, which are characterized by greater spatial heterogeneity at the scale of a resolution cell. The study area, where numerous *in situ* measurements have been carried out during the 1992-2000 period, is located in the Fakara region, Niger.

First, the influence of the study area's spatial heterogeneity is investigated by comparison with ERS synthetic aperture radar data, whose spatial resolution is higher (around 20 m). Then, a quantitative analysis is carried out by coupling a Sahelian ecosystem process model, which describes the evolution of the observed scene, with a backscattering model that simulates the signal as a radar sensor would measure it. Results show that the influence of vegetation on the signal is negligible due to low vegetation cover in agro-pastoral areas. This allows the retrieval of surface soil moisture from WSC data alone over such areas.

Keywords: remote sensing, Sahel, ERS wind scatterometer, ERS synthetic aperture radar, vegetation monitoring, soil moisture.

Table des matières

Résumé.....	1
Abstract	2
Liste des acronymes	6
Introduction.....	7
CHAPITRE I – PRINCIPES DE LA TELEDETECTION RADAR.....	15
I.1 Généralités sur la mesure radar.....	18
I.1.1 Principe d’acquisition des radars à visée latérale	18
I.1.2 L’équation radar.....	19
I.1.3 Principe du speckle	21
I.2 Les diffusiomètres spatiaux	24
I.2.1 Les diffusiomètres ERS	25
I.2.2 Autres diffusiomètres spatiaux	29
I.3 Le radar imageur à synthèse d’ouverture.....	31
I.3.1 La compression en distance	31
I.3.2 La synthèse d’ouverture.....	32
I.3.3 Calibration.....	33
I.4 L’interaction onde – surface	35
I.4.1 Diffusion de surface	36
I.4.2 Diffusion de volume	37
CHAPITRE II – LES DIFFUSIOMETRES SPATIAUX POUR LE SUIVI DES SURFACES CONTINENTALES	39
II.1 Suivi global des surfaces continentales	42
II.1.1 Caractérisation des surfaces continentales et suivi de la végétation	42
II.1.1.1 Travaux de Frison et Mougins	42
II.1.1.2 Travaux d’Abdel-Messeh et Quegan.....	43
II.1.1.3 Travaux de Prigent.....	44

II.1.2 Estimation de l'humidité du sol à l'échelle globale : travaux de Wagner.....	45
II.2 Étude de l'Afrique de l'Ouest.....	49
II.2.1 Travaux de Magagi et Kerr.....	49
II.2.2 Travaux de Woodhouse.....	50
II.3 Étude des régions boréales.....	55
II.3.1 Travaux de Wismann.....	55
II.3.2 Travaux de Pulliainen.....	57
II.3.3 Travaux de Kimball.....	57
II.3.4 Travaux de Woodhouse.....	60
II.4 Étude en région tempérée.....	61
II.5 Synthèse.....	63
CHAPITRE III – UNE REGION SAHELIENNE AGRO-PASTORALE : LE FAKARA.....	67
III.1 Climat.....	69
III.2 Contexte socio-économique.....	72
III.3 Topographie et pédologie.....	73
III.4 Principales formations végétales.....	74
III.4.1 Les cultures.....	74
III.4.2 Les jachères.....	76
III.4.3 La brousse tigrée.....	77
III.5 Données terrain.....	80
III.5.1 La base de données environnementale de l'ILRI-ICRISAT.....	80
III.5.2 Méthode d'estimation de la production saisonnière de masse végétale.....	82
III.5.2.1 Les ligneux.....	82
III.5.2.2 Les herbacées et le mil.....	84
CHAPITRE IV – SUIVI DES PARAMETRES DE SURFACE EN REGION AGRO-PASTORALE SEMI-ARIDE.....	87
.....	87
IV.1 Introduction.....	89
IV.2 Profils temporels de rétrodiffusion.....	93
IV.2.1 Description des profils temporels.....	93
IV.2.2 Approche multi-résolution.....	97
IV.3 Modélisation du signal.....	101
IV.3.1 Modélisation du couvert végétal.....	104

IV.3.1.1 Les herbacées	105
IV.3.1.2 Le mil	106
IV.3.1.3 Les ligneux	108
IV.3.2 Modélisation du sol	109
IV.4 Résultats et discussion	111
IV.4.1 Contributions des occupations des sols	112
IV.4.2 Contributions des éléments de paysage	114
IV.5 Inversion des paramètres de surface	119
Conclusion.....	123
Annexe A – Effet Doppler	131
Annexe B – Suivi des surfaces continentales par altimétrie radar (Papa <i>et al.</i> , 2003).....	133
Annexe C – Modèle du nuage d'eau (Attema et Ulaby, 1978).....	136
Annexe D – Modèle de Oh.....	137
Annexe E – Images RSO ERS utilisées	138
Annexe F – Théorie du transfert radiatif.....	146
Annexe G – Modèle de Karam.....	149
Bibliographie.....	153

Liste des acronymes

ADEOS	Advanced Earth Observing Satellite
AMI	Active Microwave Instrument
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
ASCAT	Advanced Scatterometer
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BEST	Basic ENVISAT SAR Toolbox
BOREAS	Boreal Ecosystem-Atmosphere Study
CN	Compte Numérique
ENVISAT	Environment Satellite
ERS	European Remote Sensing satellite
ESA	European Space Agency
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
EUMETSAT	European organization for the exploitation of Meteorological Satellites
fAPAR	fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation
GCM	Global Circulation Model
GVI	Global Vegetation Index
HAPEX-Sahel	Hydrologic-Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
HRVIR	Haute Résolution Visible et Infra-Rouge
HUTSCAT	Helsinki University of Technology Scatterometer
ICRISAT	International Crop Research Institute for the Semi-Arid Tropics
IEM	Integral Equation Method
ILRI	International Livestock Research Institute
LAI	Leaf Area Index
METEOSAT	Meteorological Satellite
MetOp	Meteorological Operational satellite
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MS	Matière Sèche
NASA	National Aeronautics and Space Administration (États-Unis)
NASDA	National Space Development Agency (Japon)
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
NOPEX	Northern Hemisphere Climate-Processes Land-Surface Experiment
NSCAT	NASA Scatterometer
PRF	Pulse Repetition Frequency
PRI	Precision Image
RADAR	Radio Detection And Ranging
RADSCAT	Radiometer-Scatterometer
RSO	Radar à Synthèse d'Ouverture
SAR	Synthetic Aperture Radar
SASS	Seasat-A Scatterometer System
SEASAT	Sea Satellite
SER	Surface Équivalente Radar
SKYLAB	Sky Laboratory
SLC	Single Look Complex
SMMR	Scanning Multi-channel Microwave Radiometer
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
STEP	Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity model
WSC	Wind Scatterometer
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale

INTRODUCTION

Le Sahel d'Afrique de l'Ouest est une région de transition, entre le désert du Sahara au nord et la zone tropicale humide au sud, caractérisée par l'alternance d'une longue saison sèche et d'une brève saison humide. Le développement de la végétation est lié à l'intensité ainsi qu'à la distribution annuelle des pluies. Ceci en fait une région privilégiée dans le cadre des études climatiques en tant qu'indicateur précoce d'éventuels changements climatiques globaux. La première partie de cette introduction donne un aperçu de ce problème complexe afin de situer le contexte plus large des travaux réalisés dans cette thèse.

Le déficit de précipitations observé au Sahel pendant la période 1970-1990, ainsi que les grandes sécheresses des années 1972-1974 et 1983-1985 ont conduit, depuis la fin des années 70, la communauté internationale à s'interroger sur une éventuelle désertification de la région. En 1991, le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) définissait la désertification comme une « dégradation des terres dans les zones arides, semi-arides et sub-humides sèches, résultant principalement de l'activité de l'homme. Elle intègre un certain nombre de processus qui aboutissent à l'appauvrissement des sols et de la végétation là où l'activité humaine est le facteur principal ». La définition retenue par la Convention des Nations Unies pour la Lutte contre la Désertification, entrée en vigueur en 1996, diminue l'insistance mise sur l'action de l'homme puisque la dégradation des terres est attribuée à « divers facteurs, parmi lesquels les variations climatiques et les activités humaines ».

De nombreuses études ont montré que l'image d'une avancée du Sahara qui entraînerait la transformation irréversible de la totalité du Sahel en désert était inexacte, ainsi que l'exagération de l'étendue des surfaces affectées. La plupart des dégradations identifiées comme dues à l'action de l'homme sont en fait la réponse du système sol-végétation-atmosphère à la variabilité naturelle du climat sahélien (Nicholson *et al.*, 1998). Il apparaît plutôt que des facteurs climatiques combinés à des facteurs locaux, tels que les activités humaines, pourraient, en réduisant le couvert végétal et la pluviosité, conduire à la dégradation de la surface – de manière permanente dans les cas extrêmes (Dolman *et al.*, 1997). La question est de déterminer l'influence des changements de la végétation sur l'évolution du climat sahélien (Dolman *et al.*, 1997). L'hypothèse a été avancée que l'augmentation de l'albédo de surface, liée à la diminution du couvert végétal par surpâturage, pouvait être la cause des grandes sécheresses du début des années 1970 (Charney, 1975). Si cette hypothèse a été infirmée depuis (Nicholson, 2001), l'idée que des boucles de rétroaction

Introduction

entre les surfaces continentales et l'atmosphère puissent jouer un rôle dans l'intensification et la persistance des épisodes de sécheresse fait l'objet d'un consensus (Nicholson, 2000).

L'évaluation précise d'éventuels changements climatiques et de leurs conséquences en région semi-aride repose sur la compréhension des mécanismes de transfert d'eau, de chaleur et de gaz carbonique à l'interface surface continentale-atmosphère. Le problème principal est de paramétrer correctement ces processus dans les modèles de méso-échelle. Pour cela, il faut une compréhension précise du lien entre les facteurs de forçage (climatiques et anthropiques) et les processus de surface pertinents aux différentes échelles de temps et d'espace (Monteny *et al.*, 1997). Les programmes HAPEX-Sahel (Hydrologic-Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel, en 1992) et AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, lancé en 2001) montrent l'effort entrepris par la communauté scientifique internationale dans cette direction. Ils sont brièvement décrits dans les deux paragraphes qui suivent.

L'expérience HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1994) a eu lieu pendant l'été 1992 dans le sud-ouest du Niger (degré carré de Niamey, 13-14°N et 2-3°E). L'objectif était double : améliorer la compréhension de l'influence de la région sahélienne sur la circulation atmosphérique générale, en particulier la réponse de la circulation aux fortes fluctuations interannuelles des états de surface dans cette région ; et comprendre le lien entre la circulation générale et les sécheresses persistantes qui ont affecté le Sahel durant la période 1970-1990. Il s'agissait aussi d'améliorer la paramétrisation des processus de surface dans les modèles de circulation générale (en anglais General Circulation Models ou GCM). Les GCM permettent de simuler à long terme la réponse du climat à des variations lentes de conditions aux limites (éclairage solaire) ou de paramètres physiques (concentration de gaz à effet de serre). Les observations effectuées pendant HAPEX-Sahel n'ont pas fourni de réponse directe aux questions posées sur la relation entre la génération des pluies et les changements des conditions de surface, mais mettent en évidence la complexité du problème et la nécessité de disposer de modèles de surface prenant en compte les interactions complexes avec la végétation en zone semi-aride (Dolman *et al.*, 1997). La télédétection est un outil privilégié pour le pilotage des GCM puisqu'elle permet des observations répétées à des échelles régionales à globales. Son utilisation, couplée à celle de modèles d'hydrologie (Goutorbe *et al.*, 1994), permet ainsi une meilleure analyse des processus de surface. Les études entreprises dans le cadre du volet « télédétection » de l'expérience avaient pour objectif l'estimation de paramètres de surfaces représentant des variables clés des processus de fonctionnement de la végétation, à une

échelle compatible avec celle des modèles de circulation générale : l'humidité du sol à partir de capteurs micro-ondes passives (Chanzy *et al.*, 1997 ; Teng *et al.*, 1997) ou actives (Magagi et Kerr, 1997), l'indice de surface foliaire (LAI, Leaf Area Index) et la fraction absorbée du rayonnement photosynthétiquement actif (fAPAR, fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation) (van Leeuwen *et al.*, 1997), la photosynthèse de la canopée et la production primaire (Hanan *et al.*, 1997) et les flux de chaleur sensible (Chehbouni *et al.*, 1997).

Le projet AMMA a été lancé en 2001 et devrait s'étendre sur une dizaine d'années (AMMA, 2001). C'est un projet interdisciplinaire visant à comprendre le fonctionnement de la mousson africaine ainsi que la variabilité du climat et du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. Afin de tenir compte des problèmes d'échelles spatiales et temporelles rencontrés, le projet est organisé en trois périodes d'observation (long, moyen et court terme) et en cinq échelles spatiales, allant de l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest à des bassins versants de quelques kilomètres carrés. Le degré carré de Niamey, étudié durant HAPEX-Sahel, fait partie des sites d'observation. Les quatre principaux domaines d'étude sont la dynamique de l'atmosphère, le cycle hydrologique continental, la chimie de l'atmosphère et les conditions de surface. Pour ce dernier thème, les objectifs proposés sont :

- la production de carte de végétation et d'humidité de surface à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest à partir de données satellite,
- la quantification de l'évolution de la végétation au cours du 20^{ème} siècle,
- l'étude détaillée de l'évolution de la masse et du couvert végétaux, de l'évapotranspiration et de l'humidité de surface à l'échelle locale et à l'échelle d'une cellule de GCM (de l'ordre de la centaine de kilomètres),
- la compréhension de l'influence du couvert végétal sur la dynamique du cycle hydrologique continental.

L'accent est donc mis sur un suivi à long terme et à l'échelle globale des paramètres de surface, pour lequel la télédétection apparaît comme un outil privilégié. Les capteurs AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) dans le domaine optique, disponibles depuis 1981, et SMMR (Scanning Multi-channel Microwave Radiometer) SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) dans le domaine des micro-ondes passives, disponibles depuis 1978, ont été utilisés pour le suivi de la dynamique de la végétation. L'établissement de relations empiriques entre des

Introduction

indices spectraux tels que le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index, Tucker, 1979) et la masse végétale a permis l'estimation de la production de masse végétale en zone semi-aride (Justice et Hiernaux, 1986). Ces relations empiriques doivent cependant être ajustées en fonction du site d'étude. Pour cette raison, et du fait de la sensibilité des capteurs aux perturbations atmosphériques, ces données doivent être utilisées avec précautions (Hiernaux et Justice, 1986).

En raison des longueurs d'ondes auxquelles ils opèrent ($\lambda > 1$ cm), les capteurs radar sont peu perturbés par l'atmosphère. Leurs observations sont également indépendantes des conditions d'éclairement solaire, puisqu'ils fournissent leur propre source d'éclairement. Ils sont sensibles à l'humidité et à la rugosité du sol, ainsi qu'à la végétation. De plus, les capteurs radar sont plus sensibles aux faibles taux de recouvrement de végétation que les capteurs optiques : ils offrent ainsi des perspectives intéressantes pour le suivi des paramètres de surface en région semi-aride (Frison et Mougin, 1996b). Plus particulièrement, les diffusiomètres-vent, destinés à l'origine à l'estimation de la vitesse et de la direction des vents au-dessus des océans, ont montré qu'ils étaient bien adaptés au suivi des surfaces continentales du fait de leur résolution spatiale (supérieure à 25 km) et de leur répétitivité temporelle (3 à 5 jours) permettant une couverture globale (Mougin *et al.*, 1995b ; Frison et Mougin, 1996a). En particulier, leur potentiel pour le suivi des zones semi-arides est lié à leur sensibilité aux fortes variations saisonnières (caractéristiques de ces régions) des paramètres de surface tels que la masse végétale et l'humidité du sol (Magagi et Kerr, 1997 ; Frison *et al.*, 1998 ; Wagner et Scipal, 2000 ; Woodhouse et Hoekman, 2000a). A ce titre, les quelques dix années de données (1991-2000) acquises par les diffusiomètres à bord des satellites ERS constituent l'archive la plus complète existant pour ce type de capteurs.

Cette thèse se place dans le contexte général du suivi de la région sahélienne par télédétection radar, à l'aide du diffusiomètre embarqué à bord des satellites ERS. Dans un premier temps, des études ont été menées sur une zone exclusivement pastorale, dans le Gourma (Mali), au nord du Sahel (Frison *et al.*, 1998 ; Jarlan *et al.*, 2002a). La végétation y est essentiellement constituée d'herbacées annuelles et la pression anthropique y est faible. La bonne connaissance de la zone d'étude ainsi que les nombreuses mesures *in situ* réalisées pendant une vingtaine d'années permettent de prendre en compte de manière réaliste la végétation à l'échelle de la cellule de résolution du diffusiomètre. Un modèle régional de fonctionnement de la végétation sahélienne (Mougin *et al.*, 1995a), simulant l'évolution temporelle des

paramètres de surface à partir de données météorologiques, a été couplé à un modèle de transfert radiatif dans le domaine des micro-ondes (Karam *et al.*, 1992), afin de simuler l'évolution temporelle du signal radar. Ceci est réalisé par la modélisation de l'interaction de l'onde électromagnétique avec une surface naturelle. L'inversion de ce modèle, réalisée à l'aide d'algorithmes génétiques, a permis d'établir des cartes régionales de production de masse végétale à partir des données du diffusiomètre ERS (Jarlan *et al.*, 2002b ; Jarlan *et al.*, 2003).

Ces travaux se sont concentrés sur des régions sahéliennes pastorales, relativement homogènes et donc bien adaptées à leur observation par diffusiomètre. Or ces zones ne représentent que la fraction septentrionale du Sahel, en régression, tandis que la partie méridionale, avec un mode d'occupation des sols associant l'élevage extensif à l'agriculture, est en expansion. Les zones agro-pastorales sont constituées d'une mosaïque de champs et de végétation naturelle. Elles sont caractérisées par une hétérogénéité spatiale et une pression anthropique sur les ressources plus élevées qu'en zone pastorale. Dans une perspective de suivi de l'ensemble de la bande sahélienne, l'objectif de cette thèse, est d'évaluer si les diffusiomètres ERS sont adaptés au suivi de telles zones. Pour cela, une zone agro-pastorale de 500 km², située dans la région du Fakara (Niger) et pour laquelle de nombreuses données de terrain sont disponibles sur la période 1994-2000, a été sélectionnée. L'occupation des sols y est particulièrement dynamique et hétérogène : elle est caractérisée par une mosaïque de cultures vivrières (mil en majorité) et de végétation naturelle (jachères, terres de parcours sur les sols impropres à la culture), par une rotation des surfaces cultivées et des jachères, et par une pression anthropique en constante augmentation depuis le début du vingtième siècle.

Dans un premier temps, l'effet de l'hétérogénéité de la zone d'étude sur la réponse du diffusiomètre a été étudié par comparaison avec des données issues des radars à synthèse d'ouverture (RSO) embarqués à bord des satellites ERS. Celles-ci sont acquises avec une meilleure résolution spatiale (20 m) mais à des fréquences temporelles beaucoup plus faibles (35 jours). Elles sont ici utilisées de manière ponctuelle afin de mieux comprendre le signal acquis à basse résolution pendant la saison de croissance 1995.

L'utilisation d'un modèle de rétrodiffusion (Karam *et al.*, 1992), permettant de simuler le signal radar à partir d'une description de la scène observée, a ensuite permis une analyse plus fine du rôle joué par les différentes composantes du paysage dans la réponse du diffusiomètre. L'évolution temporelle des principaux paramètres de surface (masse herbacée, humidité des

Introduction

couches superficielles du sol) a été simulée à l'aide d'un modèle de fonctionnement de la végétation adapté aux écosystèmes sahéliens, STEP. Les résultats obtenus ont conduit à élaborer une stratégie d'inversion en vue d'estimer l'humidité de la surface du sol à partir des données du diffusiomètre.

Le mémoire est structuré comme suit : le premier chapitre expose les principes de la mesure radar, les caractéristiques des diffusiomètres spatiaux et des radars imageurs à synthèse d'ouverture, ainsi que les mécanismes d'interaction entre une onde électromagnétique et la surface terrestre. Le deuxième chapitre consiste en une synthèse des études antérieures utilisant les diffusiomètres spatiaux pour le suivi des surfaces continentales. Le troisième chapitre décrit les caractéristiques de la zone d'étude : la région agro-pastorale du Fakara (Niger). Enfin, le quatrième chapitre développe les travaux réalisés pour cette thèse, à savoir l'analyse des données de télédétection et d'observation au sol sur la zone, les travaux et résultats de modélisation du signal ainsi que les résultats de l'estimation de l'humidité de surface à partir des données du diffusiomètre. Les différents résultats sont comparés à ceux obtenus en régions pastorales.

CHAPITRE I – PRINCIPES DE LA TELEDETECTION RADAR

Le radar (Radio Detection And Ranging) est un système actif : il illumine une portion de l'espace avec une impulsion électromagnétique et mesure la puissance diffusée dans la direction du capteur par la surface observée. Les capteurs radar à bord des satellites d'observation de la Terre s'affranchissent ainsi des conditions d'éclairement solaire, puisque les observations peuvent être acquises de jour comme de nuit ainsi qu'aux latitudes élevées. De plus, la gamme de fréquences dans laquelle ils opèrent – le domaine des hyperfréquences, entre 0.2 et 30 GHz – est très peu affectée par les perturbations atmosphériques (figure I.1).

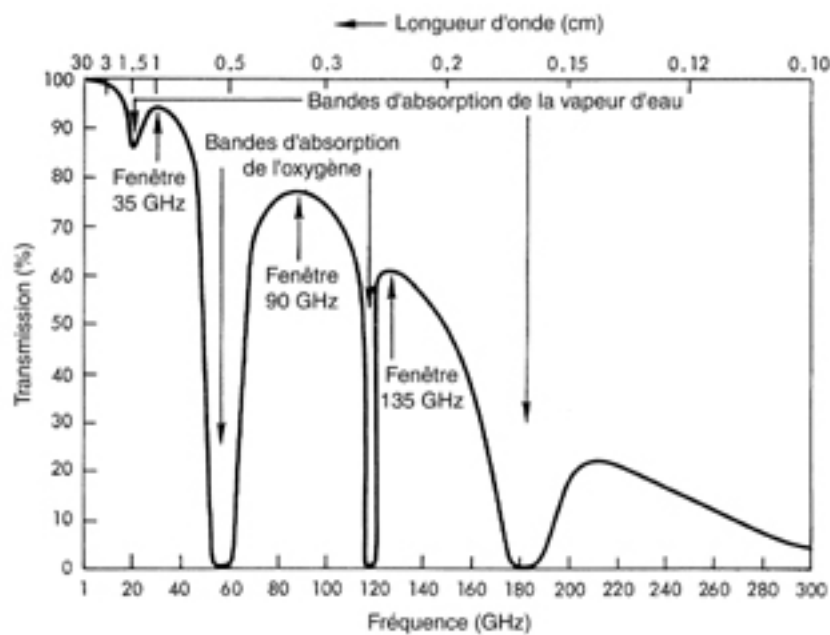


Figure I.1 – Transmission à travers l'atmosphère terrestre à la verticale et par temps clair (d'après Ulaby *et al.*, 1982)

Les bases de la télédétection radar sont abordées dans ce chapitre, ainsi que les caractéristiques des diffusiomètres spatiaux et des radars à synthèse d'ouverture (RSO, Synthetic Aperture Radar ou SAR en anglais), les données utilisées dans cette thèse étant issues de ces capteurs. L'influence des paramètres de la surface terrestre sur la réponse radar est brièvement décrite dans la dernière partie.

I.1 Généralités sur la mesure radar

I.1.1 Principe d'acquisition des radars à visée latérale

Un radar émet une succession d'impulsions électromagnétiques au cours de son déplacement sur l'orbite. L'onde électromagnétique éclaire la surface latéralement par rapport à la trace du satellite. Le déplacement permet l'acquisition des observations sur une bande parallèle à la trace et dont la largeur représente la fauchée du satellite.

La résolution du radar traduit sa capacité de séparer deux cibles voisines. On se place dans le cas d'un radar à visée latérale et à ouverture réelle (figure I.2.a).

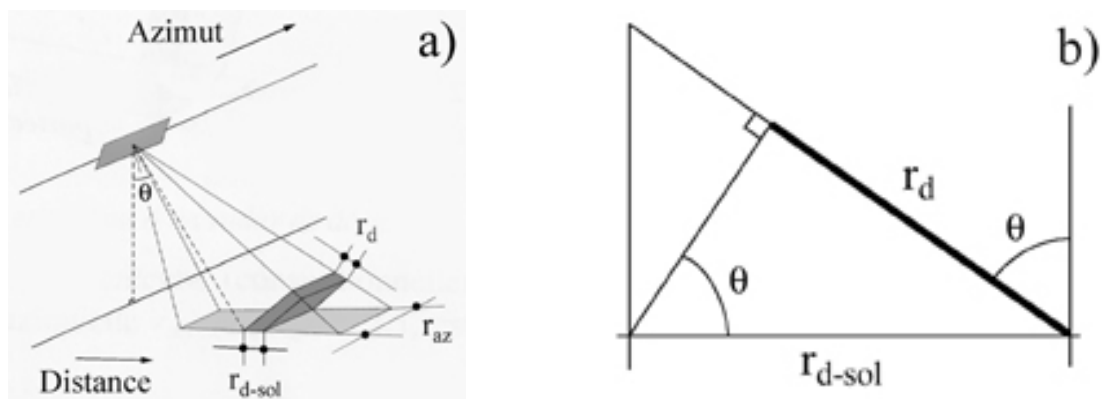


Figure I.2 – a) Résolution d'un radar à visée latérale (d'après Maître *et al.*, 2001) – b) Projection au sol de la résolution en distance

La *résolution en distance* (c'est-à-dire dans la direction d'émission de l'onde) r_d est déterminée par la durée τ de l'impulsion émise. Dans la géométrie radar, cela donne :

$$r_d = \frac{c\tau}{2} \quad (\text{I.1})$$

avec c la vitesse de la lumière. La résolution au sol correspondante r_{d-sol} est donnée par (figure I.2.b) :

$$r_{d-sol} = \frac{c\tau}{2\sin(\theta)} \quad (\text{I.2})$$

avec θ l'angle d'incidence.

En prenant l'exemple du radar à synthèse d'ouverture (RSO) à bord des satellites ERS ($\tau = 37 \mu\text{s}$, $\theta = 23^\circ$), les équations (I.1) et (I.2) donnent $r_d = 5.5 \text{ km}$ et $r_{d-sol} = 14.2 \text{ km}$.

Dans le cas du diffusiomètre ERS ($\tau = 70$ ou $130 \mu\text{s}$ selon l'antenne, θ compris entre 18 et 59°), r_{d-sol} va de 14.3 à 46.1 km .

La *résolution en azimuth* (c'est-à-dire dans la direction de déplacement du capteur) r_a est liée à l'ouverture de l'antenne, β :

$$\beta \cong \frac{\lambda}{L} \quad (\text{I.3})$$

$$r_a = \frac{\lambda}{L} R \quad (\text{I.4})$$

$$R = \frac{h_s}{\cos \theta} \quad (\text{I.5})$$

où R est la distance entre la cible et l'antenne, λ la longueur d'onde, L la longueur de l'antenne et h_s l'altitude du satellite.

Avec les caractéristiques du RSO d'ERS ($L = 10 \text{ m}$, $\lambda = 5.7 \text{ cm}$, $h_s = 785 \text{ km}$, $\theta = 23^\circ$), les équations (I.3) à (I.5) donnent $r_a = 4.9 \text{ km}$.

Pour le diffusiomètre ERS ($L = 2.5$ ou 3.6 m selon l'antenne, θ compris entre 18 et 59°), r_a va de 13.7 à 26.2 km .

Le principe d'acquisition est le même pour les RSO et les diffusiomètres. Les résolutions des échos bruts sont comparables pour ces deux types de capteurs, c'est le traitement appliqué aux données brutes, détaillé dans les sections I.2 et I.3, qui diffère.

I.1.2 L'équation radar

La relation fondamentale entre le signal émis par le radar, la cible et le signal reçu est appelée *équation radar*. Dans le cas où les antennes d'émission et de réception sont confondues (cas monostatique), on a :

$$P_r = P_e \frac{G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4 a} \quad (\text{I.6})$$

où P_r est la puissance reçue, P_e la puissance émise, G le gain de l'antenne, σ la surface équivalente radar et a le facteur de pertes.

La *surface équivalente radar* (SER) est une grandeur caractéristique de la cible. Elle correspond à la section efficace d'un diffuseur isotrope équivalent qui réémettrait la même densité de puissance que la cible dans la direction observée. Pour une cible éloignée (R grand), la SER d'un objet dans une direction donnée est définie par le rapport de la puissance totale diffusée par un diffuseur isotrope équivalent et de la densité de puissance incidente (Curlander et McDonough, 1991) :

$$\sigma = 4\pi R^2 \frac{|E_s|^2}{|E_i|^2} \quad (\text{I.7})$$

où E_i est le champ électromagnétique incident et E_s le champ électromagnétique diffusé dans la direction d'observation. La SER a la dimension d'une surface et s'exprime en m^2 .

Dans le cas d'une cible étendue, l'utilisation du *coefficient de rétrodiffusion* σ^0 est préférée. Une cible étendue homogène peut être considérée comme une collection de N diffuseurs de SER σ_k et de surfaces ds_k . Le coefficient de rétrodiffusion est défini comme la valeur moyenne de la SER par unité de surface (Ulaby *et al.*, 1982) :

$$\sigma^0 = \left\langle \frac{\sigma_k}{ds_k} \right\rangle \quad (\text{I.8})$$

Les crochets $\langle \rangle$ représentent la moyenne effectuée sur l'ensemble des diffuseurs.

Il est sans dimension et généralement exprimé en décibels :

$$\sigma^0 (\text{dB}) = 10 \log(\sigma^0) \quad (\text{I.9})$$

L'équation radar généralisée pour une cible étendue s'écrit :

$$P_r = \frac{P_e G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4 a} \sigma^0 \Delta A \quad (\text{I.10})$$

où ΔA correspond à une cellule de résolution au sol :

$$\Delta A = r_{d\text{-sol}} r_a \quad (\text{I.11})$$

Les équations (I.10), (I.2) et (I.4) donnent donc (Moore, 1983) :

$$\sigma^0 = \frac{2(4\pi)^3 aL}{P_e \lambda^3 c \tau} P_r \frac{1}{G^2} R^3 \sin(\theta) \quad (\text{I.12})$$

I.1.3 Principe du speckle

L'onde radar est une onde cohérente. Une surface naturelle pouvant être physiquement considérée comme un ensemble de N diffuseurs élémentaires, l'onde réémise est donc la somme des ondes élémentaires cohérentes diffusées par chaque diffuseur. Dans le plan complexe, le champ total peut s'écrire comme l'addition des N vecteurs représentant les N contributions élémentaires (figure I.3) :

$$z = i + jq = Ae^{j\varphi} = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{k=1}^N a_k e^{j\varphi_k} \quad (\text{I.13})$$

où i et q sont respectivement les parties réelle et imaginaire de z , a_k et φ_k l'amplitude et la phase de la contribution du diffuseur k , et A et φ l'amplitude et la phase du champ résultant. Il en résulte des phénomènes d'interférences qui donnent une allure caractéristique au signal reçu : c'est le *chatoiement* ou *speckle*, qui perturbe l'estimation du coefficient de rétrodiffusion de la surface observée.

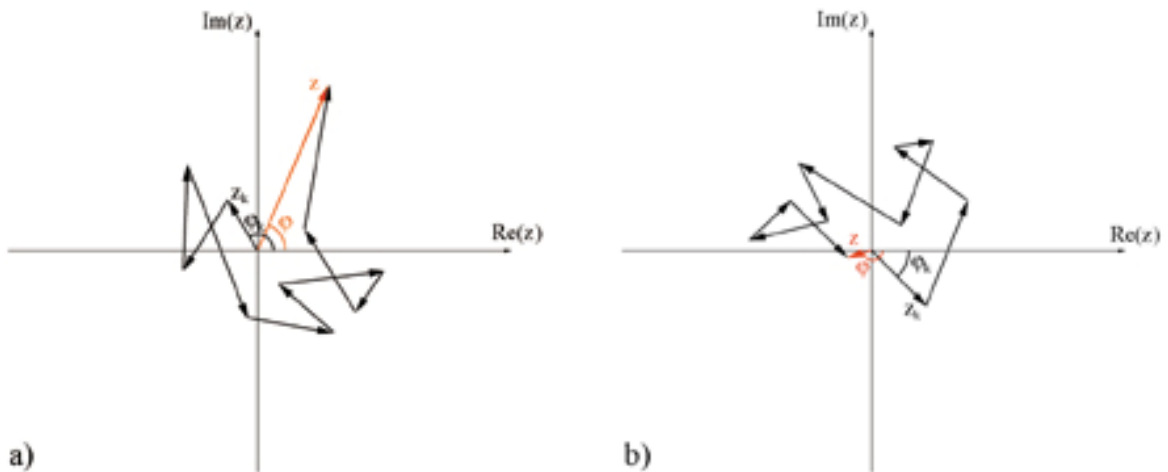


Figure I.3 – Construction de la réponse d'amplitude et de phase d'une cellule de résolution : agencements a) constructif et b) destructif des diffuseurs

Pour des surfaces homogènes, Goodman a formulé les hypothèses suivantes (Goodman, 1985) :

- le nombre N de diffuseurs élémentaires par cellule de résolution est suffisamment grand (la résolution spatiale est bien plus grande que la longueur d'onde et il y a un grand nombre d'objets dans la cellule de résolution) ;
- l'amplitude et la phase du diffuseur k sont indépendantes de celles des autres diffuseurs (les interactions entre diffuseurs sont négligées) ;
- pour chaque diffuseur, l'amplitude et la phase sont indépendantes entre elles (le milieu diffusant a une structure aléatoire) ;
- les variables a_k sont identiquement distribuées (la surface est homogène) ;
- les phases φ_k sont uniformément distribuées entre $[-\pi, \pi]$ (la surface est considérée comme rugueuse¹ par rapport à la longueur d'onde λ).

Ces hypothèses sont vérifiées pour des surfaces homogènes, on parle alors de speckle pleinement développé. Dans ce cas, i et q sont les sommes de N variables aléatoires indépendantes et sont distribuées selon une gaussienne de moyenne nulle et d'écart type s .

L'intensité, proportionnelle à la puissance rétrodiffusée, est donnée par $I = A^2 = i^2 + q^2$ et suit une loi exponentielle de moyenne $\langle I \rangle = 2s^2$ et de variance $Var(I) = \langle I \rangle^2 = (2s^2)^2$. Dans le cas d'un détecteur quadratique, la sortie du récepteur est directement proportionnelle à l'intensité de l'onde reçue. On montre alors que la variance du signal reçu est réduite d'un facteur M lorsqu'on moyenne M échantillons indépendants, ou vues, de la cible (Ulaby *et al.*, 1982) :

$$Var(I) = \frac{\langle I \rangle^2}{M} \quad (\text{I.14})$$

Les diffusiomètres ont pour but de mesurer avec la meilleure précision possible le σ^0 des surfaces naturelles. Leur principe est ainsi basé sur la somme incohérente d'un grand nombre de vues prélevées spatialement au cours du déplacement du satellite, ce qui conduit à la réduction du speckle au détriment de la résolution spatiale.

A l'inverse, les RSO ont pour but d'imager les surfaces terrestres avec une bonne résolution spatiale. Ceci est réalisé à partir de la somme cohérente des réponses d'un diffuseur, au prix d'un bruit radiométrique élevé. Les principes de fonctionnement des diffusionmètres spatiaux sont détaillés dans la section suivante (I.2), ceux des RSO dans la section I.3.

¹ Une surface est rugueuse vis-à-vis de la longueur d'onde si elle satisfait au critère de Rayleigh :

$$\Delta h > \frac{\lambda}{8 \cos(\theta)}, \text{ où } \Delta h \text{ est l'écart type de l'altitude des éléments diffuseurs.}$$

I.2 Les diffusiomètres spatiaux

Les diffusiomètres sont des capteurs micro-ondes actifs dont le but est d'estimer le coefficient de rétrodiffusion σ^0 . Ils mesurent donc les propriétés de rétrodiffusion des surfaces. La mission première des diffusiomètres spatiaux existants est l'estimation de la vitesse et de la direction des vents au-dessus des océans : la rétrodiffusion dépend en effet la rugosité de surface de l'océan, cette dernière étant elle-même fonction de l'intensité du vent. L'intérêt de ces capteurs pour l'étude des surfaces terrestres a cependant été démontré (Kennett et Li, 1989a ; Frison et Mougin, 1996a).

Il existe quatre configurations d'antenne : à visée avant, à visée latérale, à visée oblique et à balayage conique (figure I.4). Les diffusiomètres à visée latérale ou à visée oblique permettent une large fauchée, en revanche un point de la surface n'est vu par l'antenne que sous une seule incidence, liée à sa position dans la fauchée. A l'inverse, les diffusiomètres à visée avant ont une fauchée moins large mais permettent de voir chaque point sous une large gamme d'incidence lors du déplacement du satellite. Enfin, les diffusiomètres à balayage conique effectuent des mesures à incidence fixe et azimuth variable (de 0 à 360°), sur une large fauchée.

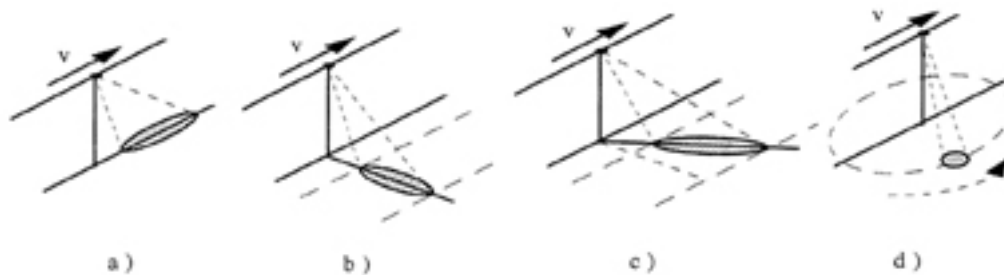


Figure I.4 – Configurations de visée existantes pour les diffusiomètres spatiaux : a) avant, b) latérale, c) oblique, d) à balayage conique (d'après Elachi, 1987)

La puissance reçue \hat{P}_r par un système radar étant soumise aux variations liées au speckle, on définit la résolution radiométrique par le coefficient de variation K_p , selon :

$$K_p = \frac{\sqrt{\text{Var}(\hat{P}_r)}}{\langle \hat{P}_r \rangle} \quad (\text{I.15})$$

L'équation radar (I.12) permet d'en déduire la relation (Fischer, 1972) :

$$K_p = \frac{\sqrt{\text{Var}(\hat{\sigma}^0)}}{\langle \hat{\sigma}^0 \rangle} \quad (\text{I.16})$$

où $\hat{\sigma}^0$ représente le coefficient de rétrodiffusion estimé à partir de la puissance \hat{P}_r mesurée par l'instrument. La valeur de K_p dépend du capteur et son expression est donnée par (Ulaby *et al.*, 1982) :

$$K_p = \sqrt{\frac{1}{N_r} \left(1 + \frac{1}{S/B}\right)^2 + \frac{1}{N_b} \left(\frac{1}{S/B}\right)^2} \quad (\text{I.17})$$

N_r est le nombre d'échantillons indépendants du signal reçu, S/B le rapport signal sur bruit et N_b le nombre d'échantillons indépendants du bruit. Pour le diffusiomètre ERS, la valeur de K_p est de 5 à 7% (voir paragraphe suivant).

I.2.1 Les diffusiomètres ERS

Le satellite ERS-1 (European Remote sensing Satellite) a été lancé en juillet 1991 et est resté opérationnel jusqu'en mars 2000. Le satellite ERS-2 a été lancé en avril 1995 et est toujours opérationnel, bien que la défaillance d'un gyroscope (en janvier 2001) puis des enregistreurs à bord (en juin 2003) ait conduit à une dégradation de l'orientation du satellite puis de la couverture spatiale. ERS-1 et ERS-2 opèrent sur une orbite héliosynchrone quasi-polaire d'inclinaison 98.5° , à une altitude de 785 km. Les données acquises sont disponibles de juillet 1991 à mars 2000 pour ERS-1 et d'avril 1995 à maintenant pour ERS-2.

L'instrument AMI (Active Microwave Instrument), identique sur les deux satellites ERS, est constitué d'un RSO et d'un diffusiomètre. Il opère en bande C, à 5.3 GHz ($\lambda = 5.7$ cm), l'émission et la réception se faisant en polarisation verticale (figure I.5). L'émetteur étant commun au RSO et au diffusiomètre, les deux ne peuvent fonctionner en parallèle.

Le diffusiomètre dispose de trois antennes éclairant une fauchée de 500 km à droite de la trace du satellite. L'antenne du milieu (midbeam) est à visée latérale, les antennes avant (forebeam) et arrière (aftbeam) sont à visée oblique et orientées respectivement à 45° vers l'avant et à 45°

vers l'arrière (figure I.6). La couverture totale du globe est réalisée avec une répétitivité temporelle moyenne d'environ 5 jours pour un cycle orbital de 35 jours.

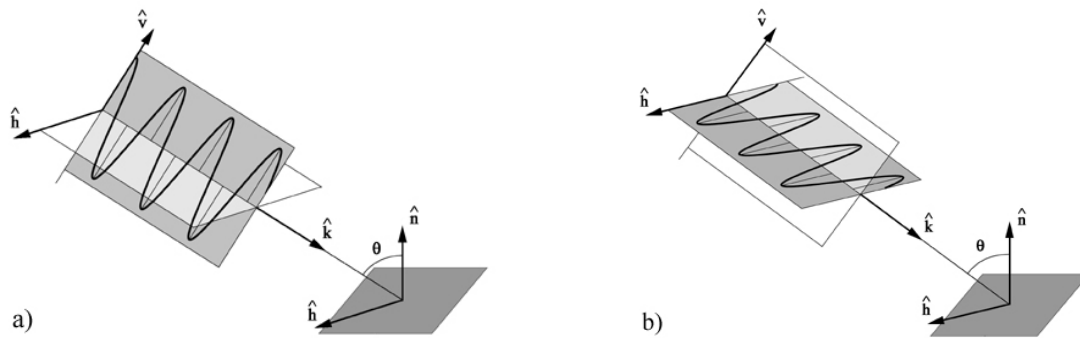


Figure I.5 – Polarisation verticale (a) et horizontale (b). \hat{n} est la normale à la surface, \hat{k} le vecteur d'onde et θ l'angle d'incidence. Les vecteurs unitaires (\hat{n}, \hat{k}) définissent le plan d'incidence. \hat{v} est parallèle au plan d'incidence, \hat{h} orthogonal.

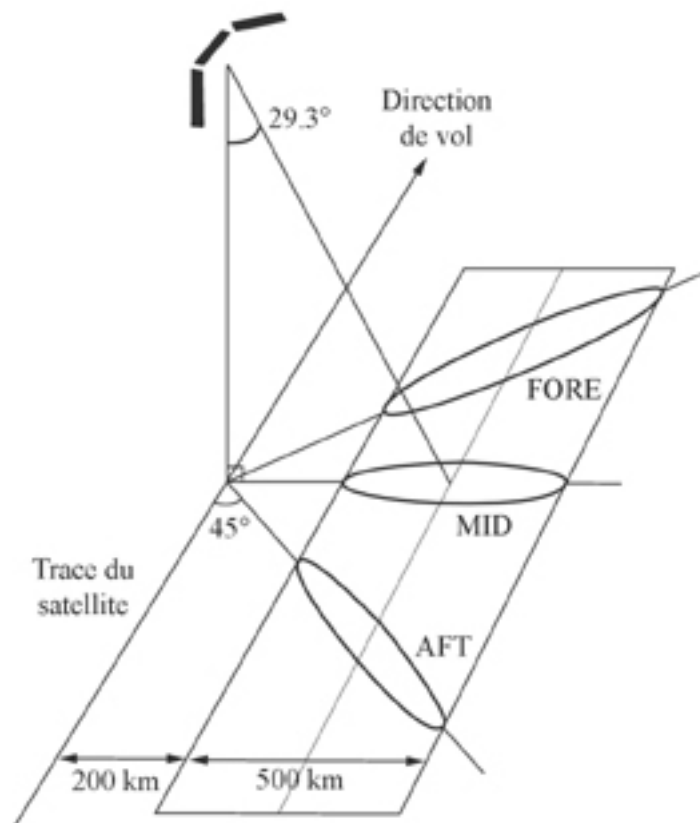


Figure I.6 – Configuration des diffusiomètres ERS (d'après Frison, 1997)

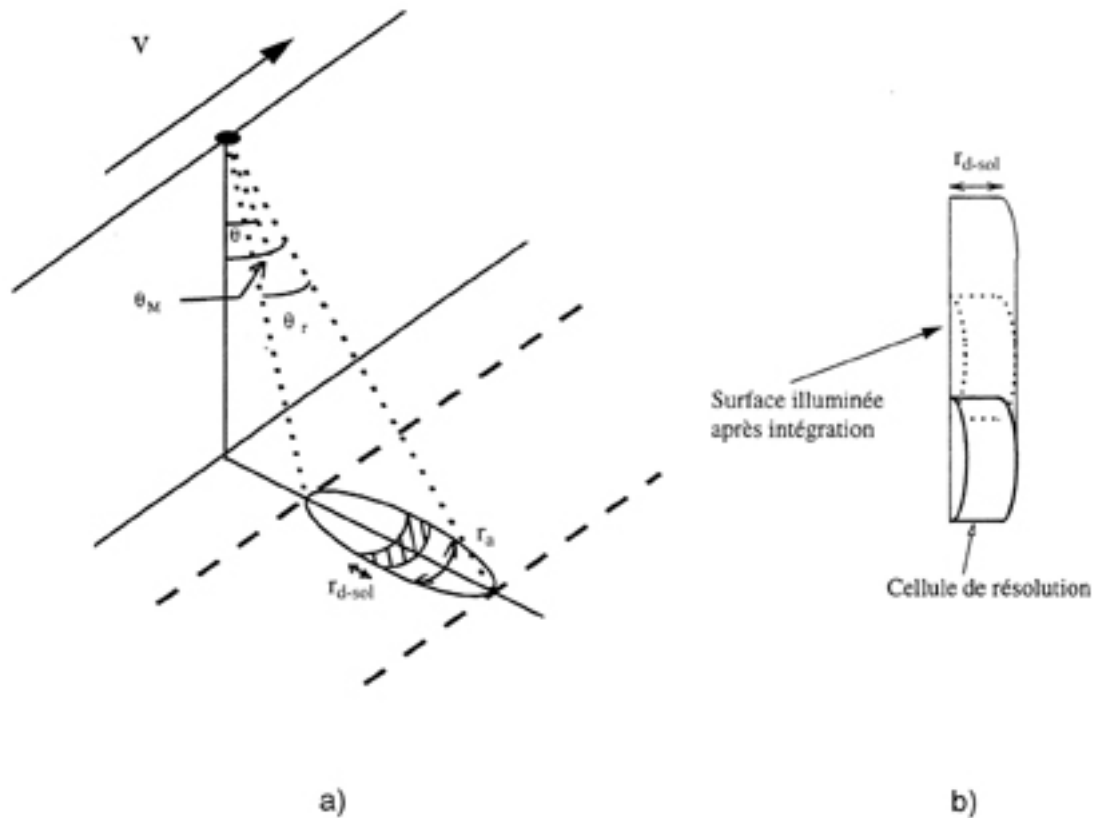


Figure I.7 – Diffusiomètre à ouverture latérale (a) et cellule de résolution (b) (d'après Ulaby *et al.*, 1982)

Chaque antenne émet à tour de rôle une séquence de 32 impulsions, en commençant par l'antenne fore, puis mid, puis aft. Ce cycle est appelé séquence FMA et dure 940.84 ms (Abdel-Messeh, 1998). Une séquence de mesure est constituée de quatre séquences FMA et dure donc 3.76 s, équivalent à un déplacement au sol du satellite d'environ 25 km (figure I.7). Les impulsions émises permettent un échantillonnage temporel dans la direction radiale, l'échantillonnage dans la direction de vol se faisant à l'aide du déplacement du satellite. Les échos reçus sont moyennés par « blocs » de 32 impulsions afin de réduire la variance de la puissance mesurée. La calibration permet ensuite d'obtenir des valeurs moyennes de σ^0 à partir de la puissance. Finalement, la fauchée est décomposée en une grille de maille carrée de 25 km de côté (figure I.8). L'intersection de chaque maille, appelée nœud, représente le centre d'une mesure. Chaque nœud est le centre d'une surface d'intégration d'environ $85 \times 85 \text{ km}^2$. La contribution de chaque « bloc » de 32 impulsions sur cette surface est pondérée par une fonction de Hamming (Lecomte, 1998). Il en résulte une mesure de σ^0 (dB) représentative d'une cellule de résolution finale à peu près circulaire d'environ 50 km de diamètre.

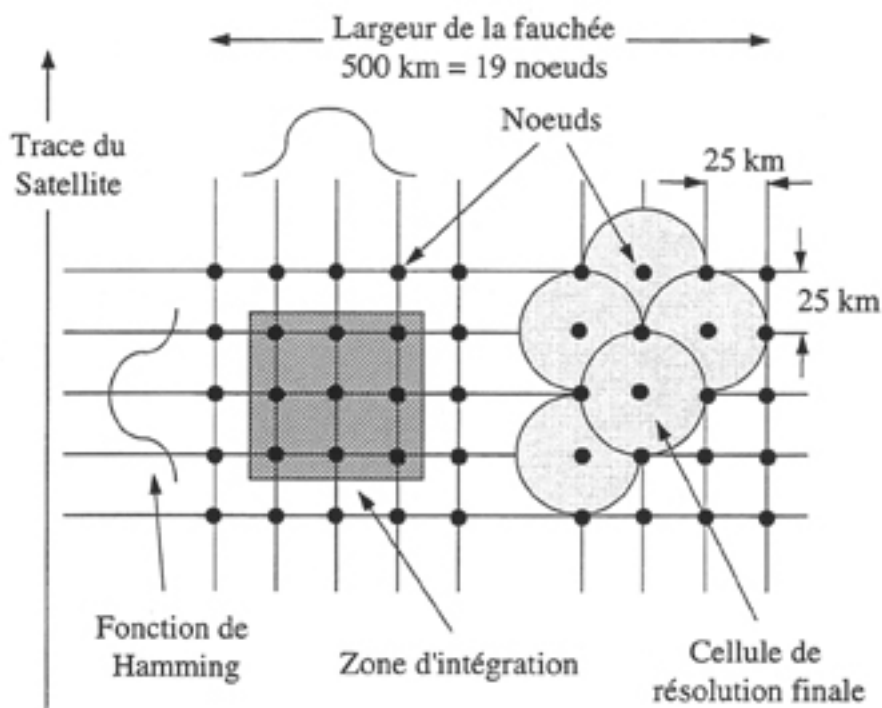


Figure I.8 – Principe du filtrage spatial (d’après Frison, 1997)

Les angles d’incidence locaux à travers la fauchée sont compris entre 18 et 47° pour l’antenne du milieu, et entre 25 et 59° pour les antennes avant et arrière. L’angle azimutal de la mesure, fixé pour chaque antenne, dépend de l’orbite (montante ou descendante) et de la latitude du nœud considéré. Pour un cycle orbital de 35 jours, un point de la surface est donc vu à différents moments sous des angles d’incidence et azimutaux différents.

Chaque nœud, caractérisé par sa latitude et sa longitude, est accompagné de la date d’acquisition de la mesure correspondante, ainsi que de trois séries d’informations (une par antenne) comprenant la mesure de σ^0 (en dB), les angles d’incidence et azimutal, la valeur théorique du paramètre K_p . Les valeurs réelles de K_p ont été estimées sur les forêts tropicales qui représentent une cible stable (rétrodiffusion moyenne de -8 dB à 45° d’incidence) entre 5.5 et 7% (Frison et Mougin, 1996a). Les caractéristiques et les performances des diffusiomètres ERS sont détaillées ailleurs (ESA, 1992 ; Frison, 1997 ; Abdel-Messeh, 1998).

La dynamique de l’instrument est proche de 42 dB, ce qui permet l’observation de la majeure partie des surfaces du globe.

I.2.2 Autres diffusiomètres spatiaux

Le premier diffusiomètre à opérer de l'espace a été l'instrument RADSCAT à bord du système SKYLAB (1973-1974) de la NASA. Il a permis de vérifier la possibilité d'effectuer des mesures de vent au-dessus des océans à partir de l'espace. Ces résultats ont conduit au développement par la NASA du diffusiomètre SASS à bord du satellite Seasat, lancé en 1978. Les mesures acquises pendant les trois mois qu'ont duré la mission ont permis de montrer l'intérêt de la télédétection par diffusiométrie pour la caractérisation des surfaces continentales (Kennett et Li, 1989a ; Kennett et Li, 1989b). Après ERS, le satellite japonais ADEOS I a été lancé en 1996, avec à son bord le diffusiomètre de la NASA NSCAT. La perte du satellite après seulement 9 mois en orbite a entraîné l'accélération de la mission suivante : l'instrument SeaWinds à bord du satellite de la NASA QuikSCAT a été lancé en 1999 et est toujours opérationnel, puis un deuxième instrument SeaWinds, identique au premier, a été lancé en 2002 à bord du satellite japonais ADEOS II. La NASDA a cependant perdu le contrôle de ce dernier au bout de 10 mois seulement. Enfin l'ESA, en coopération avec EUMETSAT, prévoit de lancer le premier des successeurs des diffusiomètres ERS, ASCAT, à bord du satellite MetOp-1 en 2005. Les missions MetOp-2 et MetOp-3, avec à leur bord ASCAT, sont respectivement planifiées pour 2007 et 2012.

Les diffusiomètres de la NASA opèrent en bande Ku (autour de 14 GHz), tandis que ceux de l'ESA utilisent la bande C (5.3 GHz). La bande Ku est plus sensible à l'atmosphère car davantage perturbée par la vapeur d'eau que la bande C, et la pluie peut aussi influencer le signal (Stiles et Yueh, 2002).

Les configurations utilisées par les différents capteurs sont illustrées par la figure I.9. La fauchée des instruments SeaWinds (1800 km) leur permet une couverture journalière de 90% de la surface du globe avec une résolution spatiale de 25 km, contre 77% pour NSCAT (et 50 km de résolution) et 25% pour ERS lors d'un cycle à 35 jours (Frison et Mougou, 1996a). Cependant, les diffusiomètres ERS disposent de la couverture temporelle la plus étendue, avec plus de 10 ans de données.

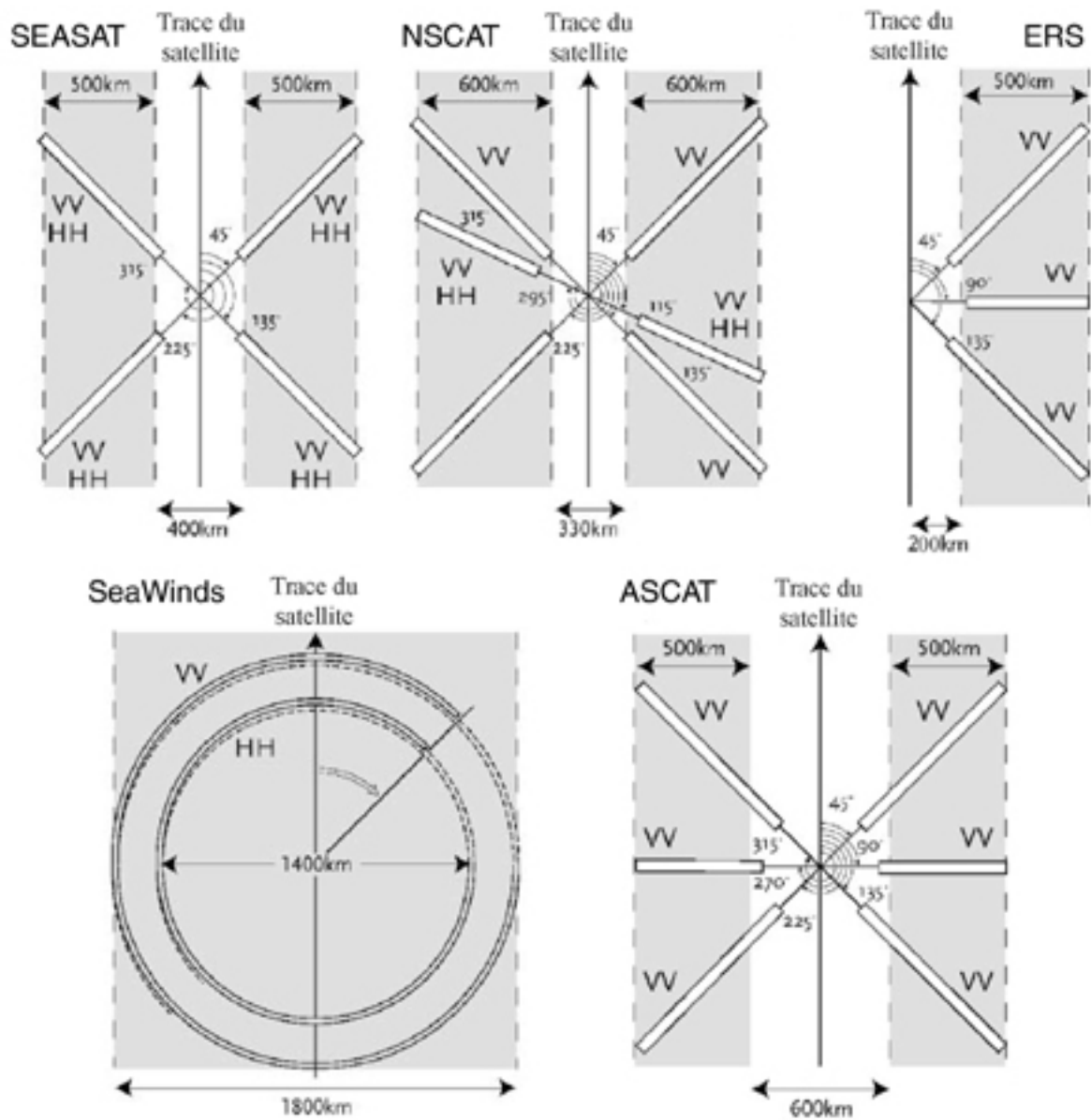


Figure I.9 – Configuration des diffusiomètres spatiaux existants. La fauchée apparaît en gris et la polarisation est indiquée à côté de chaque antenne (d’après Stoffelen, 1998).

I.3 Le radar imageur à synthèse d'ouverture

Le rôle d'un radar imageur est de fournir à un instant donné une image de la scène observée. Cependant, la faible résolution spatiale des radars à ouverture réelle ne permet qu'un nombre d'applications limité. Les RSO permettent d'améliorer la résolution en distance et en azimut par l'emploi de techniques de traitement du signal. Par ailleurs, à la différence des données WSC dont le σ^0 est fourni directement en décibels, les données RSO sont en comptes numériques (CN) et doivent être calibrées.

I.3.1 La compression en distance

La résolution en distance est améliorée grâce à la *compression d'impulsion* : une corrélation est effectuée entre une réplique du signal émis et le signal rétrodiffusé. On montre alors que la résolution après corrélation devient :

$$r_{d-RSO} = \frac{c}{2B} \quad (\text{I.18})$$

où B est la bande de passante du signal. Pour une impulsion rectangulaire de largeur τ , $B = \frac{1}{\tau}$.

Afin d'améliorer la résolution, on augmente artificiellement la bande passante en créant un signal modulé linéairement en fréquence. L'impulsion émise garde une durée suffisamment longue pour pouvoir transporter l'énergie adéquate.

Pour le RSO d'ERS, $B = 15.5$ MHz. On obtient alors $r_{d-RSO} = 9.7$ m et $r_{d-RSO-sol} = 24.8$ m à 23° d'incidence, contre 5.5 km et 14.2 km sans la compression (cf. § I.1.1).

La *taille du pixel en distance*, X_d , ne dépend que de la fréquence d'échantillonnage du signal, F_e :

$$X_d = \frac{c}{2F_e} \quad (\text{I.19})$$

En projetant (I.19) au sol, on obtient :

$$X_{d-sol} = \frac{c}{2F_e \sin(\theta)} \quad (I.20)$$

Pour le RSO d'ERS ($F_e = 18.96$ MHz), on obtient $X_d = 7.9$ m et $X_{d-sol} = 20.2$ m à 23° d'incidence.

I.3.2 La synthèse d'ouverture

La synthèse d'ouverture permet de simuler une antenne virtuelle de grande taille à partir d'une antenne physique relativement courte, par une sommation cohérente des échos successifs d'un réflecteur lorsqu'il traverse le lobe d'antenne (figure I.10).

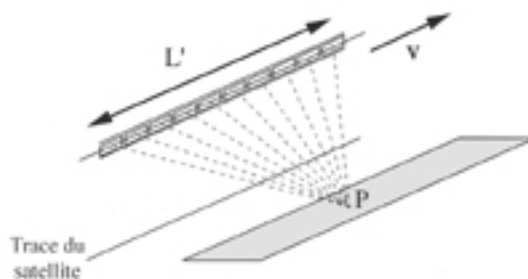


Figure I.10 – Principe de la synthèse d'ouverture. La taille de l'antenne virtuelle, L' , est le produit de la vitesse v et de la durée d'illumination t_e du réflecteur P (d'après Maître *et al.*, 2001).

Le traitement en azimuth est analogue à la compression d'impulsion en distance traitée dans le paragraphe précédent. Le signal rétrodiffusé par une cible tout au long de son illumination présente une bande passante liée au déplacement de l'antenne par rapport à la cible fixe pendant la durée d'illumination, égale à la dispersion Doppler, et donnée par (Annexe A) :

$$B_D = \frac{2v}{L} \quad (I.21)$$

avec v la vitesse du capteur par rapport au sol et L la taille de l'antenne.

Cette bande passante définit la résolution spatiale en azimuth d'un RSO, r_{a-RSO} :

$$r_{a-RSO} = \frac{v}{B_D} = \frac{L}{2} \quad (I.22)$$

La résolution en azimuth ne dépend ainsi que de la taille de l'antenne réelle. En effet, une petite antenne ayant un lobe plus étendu, la cible sera vue plus longtemps et l'antenne synthétisée sera d'autant plus grande, améliorant d'autant la résolution. La longueur de l'antenne réelle ERS étant de 10 m, la résolution azimuthale finale est donc de 5 m.

La *taille du pixel en azimuth*, X_a , dépend de la vitesse du satellite par rapport au sol et de la fréquence de répétition des impulsions (en anglais Pulse Repetition Frequency, ou *PRF*) :

$$X_a = \frac{v}{PRF} \quad (I.23)$$

Dans le cas du RSO d'ERS ($v = 7 \text{ km.s}^{-1}$, $PRF = 1680 \text{ Hz}$), on a $X_a = 4.2 \text{ m}$.

I.3.3 Calibration

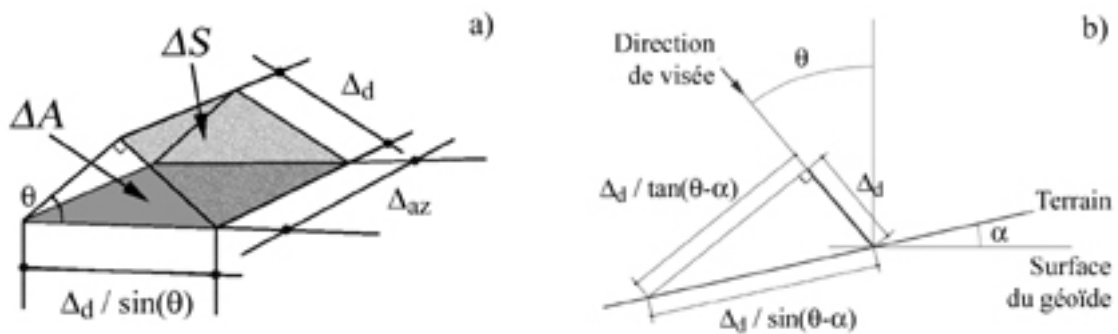


Figure I.11 – a) Représentation d'un élément de surface au sol ΔA et en distance ΔS ; b) Projection au sol de la taille en distance Δ_d en fonction de l'angle d'incidence θ et de la pente locale α (d'après Raney *et al.*, 1994)

L'équation radar pour des cibles étendues (I.10) fait intervenir l'élément de surface au sol ΔA (figure I.11.a). Soient Δ_{az} sa taille en azimuth et Δ_d sa taille suivant la direction de visée. Δ_{az} reste constante quelle que soit la projection utilisée, alors que la projection au sol de Δ_d fait

intervenir un facteur $\frac{1}{\sin(\theta - \alpha)}$ (α étant la pente locale du terrain) et sa projection sur le plan

orthogonal à la direction de visée un facteur $\frac{1}{\tan(\theta - \alpha)}$ (figure I.11.b). La projection de ΔA

sur le plan défini par les directions de visée et de déplacement du satellite est la surface $\Delta S = \Delta_{az} \Delta_d$ (figure I.11.a), avec :

$$\Delta A = \frac{\Delta S}{\sin(\theta)} \quad (\text{I.24})$$

Dans le cas d'une surface horizontale (pente locale nulle), la projection au sol conduit à la définition de $\sigma^0 = \frac{\sigma}{\Delta A}$, qui ne prend pas en compte la pente locale. Ce problème peut être résolu en remplaçant θ par l'incidence locale $\theta_{loc} = \theta - \alpha$. Cependant, l'objectif principal de la calibration est de quantifier les performances radiométriques du radar : il est donc préférable d'éliminer les paramètres dépendant des caractéristiques de la scène observée en séparant le problème de la calibration du problème de la détermination de l'angle d'incidence locale.

Pour cela, on utilise la brillance radar β^0 (Raney *et al.*, 1994), définie en géométrie radar :

$$\beta^0 = \frac{\sigma}{\Delta S} = \frac{\sigma^0}{\sin(\theta_{loc})} \quad (\text{I.25})$$

Dans le cas des données RSO ERS, pour un pixel de l'image, le signal reçu en intensité est de la forme $I \propto K\beta^0$ (Bamler et Schaettler, 1993). Le gain du système, K , est fonction des caractéristiques du capteur (gain de l'antenne, facteur de perte, diagramme d'antenne, etc.).

Les données RSO d'ERS sont calibrées à l'aide de l'algorithme donné par l'ESA (Laur *et al.*, 1998). Pour des données SLC (complexes) et sous l'hypothèse d'un terrain plat (pente locale nulle), la relation entre σ^0 et les comptes numériques est très proche de l'équation (I.12) :

$$\sigma^0 = K_{SLC} \langle CN^2 \rangle \frac{1}{G^2} R^3 \sin(\theta) \quad (\text{I.26})$$

où K_{SLC} est une constante de calibration qui dépend du système. CN représente le compte numérique en amplitude. $\langle CN^2 \rangle$ est donc proportionnel à l'intensité moyenne renvoyée par la cible étendue. La distance cible-antenne R et l'angle d'incidence θ sont calculés par itération pour chaque pixel (Laur *et al.*, 1998).

Les données PRI sont des données multi-vues (3 vues) partiellement calibrées : elles sont corrigées des effets du diagramme d'antenne et du facteur de pertes en distance. La relation entre σ^0 et les comptes numériques devient alors :

$$\sigma^0 = K_{PRI} \langle CN^2 \rangle \sin(\theta) \quad (I.27)$$

La qualité de la calibration du capteur peut être vérifiée en utilisant des cibles de SER connue, par exemple des réflecteurs de coin, ou bien des cibles étendues dont les propriétés de rétrodiffusion sont connues, comme les forêts tropicales denses ou des surfaces agricoles (Freeman, 1992).

I.4 L'interaction onde – surface

La réponse radar des surfaces naturelles dépend de paramètres liés au capteur (fréquence, polarisation, angle d'incidence), au couvert (taille, forme, orientation, densité et constante diélectrique des diffuseurs élémentaires le constituant) et au sol (rugosité, constante diélectrique, pente locale).

L'onde rétrodiffusée par la surface résulte de trois mécanismes (figure I.12) : la diffusion par le sol (avec ou sans atténuation par la végétation), ou *diffusion de surface*, la diffusion par un milieu hétérogène (végétation, sol inhomogène très sec), ou *diffusion de volume*, et l'interaction sol-végétation. Lorsque la végétation est peu dense, la diffusion de surface domine, lorsque la végétation est suffisamment dense, la diffusion de volume apporte la contribution la plus importante. Dans tous les autres cas, les trois mécanismes de diffusion cohabitent.

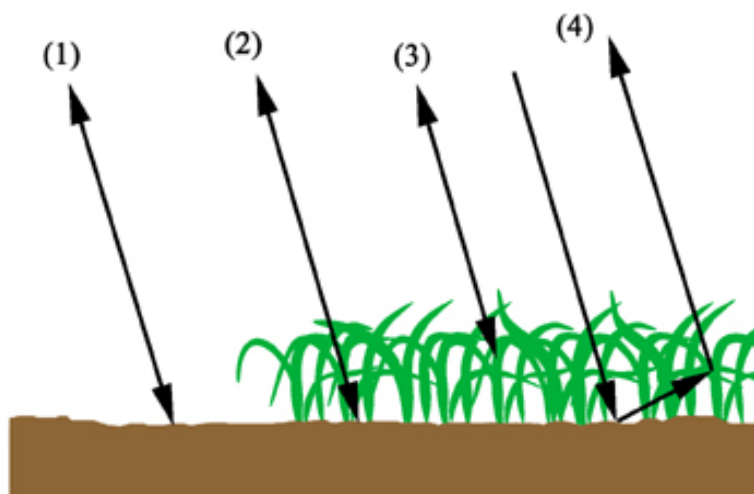


Figure I.12 – Mécanismes intervenant dans la rétrodiffusion d'une onde par une surface : diffusion par le sol (1) et par le sol atténué par la végétation (2), diffusion par la végétation (3), interaction sol-végétation (4)

I.4.1 Diffusion de surface

Lorsqu'une onde arrive sur une interface délimitant deux milieux homogènes, une partie de l'onde est diffusée au niveau de l'interface vers le milieu supérieur et une autre est transmise vers le milieu inférieur. Dans le cas idéal où l'interface est lisse, seule la partie de l'onde incidente correspondant à la réflexion spéculaire, aussi appelée composante *cohérente*, retourne dans le milieu supérieur. Lorsque la surface est plus rugueuse, une partie de l'onde incidente est diffusée dans toutes les directions : c'est la composante diffuse, ou *incohérente* (figure I.13).

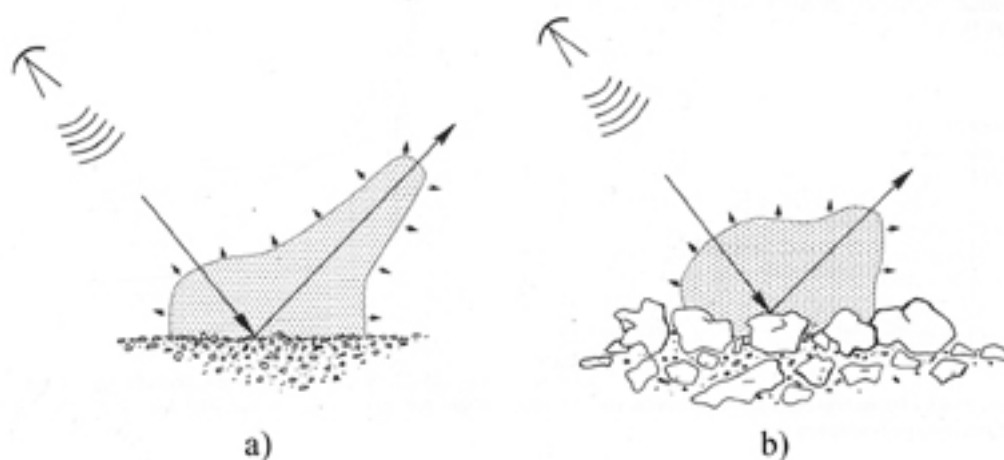


Figure I.13 – Diffusion de surface en fonction de la rugosité : a) pour une surface lisse, b) pour une surface rugueuse (d'après Simonett et Davis, 1983)

C'est la partie rétrodiffusée de la composante diffuse qui fournit le lien entre la puissance mesurée par un radar monostatique et les propriétés du sol. Plus la rugosité de la surface croît, plus la composante diffuse augmente et plus la composante cohérente diminue. Lorsque la surface est très rugueuse, la composante cohérente disparaît et l'on parle de surface lambertienne. La notion de rugosité dépend de la longueur d'onde du capteur utilisé (cf. note 1). La pente du coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'incidence est principalement fonction de la rugosité.

Les radars monostatiques ne captent donc que la composante diffuse, sauf si l'incidence locale est nulle. Ce cas de figure peut se produire lorsque la surface illuminée est orientée face à la direction de visée. La topographie des surfaces observée peut donc avoir une grande influence sur le signal radar.

Par ailleurs, la constante diélectrique relative d'un milieu, $\varepsilon_r = \varepsilon' - i\varepsilon''$, est une grandeur complexe fondamentale qui régit les propriétés de réflexion (à travers la partie réelle ε') et de transmission (à travers la partie imaginaire ε'') d'une onde interagissant avec ce milieu. La constante diélectrique du sol dans le domaine des micro-ondes dépend principalement de son contenu en eau et, dans une moindre mesure, de sa composition minéralogique. L'augmentation de l'humidité du sol a pour effet d'augmenter la constante diélectrique et donc le coefficient de rétrodiffusion, quel que soit l'angle d'incidence.

I.4.2 Diffusion de volume

Dans la nature, la plupart des milieux sont hétérogènes. La diffusion de volume résulte principalement des discontinuités diélectriques à l'intérieur d'un volume. Ces discontinuités étant en général localisées aléatoirement, l'onde incidente est diffusée dans toutes les directions, et, en fonction de la constante diélectrique moyenne du milieu, la rétrodiffusion est relativement uniforme par rapport à l'angle d'incidence. C'est le cas pour un couvert végétal et, dans une moindre mesure, pour un sol inhomogène très sec.

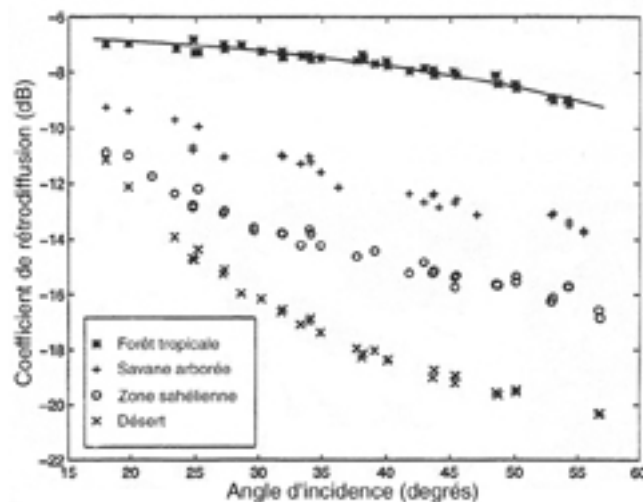


Figure I.14 – Variation angulaire du coefficient de rétrodiffusion pour différentes formations végétales en Afrique (d'après Frison et Mougin, 1996a)

Pour la végétation, le coefficient de rétrodiffusion augmente avec la densité de végétation et avec le contenu en eau, jusqu'à un niveau de saturation (Ulaby *et al.*, 1982). Le niveau de saturation dépend de la fréquence et de la polarisation de l'onde incidente, ainsi que des propriétés géométriques, diélectriques et de la distribution spatiale des diffuseurs. D'autre part, plus le couvert est dense, plus la rétrodiffusion est isotrope (figure I.14). Dans le cas de

forêts tropicales, la rétrodiffusion est typique d'une diffusion de volume, et d'une diffusion de surface dans le cas des déserts.

**CHAPITRE II –
LES DIFFUSIOMETRES SPATIAUX POUR LE
SUIVI DES SURFACES CONTINENTALES**

Des études ont montré le potentiel des diffusiomètres spatiaux pour le suivi des surfaces continentales, et plus particulièrement pour le suivi des régions à dynamique saisonnière marquée comme les régions boréales (hautes latitudes de l'hémisphère nord) et semi-arides (notamment les régions sahéliennes d'Afrique de l'ouest). Ce chapitre présente une synthèse des travaux réalisés par les différentes équipes impliquées dans cette thématique, en les classant en quatre catégories : tout d'abord les études à l'échelle globale, puis celles à l'échelle régionale sur l'Afrique de l'Ouest, puis sur les régions boréales et enfin sur des régions tempérées. Ce tri a été fait en raison de la dépendance de la modélisation à la région géographique d'application.

La première partie traite des études globales réalisées par Mougin, Quegan, Prigent et Wagner. Les études sur le suivi des zones semi-arides sahéliennes, réalisées par Kerr et Woodhouse, sont exposées dans la deuxième partie. Enfin, les études sur les zones boréales réalisées par Wismann sur la Sibérie, Pulliainen sur la Finlande et Kimball sur le nord-ouest de l'Amérique du Nord sont abordées dans la troisième partie. Toutes ces études ont été réalisées à partir des données acquises par les diffusiomètres ERS, à l'exception de la dernière (Kimball), réalisée à partir des diffusiomètres NSCAT et SeaWinds.

II.1 Suivi global des surfaces continentales

II.1.1 Caractérisation des surfaces continentales et suivi de la végétation

II.1.1.1 Travaux de Frison et Mougin

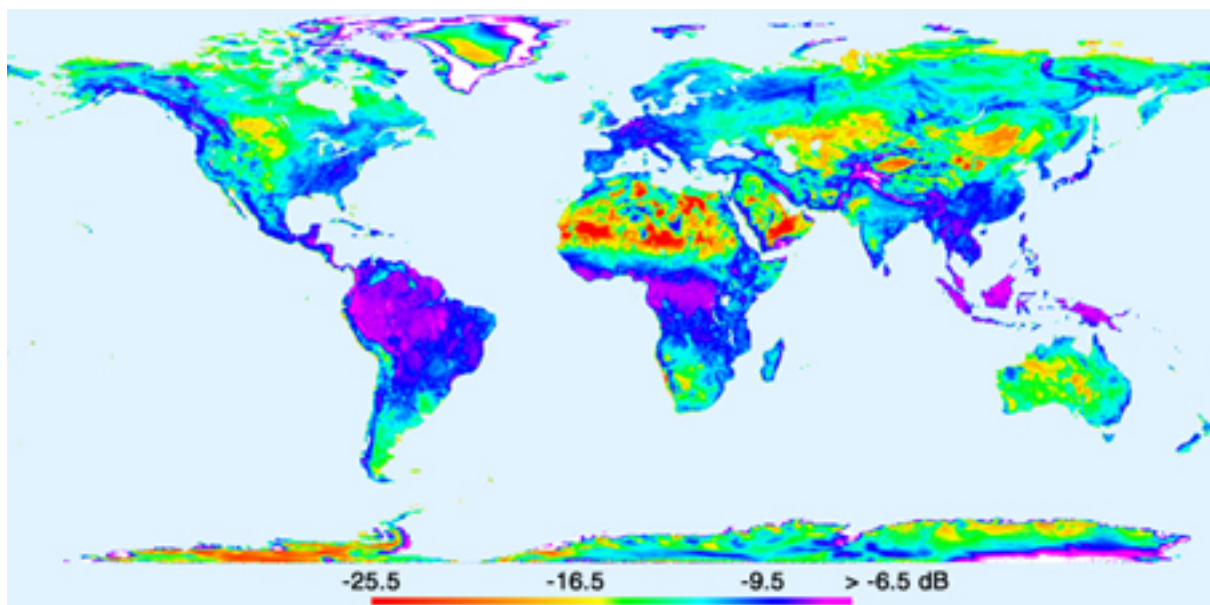


Figure II.1 – Image globale du coefficient de rétrodiffusion normalisé à 45° d'incidence (décembre 1992, d'après Frison et Mougin, 1996a).

Les premières images globales de rétrodiffusion des surfaces continentales sont le résultat des travaux de Kennett et Li (1989a, 1989b) sur les données SASS de Seasat. Mougin *et al.* (1995b) et Frison et Mougin (1996a, 1996b) ont analysé la réponse du diffusiomètre ERS sur les terres émergées à l'échelle globale. Les images (acquises à des fréquences différentes) montrent de fortes similitudes avec des cartes de végétation et de topographie – les reliefs de plus de 3000 m, comme l'Himalaya, sont aisément identifiables.

La figure II.1 représente une image du coefficient de rétrodiffusion σ^0 à 45° d'incidence pour des données acquises par le diffusiomètre ERS pendant le mois de décembre 1992. Elle montre que les réponses les plus élevées sont observées au-dessus des glaces continentales (Groenland, Antarctique), les plus faibles au-dessus des dunes de sable dans les déserts (Sahara, Arabie Saoudite). Les fortes variations spatiales observées dans les zones désertiques sont essentiellement dues à la topographie. Les régions tempérées apparaissent relativement

homogènes. Parmi les zones couvertes de végétation, les forêts tropicales humides ont les réponses les plus élevées avec -7.5 dB, correspondant au niveau de saturation (bassins de l'Amazonie et du Congo, Indonésie). En Afrique de l'ouest, le gradient de végétation entre les zones désertiques du Sahara au nord et les forêts équatoriales au sud est bien reflété par le gradient du coefficient de rétrodiffusion. Les auteurs montrent que l'effet de l'azimut sur le coefficient de rétrodiffusion était en général négligeable, sauf pour des surfaces fortement anisotropes : typiquement, des zones de dunes possédant une orientation privilégiée.

Les plus fortes variations saisonnières de σ^0 sont observées sur les régions semi-arides et boréales. La comparaison des profils temporels WSC obtenus sur l'Afrique avec ceux de l'indice de végétation global (*GVI*) du capteur optique à basse résolution AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), des satellites météorologiques de la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration), montre qu'ils sont en phase et fortement corrélés à la dynamique de la végétation. En effet, les données *GVI* sont des synthèses hebdomadaires de l'indice de végétation normalisé (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) à 16 km de résolution (Gutman *et al.*, 1995). L'indice de végétation est corrélé à la fraction de couvert végétal vert (Carlson et Ripley, 1997), à la fraction de rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par la végétation verte et à l'indice de surface foliaire ou LAI (Asrar *et al.*, 1984).

II.1.1.2 Travaux d'Abdel-Messeh et Quegan

Abdel-Messeh et Quegan (2000) ont travaillé sur des images globales de rétrodiffusion synthétisées à partir de données acquises par les diffusiomètres ERS sur une période d'un mois. Ils se sont attachés à étudier la variabilité observée dans ces images comme indicateur de leur fiabilité et de la dynamique des surfaces. Ils identifient quatre sources de variabilité :

$$k_p^2 = k_{pi}^2 + k_{pt}^2 + k_{ps}^2 + k_{pg}^2 \quad (\text{II.1})$$

k_p représente la variabilité totale des données, k_{pi} la mesure des fluctuations intrinsèques du signal, k_{pt} la variabilité temporelle due aux changements de la cible pendant la période de synthèse de l'image, k_{ps} la variabilité spatiale liée à l'inhomogénéité d'une cellule de résolution, et k_{pg} la variabilité résiduelle due aux différences d'angle d'incidence après normalisation linéaire des données à 35° d'incidence.

Les variations dues à l'incidence sont la principale source de variabilité : elles représentent 33 à 59% de la somme des quatre sources de variabilité pour les toundras et savanes. Les variations liées aux fluctuations intrinsèques du signal sont en général négligeables (4 à 7% de la variabilité). Les variations temporelles (de 14 à 25% de la variabilité) et spatiales (17 à 37% de la variabilité) sont toujours significatives.

Le coefficient de variation résiduel, k_{pr} , est obtenu après correction des effets d'incidence. Il résulte des variations temporelles, spatiales et des effets d'incidence résiduels. L'analyse des images de k_{pr} (figure II.2) et de moyenne et d'écart type de σ^0 rejoint les études précédentes, puisqu'elle relie des valeurs et une dynamique élevées de k_{pr} aux régions observant une forte dynamique saisonnière de σ^0 (régions boréales, steppes, ...). Elle permet aussi de détecter des artefacts linéaires, notamment sur l'Afrique, indiquant des dysfonctionnements de la chaîne de traitement.

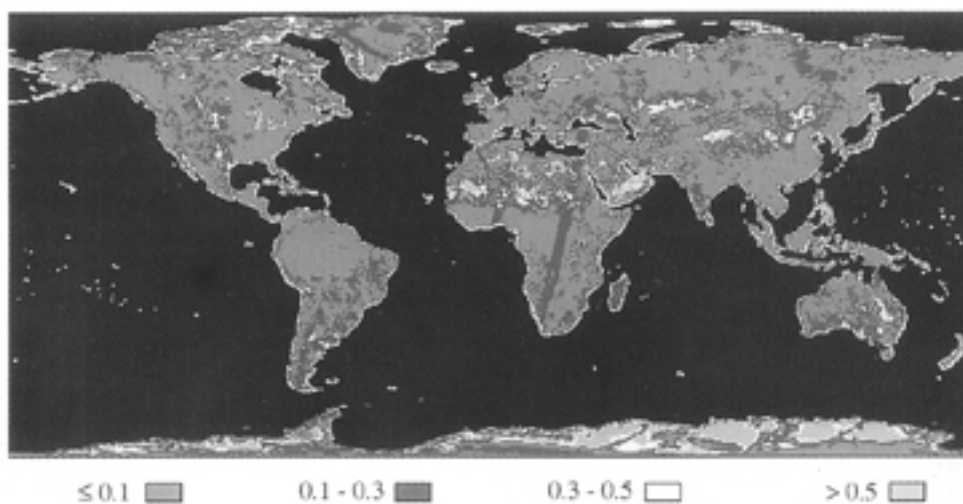


Figure II.2 – Image mensuelle de k_{pr} pour août 1996, obtenue à partir des acquisitions de l'antenne aft (d'après Abdel-Messeh et Quegan, 2000).

II.1.1.3 Travaux de Prigent

Prigent *et al.* (2001a) étudient à l'échelle globale la complémentarité du NDVI dérivé des données acquises par AVHRR, des mesures d'émissivité de la surface issues du capteur micro-ondes passives SSM/I, et du coefficient de rétrodiffusion mesuré par les diffusiomètres ERS (WSC) pour caractériser la végétation (distribution spatiale, caractéristiques physiques) et sa phénologie. Le capteur SSM/I mesure l'émissivité des surfaces à des fréquences de 19, 22, 37 et 85 GHz, en polarisation verticale et horizontale (sauf pour 22 GHz). Ces données

ont déjà été comparées au NDVI par Choudhury (1987), Becker et Choudhury (1988) et Prince et Choudhury (1989). Leur forte sensibilité à l'eau leur permet de détecter les zones inondées, alors que les données ERS y sont peu sensibles. L'analyse des variations spectrales des trois capteurs permet de séparer trois types de zones : les régions arides (déserts), les zones couvertes par la végétation et les zones inondées.

Les auteurs observent que la différence $\Delta e = eV - eH$ à 37 GHz, où eV est l'émissivité en polarisation verticale et eH l'émissivité en polarisation horizontale, augmente quand la surface est inondée, alors que le σ^0 et le NDVI varient en fonction de paramètres liés à la masse végétale (Prigent *et al.*, 2001b). La densité de végétation est estimée à partir des valeurs de σ^0 et de NDVI. Sous l'hypothèse que Δe varie linéairement avec la fraction de pixel inondée, des estimations de la durée d'inondation sont obtenues. Du fait du manque de données terrain représentatives, ces résultats font l'objet de comparaisons qualitatives avec les estimations existant dans la littérature.

Papa *et al.* (2003) ont également observé la réponse à l'échelle globale de l'altimètre radar Topex-Poseidon sur les surfaces continentales. Leurs travaux abordent une physique du signal différente de celle des radars à visée latérale, néanmoins leur démarche est analogue à celle utilisée pour le suivi des surfaces continentales à l'aide des diffusiomètres. Ces travaux sont détaillés dans l'annexe B.

II.1.2 Estimation de l'humidité du sol à l'échelle globale : travaux de Wagner

Les auteurs ont étudié les données des diffusiomètres ERS dans l'objectif de fournir des estimations de l'humidité du sol à l'échelle globale. Pour cela, ils ont développé un algorithme empirique sur les plaines du Canada (Wagner *et al.*, 1999a), qu'ils ont ensuite appliqué à d'autres régions : la péninsule ibérique (Wagner *et al.*, 1999b), l'Ukraine (Wagner *et al.*, 1999c), l'Afrique de l'ouest (Wagner et Scipal, 2000), et finalement à l'échelle globale (Wagner *et al.*, 2003). L'étude de l'influence de la végétation sur la réponse WSC est faite selon la méthode décrite par Wagner *et al.* (1999b), à partir d'une évolution temporelle de la végétation moyennée sur plusieurs années de données. Les auteurs en déduisent que la variabilité du signal WSC est principalement due à l'humidité du sol et que l'influence de la végétation est négligeable.

En se basant sur une relation linéaire entre σ^0 (normalisé à 40° d'incidence) et l'humidité du sol, l'humidité relative de la couche de surface du sol (assimilable au degré de saturation de la couche) est donnée, pour un sol non gelé et en l'absence de neige, par :

$$m_s = \frac{\sigma^0(40,t) - \sigma_{\text{sec}}^0(40,t)}{\sigma_{\text{hum}}^0(40,t) - \sigma_{\text{sec}}^0(40,t)} \quad (\text{II.2})$$

où $\sigma_{\text{hum}}^0(40,t)$ représente la valeur maximale de $\sigma^0(40)$ et est associé à un sol saturé en eau. De même, $\sigma_{\text{sec}}^0(40,t)$ représente la valeur minimale de $\sigma^0(40)$ et est associé à un sol totalement sec (Wagner *et al.*, 1999b ; Wagner *et al.*, 1999c). A partir des séries temporelles de m_s et d'un modèle simple d'infiltration, la tendance de l'humidité dans le profil de sol est estimée à l'aide d'un indice d'eau dans le sol (Soil Water Index, *SWI*), défini par :

$$SWI(t) = \frac{\sum_i m_s(t_i) e^{-(t-t_i)/T}}{\sum_i e^{-(t-t_i)/T}} \quad (\text{II.3})$$

où $t_i (\leq t)$ est une date d'acquisition WSC et T un temps caractéristique.

Les humidités estimées font l'objet de comparaisons qualitatives avec des cartes d'humidités mesurées sur le terrain (Wagner *et al.*, 1999a ; Wagner *et al.*, 1999c), comme sur la figure II.3, ou bien avec des données de précipitations (Wagner *et al.*, 1999b ; Wagner et Scipal, 2000), les auteurs soulignant la difficulté de valider quantitativement leurs résultats du fait de la forte variabilité spatiale et temporelle de l'humidité de surface. De fait, les estimations issues des données WSC, représentatives d'une cellule de résolution de 50 km de diamètre, sont difficilement comparables avec des mesures de terrain nécessairement ponctuelles.

Les humidités estimées à l'échelle globale sont évaluées par comparaison avec l'humidité du sol mensuelle simulée par un modèle global de dynamique de la végétation (Sitch *et al.*, 2003), et avec des mesures de précipitations mensuelles, à travers l'étude des anomalies de pluviométrie (Wagner *et al.*, 2003). Les auteurs constatent que la corrélation entre les anomalies de pluviométrie et les anomalies de *SWI* est liée au nombre de stations météorologiques disponibles (r augmente avec le nombre de stations). L'étude de la corrélation entre le *SWI* et l'humidité du sol simulée permet d'identifier les régions posant

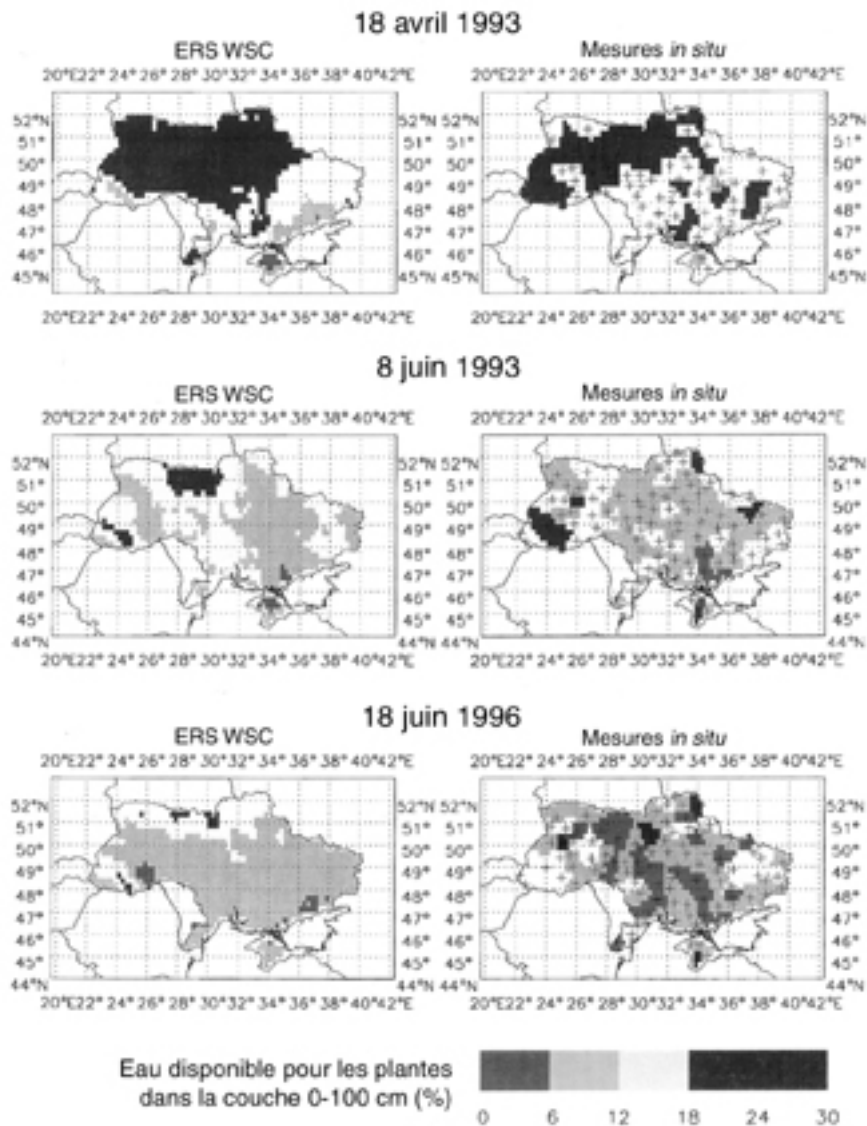


Figure II.3 – Cartes d'eau disponible pour les plantes en Ukraine. La colonne de gauche montre les estimations obtenues à partir des données WSC, la colonne de droite les cartes obtenues par interpolation (méthode du plus proche voisin) de mesures effectuées sur des champs de maïs et de blé. Les stations de mesures sont représentées par des croix (d'après Wagner *et al.*, 1999c)

potentiellement problème pour l'estimation de l'humidité à l'aide de l'algorithme empirique développé. Les corrélations les plus faibles sont obtenues pour les régions arides (steppes et déserts, $r = 0.33$) et pour les régions boréales ($r = 0.32$) et polaires ($r = 0.18$). Les auteurs avancent comme explication l'importance des effets azimutaux dans le premier cas, et dans le deuxième cas, la mauvaise prise en compte de l'hydrologie complexe de ces régions par le modèle pour la simulation de l'humidité du sol (Wagner *et al.*, 2003).

L'inconvénient des méthodes empiriques est qu'elles ne permettent pas d'analyser les mécanismes de diffusion qui influencent le signal à l'échelle d'une cellule de résolution. Ici, la même méthode est utilisée pour l'estimation de l'humidité du sol sur des surfaces caractérisées par des mécanismes de diffusion très différents (régions boréales, tempérées, semi-arides). Elle repose sur des hypothèses contraignantes : en tout point du globe (excepté les déserts et forêts tropicales humides, non étudiés), l'influence de la végétation est considérée négligeable et la saturation en eau du sol ainsi que sa sécheresse totale à l'échelle d'une cellule de résolution WSC doivent être atteintes au moins une fois sur la période d'étude. Ces hypothèses ne sont pas toujours vérifiées, notamment sur les régions sahéliennes semi-arides. De plus, les auteurs étudient l'influence de la végétation à partir de son évolution temporelle moyenne (Wagner *et al.*, 1999b), ce qui ne permet pas de tenir compte de la forte variabilité interannuelle de la production de masse herbacée. Enfin, l'hypothèse selon laquelle la végétation peut être négligée va à l'encontre des résultats théoriques connus. Cependant, la sensibilité des données WSC à l'humidité du sol et à la végétation, ainsi que la corrélation généralement observée entre ces deux variables, font que les cartes d'humidité du sol fournies par cette méthode représentent certainement une estimation de ce paramètre. Elles pallient l'absence de ce type de données à l'échelle globale et sont accueillies favorablement par la communauté scientifique.

II.2 Étude de l’Afrique de l’Ouest

Les régions sahéliennes montrent des variations saisonnières marquées, avec deux saisons contrastées : une saison des pluies, de mai-juin à septembre-octobre, suivie d’une longue saison sèche. Les variations de rétrodiffusion observées peuvent être reliées aux variations temporelles des paramètres de surface (masse végétale, humidité du sol) durant la saison des pluies. Outre Wagner et Scipal (2000), dont la démarche a été exposée précédemment (cf. § II.1.2), ces travaux ont été effectués par Magagi et Kerr, Woodhouse, et Mougin. Les travaux réalisés durant cette thèse s’inscrivent directement dans ceux de la dernière équipe, ces derniers seront détaillés dans le chapitre IV.

II.2.1 Travaux de Magagi et Kerr

L’objectif est d’extraire l’humidité du sol en présence de végétation à partir des données WSC sur le site d’étude d’HAPEX-Sahel (Prince *et al.*, 1995), situé au sud-ouest du Niger.

La réponse de la scène observée est donnée par la somme incohérente des contributions du sol et de la végétation :

$$\sigma^0(\theta) = (1 - C_v)\sigma_{sol}^0(\theta) + C_v\sigma_{canopée}^0(\theta) \quad (\text{II.4})$$

La réponse de la végétation est simulée à l’aide du modèle du nuage d’eau (cf. annexe C).

Dans un premier temps (Magagi et Kerr, 1997), la réponse du sol σ_{sol}^0 (dB) est liée à l’humidité du sol h_v par une relation linéaire :

$$\sigma_{sol}^0(\theta) = A + D h_v \quad (\text{II.5})$$

où A quantifie la contribution de la rugosité (constante) et D est la sensibilité du signal à l’humidité volumique du sol h_v . La valeur de A est estimée à partir de mesures WSC acquises en saison sèche. D est supposée constante pour les acquisitions faites simultanément et à des incidences différentes par les antennes fore et mid.

L’inversion du modèle permet d’estimer les paramètres de la végétation : l’épaisseur optique τ et l’albédo de diffusion simple ω (cf. annexe C, équations C.1 à C.3). La proportion de

couvert végétal dans un pixel, C_v , est estimée à l'aide du NDVI calculé à partir des données AVHRR.

Le signal peut donc être corrigé des effets de la végétation afin d'accéder à la réponse du sol pour obtenir une estimation de l'humidité. Les humidités estimées sont comparées avec des mesures issues de la base de données HAPEX-Sahel (Kerr *et al.*, 1995). Plusieurs sources d'erreurs sont évoquées pour expliquer la variabilité observée : les différences entre la profondeur de pénétration du radar et la profondeur des mesures d'humidité du sol, le défaut de synchronisation des mesures WSC et terrain, l'hypothèse de rugosité constante, la variabilité spatiale de l'humidité du sol et la comparaison de mesures ponctuelles avec des estimations représentatives d'une cellule de résolution du diffusiomètre.

Dans un deuxième temps (Magagi et Kerr, 2001), la même méthodologie est employée, à deux différences près : la réponse du sol est simulée à l'aide du modèle de Oh (cf. annexe D) et de la relation (II.5), et la rugosité n'est plus considérée comme stable temporellement. Son évolution temporelle est prise en compte par une fonction en escalier.

Les valeurs de rugosité estimées montrent peu de correspondance avec des mesures de rugosité issues de la base de données HAPEX-Sahel, cela s'explique par le fait que les paramètres qui ont été mesurés (hauteur quadratique moyenne et longueur de corrélation) ne sont représentatifs que de petites surfaces (un champ), tout en étant très variables suivant les lieux de mesure. Les humidités estimées donnent lieu à une comparaison qualitative avec des données de précipitations sur la région d'étude, les deux montrant un bon accord.

II.2.2 Travaux de Woodhouse

Woodhouse et Hoekman (2000a) et Grippa et Woodhouse (2002a, 2002b) ont étudié le potentiel des diffusiomètres ERS pour l'extraction de produits géophysiques. La méthodologie est appliquée à une partie de l'Afrique, plus particulièrement sur le site d'HAPEX-Sahel (Woodhouse et Hoekman, 2000a ; Grippa et Woodhouse, 2002b), ainsi qu'à l'Espagne (Woodhouse et Hoekman, 2000b).

Dans un premier temps (Woodhouse et Hoekman, 2000a), la cellule de résolution WSC est représentée par une combinaison de végétation dense homogène, couvrant une fraction C de la surface, et de sol nu uniforme :

$$\sigma^0(\theta) = C\sigma_{\text{végétation}}^0 + (1-C)\sigma_{\text{sol}}^0 + \sigma_{\text{double}}^0 + \sigma_{\text{autre}}^0 \quad (\text{II.6})$$

$\sigma_{\text{végétation}}^0$ est supposé connu et constant sur la région d'étude, sa valeur est fixée à -7.5 dB (niveau de saturation). La rétrodiffusion de la surface σ_{sol}^0 est décrite à l'aide du modèle d'optique géométrique (Ulaby *et al.*, 1982). Le terme σ_{double}^0 représente la double réflexion entre des éléments verticaux (troncs d'arbres) et le sol, et le terme σ_{autre}^0 les contributions non incluses dans le modèle (terme d'erreur).

Le problème inverse consiste à estimer un vecteur dont les composantes sont les quatre inconnues C (couvert végétal), s (pente quadratique moyenne, permettant de caractériser la rugosité), T (contribution de la double réflexion) et $|R_g|^2$ (réflectivité, liée à l'humidité du sol). La méthode d'inversion utilisée est celle des moindres carrés généralisés (Tarantola et Valette, 1982). La solution obtenue est contrainte à l'aide d'informations *a priori* estimées à partir d'analyses initiales du modèle (figure II.4) : C varie linéairement avec la latitude (de 90% à l'équateur à 0% dans le Sahara, à 20°N) avec une incertitude de $\pm 10\%$ de la valeur *a priori*, tout comme $|R_g|^2$ (de 0.12 à 0° à 0.02 à 20°N, $\pm 10\%$). Le paramètre de rugosité s est constant (0.25 ± 0.025), ainsi que T (15 ± 1.5).

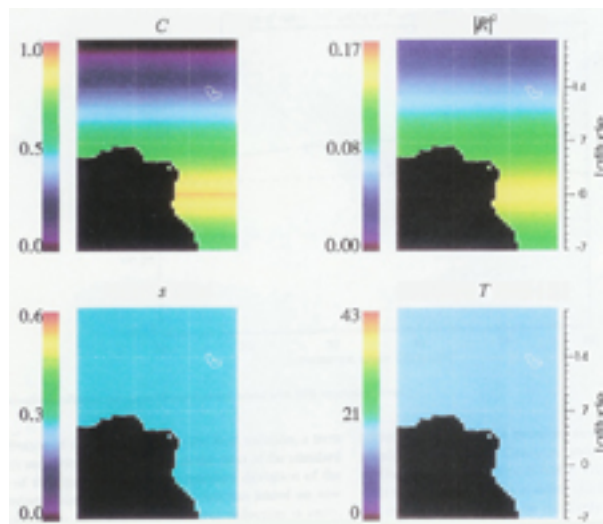


Figure II.4 – Informations *a priori* sur le taux de couverture végétale C , la réflectivité $|R|^2$, la pente quadratique moyenne s et le coefficient de double réflexion T (d'après Woodhouse et Hoekman, 2000a)

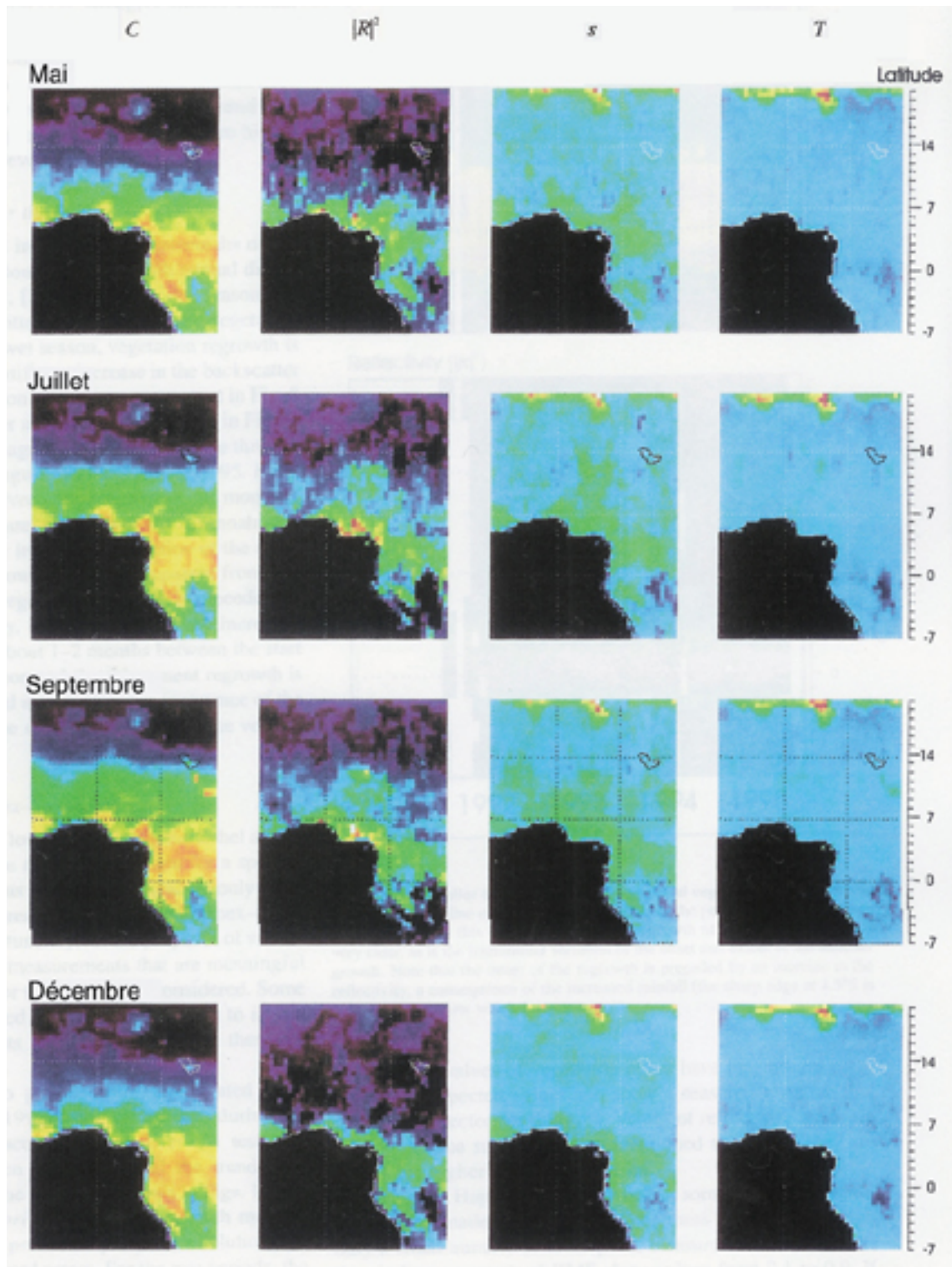


Figure II.5 – Valeurs mensuelles du taux de couverture végétale C , de la réflectivité $|R|^2$, de la pente quadratique moyenne s et du coefficient de double réflexion T estimées par inversion (d'après Woodhouse et Hoekman, 2000a). Les échelles de couleurs sont celles de la figure II.4.

L'inversion permet d'estimer les valeurs mensuelles des paramètres et de les cartographier sur la zone d'étude (figure II.5). En raison de l'étendue de la zone suivie, la cohérence spatiale et temporelle des résultats (en particulier le taux de couverture végétale C et la réflectivité $|R|^2$) est vérifiée de manière qualitative. Les estimations montrent notamment un bon accord global avec les mesures HAPEX-Sahel (Kerr *et al.*, 1995). Cependant, l'unité de temps utilisée ici apparaît peu adaptée aux régions sahéliennes, où le cycle de la végétation et de l'humidité du sol ne dure que 3 à 4 mois.

Dans d'autres travaux, les auteurs étudient l'applicabilité des modèles de sol à de grandes cellules de résolution, comprenant des paysages hétérogènes (Grippa et Woodhouse, 2002a). Les modèles théoriques (optique géométrique (Ulaby *et al.*, 1982), optique physique (Ulaby *et al.*, 1982), méthode des petites perturbations (Ulaby *et al.*, 1982), méthode de l'équation intégrale (IEM, Fung *et al.*, 1992)) nécessitent plusieurs paramètres pour caractériser la rugosité d'une surface : pente ou hauteur quadratique moyenne, longueur et fonction de corrélation. Ces paramètres sont difficiles à estimer à l'échelle d'un champ, à plus forte raison à l'échelle d'une cellule de résolution WSC. En revanche, le modèle empirique de Oh (cf. annexe D) ne nécessite qu'un seul paramètre de rugosité, la hauteur quadratique moyenne. Les auteurs montrent que l'hétérogénéité de la surface semble implicitement contenue dans ce modèle.

Enfin, si l'hypothèse d'une végétation à saturation est justifiée pour les forêts tropicales denses de la ceinture équatoriale, elle ne l'est plus en région sahélienne, où la saturation n'est jamais atteinte (Frison et Mougin, 1996b). La méthodologie décrite par Woodhouse et Hoekman (2000a) a donc été modifiée et appliquée au site d'HAPEX-Sahel ainsi qu'à une région située en zone tropicale humide : le delta du Niger, au sud du Nigeria (Grippa et Woodhouse, 2002b).

La rétrodiffusion de la scène est la somme des contributions du sol nu, de la végétation saisonnière, de la végétation pérenne dense et des surfaces d'eau libre :

$$\sigma_{tot}(\theta) = (1 - C_{tot})\sigma_{sol}(\theta) + C_1\sigma_{vég}(\theta) + C_2\sigma_{for}(\theta) + C_3\sigma_{eau}(\theta) \quad (II.7)$$

La réponse du sol est simulée à l'aide du modèle de Oh (cf. annexe D), la végétation saisonnière à l'aide du modèle du nuage d'eau (cf. annexe C). La réponse de l'eau est représentée par la réponse d'une surface très lisse dont la contribution n'est pas significative

entre 18 et 60° d'incidence. Les valeurs de C_1 , C_2 , C_3 sont considérées connues car déduites de données terrain (HAPEX) ou calculées à partir de classifications d'occupation du sol faites sur des images RSO. Les paramètres inconnus à estimer sont la rugosité de surface Δh , les propriétés diélectriques E_{refl} (liées à la réflectivité du sol nu), la brillance de la végétation A (liée à l'albédo de diffusion simple) et son épaisseur optique τ . La méthode d'inversion est la même que Woodhouse et Hoekman (2000a). Les quatre paramètres sont estimés à partir du jeu de mesures WSC en saison sèche, puis la rugosité est fixée et l'évolution temporelle est estimée pour les trois autres paramètres.

Les rugosités estimées sont différentes pour les trois sites, correspondant aux valeurs mesurées pour le site boréal et le site d'HAPEX, bien que ce type de comparaison souffre des limitations liées aux différences d'échelle. Si les tendances obtenues sur les sites boréal et tropical humide apparaissent réalistes, pour HAPEX, les estimations mensuelles obtenues en début de saison des pluies montrent des tendances opposées à la réalité : la réflectivité mensuelle décroît de mai à juin alors que les précipitations augmentent, le pic de végétation est bien atteint en septembre mais des estimations élevées sont obtenues en juin, peut-être dues à une augmentation de la réponse du sol du fait de fortes pluies, interprétée à tort comme la réponse de la végétation (Grippa et Woodhouse, 2002b).

Les approches de Magagi et Kerr (1997, 2001) et Grippa et Woodhouse (2002b) sont basées sur le modèle semi-empirique du nuage d'eau. Il est nécessaire de déterminer ses coefficients empiriques pour chaque couvert, ce qui représente une limitation du modèle. De plus, les paramètres estimés (épaisseur optique, albédo, réflectivité) ne sont pas directement mesurables sur le terrain, ce qui pose le problème de la validation des résultats obtenus.

II.3 Étude des régions boréales

Dans les écosystèmes boréaux, la date ainsi que l'étendue spatiale du dégel printanier sont des facteurs importants de la régulation des variations saisonnières et interannuelles des échanges d'eau, de carbone et d'énergie entre la surface et l'atmosphère. L'observation satellitale a l'avantage de pallier la faible quantité de stations d'observation disponibles, ainsi que le couvert nuageux et les variations de l'éclairement solaire dans le cas du radar. Les études suivantes ont donc examiné le potentiel des diffusiomètres spatiaux pour le suivi des zones boréales.

II.3.1 Travaux de Wismann

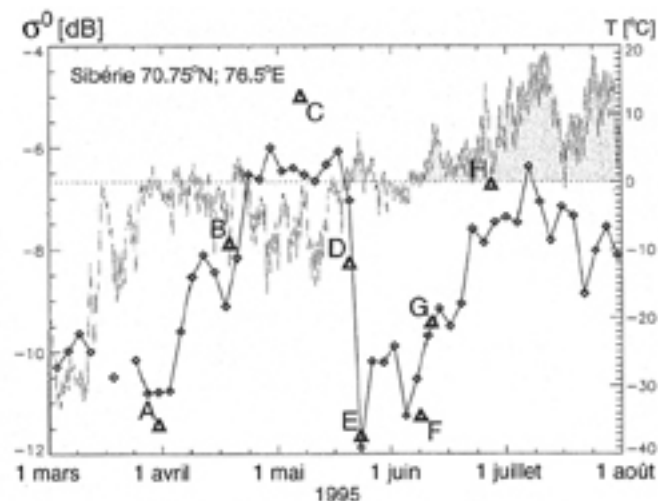


Figure II.6 – Évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion WSC à 23° d'incidence en Sibérie. Les mesures ERS RSO sont représentées par les lettres et triangles. Les mesures de température de l'air sont aussi représentées. Les périodes où la température excède 0°C sont grisées (d'après Wismann, 2000).

Wismann *et al.* (1996, 2000) ont exploité la forte saisonnalité du signal WSC en zone boréale pour le suivi du cycle gel/dégel en Sibérie. En effet, à 5.3 GHz, la constante diélectrique décroît fortement lors du gel de l'eau liquide dans le sol et la végétation. Sur les profils temporels, le dégel est matérialisé par une brusque chute de σ^0 , liée à la transformation de la neige sèche en neige humide, qui absorbe plus les micro-ondes, et à la faible réponse radar des étendues d'eau qui se forment sur le sol imperméable car encore gelé. Les observations RSO, temporellement plus espacées, ne permettent pas de suivre avec autant de précision que

les données WSC les processus physiques de surface qui influencent le signal radar au moment du dégel (figure II.6).

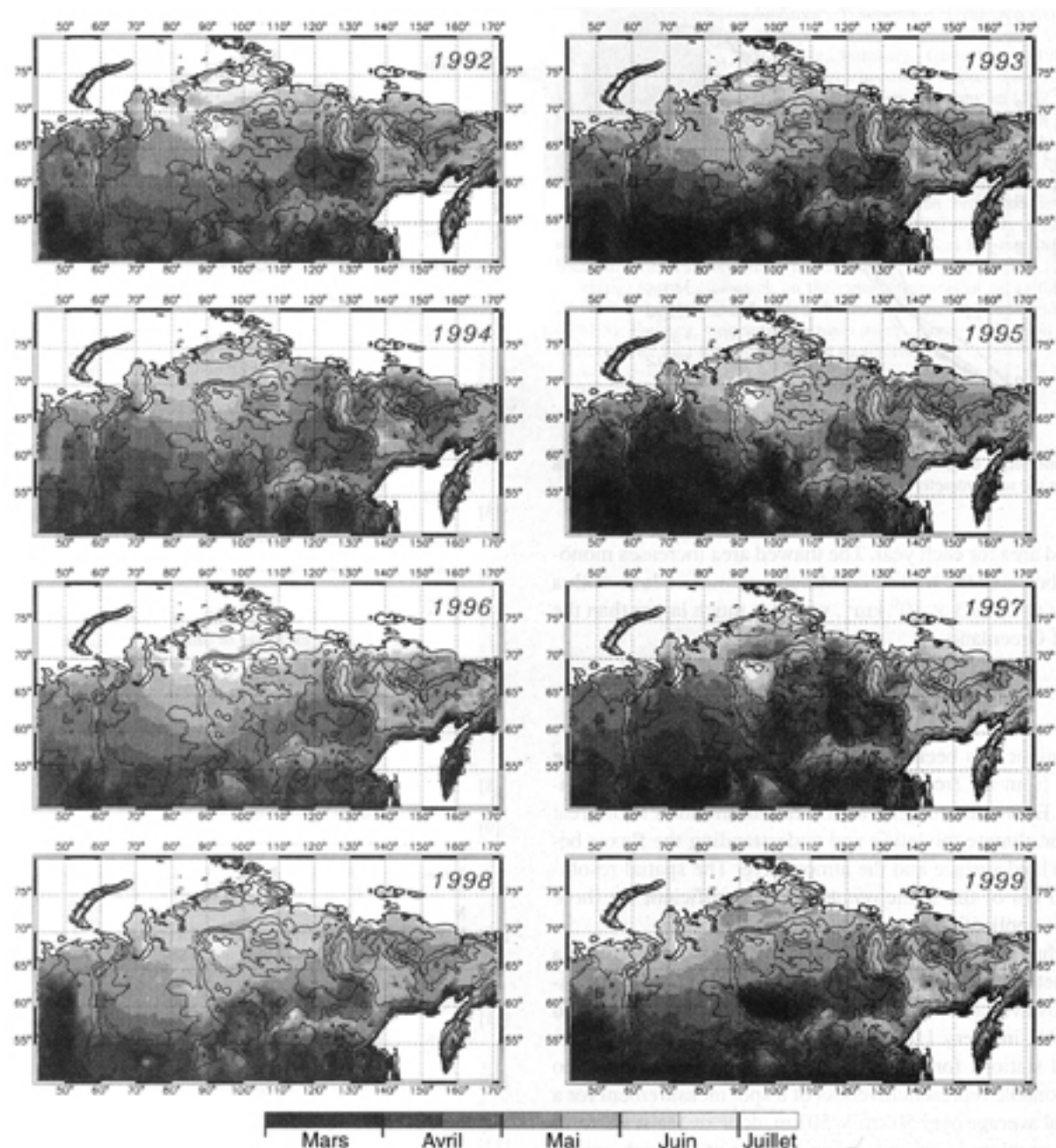


Figure II.7 – Cartes de date de début de dégel en Sibérie. Les isocontours d'altitude sont aussi représentés (d'après Wismann, 2000).

Un algorithme de détection du dégel a été mis au point à partir des données WSC : en chaque point, une valeur seuil de σ^0 est dérivée à partir des moyennes locales de σ^0 calculées pour chaque été et chaque hiver. Des cartes de début de dégel sont ainsi établies (figure II.7). Elles mettent en évidence les années où le dégel est tardif, mais aussi la progression sud-nord du

dégel au cours du printemps, ainsi que l'effet du relief, qui retarde la date de dégel. La variabilité interannuelle moyenne à grande échelle est de l'ordre d'un mois.

II.3.2 Travaux de Pulliainen

Pulliainen *et al.* (1998) utilisent les données WSC pour l'estimation de l'humidité sol et la détection du gel dans les forêts boréales de Finlande. A partir de cartes de masse végétale obtenues grâce à des images AVHRR à 1.1 km de résolution, ils montrent que la rétrodiffusion décroît lorsque le pourcentage de surface d'eau libre dans le pixel dépasse 25%. Pour des pixels homogènes contenant plus de 75% de forêt, les variations saisonnières de σ^0 sont liées aux variations de l'humidité du sol et de l'humidité de la canopée, ainsi qu'au gel du sol. Ils montrent également que, du fait de la saturation de σ^0 avec la masse végétale forestière, les images WSC s'avèrent impropres à l'inversion de cette dernière.

Dans un second temps, la réponse du diffusiomètre sur une cellule de résolution composée de forêts et de surfaces d'eau libre est simulée à l'aide d'un modèle semi-empirique développé à partir des données acquises par le diffusiomètre aéroporté HUTSCAT (Hallikainen *et al.*, 1993 ; Pulliainen *et al.*, 1994). La contribution de la végétation est simulée à l'aide du modèle du nuage d'eau (cf. annexe C), celle du sol à l'aide du modèle de Oh (cf. annexe D). Une estimation sommaire de la rétrodiffusion des surfaces d'eau libre est obtenue à partir de triplets de mesures WSC acquis en pleine mer, permettant d'établir une relation linéaire entre σ^0 et l'angle d'incidence θ .

Cette hypothèse conduit à des estimations très grossières de la réponse de l'eau et montre que les données WSC ne sont pas adaptées au suivi de zones composées de surfaces dont les réponses sont très contrastées, comme l'eau et les forêts.

II.3.3 Travaux de Kimball

Les auteurs examinent le potentiel des données NSCAT et SeaWinds pour la détection de la transition gel/dégel d'écosystèmes boréaux canadiens (Frolking *et al.*, 1999 ; Kimball *et al.*, 2004a), la cartographie des surfaces gelées en Alaska (Kimball *et al.*, 2001) et l'évaluation de la durée de la saison de croissance des forêts boréales (Kimball *et al.*, 2004b).

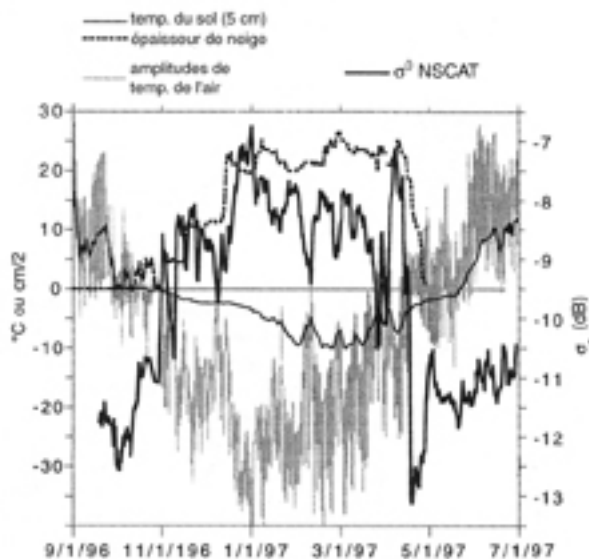


Figure II.8 – Profils temporels de la rétrodiffusion NSCAT (ligne continue noire épaisse), des mesures d’amplitude journalière de température (barres grises) et d’épaisseur du couvert neigeux (tirets noirs), et des simulations de la température des 5 premiers centimètres du sol (ligne continue noire fine) pour le site le plus au nord (d’après Frohling *et al.*, 1999)

L’étude des profils temporels de NSCAT sur les forêts boréales des plaines du centre du Canada, à partir de trois sites d’études du programme BOREAS (Sellers *et al.*, 1997) situés sur un axe nord-sud, montre que les variations de σ^0 coïncident avec les changements d’état du couvert neigeux et les fluctuations de la température. Pour NSCAT, le dégel se traduit au printemps par une chute de la rétrodiffusion (figure II.8) puis par une remontée plus faible que celle observée par Wismann *et al.* (1996) sur les données WSC (figure II.6). Les auteurs associent cette différence à la capacité de pénétration plus faible de la bande Ku par rapport à la bande C, entraînant une diminution de l’influence du sol sous la végétation. Par ailleurs, la comparaison avec les données WSC montre une plus grande variabilité des données NSCAT pendant la période de gel, en raison de la plus grande sensibilité du signal NSCAT à la nature du manteau neigeux.

Les auteurs observent que l’application de l’algorithme de Wismann *et al.* (1996) ne permet pas de détecter les transitions gel-dégel à partir des données NSCAT. A la place, ils se basent sur plusieurs indicateurs : la différence de rétrodiffusion $\Delta\sigma_i = \sigma_i^0 - \sigma_{i-1}^0$ pour deux dates consécutives i et $i-1$, sa moyenne m et son écart type s calculés sur la période d’étude. Un seuillage de m permet de détecter les forts changements des caractéristiques du manteau neigeux et d’en déduire les dates de dégel. A partir d’observations et de méthodes similaires,

Kimball *et al.* (2004a) ont établi une carte des dates de début de dégel sur ces mêmes sites d'étude.

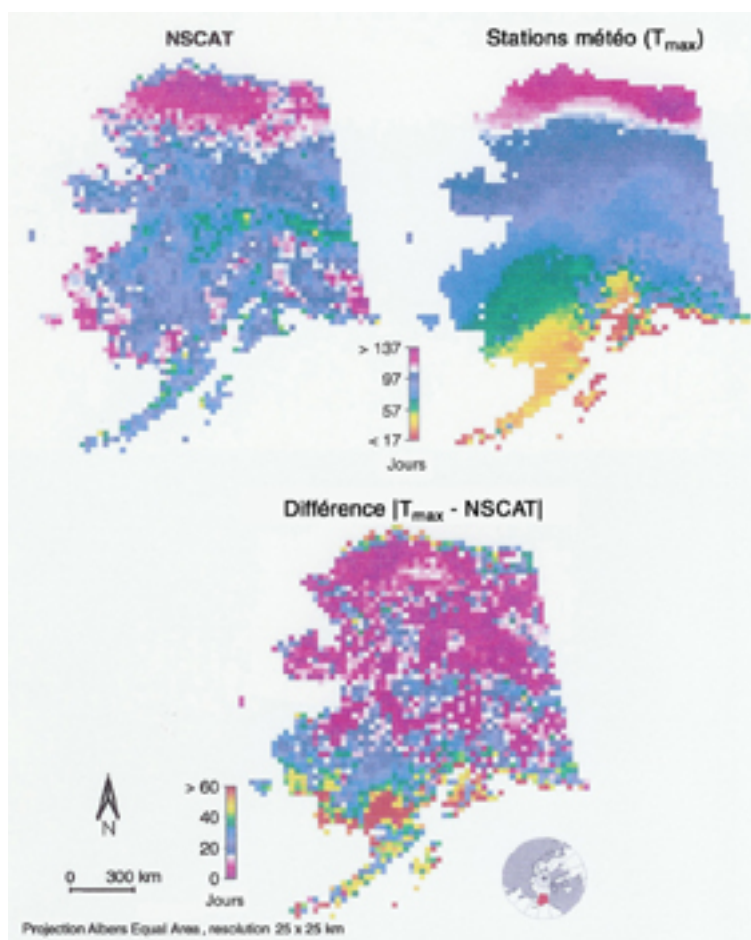


Figure II.9 – Estimations de la durée de la période de gel pour l’Alaska obtenues à partir des données NSCAT (en haut à gauche) et des mesures de température maximale de l’air (en haut à droite) entre le 1^{er} janvier et le 26 juin 1997. Les différences de durée entre les deux estimations sont représentées sur la carte du bas (d’après Kimball *et al.*, 2001).

Kimball *et al.* (2001) cartographient la durée de la période de gel de la surface pour l’ensemble de l’Alaska en seuillant les σ^0 mesurés par NSCAT sur deux valeurs de référence, en été et en hiver. La comparaison de la carte obtenue et de la carte de durée de la période de gel estimée à partir des températures maximales journalières T_{max} mesurées par les stations météorologiques d’Alaska (figure II.9) montre que les différences résultent de l’hétérogénéité des cellules de résolution dans les régions côtières (présence d’eau libre et de surfaces non gelées), de la sous-estimation de la période de gel pour les altitudes élevées (due au manque de stations en altitude) et de l’incertitude liée au seuillage.

Kimball *et al.* (2004b) comparent les caractéristiques de la saison de croissance (date de début, de fin et durée) simulées par un modèle de fonctionnement des écosystèmes boréaux et estimées à partir des données SeaWinds à l'aide de la méthode de seuillage décrite par Kimball *et al.* (2001). La figure II.10 montre une carte des dates de début de saison de croissance obtenue à partir des données SeaWinds.

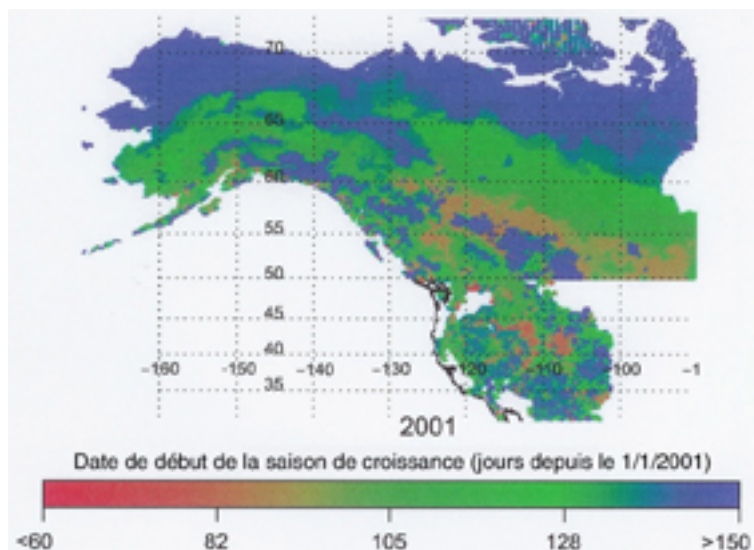


Figure II.10 – Carte des dates de début de la saison de croissance de la végétation estimées en 2001 sur le nord-ouest de l'Amérique à partir des données SeaWinds (d'après Kimball *et al.*, 2004b)

A partir de mesures de terrain (températures de l'air, de la végétation et du sol, flux de CO₂ et de sève, hauteur de neige, équivalent eau de la neige, précipitations), le modèle de fonctionnement simule les flux de carbone et d'azote entre le sol et la plante pour obtenir la production primaire nette (Running et Coughlan, 1988). Les estimations des dates de début de la saison de croissance à partir des données SeaWinds sont en avance de respectivement 10 et 16 jours par rapport aux dates observées sur le terrain et simulées. Les simulations montrent que la production primaire nette dépend de la date de dégel et de la durée de la saison de croissance, et qu'un début précoce de la saison de croissance ainsi qu'une durée plus longue permettent une meilleure assimilation du carbone atmosphérique par la végétation.

II.3.4 Travaux de Woodhouse

Grippa et Woodhouse (2002b) ont appliqué la méthode décrite au paragraphe II.2.2 au suivi des paramètres de surfaces en région boréale. La région d'étude correspond au site de

l'expérience NOPEX (Halldin *et al.*, 1998), en Suède, et est constitué d'une mosaïque de forêts boréales, surfaces agricoles et lacs. Les surfaces d'eau libre sont modélisées comme des surfaces très lisses, c'est-à-dire que les variations de rugosité dues au vent sont négligées. La réflectivité (liée à l'humidité du sol) et les paramètres de végétation obtenus sont en bon accord avec les mesures faites lors de NOPEX.

II.4 Étude en région tempérée

Zribi *et al.* (2003) ont développé une méthode pour l'estimation de l'humidité de surface sur des régions à faible couvert végétal à partir des données WSC et RSO sur trois bassins versants de la zone hydrographique de la Seine.

La cellule de résolution WSC est représentée par la somme incohérente des contributions de la forêt et des autres types d'occupation des sols :

$$\sigma^0(\theta) = C_{forêt} \sigma_{forêt}^0 + (1 - C_{forêt}) \sigma_{autres}^0 \quad (\text{II.8})$$

Le couvert forestier $C_{forêt}$ est estimé par classification des images RSO. Le cycle annuel de la forêt est modélisé par une sinusoïde d'amplitude A et de phase B (coefficients empiriques) :

$$\sigma_{forêt}^0(t) = \langle \sigma_{forêt}^0 \rangle + A \sin\left(\frac{2\pi}{12}t + B\right) \quad (\text{II.9})$$

La contribution de la forêt peut donc être soustraite des données WSC.

La différence $\Delta\sigma$ entre deux mesures faites simultanément à des incidences différentes est liée principalement à la rugosité et marginalement à l'humidité du sol h_v . La rugosité est estimée par minimisation de la fonction de coût des différences mesurées (WSC) et simulées à l'aide du modèle théorique de sol IEM (Fung *et al.*, 1992) pour un grand nombre de couples acquis sur une période où la rugosité est supposée constante. La relation entre l'humidité et la rétrodiffusion simulée par IEM étant linéaire pour des valeurs de h_v comprises entre 5 et 20%, la valeur de h_v est donc estimée pour chaque mesure WSC acquise à une incidence inférieure à 30° (l'influence du sol sur le signal y est prédominante) en utilisant les estimations de

rugosité et sur une période pour laquelle l'influence de la végétation dans les champs est minimale (d'août à février).

Une bonne corrélation entre humidités estimées et les mesures de terrain est observée ($r^2 > 0.8$) et le cycle annuel de l'humidité du sol (humidités élevées en hiver et faibles à la fin de l'été) est bien reproduit par les estimations WSC malgré des différences significatives (de l'ordre de 10%) entre mesures et estimations pour certaines dates (figure II.11).

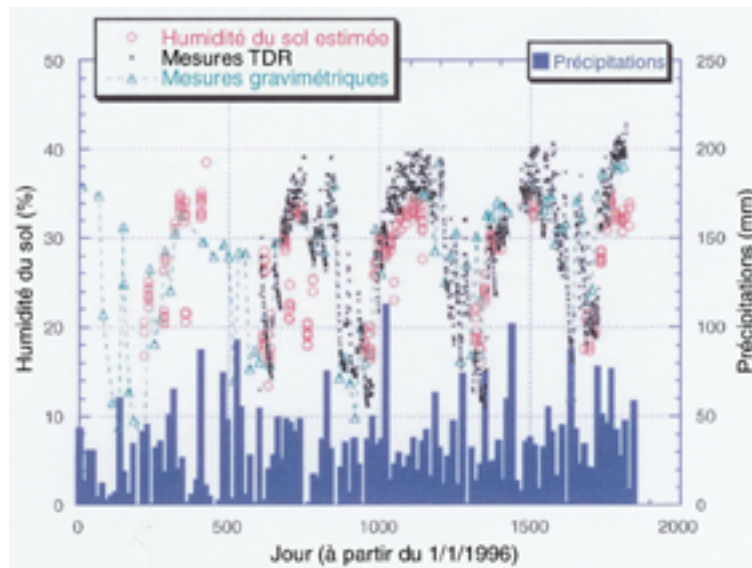


Figure II.11 – Évolution temporelle de l'humidité du sol pour le bassin versant du Grand Morin (d'après Zribi *et al.*, 2003)

II.5 Synthèse

Les études menées à l'échelle globale sur les surfaces continentales par Frison et Mougin (1996a, 1996b), Abdel-Messeh et Quegan (2000) et Prigent *et al.* (2001a, 2001b) à partir des observations des diffusiomètres ERS sont des analyses principalement qualitatives en terme de paramètres de surface. Elles ont montré le potentiel des diffusiomètres spatiaux pour le suivi des régions où les variations saisonnières sont marquées, comme les zones boréales et semi-arides.

Wagner *et al.* (1999a, 1999b, 1999c, 2000, 2003) ont établi des cartes d'humidité du sol à l'échelle globale suivant une approche empirique. La même méthode d'estimation de l'humidité (valable pour un sol non gelé et en l'absence de neige) est appliquée en tout point du globe, ce qui constitue l'une de ses principales limitations. Elle repose notamment sur des hypothèses fortes : l'influence de la végétation est considérée négligeable et la saturation en eau du sol ainsi que sa sécheresse totale à l'échelle d'une cellule de résolution WSC sont supposées atteintes au moins une fois sur la période d'étude. Ces hypothèses ne sont pas toujours vérifiées, notamment sur les zones pastorales sahéliennes, pour lesquelles la contribution de la végétation est significative et où l'humidité du sol atteint rarement sa valeur maximale, correspondant à la capacité au champ (Frison *et al.*, 1998, Jarlan *et al.*, 2002a). Dans les zones boréales en revanche, l'hypothèse de sols totalement asséchés apparaît peu réaliste.

Les autres études concernent trois régions géographiques : l'Afrique de l'Ouest, les zones boréales et les zones tempérées. Les particularités de ces régions induisent des approches différentes pour l'estimation des types de paramètres les caractérisant.

Sur les régions boréales, les données des diffusiomètres ERS, NSCAT et SeaWinds permettent d'accéder à une variable clé des écosystèmes boréaux : la date de début du dégel printanier. L'extension spatiale du dégel est cartographiée à l'aide d'algorithmes de détection de changements par Wismann *et al.* (1996, 2000), Frohling *et al.* (1999) et Kimball *et al.* (2001, 2004a, 2004b). La modélisation du signal est utilisée aux mêmes fins par Pulliainen *et al.* (1998) et Grippa et Woodhouse (2002b). Leurs études conduisent cependant à des estimations grossières de la réponse de l'eau et montrent que les données WSC ne sont pas adaptées au suivi de zones hétérogènes à l'échelle de la cellule de résolution, lorsque ces

dernières sont composées de surfaces dont les réponses sont très différentes, comme l'eau et les forêts.

En région tempérée, l'étude de Zribi *et al.* (2003) vise à estimer l'humidité de surface à partir des données WSC sur le bassin hydrographique de la Seine, au nord de la France. Afin de prendre en compte l'hétérogénéité d'une cellule de résolution du diffusiomètre, les données WSC et RSO d'ERS sont utilisées conjointement. La contribution des forêts est estimée à l'aide de données RSO et l'humidité de surface à partir des données WSC et d'un modèle de sol pour les périodes où l'influence de la végétation dans les champs est minimale.

Les différentes études réalisées sur l'Afrique de l'Ouest visent à estimer, à partir des données des diffusiomètres ERS, les paramètres de surfaces tels que la végétation et l'humidité du sol. L'estimation de ces deux paramètres par des mesures *in situ* est difficile à réaliser à l'échelle d'une cellule de résolution du diffusiomètre. Ceci constitue la principale limitation des études entreprises, puisque l'interprétation du signal nécessite une description de la scène étudiée. De plus, ces mesures *in situ* restent la seule source de validation possible des résultats d'estimation de ces paramètres à partir des mesures du diffusiomètre.

En l'absence de mesures *in situ*, Woodhouse et Hoekman (2000a) font dans un premier temps l'hypothèse d'une végétation toujours à saturation, quel que soit le type de paysage observé, hypothèse qui n'est pas justifiée en région sahélienne. Dans un deuxième temps, Grippa et Woodhouse (2002b) utilisent le modèle semi-empirique du nuage d'eau (annexe C) pour simuler la réponse de la végétation, dans une approche similaire à celle employée par Magagi et Kerr (1997, 2001). Pour ces quatre études, les mesures de terrain disponibles sont issues de la base de données HAPEX-Sahel (Kerr *et al.*, 1995) et sont le résultat de campagnes de mesures (masse végétale, rugosité, humidité du sol) menées pendant la saison de croissance 1992 sur des sites ponctuels, elles ne sont en général pas représentatives d'une cellule de résolution du diffusiomètre. En outre, les auteurs caractérisent le couvert végétal à l'aide de son épaisseur optique τ et de son albédo ω . Ces paramètres n'étant pas directement mesurables sur le terrain, se pose alors le problème de la validation des résultats obtenus.

En revanche, l'approche utilisée dans cette thèse s'appuie sur une collaboration étroite avec des spécialistes des écosystèmes sahéliens ayant une connaissance approfondie de la zone d'étude. Les mesures de masse herbacée effectuées sur plusieurs années restent ponctuelles, cependant le procédé utilisé permet une extrapolation à l'échelle de la zone d'étude, d'une

Chapitre II – Les diffusiomètres spatiaux pour le suivi des surfaces continentales
superficie de 500 km². Il en résulte une description réaliste de la végétation à l'échelle d'une cellule de résolution du diffusiomètre, ainsi qu'une validation des résultats concernant l'estimation de la production de masse herbacée. Cependant, les valeurs d'humidité du sol sont déduites de simulations faites à partir de données enregistrées par des stations météorologiques ponctuelles, et ne sont à ce titre qu'indicatives.

La méthodologie, développée par Frison *et al.* (1998, 2000) et Jarlan *et al.* (2002a, 2002b, 2003), est décrite au paragraphe IV.1. Le signal WSC est simulé à l'aide d'un modèle physique de rétrodiffusion du couvert prenant en compte la géométrie des diffuseurs. Les évolutions temporelles des paramètres d'entrée du modèle (masse végétale, humidité du sol) sont simulées à partir des mesures faites sur le terrain (production de masse herbacée, données météorologiques). Les estimations de masse herbacée obtenues par inversion peuvent ainsi être validées et spatialisées à condition de disposer de données permettant de mieux contraindre les distributions spatiales et temporelles d'humidité du sol. Des résultats quantitatifs, obtenus en utilisant des champs de pluies issus de données METEOSAT, ont conduit à l'établissement de cartes de production de masse herbacée à l'échelle de la région d'étude. Ces résultats ont été obtenus en zone sahélienne pastorale, c'est-à-dire pour des couverts relativement homogènes.

L'objectif de cette thèse est d'étendre ces études à d'autres conditions agro-climatiques, représentatives des paysages rencontrés au sud Sahel. Pour cela, la région agro-pastorale du Fakara a été sélectionnée. Elle est située au sud-ouest du Niger et est bien documentée grâce aux travaux réalisés par des écologues et des agronomes sur le terrain depuis une vingtaine d'années. Ses caractéristiques sont décrites dans le chapitre III et les résultats obtenus dans le chapitre IV.

**CHAPITRE III –
UNE REGION SAHELIENNE AGROPASTORALE :
LE FAKARA**

III.1 Climat

Le Sahel (figure III.1) occupe une bande de 400 à 600 km de large qui traverse le continent africain d'ouest en est sur près de 6000 km. Il est bordé au nord par le Sahara et au sud par la zone soudanienne, les transitions avec ces zones étant graduelles. Les isohyètes sont orientées est-ouest, avec un gradient latitudinal d'environ 1 mm par kilomètre. Le Sahel est habituellement subdivisé en trois zones éco-climatiques : la zone saharo-sahélienne, entre les isohyètes 100 et 200 mm, zone de transition avec le Sahara ; la zone sahélienne, entre les isohyètes 200 et 400 mm ; et la zone soudano-sahélienne, entre les isohyètes 400 et 600 mm, zone de transition avec les savanes soudanaises (Le Houérou, 1989). Ces subdivisions, comme les frontières nord et sud de la bande sahélienne, sont principalement déterminées par la composition floristique et l'arrangement spatial de la végétation, ces deux attributs étant plus stables d'une année sur l'autre que la pluviosité.

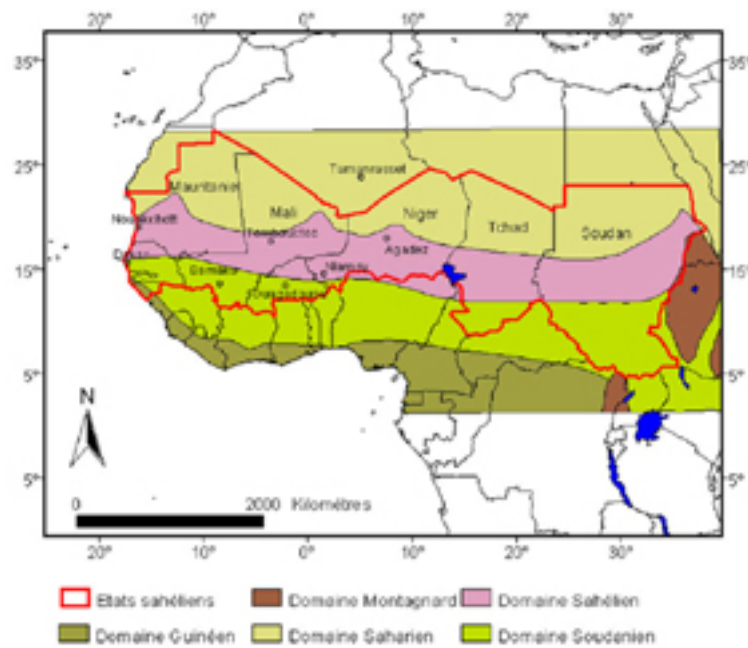


Figure III.1 – Les grands domaines climatiques et biogéographiques de l’Afrique de l’ouest (d’après Aubreville, 1949)

Le climat sahélien est un climat tropical aride à tropical semi-aride. Il est caractérisé par une distribution des pluies strictement monomodale, centrée en août, avec une saison des pluies durant de deux mois au nord à quatre à cinq mois au sud. Les pluies tombent en été, lorsque les jours sont longs, les températures élevées et l'évapotranspiration potentielle forte.

La saison des pluies est due au déplacement vers le nord de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) pendant l'été boréal. La ZCIT, zone de basse pression située à l'équateur thermique, est le lieu où l'énergie reçue par l'atmosphère est maximale : elle concentre la vapeur d'eau et libère la chaleur latente par ascendance et condensation (Fontaine et Janicot, 1999). Le mouvement saisonnier de la ZCIT suit l'oscillation apparente du soleil de part et d'autre de l'équateur géographique. La rencontre de l'air maritime humide, amené du golfe de Guinée par les alizés de mousson, et de la masse d'air sec continental donne lieu à des orages. Ces derniers sont souvent organisés suivant des lignes de grain, balayant la zone d'est en ouest, cependant les orages locaux dus à la convection sont aussi fréquents. Par conséquent, la régularité de la saisonnalité des pluies contraste avec l'irrégularité de la distribution spatiale et temporelle des événements pluvieux, avec un coefficient de variation interannuel compris entre 20% au sud et 45% au nord (Le Barbé et Lebel, 1997). Le reste de l'année, le climat est aride, l'alizé continental (Harmattan) amenant l'air chaud et sec du Sahara du nord-est vers le sud-ouest.

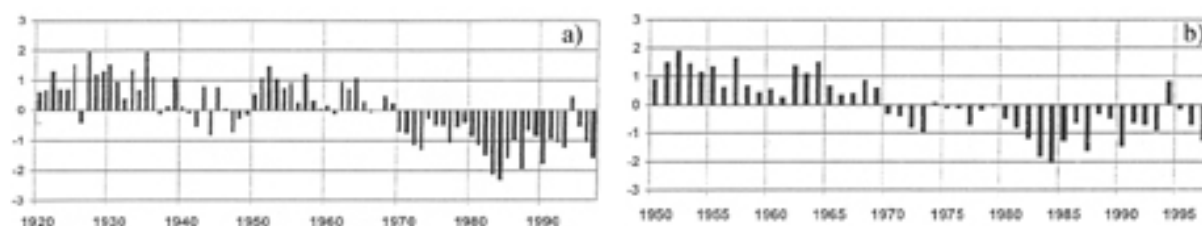


Figure III.2 – Évolution temporelle de l'indice normalisé de pluviosité a) entre 1921 et 1994 pour le Sahel et b) entre 1950 et 1997 pour le sud du Niger (latitudes inférieures à 15°N). L'indice normalisé de pluviosité pour une station est donné par : $P^* = (P - m) / e$, où P est la pluviométrie annuelle mesurée à cette station, m sa moyenne à long terme et e son écart type (d'après Le Barbé *et al.*, 2002).

La variabilité temporelle de la pluviosité s'observe aussi à plus long terme, avec des phases humides pendant les années 50 et sèches pendant les années 70 et 80, avec notamment les grandes sécheresses de 1972-74 et 1983-85 (figure III.2). Le Barbé et Lebel (1997) ont étudié la distribution des pluies sur une région de 5° en longitude par 4° en latitude, centrée sur le degré carré de Niamey, pour la période 1950-1990. En comparant la phase humide 1950-1970 et la phase sèche 1970-1990, ils montrent que cette dernière est associée à une baisse du nombre d'événements pluvieux plutôt qu'à une baisse de leur intensité, la baisse étant plus prononcée en juillet et août et la durée de la saison des pluies restant sensiblement la même. Fontaine et Janicot (1999) soulignent l'importance des conditions de surfaces du printemps

boréal dans la mise en place de la saison des pluies, typiquement les températures de surfaces sur l'Atlantique sud et équatorial, ainsi que les températures et les gradients méridiens d'humidité de surface sur l'Afrique de l'ouest. Les auteurs observent par exemple une correspondance entre la phase sèche 1970-1994 et la persistance d'un gradient nord-sud d'anomalies thermiques dans l'Atlantique sur cette même période.

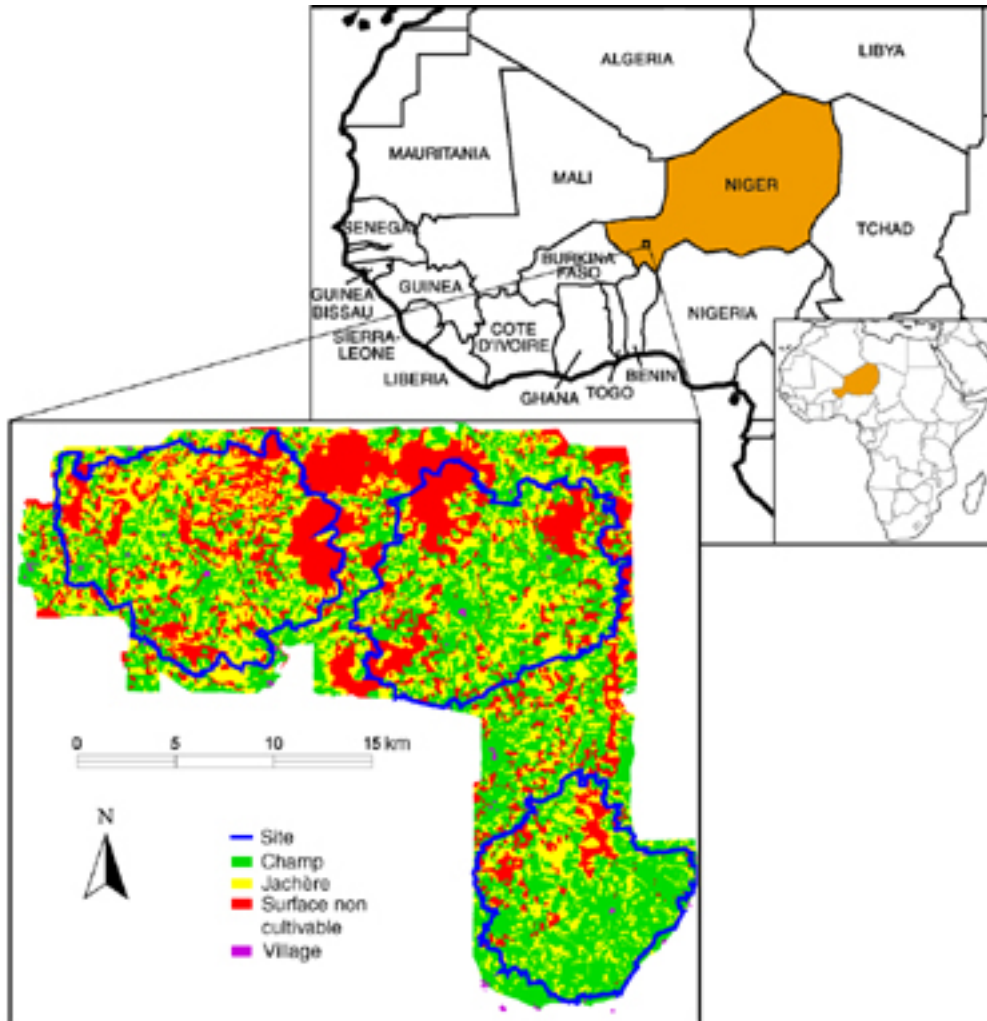


Figure III.3 – Localisation et carte d'occupation des sols de la région d'étude, dressée par l'ILRI-ICRISAT en 1994

La région du Fakara est située dans la partie sud-ouest du Niger. Elle couvre environ 6000 km² entre la vallée du fleuve Niger, à l'ouest, et la vallée du Dallol Bosso (un affluent fossile du Niger), à l'est. La zone d'étude couvre 500 km² entre les latitudes 13.6°N et 13.3°N et les longitudes 2.5°E et 2.9°E (figure III.3). Elle fait partie du degré carré de Niamey (13-14°N, 2-3°E), lieu de la campagne d'étude HAPEX-Sahel en 1992 (Goutorbe *et al.*, 1997). Cette zone est relativement homogène du point de vue de la géomorphologie, de la

végétation et du climat, et peut être considérée comme représentative d'une grande bande zonale du Sahel (Djaby, 2000).

La pluviosité annuelle moyenne sur le Fakara est de 560 mm pour la période 1905-1989, et de 495 mm pour la période 1968-1989 (Lebel *et al.*, 1997). L'évapotranspiration potentielle est d'environ 2000 mm, la moyenne des températures minimales de 22°C, celle des températures maximales de 34°C (Prince *et al.*, 1995). Les mois les plus chauds sont avril et mai, la température pouvant y dépasser les 45°C.

III.2 Contexte socio-économique

La zone d'étude comprend dix villages et leurs terroirs – le terme de terroir correspondant à l'espace géré par les habitants d'un village – ainsi que des campements d'agro-éleveurs qui leur sont associés. En 1998, environ 6000 personnes vivaient dans la zone d'étude (Hiernaux et Ayantunde, 2004), en majorité des Djerma et des Peuls. La culture agricole djerma et la culture pastorale peule cohabitent, les deux ayant évolué conjointement vers un système d'agro-élevage sédentaire.



Figure III.4 – Couloir de passage du bétail (*gourtol*) et zébu et chèvres (octobre 2001)

L'accroissement de la population, régulier depuis les années 50, a conduit à une extension rapide des surfaces cultivées et à la diminution des pâturages. Les champs empiètent parfois sur les couloirs de passage du bétail (figure III.4) et les abords des points d'eau, causant des conflits entre agriculteurs et éleveurs (Schlecht *et al.*, 2001). L'élevage est extensif et caractérisé par la pratique de la transhumance du bétail vers le nord Sahel au cours de la saison des pluies afin d'optimiser l'offre fourragère aux animaux.

III.3 Topographie et pédologie

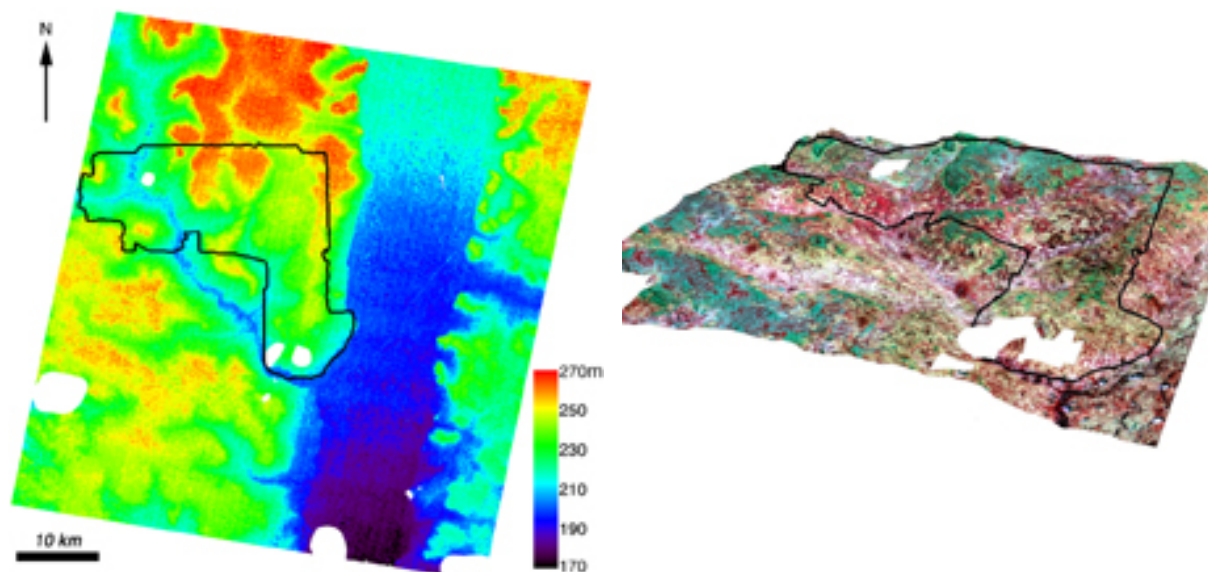


Figure III.5 – A gauche, modèle numérique de terrain calculé à partir d’images ASTER (résolution planimétrique : 30 m, résolution altimétrique : 10 m). Les données manquantes sont en blanc, les contours de la zone d’étude en noir. A droite, vue 3D du MNT (facteur d’exagération verticale égal à 40), sur lequel est plaquée une composition colorée SPOT 4 HRVIR du 28 septembre 2002. Les contours de la zone d’étude sont tracés en noir.

Les paysages sahéliens montrent généralement un relief peu marqué pour des altitudes inférieures à 600 m, avec une dominante de sols sablonneux d’origine éolienne. Sur la région d’étude, le dénivelé maximum est de 100 m (figure III.5). La toposéquence typique comprend un plateau latéritique souvent gravillonnaire, parfois ensablé, de pente inférieure à 6 ‰ (Djaby, 2000) et qui génère néanmoins un fort ruissellement ; l’étendue du plateau est limitée par un talus périphérique, de pente forte (de l’ordre de 35%) ; la jupe sableuse (placage sableux d’origine éolienne), située en contrebas du talus, et creusée de ravines dues à l’écoulement des eaux du plateau vers les vallées et dépressions fermées ; une vallée ensablée couverte de cultures et de jachères ; enfin un bas fond pouvant être occupé en saison des pluies par des mares temporaires (figure III.6). Le système est globalement endoréique.

La texture moyenne des sols comporte 86% de sables et 6% d’argiles (Hiernaux, 2000). Ce sont des sols acides, peu fertiles, à faible capacité au champ (atteinte pour une humidité volumique du sol de 10%) et sensibles à l’encroûtement. La fréquence des précipitations à haute intensité explique l’importance du ruissellement, même sur des sols sableux et à faible pente (d’Herbès et Valentin, 1997).

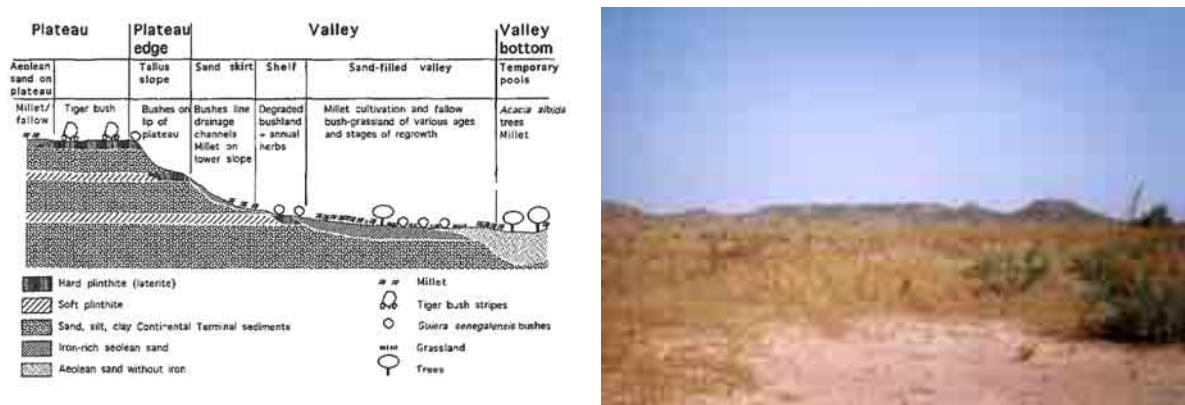


Figure III.6 – A gauche, coupe schématique d’une toposéquence typique de la région d’étude (d’après Prince *et al.*, 1995). A droite, jachère au premier plan et plateau à l’arrière plan (octobre 2001).

III.4 Principales formations végétales

La zone d’étude est une mosaïque de champs, de jachères et de brousse tigrée (cf. figure III.3). Le système d’alternance culture/jachère conduit à une forte variabilité interannuelle de l’occupation des sols. La proportion de surfaces cultivées augmente faiblement d’une année sur l’autre (environ 3 % par an).

III.4.1 Les cultures

L’agriculture est essentiellement une agriculture pluviale de subsistance. Elle est caractérisée par un faible développement des techniques (utilisation des brûlis et de la jachère, pas d’engrais chimiques ou de pesticides) et une stagnation des rendements (Djaby, 2000). Une minorité de sols, en général de texture plus fine que les sols sableux, peuvent faire l’objet de labour. La traction animale est peu ou pas utilisée (Williams, 1997). Par conséquent, le temps nécessaire pour le sarclage est souvent le facteur limitant des superficies mises en culture par chaque ménage (Hiernaux et Ayantunde, 2004).



Figure III.7 – Champs de mil (octobre 2001)

Le mil (*Pennisetum glaucum*, figure III.7) est la culture principale, il est cultivé seul ou en association avec d'autres cultures (niébé, arachide, oseille de Guinée,...). C'est une céréale particulièrement adaptée aux zones arides car elle est la seule (avec le sorgho) à prospérer entre les isohyètes 200 et 300 mm, pouvant supporter une sécheresse de deux à trois semaines pendant la montaison (Bégué, 1991). Une ou plusieurs tiges se développent pendant le tallage, elles peuvent atteindre 1.5 à 3 m à leur maximum de développement. Les feuilles mesurent de 60 à 100 cm de long pour 5 à 7 cm de large. Au sommet de chaque tige se développe une panicule cylindrique longue et mince, dont la taille dépend des variétés (de 20 à 100 cm). La densité de plants par mètre carré est généralement inférieure à 1.

Le semis a lieu après la première pluie excédant 10 mm, ou même à sec en cas de démarrage tardif de la saison des pluies. De deux à six semaines plus tard, les champs sont sarclés une première fois. Au début du tallage, un démariage à trois brins par poquet est effectué. Un deuxième sarclage a lieu approximativement un mois après le premier (Bégué, 1991 ; Williams, 1997). Les variétés de mil cultivées sont très sensibles à la photopériode : elles arrivent toutes à maturité à peu près au même moment, vers la fin du mois de septembre (Board on Science and Technology for International Development, 1996), indépendamment des conditions climatiques durant les mois de juillet et août (à condition que ces dernières n'aient quand même pas été trop mauvaises). La récolte a lieu en général en octobre mais peut s'étaler jusqu'en décembre, le mil étant laissé sur pied le plus longtemps possible afin que le contenu en eau des panicules soit minimal, condition nécessaire pour une bonne conservation dans les greniers (figure III.8).

La place des plantes ligneuses dans les champs est limitée : quelques arbres sont présents (densité inférieure à 10 / ha) et la strate buissonnante est rabattue une ou deux fois par an.



Figure III.8 – Greniers (octobre 2001)

III.4.2 Les jachères

Les jachères sont d'anciens champs laissés au repos pendant plusieurs années à cause de l'épuisement des sols (et parfois de la présence de parasites) ou pour des raisons sociales (main d'œuvre, ...). Depuis une dizaine d'années, la mise en culture accélérée des terres a conduit à un raccourcissement de la période de jachère.



Figure III.9 – Jachères (photo de gauche : octobre 2001, photo de droite : septembre 2002)

La végétation dans les jachères est constituée en grande partie d'herbacées annuelles et de plantes ligneuses éparses (figure III.9). En effet, la place des plantes pérennes et des

succulentes est limitée par l'extrême sécheresse de l'air pendant la longue saison sèche, alors que la régularité de la distribution saisonnière des pluies favorise les annuelles dont les graines germent rapidement avec les premières pluies (Hiernaux, 2001). Parmi les espèces herbacées fréquemment rencontrées, citons *Mitracarpus scaber*, *Eragrostis tremula*, *Zornia glochidiata*, *Cenchrus biflorus* et *Ctenium elegans*. La strate ligneuse est dominée par *Guiera senegalensis* (figure III.10). La compétition pour l'eau conduit à un équilibre dynamique entre herbacées annuelles et plantes ligneuses (Hiernaux, 2001).



Figure III.10 – *Guiera senegalensis* (septembre 2002)

La distribution spatiale de la végétation est fortement hétérogène et les importantes variations spatiales et interannuelles de production de masse végétale et de composition floristique sont essentiellement liées à la distribution spatiale des pluies. Malgré cela, la végétation naturelle fait preuve d'une résistance remarquable à la sécheresse, comme l'a montré la spectaculaire régénération des terres de parcours du nord du Sahel (Gourma, est du Mali) après les sécheresses de 1973-74 et 1983-84 (Hiernaux, 1995).

III.4.3 La brousse tigrée

La brousse tigrée est une alternance de fourrés plus ou moins allongés séparés par des plages dénudées, abondante sur les plateaux latéritiques (figure III.11). La redistribution des eaux de

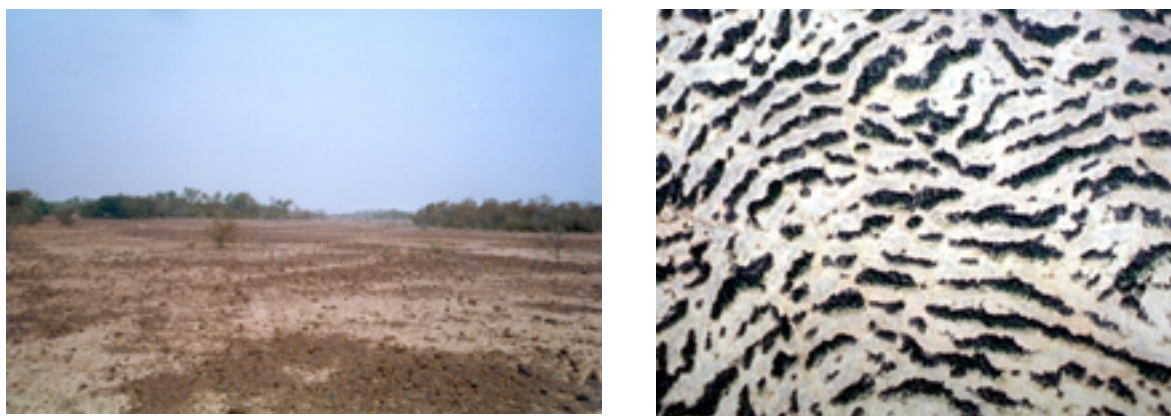


Figure III.11 – Brousse tigrée : vue au sol (à gauche, octobre 2001) et photo aérienne (à droite, 1996)



Figure III.12 – *Combretum micranthum* (septembre 2002)

pluie par ruissellement en nappe permet le développement de fourrés très denses, dans lesquels les herbacées n'ont qu'une place limitée (Hiernaux, 2001). La flore des fourrés est dominée par la famille des combrétacées (Torrekens *et al.*, 1997) : *Combretum micranthum* (figure III.12), *Guiera senegalensis*, *Combretum nigricans*, *Combretum glutinosum* (figure III.13). Les bandes de fourrés reçoivent davantage l'eau sur leur frontière amont. Ceci permet la colonisation du sol nu par la végétation dans cette direction, alors qu'en aval la végétation dépérit (figure III.14) car le flux des eaux de ruissellement (et les nutriments qu'elles transportent) diminue (Tracol, 2004).

La phénologie foliaire des plantes ligneuses sahéliennes est variée : certaines espèces gardent leurs feuilles pendant toute ou une grande partie de la saison sèche, tandis que d'autres les perdent. La saisonnalité de la feuillaison de certaines espèces est décrite par Hiernaux *et al.* (1994).



Figure III.13 – *Combretum glutinosum* (septembre 2002)



Figure III.14 – Brousse tigrée : à gauche, vue de la face amont d'un fourré ; à droite, vue de la face aval (octobre 2001)

III.5 Données terrain

III.5.1 La base de données environnementale de l'ILRI-ICRISAT

Cette base de donnée a été mise en place par l'ILRI dans le cadre d'une étude sur le transfert de fertilité dans les systèmes de production mixtes cultures-élevages. L'objectif était d'obtenir des couvertures géographiques permettant une meilleure compréhension de la dynamique de l'occupation de l'espace sur plusieurs années, d'estimer les flux d'éléments nutritifs à différentes échelles et d'évaluer l'importance de l'élevage dans le maintien ou la dégradation de la fertilité des sols. Les couches d'information géographiques ont été obtenues à partir de données historiques, de photographies aériennes et de mesures de terrain.

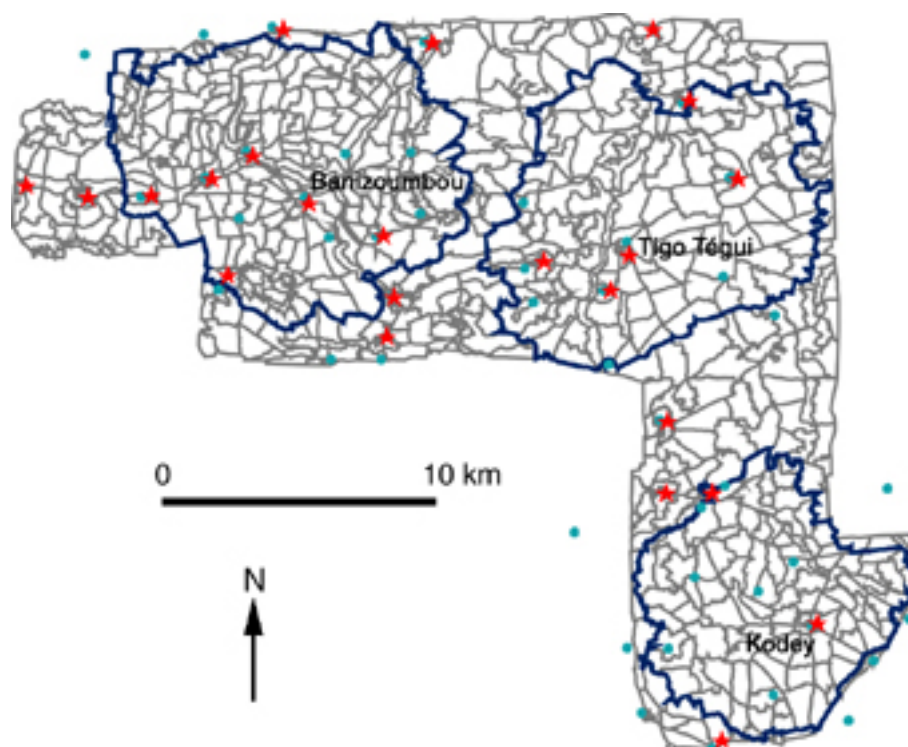


Figure III.15 – Carte des unités géographiques (traits gris), limites des terroirs (traits bleu foncé), localisation des villages (étoiles rouges) et des pluviomètres disponibles en 2000 (points bleu clair), ILRI-ICRISAT

Les terroirs des villages de Banizoumbou, Tigo Tégui et Kodey ont été plus particulièrement étudiés (figure III.15). Les caractéristiques de ces terroirs sont sensiblement les mêmes, seule varie la proportion de terres cultivées : elle est de 35% pour le terroir de Banizoumbou, 45% pour Tigo et 65% pour Kodey. L'évaluation et le suivi des ressources sont effectués sur les

Chapitre III – Une région sahélienne agro-pastorale : le Fakara
unités géographiques (figure III.15) : ce sont des surfaces délimitées à partir d'éléments aisément identifiables sur le terrain (piste, haie, oued), de manière à ce qu'elles présentent une certaine homogénéité dans la géomorphologie et, dans la mesure du possible, l'occupation du sol. Les aires des unités géographiques varient de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares. La proportion de surface occupée par chaque type d'occupation des sols dans une unité est estimée chaque année.

Des cartes d'occupation des sols ont été établies pour 1950, 1975 et la période 1992-1997 par l'ILRI à l'aide de photographies aériennes et de vérifications systématiques sur le terrain (voir la figure III.3 pour l'occupation des sols de 1994, par exemple). Les principales occupations des sols sont les champs, les jachères et les sols non cultivés (parmi lesquels on retrouve les surfaces de brousse tigrée).

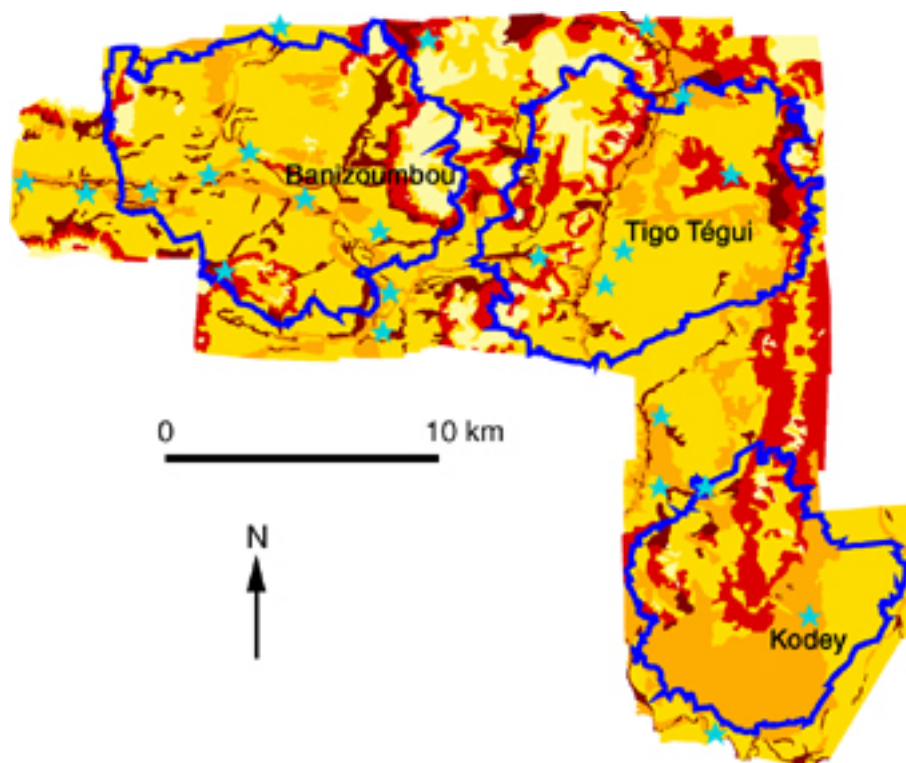


Figure III.16 – Carte d'aptitude des sols à la mise en culture : l'échelle de couleur va du jaune clair (sols les moins fertiles) au marron (sols les plus fertiles). Les limites des terroirs sont tracées en bleu foncé, les villages sont représentés par des étoiles bleu clair (ILRI-ICRISAT).

Une carte des sols a été établie par photo-interprétation, elle donne les types de sols et leur aptitude à la mise en culture (figure III.16). Les autres données disponibles sont le tracé des

pistes, des couloirs de passage du bétail, des haies, des axes d'écoulement, l'emplacement des points d'eau, des villages et des campements.

La distribution des pluies est mesurée à l'aide d'un nombre variable de pluviomètres. En 1992 et 1993, les mesures faites sur les 28 pluviomètres du réseau EPSAT-NIGER (Lebel *et al.*, 1992) situés sur la zone d'étude sont disponibles dans la base de données HAPEX-Sahel (Kerr *et al.*, 1995). De 1994 à 1999, le nombre de pluviomètres disponibles sur la zone varie de 2 à 7. Depuis 2000, un réseau d'une cinquantaine de pluviomètres et une station météorologique automatique (située près du village de Katanga, de coordonnées géographiques 2.82°E-13.54°N) ont été mis en place par l'ICRISAT (figure III.15).

III.5.2 Méthode d'estimation de la production saisonnière de masse végétale

Les ressources naturelles et leur utilisation ont été évaluées régulièrement par l'ILRI de 1994 à 2002. Les évaluations ont été conduites séparément pour les ligneux et les herbacées (y compris les cultures) sur les terroirs de Banizoumbou, Tigo et Kodey. La méthode utilisée permet de tenir compte de la forte micro-hétérogénéité de règne au Sahel (Hiernaux et Justice, 1986). Dans les deux cas, des estimations visuelles ont été systématiquement effectuées par type d'occupation des sols à l'intérieur de chaque unité géographique, et associées à des observations et des mesures sur une cinquantaine de transects représentatifs. Les régressions linéaires calculées pour les mesures et les estimations visuelles de chaque transect permettent de corriger les estimations visuelles faites pour chaque occupation du sol à l'intérieur des unités géographiques.

Les méthodes d'estimation de la production annuelle des ligneux, des herbacées et du mil sont détaillées dans les deux paragraphes suivants.

III.5.2.1 Les ligneux

L'évaluation visuelle du peuplement ligneux par type d'occupation des sols dans les unités géographique a été conduite en 1998. Pour chaque type d'occupation des sols, plusieurs faciès ont été décrits pour deux catégories : les arbres (hauteur supérieure à 4 m) et les buissons (hauteur inférieure à 4 m). Les quantités permettant de décrire un faciès sont la dimension moyenne de la couronne (recouvrement), la densité moyenne de plantes, et la liste des trois espèces dominant la masse totale du peuplement. Lorsque plusieurs faciès cohabitent pour une

occupation des sols d'une unité géographique, la surface relative occupée par chaque faciès est aussi estimée.

En 1996, trente sites ont été sélectionnés en fonction de la topographie, du type d'occupation des sols et des espèces ligneuses dominantes. Pour chaque site, le peuplement des ligneux a été recensé à l'intérieur de quatre parcelles circulaires situées sur un transect de 200 m. Le rayon des parcelles a été choisi de manière à ce que chacune contienne au moins dix individus de la catégorie inventoriée (arbre / buisson). Pour chacun des ligneux rencontrés à l'intérieur d'une parcelle, ont été notés le nom de l'espèce, la hauteur totale, les dimensions de la couronne, le nombre de troncs et la circonférence à la base de chaque tronc. De plus, l'utilisation des parcelles circulaires n'étant pas adaptée aux haies, qui sont des formations linéaires, douze haies ont été échantillonnées par segments de 50 m.

Classe d'occupation de sol	Terroir	Surface du terroir (km ²)	Surface de la classe (km ²)	Masse foliaire (kg MS /ha ⁻¹)	Masse de bois (t MS ha ⁻¹)	Recouvrement (%)
Surfaces non cultivables	Bani	133	18	737	8.1	27
	Tigo	120	10	645	7.1	23
	Kodey	77	18	838	9.2	30
	Fakara	330	15	728	8.0	26
Jachères	Bani	133	36	775	8.0	29
	Tigo	120	35	698	7.2	26
	Kodey	77	26	426	4.4	16
	Fakara	330	33	666	6.9	25
Champs	Bani	133	33	33	0.4	1.1
	Tigo	120	61	83	1.0	2.8
	Kodey	77	38	29	0.4	1.0
	Fakara	330	44	50	0.6	1.7

Tableau III.1 – Recouvrement, densité, masses foliaire et de bois estimés à partir des mesures de terrain effectuées en 1996 et 1998

Les paramètres structuraux (dimension de la couronne, diamètre du tronc, hauteur) permettent d'estimer la masse foliaire et la production de bois sur la base de relations d'allométrie établies par espèces. Les masses foliaire et ligneuse des faciès sur toute la surface sont ensuite estimées grâce aux régressions calculées entre les estimations de couverture de la couronne et les masses foliaire et ligneuse. Les contributions des espèces dominantes à la densité, au recouvrement, à la masse foliaire et à la masse ligneuse sont systématiquement calculées pour chaque site de manière à pondérer les contributions des trois espèces dominantes dans le faciès (Hiernaux et Ayantunde, 2004). Finalement, l'estimation du recouvrement et des masses ligneuse et foliaire par type d'occupation des sols à l'échelle de toute la zone d'étude

est obtenue par pondération par la surface de l'unité géographique, puis des terroirs. Les résultats obtenus sont donnés dans le tableau III.1.



Figure III.17 – Ligne d'échantillonnage dans un champ de mil (septembre 2002)

III.5.2.2 Les herbacées et le mil

La production herbacée est estimée par la valeur maximale de la masse végétale aérienne atteinte au cours de la saison des pluies. La méthode est basée sur la combinaison d'estimations visuelles et d'observations et de mesures conduites sur des transects à la fin de la saison de croissance (figures III.17 et III.18). Pour les terres non cultivées, les estimations visuelles sont réalisées par faciès à l'intérieur de l'unité géographique et la surface relative occupée par chaque faciès est aussi estimée. De la même manière, pour les champs, les faciès des mauvaises herbes sont décrits et leur surface relative estimée. De plus, les champs sont stratifiés en quatre catégories basées sur l'utilisation ou non de fumure, et la densité et la hauteur des pieds de mil (basse, moyenne, haute). Pour chaque faciès d'herbacées ou de mauvaises herbes, sont notées les trois espèces dominantes, la distribution de la masse végétale épiée en neuf classes prédéfinies (de 0 à 4000 kg MS ha⁻¹ par tranches de 125 à 2000 kg MS ha⁻¹ – progression géométrique) et la distribution de la pression de pâture pendant la saison de croissance.



Figure III.18 – Description de la composition floristique et mesures destructives sur la parcelle d'un mètre carré (septembre 2002)

De 1994 à 2002 (sauf 1999), 24 transects situés dans les quatre types de champs cités précédemment et 24 autres situées dans des jachères et surfaces non cultivables ont été échantillonnées. Les observations et les mesures ont été effectuées à la fin de la saison de croissance, suivant des transects de 200 m de long dans les zones non cultivées et de 100 m de long dans les champs. Dans les zones non cultivées, la couche herbacée est stratifiée en quatre classes de densité : sol nu, basse, moyenne et haute densités. La description de la composition floristique inclut la liste exhaustive des espèces observées dans douze parcelles carrées d'un mètre carré. Des mesures destructives de masse végétale épigée sont effectuées pour chacune de ces parcelles, situées aléatoirement le long du transect qui définit le site de mesure. La distribution des parcelles dans les strates a été fixée à trois dans la strate basse, six dans la strate moyenne et trois dans la strate haute. Les surfaces relatives des strates ont été estimées en comptant leur fréquence d'apparition le long du transect afin de pouvoir pondérer le recouvrement et la masse moyens par strate et la contribution des espèces au recouvrement moyen.

De la même manière, les mauvaises herbes dans les champs ont été échantillonnées à l'aide de dix parcelles de 1 m², placées tous les 10 m sur un transect de 100 m de long. Du fait de la relative homogénéité des mauvaises herbes, aucune stratification n'a été effectuée. La masse des tiges, feuilles et grains de mil est estimée en déterminant la densité de plants pour le site considéré et en échantillonnant dix pieds (le plus proche du transect tous les 10 m).

Des estimations visuelles ont systématiquement été menées pour chacun des 48 transects. Le calcul des régressions entre masses mesurées et estimées permet de corriger les estimations visuelles de masse végétale épigée par faciès sur le reste des terroirs. Les contributions des trois espèces dominantes au recouvrement sont calculées afin de pondérer la contribution des espèces à la masse végétale épigée dans le faciès et à l'échelle du paysage (Hiernaux et Justice, 1986 ; Hiernaux et Ayantunde, 2004).

Finalement, comme pour les ligneux, l'estimation de la production herbacée par type d'occupation des sols à l'échelle de toute la zone d'étude est obtenue par pondération par la surface de l'unité géographique, puis des terroirs. Les résultats obtenus sont donnés dans le tableau III.2.

Année	Surface totale (km ²)	Nombre de pluviomètres	Pluviométrie (mm)	Pourcentage de la surface totale (%)		Production de masse végétale (kg MS ha ⁻¹)		
				Jachères	Champs	dans les jachères	dans les champs	sur l'ensemble de la région d'étude
1994	322	3	611	29.3	45.2	2151	1934	1503
1995	311	3	505	37.0	40.3	1270	2113	1321
1996	307	3	469	33.5	43.8	1599	2375	1575
1997	304	2	500	37.2	43.2	1067	1789	1170
1998	309	7	625	35.7	44.8	793	1776	1078
1999	-	7	562	-	-	-	-	-
2000	291	51	416	36.6	41.3	654	1044	670
2001	294	55	390	31.8	48.3	963	1303	936
2002	294	55	455	33.5	48.3	1429	1799	1348

Tableau III.2 – Production de masse végétale et pluviométrie annuelles (les mesures n'ont pas été effectuées en 1999).

**CHAPITRE IV –
SUIVI DES PARAMETRES DE SURFACE EN
REGION AGRO-PASTORALE SEMI-ARIDE**

Ce chapitre expose les travaux effectués dans le cadre de cette thèse. La première partie en présente le contexte, à travers l'exposé des travaux de Frison *et al.* (1998, 2000) et Jarlan *et al.* (2002a, 2002b, 2003) sur le suivi des paramètres de surface en région sahélienne pastorale. Dans la deuxième partie, le signal observé par les diffusiomètre ERS sur le Fakara est décrit et l'effet de l'hétérogénéité spatiale à l'intérieur d'une cellule de résolution WSC est analysé à l'aide de données RSO ERS. La modélisation de la scène est détaillée dans la troisième partie et les résultats obtenus dans la quatrième partie. Enfin, dans la cinquième partie, l'inversion du modèle est étudiée afin d'estimer les paramètres de surface à partir des données WSC.

IV.1 Introduction

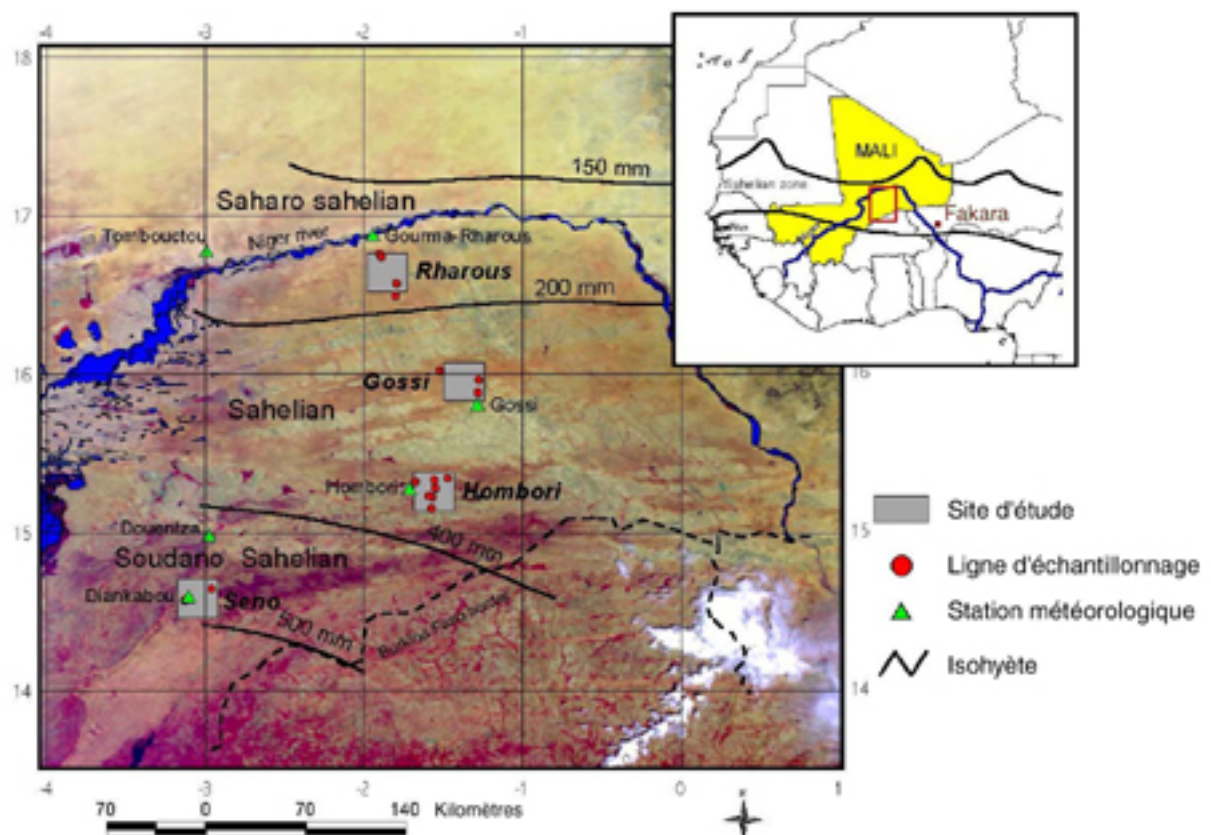


Figure IV.1 – Régions du Gourma et du Seno (Mali) : localisation des quatre sites d'étude et des lignes d'échantillonnage. Composition colorée SPOT 4 VEGETATION du 11 octobre 1999 (d'après Jarlan, 2001).

Cette thèse s’inscrit dans le contexte de travaux débutés en 1994 au CESBIO avec les thèses de Pierre-Louis Frison (1997) et Lionel Jarlan (2001). Ces travaux visent à fournir une interprétation physique des signatures temporelles du coefficient de rétrodiffusion σ^0 observées par les diffusiomètres ERS sur le Sahel, et à étudier le potentiel de ces données pour l’estimation des paramètres de surface.

Leurs travaux ont porté sur les régions du Gourma et du Seno maliens, dont l’occupation du sol est exclusivement pastorale, contrairement aux régions agro-pastorales. Elles sont constituées d’étendues de végétation herbacée naturelle et soumises à une action anthropique plus faible (Tracol, 2004). Quatre sites d’études ont été sélectionnés le long d’un transect nord-sud (figure IV.1), allant de la zone saharo-sahélienne (Rharous) à la zone soudano-sahélienne (Seno), en passant par la zone sahéenne *sensu stricto* (Gossi, Hombori). Leurs caractéristiques sont comparées à celles du site du Fakara dans le tableau IV.1.

Zone Nom	Pastorale				Agro- pastorale Fakara
	Rharous	Gossi	Hombori	Seno	
Coordonnées géographiques	16.5°N 1.5°O	16.0°N 1.4°O	15.3°N 1.5°O	14.6°N 2.9°O	13.5°N 2.7°E
Pluviométrie annuelle moyenne (mm)	150	250	350	450	500
Coefficient de variation de la pluviométrie annuelle (%)	48	47	51	14	16
Production annuelle moyenne de masse herbacée (kg MS ha ⁻¹)	600	700	1300	2300	1200
Coefficient de variation de la production de masse herbacée (%)	100	85	42	29	25
Taux de recouvrement maximal moyen de la végétation annuelle (%)	20	25	35	45	15

Tableau IV.1 – Caractéristiques des sites d’études en régions agro-pastorale et pastorale

Pour les sites pastoraux, la variabilité interannuelle de la production herbacée diminue du nord au sud. De fait, les coefficients de variation² de la production de masse végétale totale et des précipitations, calculés pour le Fakara (respectivement 25% et 16%), sont comparables à ceux calculés pour le site le plus au sud, dans le Seno malien (resp. 29% et 14%, Tracol, 2004). Une hypothèse avancée pour expliquer la plus faible variabilité de la production de

² Le coefficient de variation est le rapport de l’écart type et de la moyenne.

masse végétale au sud est que le facteur limitant ne serait plus la disponibilité en eau, mais plutôt l'azote et/ou le phosphore présents dans le sol (Tracol, 2004).

D'autre part, à niveau de production de masse herbacée équivalent, le taux de recouvrement maximal moyen de la végétation annuelle en région pastorale est nettement supérieur à celui obtenu sur le Fakara (15% contre 35% pour Hombori, pour des productions de masse herbacée respectives de 1200 et 1300 kg MS ha⁻¹). Ce dernier est en effet plus proche de celui obtenu pour le site de Gourma Rharous, le plus au nord (20%), malgré une production de masse végétale annuelle moyenne supérieure d'un facteur 2 (1200 kg MS ha⁻¹ pour le Fakara, 600 kg MS ha⁻¹ pour Rharous). Ceci est lié au fait que la pression anthropique est nettement plus faible sur les sites maliens : elle est essentiellement due à la pression de pâture puisque peu de surfaces sont cultivées (Tracol, 2004). A l'inverse, la forte proportion de surfaces cultivées et les pratiques agricoles (notamment le sarclage) contribuent à limiter le taux de recouvrement de la végétation dans le Fakara.

Une approche théorique est adoptée pour l'interprétation des données WSC, s'appuyant sur des données de terrain adaptées à l'échelle d'observation (mesures de production annuelle de masse végétale, données météorologiques, composition du sol) et sur la modélisation physique de l'interaction entre l'onde électromagnétique et une surface naturelle. Cette approche est détaillée dans la section IV.3 et les résultats obtenus par Frison *et al.* (1998) et Jarlan *et al.* (2002a) sont comparés à ceux obtenus sur le Fakara dans la section IV.4.

Le problème inverse, c'est-à-dire l'estimation des paramètres de surfaces à partir des données WSC, a été étudié par Jarlan *et al.* (2002b) : les auteurs montrent que l'exploration systématique de l'espace des paramètres permet de décrire complètement les sous-domaines des paramètres admissibles ainsi que les non-linéarités du modèle. Il en résulte que les données WSC seules ne fournissent pas assez d'information pour l'inversion des paramètres de surface avec une bonne résolution. En raison des nombreuses mesures de terrain disponibles pour le couvert végétal, l'accent est mis sur l'estimation de la masse herbacée : des données supplémentaires sont donc nécessaires afin de mieux contraindre les distributions temporelle et spatiale de l'humidité du sol, qui est ainsi simulée à partir des estimations de pluie METEOSAT et d'un modèle simple de bilan d'eau dans le sol (Jarlan *et al.*, 2002b).

La non-linéarité du modèle de rétrodiffusion fait que la méthode d'optimisation globale non-linéaire, basée sur des algorithmes de stratégies d'évolution inspirés de la génétique (le mieux

adapté survit), apparaît comme la stratégie d'inversion la plus adaptée (Jarlan *et al.*, 2003). L'algorithme d'inversion est appliqué aux régions du Gourma et du Seno. Des cartes de production de masse herbacée sont ainsi obtenues (figure IV.2), fournissant une information quantitative et spatialisée sur les caractéristiques de la végétation sahélienne à partir des données WSC.

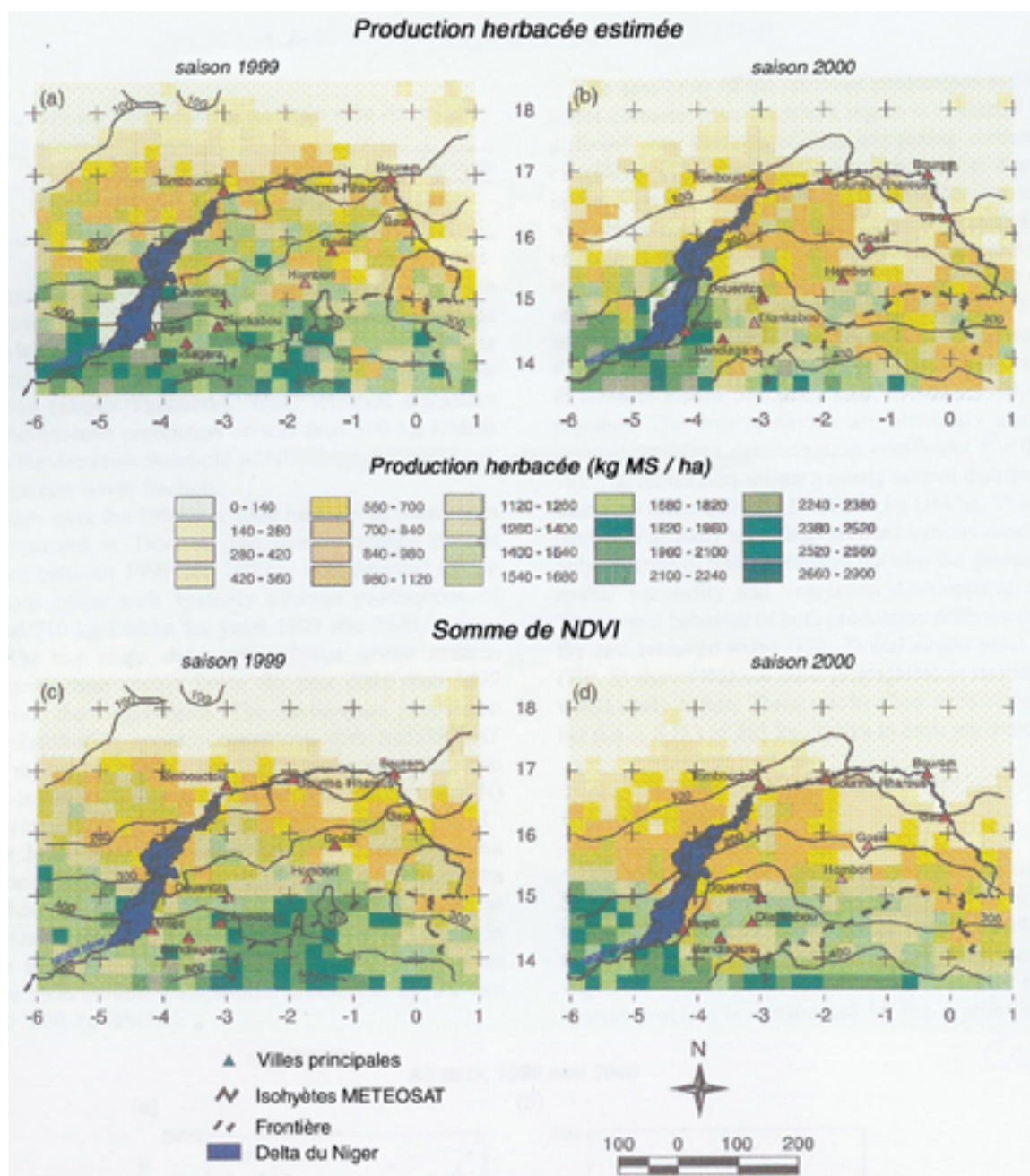


Figure IV.2 – Cartes de production herbacée estimée à partir des données WSC pour les années 1999 (a) et 2000 (b). Les cartes de somme de NDVI (c et d) dérivées des données SPOT 4 VEGETATION (résolution kilométrique) permettent une comparaison qualitative des résultats. Les isohyètes calculées à partir des estimations de pluies METEOSAT sont tracées en noir (d'après Jarlan *et al.*, 2003).

IV.2 Profils temporels de rétrodiffusion

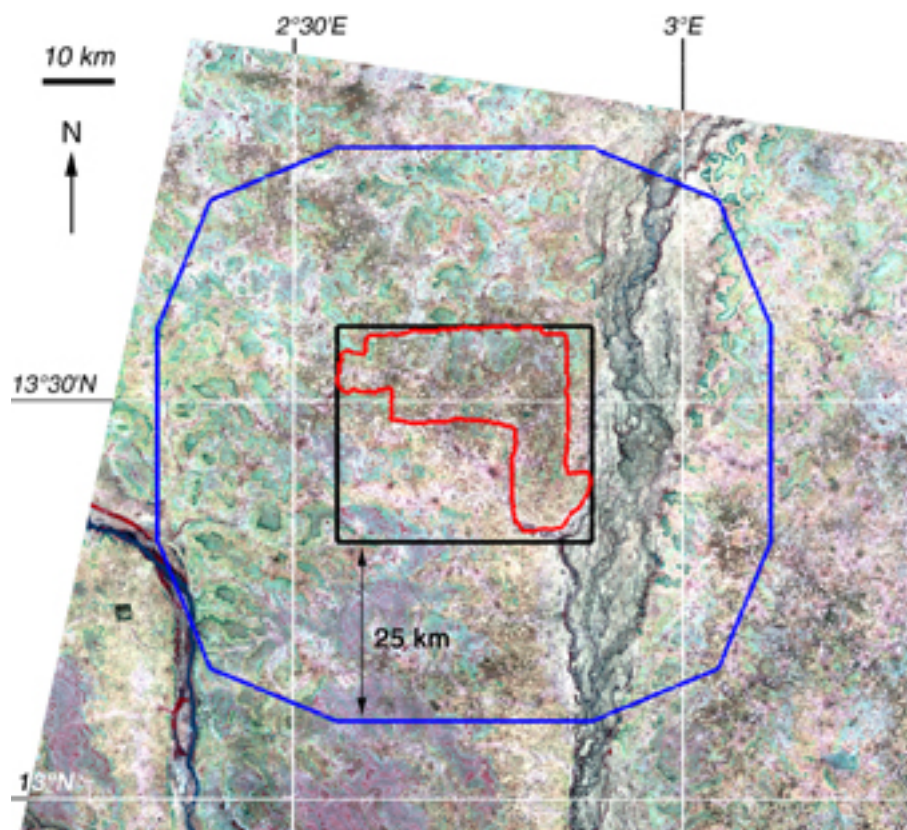


Figure IV.3 – Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ du 9 novembre 1999, où sont représentées la zone d'étude du Fakara (en rouge), la fenêtre d'extraction des données WSC (en noir) et la surface maximale pouvant être couverte par l'ensemble des observations WSC conservées (en bleu). Le Niger est visible dans le quart sud-ouest, ainsi que la vallée fossile du Dallol Bosso (orientée nord-sud) au centre.

IV.2.1 Description des profils temporels

Afin d'obtenir suffisamment de mesures WSC sur le Fakara, celles retenues ont leur centre situé à l'intérieur d'une fenêtre de coordonnées 13.59°N - 13.32°N et 2.56°E - 2.88°E , soit une surface d'environ $30 \times 35 \text{ km}^2$. En assimilant la cellule de résolution WSC à un cercle de 50 km de diamètre, la figure IV.3 montre la surface totale pouvant être couverte par les mesures WSC retenues. Afin de réduire la dispersion liée à l'angle d'incidence, seules les mesures acquises entre 18° et 30° d'incidence d'une part, et 40° et 55° d'incidence d'autre part, sont conservées et ramenées linéairement à respectivement 21° et 45° d'incidence. Ces deux incidences ont été choisies afin de pouvoir comparer les données WSC à celles acquises entre 19° et 26° d'incidence par le RSO d'ERS pour la première (21°), et parce que la

deuxième (45°) est bien adaptée à l'étude de la végétation (Frison *et al.*, 1998). Les données sont synthétisées sur une période de 14 jours afin d'obtenir suffisamment d'acquisitions pour réduire d'éventuels biais.

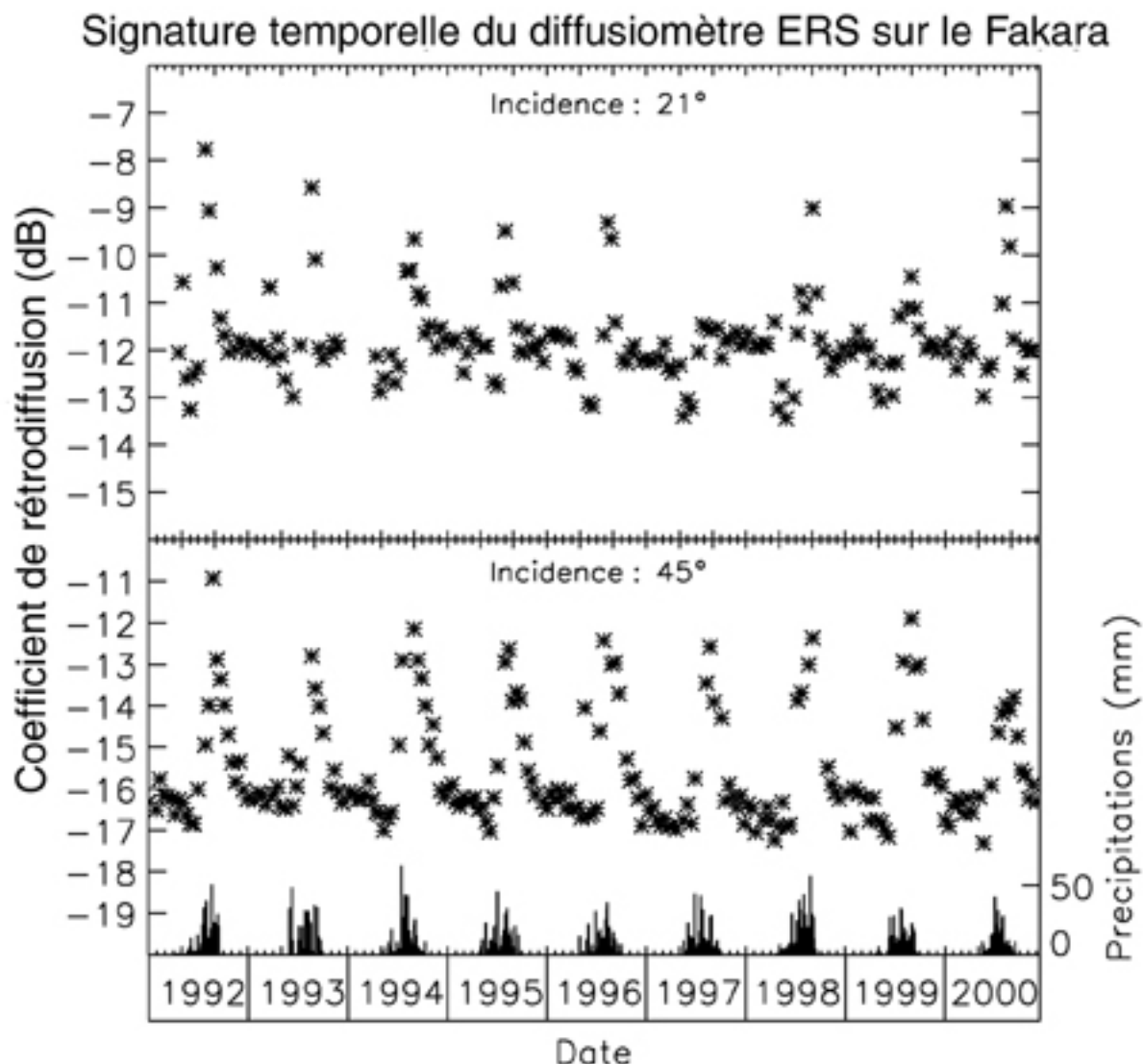


Figure IV.4 – Profils temporels WSC à 21° et 45° d'incidence sur le Fakara

La figure IV.4 montre les profils temporels obtenus à 21° et 45° d'incidence sur la zone d'étude. Pour ces deux incidences, le coefficient de rétrodiffusion reste relativement constant pendant la saison sèche (de novembre à mai) lorsque les sols sont nus et secs, la végétation présente étant alors essentiellement composée de pailles et de ligneux plus ou moins défeuillés. σ^0 augmente au début de la saison des pluies, avec le développement de la végétation herbacée et l'augmentation du contenu en eau de la surface du sol, jusqu'à atteindre un maximum entre août et septembre, aux alentours du pic de masse végétale. Le

coefficient de rétrodiffusion chute ensuite rapidement avec la sénescence de la végétation et l'évaporation de l'humidité du sol. La variabilité spatiale des observations explique en partie la dispersion des mesures, particulièrement en saison sèche.

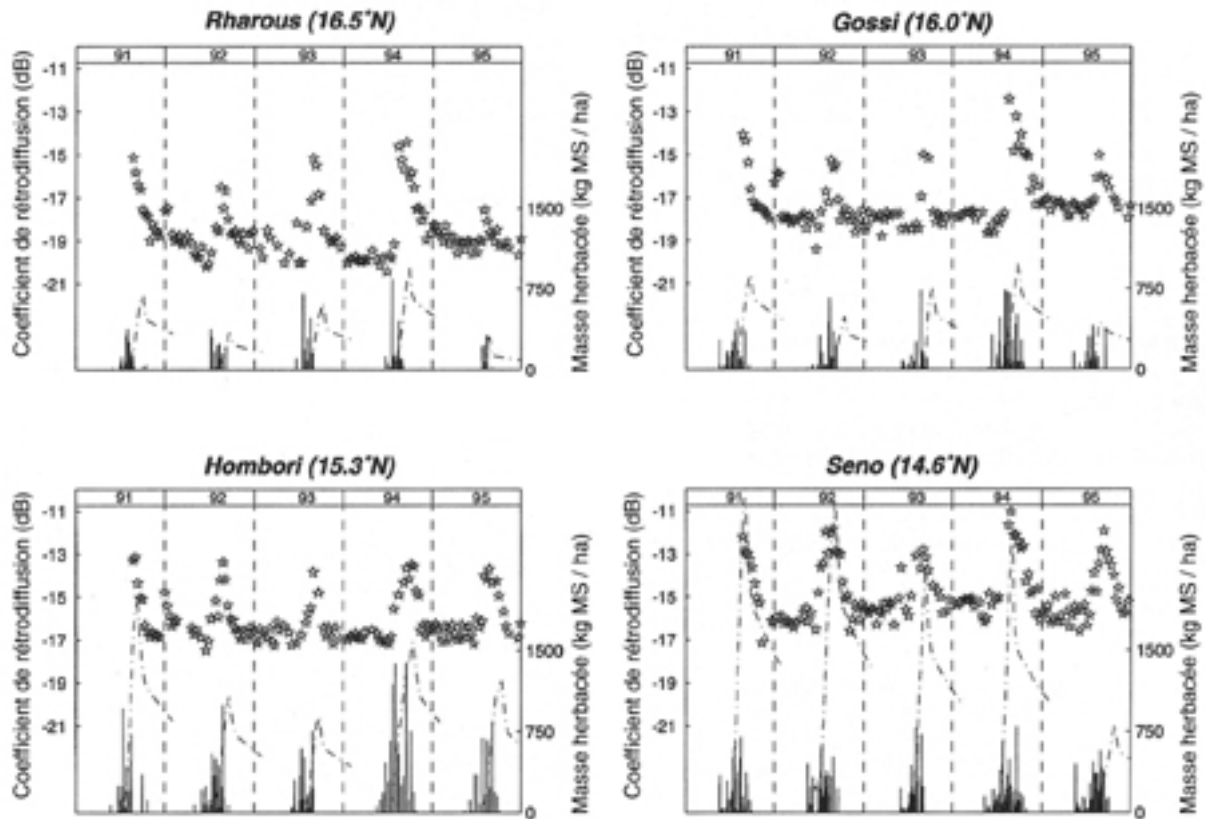


Figure IV.5 – Les étoiles représentent l'évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion à 45° d'incidence pour les quatre sites d'étude. La pluviosité (histogrammes) en mm et la masse herbacée simulée (- - -) en kg MS ha⁻¹ sont aussi représentées (d'après Jarlan *et al.*, 2002a).

La figure IV.5 donne les profils temporels du coefficient de rétrodiffusion WSC à 45° d'incidence pour les quatre sites pastoraux. Le signal montre le même comportement saisonnier que pour le Fakara. Du nord au sud, la dynamique saisonnière augmente (de 3.3 à 3.9 dB), de même que le niveau moyen en saison sèche (de -19.2 à -15.8 dB), alors que la variabilité interannuelle décroît (le coefficient de variation est respectivement de 44%, 29%, 11% et 16% pour Rharous, Gossi, Hombori et Seno), traduisant la plus grande variabilité relative des pluies observée au nord. Le niveau moyen du signal en saison sèche sur le Fakara (-16.5 dB) se situe entre les niveaux moyens observés pour Hombori (-17.5 dB) et Seno (-15.8 dB). Cette augmentation du niveau moyen de rétrodiffusion en saison sèche du nord au sud ne peut être expliquée par la seule augmentation du couvert ligneux (Jarlan *et al.*, 2002a).

Une analyse plus fine des profils obtenus sur le Fakara permet d'observer une chute du coefficient de rétrodiffusion à 21° comme à 45° d'incidence en mai-juin, à l'arrivée des premières pluies. Cette chute est cependant plus marquée à 21° d'incidence, son amplitude pouvant atteindre 1 dB. Ce phénomène est discuté au paragraphe IV.2.2. A 45° d'incidence, les variations interannuelles de l'amplitude du signal sont faibles, l'amplitude annuelle moyenne étant de 4.2 dB et le coefficient de variation de 19% (tableau IV.2). A 21° d'incidence, l'amplitude annuelle moyenne du signal est moins élevée (2.6 dB), mais ses variations interannuelles sont plus marquées, avec un coefficient de variation de 38%. La durée moyenne du cycle annuel est de 115 jours à 21° d'incidence et de 190 jours à 45° d'incidence, pouvant ainsi traduire une plus forte sensibilité de $\sigma^0(45)$ à la végétation. Cependant, le faible nombre d'observations à 21° d'incidence peut introduire un biais empêchant une interprétation plus fine.

Année	Cumul des pluies (mm)	Production de masse herbacée (kg DM ha ⁻¹)	$\sigma^0_{\text{saïson sèche}}$ (dB)		σ^0_{max} (dB)	
			Incidence :		Incidence :	
			21°	45°	21°	45°
1992	434	-	-12.0	-16.5	-7.75	-11.0
1993	461	-	-12.0	-16.35	-8.55	-12.85
1994	611	1503	-12.0	-16.3	-9.6	-12.15
1995	505	1321	-11.9	-16.5	-9.45	-12.65
1996	469	1575	-11.75	-16.5	-9.3	-12.5
1997	500	1170	-12.3	-17.0	-11.4	-12.65
1998	625	1078	-11.75	-17.0	-9.0	-12.35
1999	562	-	-12.0	-16.8	-10.45	-12.0
2000	416	670	-12.0	-16.5	-9.0	-13.8
2001	390	936	-	-	-	-
2002	455	1348	-	-	-	-

Tableau IV.2 – Cumuls des pluies et production de masse herbacée, niveau de saison sèche et niveau maximal du coefficient de rétrodiffusion WSC, mesurés sur le Fakara (- : absence de mesure)

Les amplitudes annuelles de σ^0 observées sur la période 1992-2000 sont peu corrélées avec le cumul annuel des pluies à 45° d'incidence ($r^2 = 0.11$) et à 21° d'incidence ($r^2 = 0.16$), alors que la corrélation est meilleure pour les sites pastoraux ($r^2 = 0.83$ à 45° d'incidence, Jarlan *et al.*, 2002a). De plus, la production annuelle de masse végétale et l'amplitude annuelle du signal à 45° d'incidence sont peu corrélées ($r^2 = 0.33$ sur le Fakara), de même que la production annuelle de masse végétale et le cumul annuel de pluies ($r^2 = 0.17$). En ce qui concerne ce dernier point, Tracol (2004) a montré que, sur les sites sableux du Gourma et du Seno, la part de variance de la production herbacée expliquée par le cumul de précipitations

Chapitre IV – Suivi des paramètres de surface en région agro-pastorale semi-aride est en moyenne de 43% (r^2 varie entre 0.02 et 0.73). Plus de la moitié de la variabilité observée résulte ainsi de la combinaison d'autres paramètres, tels que la distribution des pluies, la pression de pâture, la dominance d'espèces très productives, etc.

L'étude de l'effet de l'hétérogénéité spatiale sur la réponse WSC a été réalisée en utilisant la complémentarité des données WSC et RSO. Elle fait l'objet du paragraphe suivant.

IV.2.2 Approche multi-résolution

Les données RSO utilisées dans cette étude sont des images d'amplitude (Precision Image ou *PRI*, 25 m de résolution) acquises par les satellites ERS-1 et ERS-2 en orbite descendante. La répétitivité du RSO des satellites ERS est de 35 jours (contre 3-4 jours pour le diffusiomètre). Pendant la phase tandem (avril 1995-mars 2000), la configuration d'orbite des deux satellites a rendu possible l'acquisition de données par ERS-2 à une journée d'intervalle avec ERS-1.

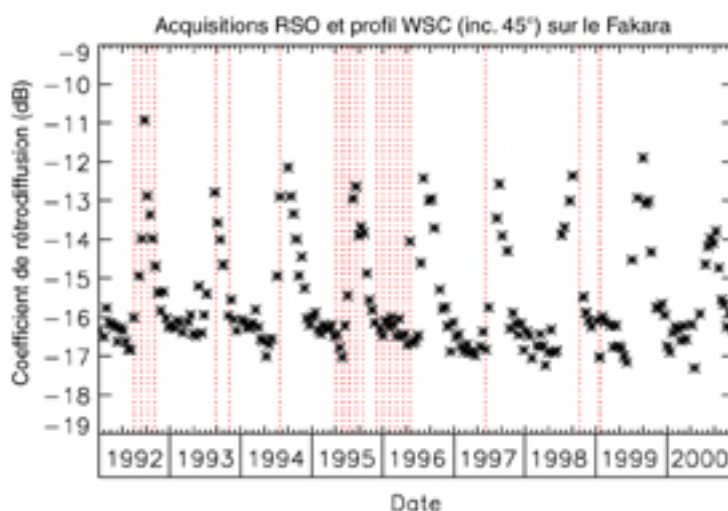


Figure IV.6 – Acquisitions du RSO d'ERS (pointillés rouges) disponibles sur le Fakara pour la période 1992-2000 et profil WSC (*)

La figure IV.6 montre les acquisitions RSO disponibles sur le site d'étude du Fakara. La saison de croissance 1995-1996 est la mieux échantillonnée, avec une à deux acquisitions par mois entre mai 1995 et mai 1996. De plus, la carte d'occupation des sols, dressée par l'ILRI-ICRISAT, est disponible pour cette même année, c'est pourquoi l'étude est focalisée sur cette période. Les dates d'acquisitions utilisées sont données dans le tableau IV.3 et les images sont illustrées dans l'annexe E.

Date d'acquisition	Satellite
10 mai 1995	ERS-1
14 juin 1995	ERS-1
15 juin 1995	ERS-2
19 juillet 1995	ERS-1
20 juillet 1995	ERS-2
23 août 1995	ERS-1
27 septembre 1995	ERS-1
10 janvier 1996	ERS-1

Tableau IV.3 – Détail des données ERS RSO utilisées

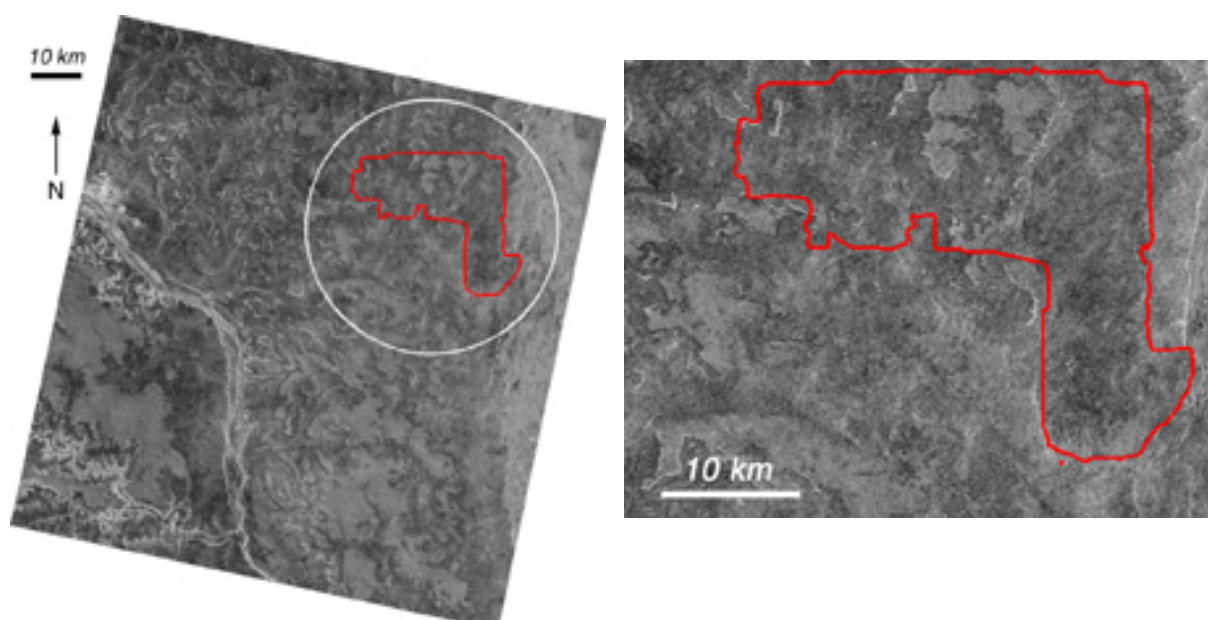


Figure IV.7 – Image RSO du 10 mai 1995. A gauche, l'image entière, avec la zone d'étude en rouge. Le cercle blanc représente une cellule de résolution WSC. On distingue la ville de Niamey à l'ouest, sur la rive du Niger (qui traverse l'image du nord-ouest au sud-est). A droite, une fenêtre extraite sur le site d'étude. Les régions plus claires situées au centre-nord de la zone d'étude sont des plateaux couverts de brousse tigrée.

La figure IV.7 montre l'acquisition datée du 10 mai 1995. La calibration (cf. § I.3.3) a été effectuée à l'aide du logiciel BEST (Basic ENVISAT SAR Toolbox) fourni par l'ESA (BEST, 2004). Les réponses des différentes classes d'occupation des sols pour la région d'étude (champs, jachères, brousse tigrée) sont extraites de chaque image à l'aide de la carte d'occupation des sols (figure IV.8).

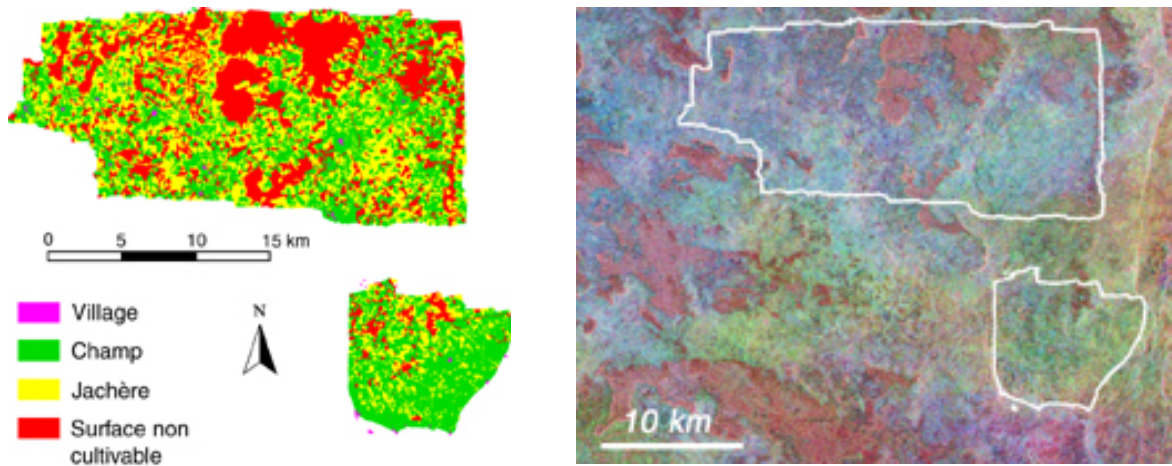


Figure IV.8 – A gauche, carte d’occupation des sols pour 1995. A droite, composition colorée multi-temporelle RSO : images des 10 mai (rouge), 23 août (vert) et 27 septembre (bleu) 1995. En blanc, contour de la carte d’occupation des sols. La classe « surface non cultivable » (constituée essentiellement des zones de brousse tigrée) est aisément reconnaissable sur la composition colorée, où elle apparaît en rouge.

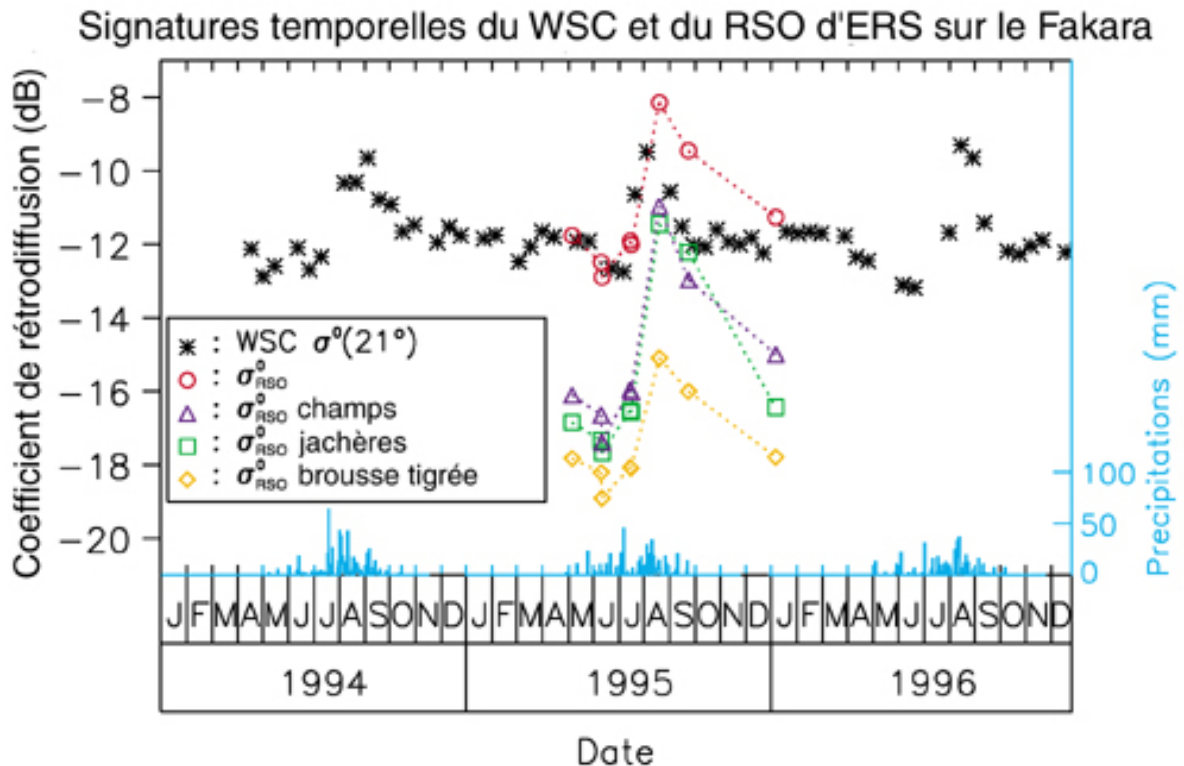


Figure IV.9 – Évolution temporelle des coefficients de rétrodiffusion mesurés par le diffusiomètre à 21° d’incidence, par le RSO sur l’ensemble de la zone (o), et contributions des classes d’occupation des sols dérivées des images RSO

La figure IV.9 présente les données WSC, celles dérivées des images RSO sur l'ensemble de la zone d'étude, ainsi que les différentes contributions des classes d'occupation des sols dérivées des images RSO. La réponse mesurée par le diffusiomètre à 21° d'incidence et la réponse du RSO moyennée sur l'empreinte WSC montrent des comportements similaires. L'amplitude annuelle de la réponse RSO est cependant supérieure de 1 dB à celle de la réponse WSC. Il est à noter qu'un profil identique est obtenu que les pixels de l'image RSO soient extraits sur l'empreinte WSC ou sur l'image RSO entière. En ce qui concerne les classes d'occupation des sols, les réponses des champs et des jachères sont quasiment identiques, les valeurs ainsi que l'amplitude plus faibles de celle de la brousse tigrée sont principalement dues à la surface moindre que celle-ci occupe par rapport aux deux autres classes. De plus, les variations saisonnières sont plus faibles sur la brousse tigrée que sur les champs et les jachères.

La chute de rétrodiffusion WSC évoquée au paragraphe IV.2.1 est aussi mise en évidence sur les données acquises par le RSO, notamment sur les acquisitions des 14 et 15 juin. Une composition colorée des deux dates (figure IV.10) permet de mettre en évidence un brusque changement des conditions de surface entre les deux dates, avec une chute de la rétrodiffusion de 0.7 dB. Les surfaces apparaissant en cyan (centre et partie ouest de l'image) traduisent une réponse plus forte le 15 juin, d'environ 1 à 2 dB plus élevée que la réponse observée le 14 sur ces mêmes surfaces. A l'inverse, les régions en rouge foncé sur la figure ont une réponse plus faible d'environ 1 dB sur l'image du 15 que sur celle du 14. Ces variations de la rétrodiffusion ne sont pas uniformes. Elles ne sont liées ni au type d'occupation du sol, ni à la topographie. Une chute de signal observée pour un sol sec, ne peut *a priori* provenir que d'un changement de rugosité (lié à la chute des premières pluies, ou à des vents forts les précédents). Une autre hypothèse pourrait provenir d'un changement de mécanisme de diffusion, entre une diffusion de volume intervenant sur un sol très sec, et une diffusion de surface après les premières pluies. La présence de pluviomètres sur l'ensemble de la zone aurait permis de préciser certains points avancés, mais les pluviomètres disponibles (cercles blancs sur l'image) ne sont pas situés sur les zones de plus forts changements.

L'analyse plus fine du signal est effectuée à partir d'une étude de modélisation simulant la réponse WSC sur la zone d'étude. Elle est présentée au paragraphe suivant.

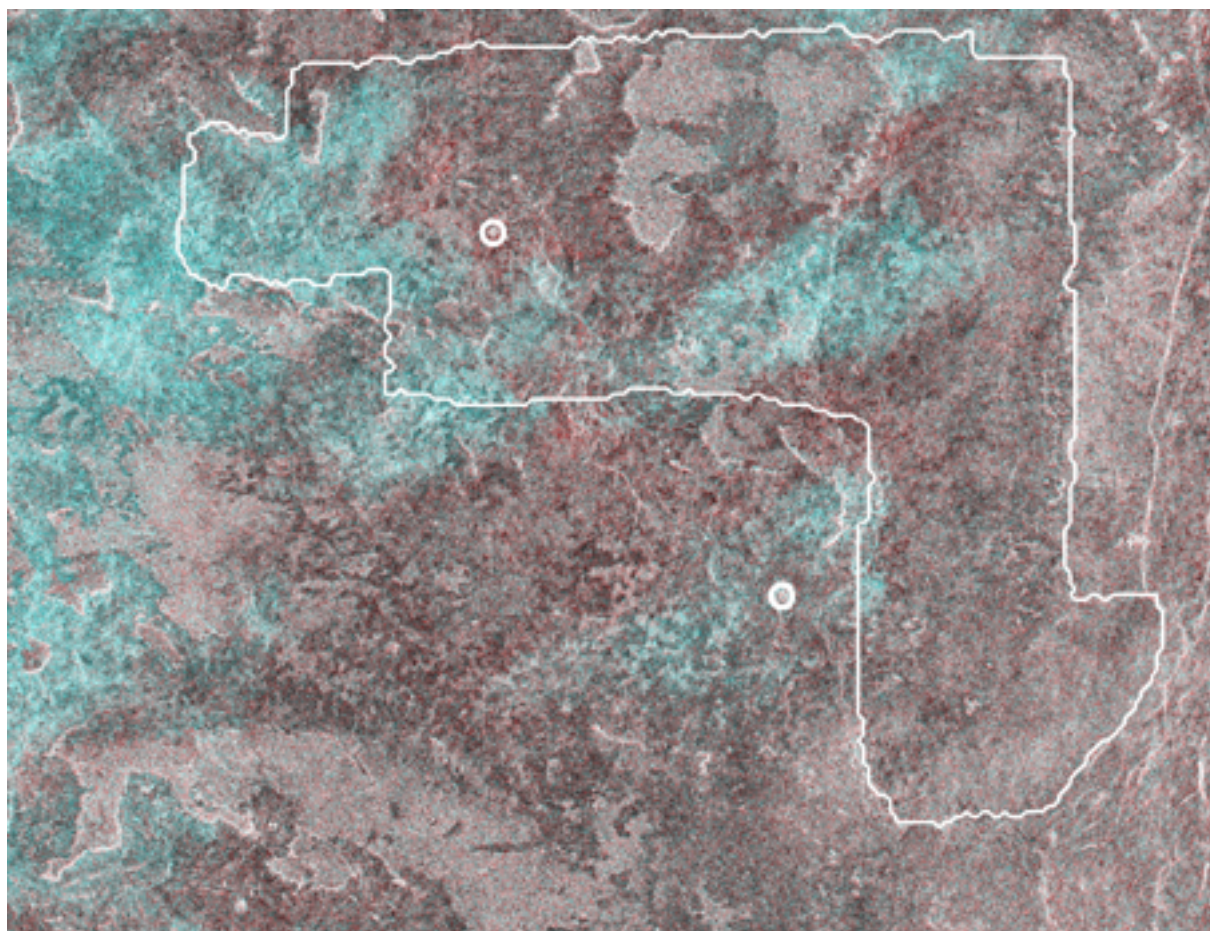


Figure IV.10 – Composition colorée des images RSO ERS des 14 (rouge) et 15 (cyan) juin 1995 et localisation des pluviomètres disponibles (cercles blancs)

IV.3 Modélisation du signal

Les modèles de rétrodiffusion simulent l'interaction de l'onde électromagnétique avec les diffuseurs élémentaires présents sur la scène. Ils permettent une interprétation quantitative des relations entre les paramètres du couvert et du sol et le coefficient de rétrodiffusion, à partir d'une description électromagnétique de la surface étudiée.

La rétrodiffusion totale de la scène observée est exprimée comme la somme incohérente des contributions des principaux types d'occupation des sols :

$$\sigma_{scène}^0 = C_c \sigma_c^0 + C_j \sigma_j^0 + C_b \sigma_b^0 \quad (IV.1)$$

où C_x est le recouvrement et σ_x^0 le coefficient de rétrodiffusion pour la classe d'occupation des sols x , les valeurs possibles de x étant c pour les champs, j pour les jachères et b pour la brousse tigrée. La dispersion spatiale des différentes classes d'occupation des sols n'est pas prise en compte dans la représentation, chaque classe étant considérée comme connexe (figure IV.11).

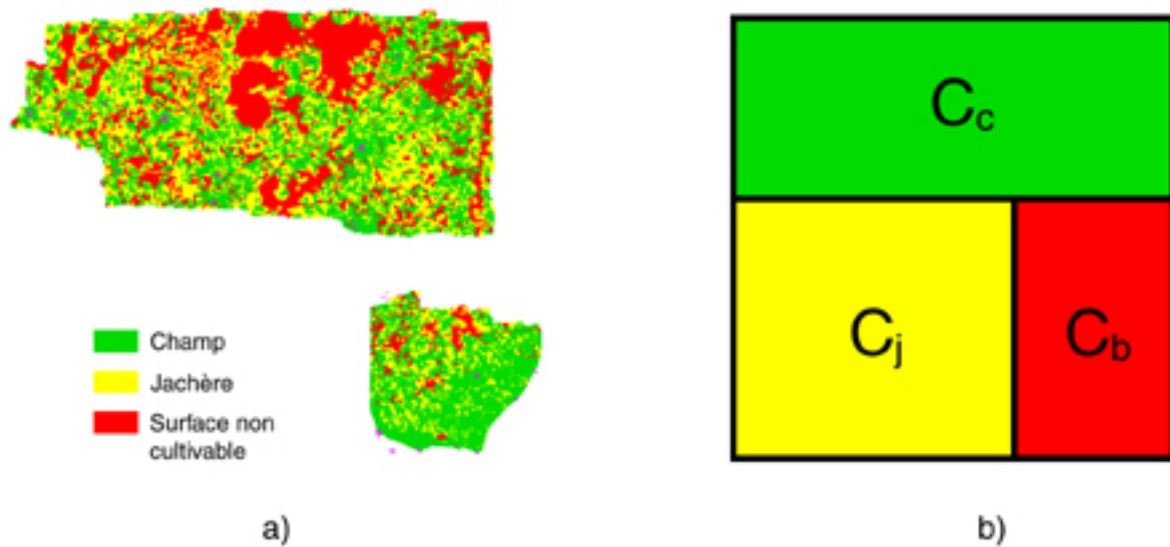


Figure IV.11 – a) Carte d'occupation des sols de 1995 et b) représentation de la scène pour la modélisation

Chaque classe est constituée de végétation herbacée éparsée et/ou d'un couvert ligneux et de sol nu. La réponse d'une classe donnée est la somme incohérente des contributions pondérées par leurs recouvrements respectifs, comme illustré par la figure IV.12.

$$\sigma_c^0 = C_m \sigma_m^0 + (1 - C_m) \sigma_s^0 \quad (\text{IV.2})$$

$$\sigma_j^0 = C_h \sigma_h^0 + C_{a/j} \sigma_{a/j}^0 + (1 - C_h - C_{a/j}) \sigma_s^0 \quad (\text{IV.3})$$

$$\sigma_b^0 = C_{a/b} \sigma_{a/b}^0 + (1 - C_{a/b}) \sigma_s^0 \quad (\text{IV.4})$$

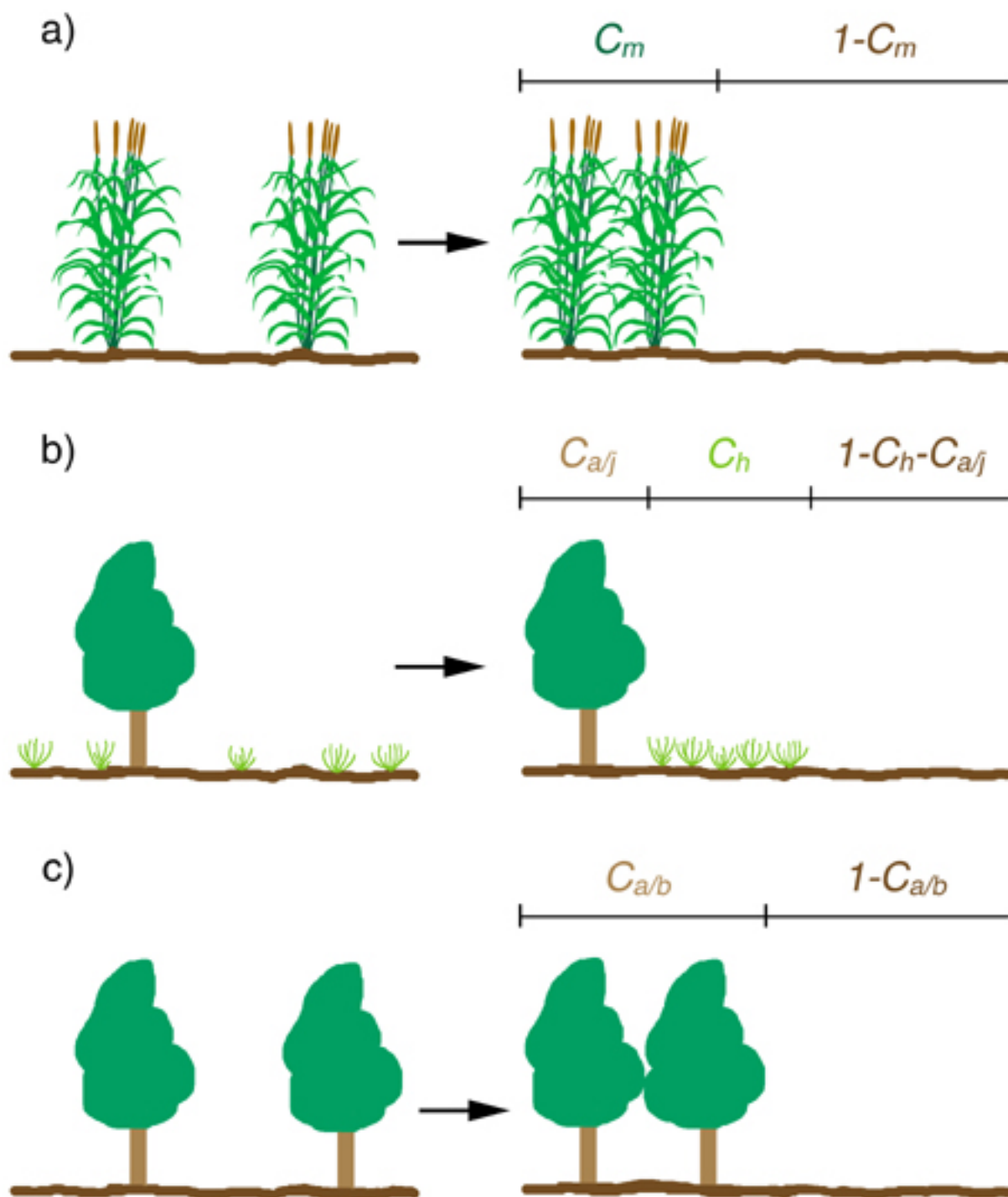


Figure IV.12 – Représentation de la géométrie d’une scène composée de champs (a), de jachères (b) et de brousse tigrée (c), avec les taux de recouvrement correspondants

L’indice m correspond au mil, s au sol nu, h aux herbacées, a/j aux ligneux dans les jachères et a/b aux ligneux dans la brousse tigrée. Étant donné le faible taux de recouvrement des

mauvaises herbes et des ligneux dans les champs (cf. tableau III.1), leur contribution y est négligée. Finalement, la géométrie de la scène modélisée est représentée par la figure IV.13.

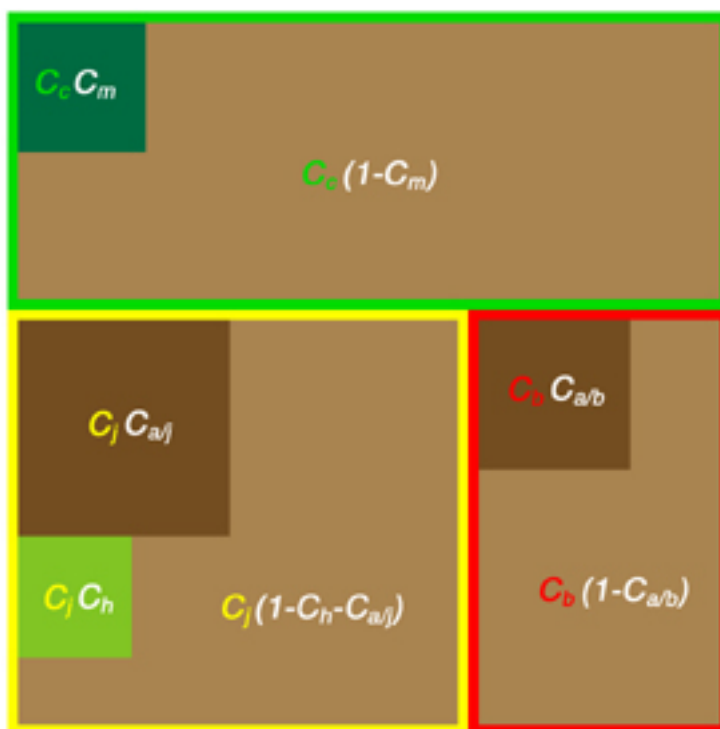


Figure IV.13 – Géométrie de la scène modélisée. Les surfaces couvertes par le mil (C_m) sont représentées en vert foncé, par les herbacées (C_h) en vert clair, par les ligneux (C_{aj} et C_{ab}) en brun foncé et par le sol nu ($1-C_m$, $1-C_h-C_{aj}$ et $1-C_{ab}$) en brun clair. Les cadres représentent les surfaces couvertes par les classes d’occupation des sols : vert pour les champs (C_c), jaune pour les jachères (C_j) et rouge pour la brousse tigrée (C_b).

IV.3.1 Modélisation du couvert végétal

Les modèles les plus utilisés pour les couverts végétaux sont basés sur la théorie du transfert radiatif (Ishimaru, 1997), qui décrit la propagation de l’énergie dans le couvert. Les équations du transfert radiatif sont détaillées en annexe F. Elles sont formulées en intensité : l’information de phase du champ électrique n’étant pas conservée, les phénomènes d’interférences ne sont pas pris en compte.

Le modèle utilisé dans cette étude est celui de Karam (cf. annexe G). Il est basé sur la solution au premier ordre des équations du transfert radiatif. Les paramètres d’entrée du modèle sont la taille, la forme et la distribution statistique de l’orientation des diffuseurs, leur densité n , leur constante diélectrique ε_v , le taux de recouvrement de la végétation et la hauteur du couvert végétal. La forme et l’orientation des diffuseurs sont considérés constants, les autres

paramètres évoluent en fonction du temps et les paragraphes qui suivent décrivent comment leur évolution temporelle est simulée.

La constante diélectrique ε_v est donnée par le modèle de Ulaby et El-Rayes (1987) à partir de l'humidité pondérale de la végétation $H_p(t)$. La densité $n(t)$ est déduite de la fraction en volume de la végétation, $f_v(t)$, donnée par Alphonse (1988) :

$$f_v(t) = 0.00001 \frac{B_m(t)}{\rho_e h_c(t)} \left[\frac{\psi + (1-\psi)H_p(t)}{1-H_p(t)} \right] \quad (\text{IV.5})$$

où $B_m(t)$ est la masse végétale et ψ (0.33 kg/kg) le rapport de la densité de l'eau ρ_e et de la densité de matière sèche végétale.

IV.3.1.1 Les herbacées

Le modèle régional de fonctionnement de la végétation herbacée sahélienne STEP (Mougin *et al.*, 1995a) décrit les principaux processus qui régissent les échanges sol-végétation-atmosphère. Il simule la croissance aérienne de la végétation herbacée sahélienne et les variations de l'état hydrique du sol à un pas de temps journalier. Son fonctionnement est schématisé par la figure IV.14. Les données météorologiques utilisées en entrée proviennent de pluviomètres installés sur la zone d'étude (cf. § III.5.1) pour les pluies et de stations météorologiques (celle de Niamey pour la période 1994-1999 puis la station automatique de l'ICRISAT pour la période 2000-2002) pour la température, l'évapotranspiration potentielle et le rayonnement global. Les simulations sont calées pour chaque saison de croissance à partir de mesures de masse herbacée représentatives de l'ensemble de la région d'étude (cf. § III.5.2.2). Le modèle a été confronté à de nombreuses mesures de terrain effectuées dans le Gourma malien sur une période de 14 années et restitue de manière réaliste l'évolution de la masse herbacée (Tracol, 2004).

Le taux de recouvrement de la végétation herbacée C_h et la hauteur du couvert h_c sont calculés à l'aide de relations empiriques établies à partir de mesures de terrain (Mougin *et al.*, 1995a).

Il existe peu de mesures de terrain de l'humidité pondérale de la végétation $H_p(t)$ dans la littérature. Une évolution temporelle moyenne a donc été adoptée dans cette étude : l'humidité

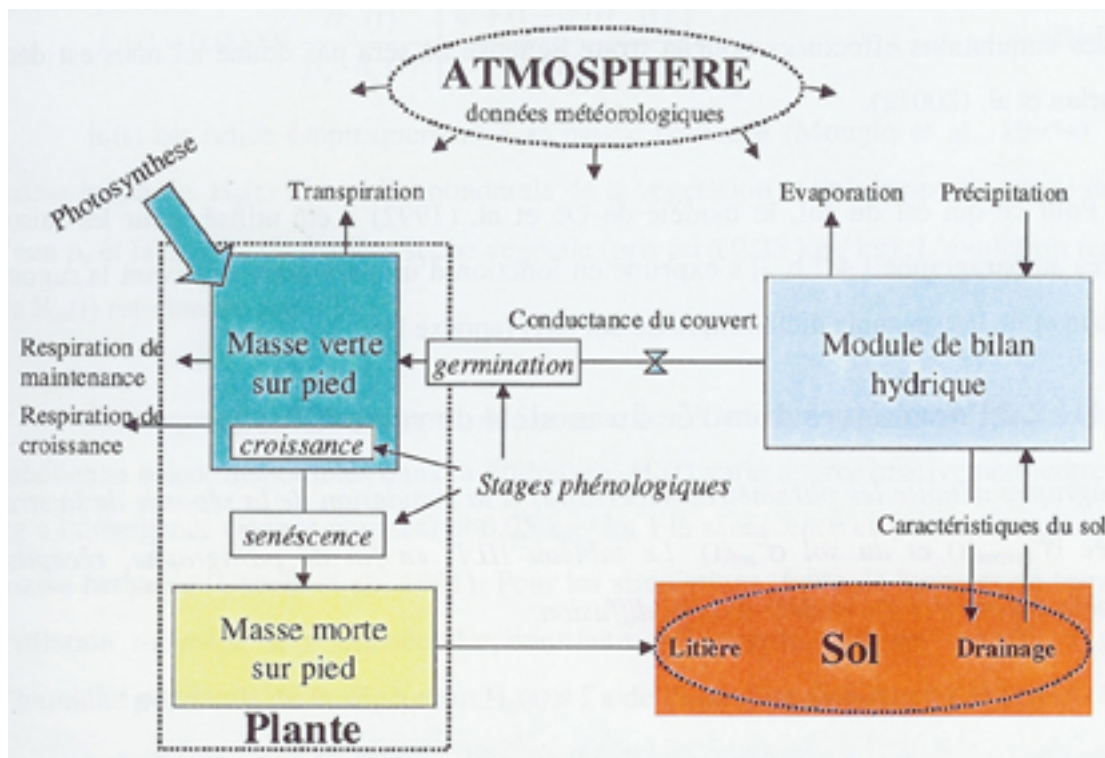


Figure IV.14 – Schéma de fonctionnement du modèle STEP (d’après Jarlan, 2001)

prend la valeur de 80% à l’émergence, puis décroît jusqu’à 20% à la fin de la saison de croissance, en passant par 40% au pic de masse végétale (Guerin *et al.*, 1991).

Les diffuseurs élémentaires sont représentés par des ellipsoïdes dont les dimensions correspondent aux dimensions moyennes des graminées sahéliennes (Frison *et al.*, 1998). Les tiges sont négligées et la distribution d’orientation est érectophile. La longueur des feuilles ne doit pas excéder la hauteur du couvert et est bornée à 20 cm, leur largeur et leur épaisseur restent constantes.

IV.3.1.2 Le mil

L’évolution temporelle de la masse végétale totale est simulée à l’aide d’une fonction logistique (Bégué, 1991) :

$$B_m(t) = \frac{B_{\max}}{1 + \exp[-c(t - j_{p\inf})]} \quad (\text{IV.6})$$

où B_{\max} est la masse végétale mesurée sur le terrain au pic de production, c un facteur d’échelle (pris égal à 0.1 pour une vitesse de croissance réaliste) et $j_{p\inf}$ le jour du point

d'inflexion. Ce dernier est estimé de la manière suivante : j_{pinf} peut prendre toutes les valeurs possibles entre les dates de semis j_{sem} et du pic de production de masse végétale j_{max} . Pour chaque valeur de j_{pinf} , on évalue la fonction de coût :

$$F(j_{pinf}) = \left\{ [B_m(j_{sem})]^2 + [B_m(j_{max}) - B_{max}]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (IV.7)$$

La valeur de j_{pinf} conservée est celle qui minimise $F(j_{pinf})$, c'est-à-dire que la quantité de masse végétale simulée doit être minimale à la date de semis et la plus proche possible de la valeur de masse végétale maximale mesurée au pic de production.

Les semis étant en général effectués après les premières pluies supérieures à 10 mm (Williams, 1997), la date de semis j_{sem} retenue est celle correspondant à la première pluie supérieure à 10 mm sur l'ensemble de la zone. En fait, la date de semis est fonction de la répartition locale des pluies au Sahel, spatialement et temporellement très variable, mais aussi des différences de durée de cycle (plus ou moins long) des variétés de mil cultivées, de la disponibilité de la main d'œuvre, etc. Il est donc évident que tous les champs ne seront pas semés au même moment. La date estimée est supposée représentative d'une date « moyenne » à l'échelle de l'ensemble de la cellule de résolution. Par ailleurs, les variétés de mil cultivées localement étant très sensibles à la photopériode, la date du pic de production de masse végétale j_{max} est fixée au 30 septembre pour toutes les années (cf. § III.4.1).

L'évolution des masses de tiges et de feuilles est simulée à l'aide de fonctions logistiques analogues. Le développement des panicules est supposé ne pas dépendre de la date de semis mais de la photopériode : j_{sem} est donc remplacée par une date réaliste de l'initiation paniculaire, fixée au 15 août pour toutes les années, avec un facteur d'échelle pris égal à 0.2, afin de tenir compte de leur croissance plus rapide.

Pour le modèle de rétrodiffusion, les diffuseurs sont répartis en trois groupes : les tiges et les panicules sont représentées par des cylindres, les feuilles par des ellipsoïdes. Les distributions d'orientation adoptées sont une distribution verticale pour les tiges, sphérique pour les feuilles et érectophile pour les panicules. Les dimensions des diffuseurs sont variables : les hauteurs des tiges et des panicules varient dans le temps suivant des fonctions logistiques analogues à celles utilisées pour leurs masses végétales, leurs diamètres restant constants. La hauteur du couvert est égale à la somme de la hauteur des tiges et de la hauteur des panicules, enfin la

longueur des feuilles varie en fonction de la hauteur du couvert, leur largeur et leur épaisseur restant constantes.

L'évolution temporelle de l'humidité pondérale du mil est la même que pour les herbacées (cf. § IV.3.1.1). Le recouvrement maximal est fixé à 8%, ce qui représente le recouvrement maximal mesuré pour un champ de mil donné lors de la campagne HAPEX-Sahel (Kerr *et al.*, 1995).

IV.3.1.3 Les ligneux

Les ligneux bas dominant l'ensemble du couvert ligneux sur la zone d'étude, et parmi eux, plus particulièrement *Guiera senegalensis* (Boulain, 2004 ; Hiernaux et Ayantunde, 2004). Par conséquent, cette espèce a été retenue comme représentant la configuration moyenne pour la modélisation des ligneux. Les variations annuelles de sa masse foliaire, en moyennes mensuelles, sont décrites dans Hiernaux *et al.* (1994) à partir d'un grand nombre de mesures de terrain. De février à juin, la feuillaison est basse et varie relativement peu, le minimum (17% du maximum annuel) étant atteint au mois d'avril ; elle augmente fortement de juillet à août et reste élevée en septembre (maximum) et octobre, puis diminue progressivement de novembre à décembre. La masse ligneuse (troncs, branches) est considérée constante.

Les feuilles sont représentées par des ellipsoïdes, les branches et les troncs par des cylindres, les dimensions des diffuseurs restant constantes. La distribution d'orientation est érectophile pour les troncs et les branches, sphérique pour les feuilles.

L'évolution temporelle de l'humidité pondérale des feuilles est représentée de la même manière que pour les herbacées ou le mil, la différence résidant dans les valeurs adoptées : 60% lorsque la feuillaison augmente, 40% au maximum et 20% pendant la saison sèche. En l'absence d'information sur les variations temporelles de l'humidité pondérale des branches et des troncs, cette dernière est considérée constante et a été fixée à 53%, d'après des mesures faites sur le terrain début octobre 2002. Le recouvrement a été estimé à 25% dans les jachères et à 26% pour la brousse tigrée (cf. § III.5.2.1).

Le tableau IV.4 récapitule les paramètres des différents types de végétation utilisés pour la modélisation.

		Dimensions maximales (cm)	Distribution	Humidité pondérale (%)	Taux de recouvrement (%)	Masse végétale (kg DM ha ⁻¹)	
Herbacées	Feuille	L : 20	Érectophile	De 80 à 20	Évolution temporelle simulée par STEP	Évolution temporelle simulée par STEP	
		l : 0.6					
		e : 0.06					
Mil	Tige	h : 150	Verticale	De 80 à 20	8	Évolution temporelle simulée par des fonctions logistiques	
		r : 1					
	Feuille	L : 60	Érectophile				
		l : 4					
		e : 0.06					
	Panicule	h : 50					
r : 1.5							
Arbres	Tronc	h : 60	Érectophile	53	26 pour la brousse tigrée, 25 pour les jachères	8000 pour la brousse tigrée, 7000 pour les jachères	
		r : 3					
	Branche	h : 60					
		r : 0.75					
	Feuille	L : 4	Sphérique				De 60 à 20
		l : 2.5					
e : 0.02							

Tableau IV.4 - Paramètres utilisés pour la modélisation des différents types de végétation (L : longueur, l : largeur, e : épaisseur, h : hauteur, r : rayon)

IV.3.2 Modélisation du sol

Les principaux modèles théoriques de rétrodiffusion du sol sont les modèles d'optique géométrique (Ulaby *et al.*, 1982), d'optique physique (Ulaby *et al.*, 1982), la méthode des petites perturbations (Ulaby *et al.*, 1982), et la méthode de l'équation intégrale ou IEM (Fung *et al.*, 1992). Le principal inconvénient des trois premiers est leur domaine de validité limité en terme de rugosité, or dans la réalité les paramètres de rugosité sont susceptibles de prendre une large gamme de valeurs. A cet égard, le modèle IEM est plus satisfaisant, cependant Grippa et Woodhouse (2002a) ont montré que les modèles théoriques ne peuvent représenter des surfaces dont les paramètres de rugosité sont caractérisés par leur hétérogénéité. Ils montrent que le modèle semi-empirique de Oh est le seul capable de représenter une surface hétérogène avec une seule valeur de rugosité sur toute la gamme d'incidences. Ce modèle bénéficie d'un large domaine de validité et est exprimé en fonction d'un seul paramètre de

rugosité, la hauteur quadratique moyenne s de la surface, de la constante diélectrique du sol ε_s , et de l'angle d'incidence θ . Les modèles théoriques nécessitent plusieurs paramètres de rugosité (dont la longueur et la fonction d'autocorrélation) difficiles à estimer à l'échelle d'un champ, à plus forte raison à l'échelle d'une cellule de résolution WSC. Les équations du modèle de Oh sont données dans l'annexe D.

A 45° d'incidence, le paramètre de rugosité s permet de caler le niveau des simulations au début de la saison des pluies au niveau minimum des observations WSC, avec une valeur s_0 , obtenue pour un sol sec ($h_v = 0.1\%$). Le niveau des observations WSC à cette période est cependant différent de celui atteint lors de la saison sèche suivante, correspondant également à un sol sec, et pour lequel on obtient une valeur s_1 différente de s_0 . En l'absence d'information, une évolution temporelle linéaire de s entre ces deux dates est retenue.

Le modèle de Oh ne prenant malgré tout pas assez bien en compte la variation angulaire du signal, d'autres valeurs de s sont obtenues à 21° d'incidence. De plus, un paramètre additionnel p doit encore être ajouté pour que les simulations atteignent le niveau des observations en saison sèche : le paramètre de rugosité s est fixé à une valeur constante, la variation temporelle linéaire se faisant pour le paramètre p entre deux valeurs p_0 et p_1 , correspondant à la rétrodiffusion minimale de début de saison des pluies et au niveau moyen de la saison sèche suivante.

La constante diélectrique du sol ε_s est calculée à l'aide du modèle empirique de Hallikainen *et al.* (1985), à partir de la texture (cf. § III.3) et de l'humidité volumique du sol $H_v(t)$. L'évolution temporelle de cette dernière est simulée par le modèle STEP (Mougin *et al.*, 1995a). Les simulations de $H_v(t)$ obtenues font cependant preuve d'une variabilité temporelle forte et rapide, en contradiction avec les observations acquises par les diffusiomètres. Afin de tenter de rendre l'humidité simulée plus représentative de l'humidité moyenne vue par les diffusiomètres à l'échelle de la cellule de résolution, on effectue une moyenne temporelle de l'humidité simulée sur une période de 2 semaines (Jarlan, 2001).

IV.4 Résultats et discussion

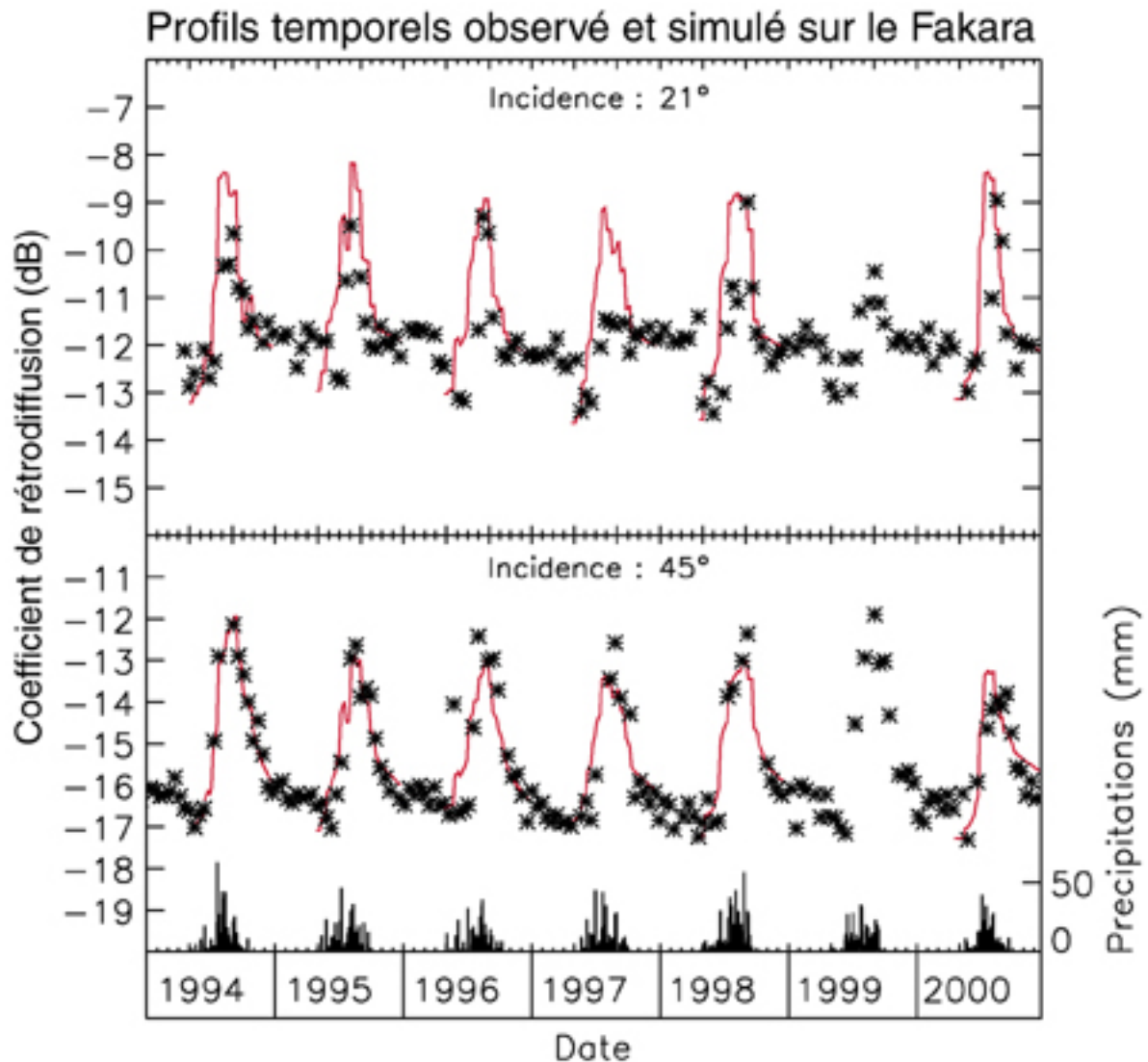


Figure IV.15 – Profil temporel du coefficient de rétrodiffusion observé (*) et simulé (en rouge) à 21° et 45° d'incidence

Les résultats des simulations conduites à 21° et 45° d'incidence pour les années 1994 à 1998 et 2000 sont comparées aux observations WSC sur la figure IV.15. A 21° d'incidence, les simulations surestiment le signal observé, particulièrement en début de saison des pluies. La durée du cycle annuel simulé est également plus longue. Ces différences entre observations et simulations sont certainement dues à une mauvaise prise en compte des paramètres de surface, particulièrement l'humidité du sol, qui n'est probablement pas représentative de la cellule de résolution du fait du faible nombre de pluviomètres disponibles (de 2 à 7 entre 1994

et 1998). Il faut également garder à l'esprit que le petit nombre de mesures acquises aux faibles incidences peut introduire un biais dans le profil temporel WSC.

A 45° d'incidence, on observe un bon accord global entre simulations et observations, particulièrement lors de la décroissance du signal en fin de saison des pluies. Les amplitudes annuelles sont aussi bien reproduites, avec des écarts entre observations et simulations inférieurs à l'intervalle d'incertitude des mesures WSC (± 0.5 dB). Les pics de rétrodiffusion observés et simulés sont en phase, sauf pour l'année 2000, où une avance d'un mois des simulations est constatée. Pour la plupart des années on observe une avance de phase des simulations en début de saison des pluies, quand la végétation est peu développée, en raison de la mauvaise prise en compte des paramètres de surface évoquée précédemment. En revanche, le bon accord entre observations et simulations lors de la phase de décroissance annuelle du signal traduit une bonne prise en compte de la sénescence de la végétation et de l'assèchement progressif de la surface du sol.

Une analyse plus poussée du signal est conduite à travers l'étude des contributions des occupations des sols et de celles des éléments de paysage.

IV.4.1 Contributions des occupations des sols

La figure IV.16 montre le signal WSC observé et simulé à 21° d'incidence, les contributions $C_c \sigma_c^0$, $C_j \sigma_j^0$, $C_b \sigma_b^0$ des différentes classes d'occupation des sols au signal total, ainsi que les contributions tirées des observations RSO à l'aide de la carte d'occupation des sols. La surestimation des observations WSC et RSO par les simulations y est particulièrement visible en début de saison des pluies, aussi bien pour le signal total que pour les contributions. Les profils temporels des contributions simulées des champs, jachères et brousse tigrée sont similaires du fait de la prédominance de la réponse du sol aux faibles incidences, leur importance relative étant liée à la pondération par le recouvrement. La dynamique du RSO est bien reproduite par les simulations sur la brousse tigrée, moins bien sur les champs et les jachères, pour lesquels les amplitudes sont sous-estimées respectivement de 1 et 2 dB par les simulations.

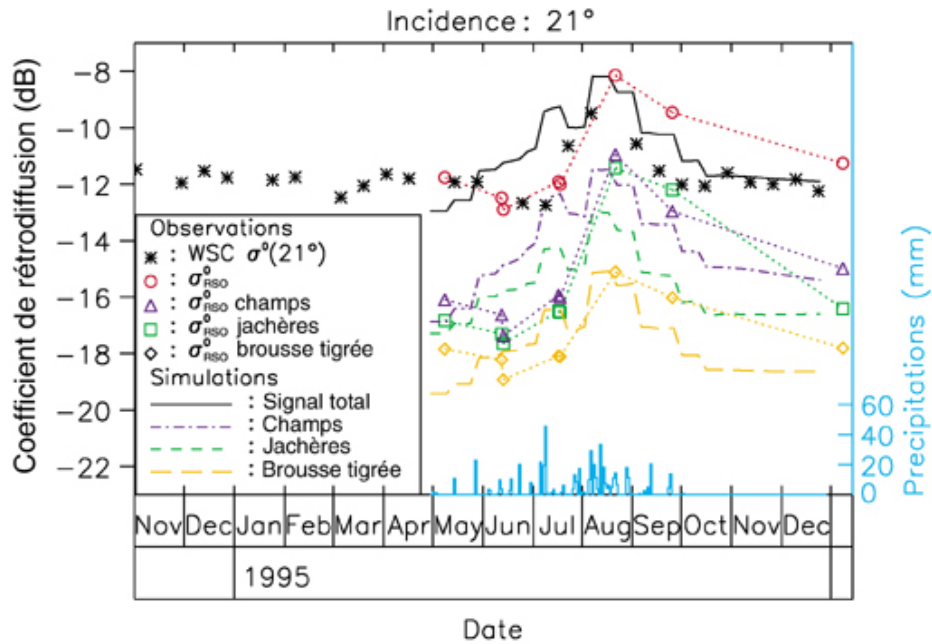


Figure IV.16 – Contributions observées par le RSO et simulées des classes d’occupation des sols à 21° d’incidence. Les profils temporels observés (WSC et RSO) et simulés sur la scène sont aussi représentés.

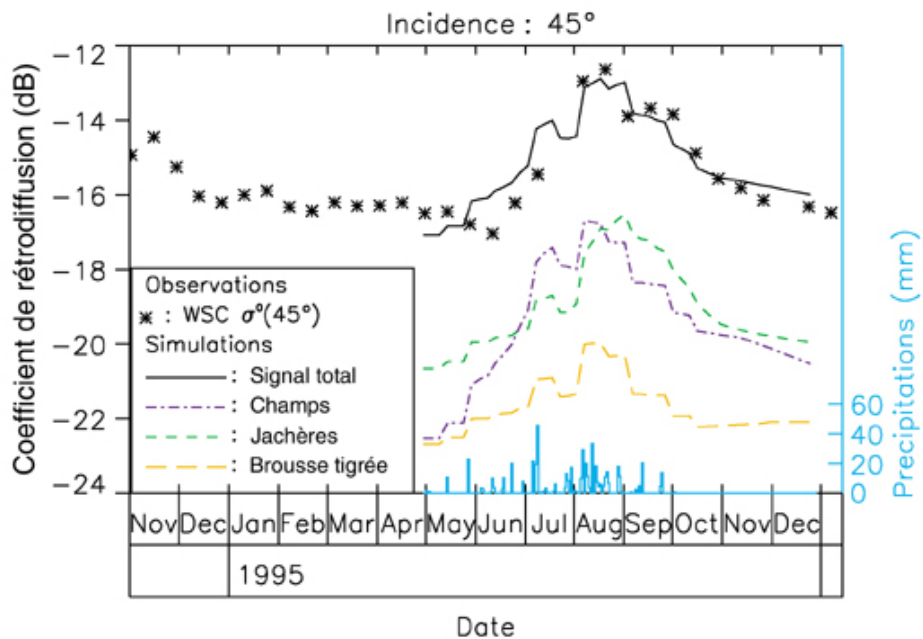


Figure IV.17 – Contributions simulées des classes d’occupation des sols à 45° d’incidence. Le profil temporel observé par le diffusiomètre et simulé sur la scène est aussi représenté.

A 45° d’incidence (figure IV.17), les observations WSC et le signal total simulé montrent un bon accord global. La surestimation en début de saison des pluies ainsi que la bonne représentation du signal après le pic de rétrodiffusion sont bien visibles sur le profil simulé. A

la différence de ce qui a été observé à 21° d'incidence, les contributions des classes d'occupation des sols ont des profils temporels bien distincts : les champs ont la plus forte dynamique et leur contribution augmente plus rapidement que celles des jachères et de la brousse tigrée. Cette dernière a la contribution la plus faible en importance et en dynamique, du fait notamment de sa surface plus faible. A 45° d'incidence, la végétation a une influence sur le signal, et ces différences de comportement sont liées aux propriétés du couvert végétal de chaque classe et à leur évolution temporelle.

Afin de comprendre quels sont les mécanismes qui interviennent dans les comportements décrits, il est intéressant d'étudier les contributions des éléments de paysage constitutifs de chacun des types d'occupation des sols : mil et herbacées annuelles, ligneux, sol nu.

IV.4.2 Contributions des éléments de paysage

Les figures IV.18 et IV.19 montrent les contributions de la végétation annuelle $C_c C_m \sigma_m^0 + C_j C_h \sigma_h^0$, de la végétation ligneuse $C_j C_{a/j} \sigma_{a/j}^0 + C_b C_{a/b} \sigma_{a/b}^0$ et du sol nu $[C_c(1 - C_m) + C_j(1 - C_h - C_{a/j}) + C_b(1 - C_{a/b})] \sigma_s^0$ à 21° et à 45° d'incidence et à l'échelle de la cellule de résolution.

A 21° d'incidence, la contribution du sol nu est très largement dominante : elle est toujours supérieure à 80% du signal total, quelle que soit l'année. Les contributions de la végétation herbacée et de la végétation ligneuse sont faibles. Ces résultats confirment ce qui était attendu et sont en accord avec les résultats obtenus par Frison *et al.* (1998) sur le site pastoral de Gourma Rharous (le plus au nord).

A 45° d'incidence, la contribution du sol reste importante pour toutes les années à l'exception de 1994 : elle est supérieure à 50% du signal total avant le pic de rétrodiffusion, et à 40% après, alors que la contribution de la végétation est inférieure à 25% et 35% du signal total (cf. tableau IV.5). En revanche, en 1994, année durant laquelle une production de masse herbacée particulièrement forte a été mesurée dans les jachères, la contribution du sol nu représente 45% du signal total avant le pic de rétrodiffusion et 35% après, tandis que la contribution de la végétation herbacée atteint 40% et 50%. A l'inverse de ce qui a été observé par Jarlan *et al.* (2002a) sur les sites pastoraux (figure IV.20), la contribution de la végétation ligneuse n'est pas négligeable, puisqu'elle atteint toujours au moins 15% du signal total. Son évolution

Incidence : 21°

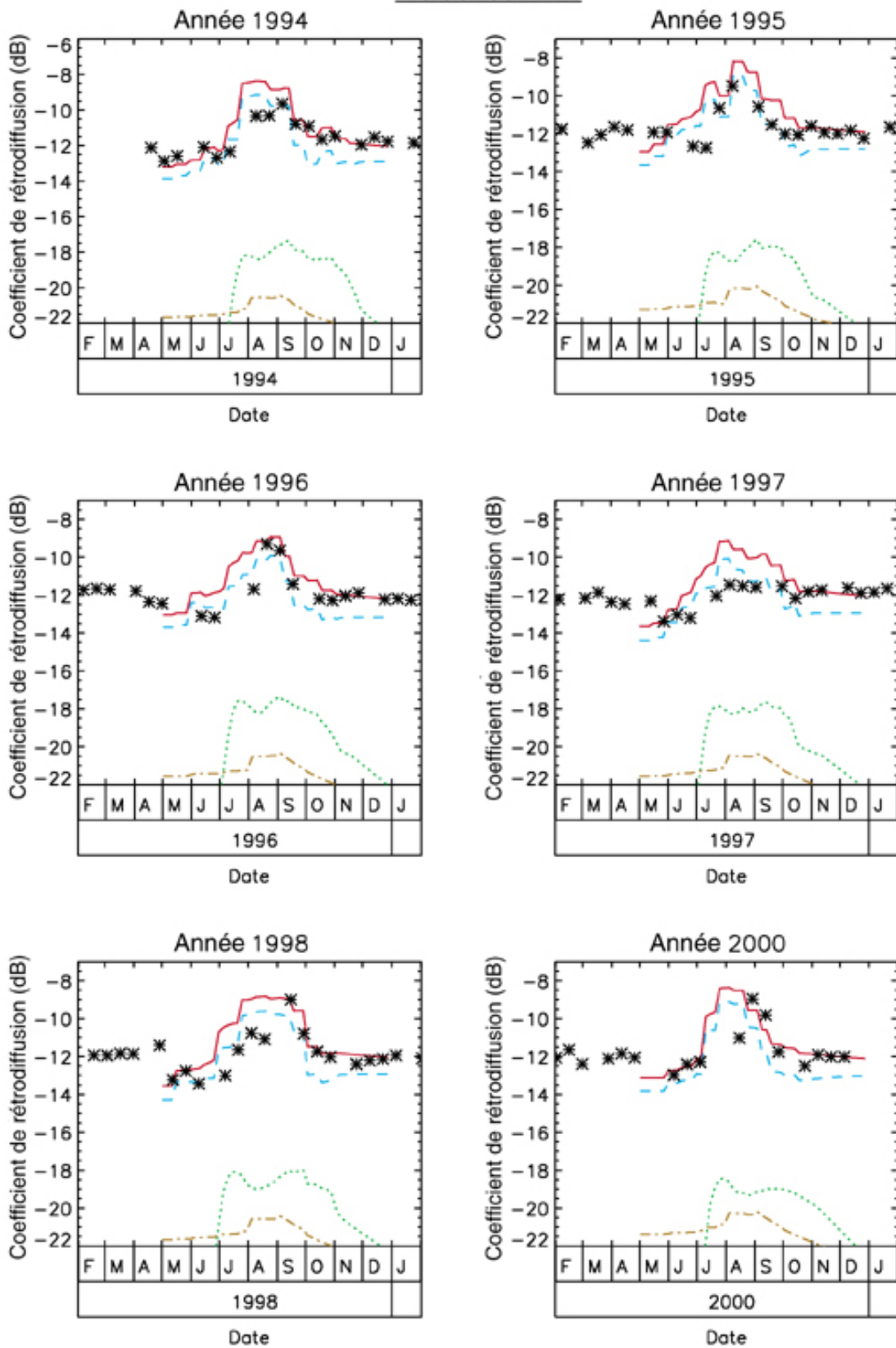


Figure IV.18 – Contributions de la végétation annuelle (en vert), des ligneux (en brun) et du sol nu (en bleu) à la rétrodiffusion totale (en rouge) à 21° d'incidence. Les observations WSC (*) sont aussi représentées.

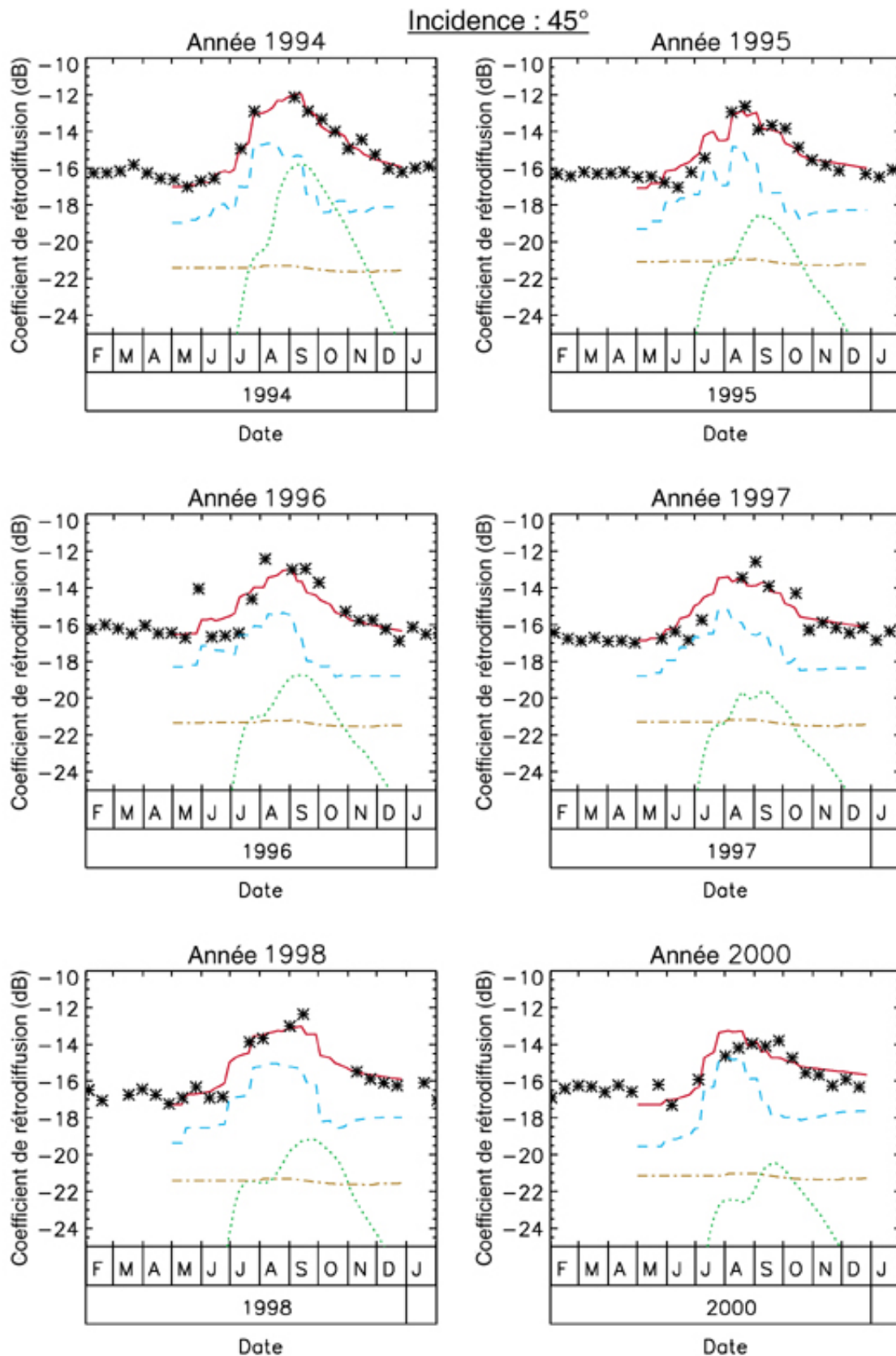


Figure IV.19 – Contributions de la végétation annuelle (en vert), des ligneux (en brun) et du sol nu (en bleu) à la rétrodiffusion totale (en rouge) à 45° d'incidence. Les observations WSC (*) sont aussi représentées.

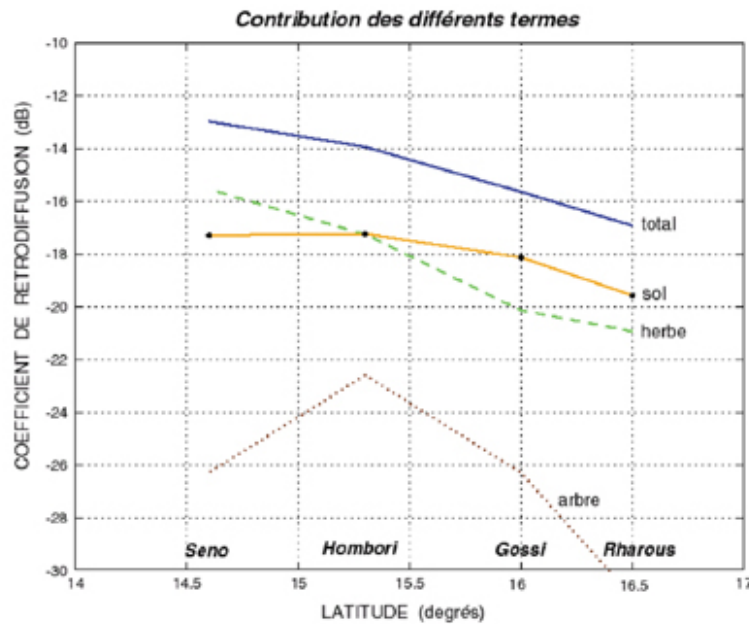


Figure IV.20 – Contributions du sol nu (en jaune), de la végétation herbacée (en vert) et des arbres (en marron) à la rétrodiffusion de la scène (en bleu) à 45° d'incidence au pic de masse herbacée, en fonction de la latitude (d'après Jarlan *et al.*, 2002a)

Incidence : 45°	Avant le pic de rétrodiffusion		Après le pic de rétrodiffusion	
	$\sigma_{sol\ nu}^0$ min. (%)	$\sigma_{végétation}^0$ max. (%)	$\sigma_{sol\ nu}^0$ min. (%)	$\sigma_{végétation}^0$ max. (%)
1994	45	40	35	50
1995	55	20	45	35
1996	60	20	40	35
1997	55	25	45	25
1998	60	25	45	35
2000	50	25	50	25

Tableau IV.5 – Contributions relatives minimale du sol et maximale de la végétation avant et après le pic de rétrodiffusion

temporelle apparaît relativement constante, tandis que celle de la végétation herbacée présente deux pics : le premier provient de la réponse du mil, tandis que le deuxième provient de la réponse de la végétation annuelle dans les jachères. Les résultats obtenus montrent qu'en ce qui concerne la végétation, le signal est principalement sensible à l'humidité pondérale et au recouvrement. Ainsi, l'augmentation rapide de la contribution du mil au début de la saison de croissance est due à une forte humidité pondérale à l'émergence (80%) qui, associée à la limitation du recouvrement à 8%, conduit à la saturation du signal pour ce type de végétation. Par ailleurs, la dynamique plus faible des jachères par rapport aux champs (cf. § IV.4.1) est

liée à la présence des ligneux : leur contribution élève le niveau de la réponse des jachères en saison sèche.

La comparaison des résultats obtenus sur le site de Gourma Rharous par Frison *et al.* (1998, figure IV.21) et de ceux obtenus sur le Fakara à 45° d'incidence montre que dans les deux cas, les contributions de la végétation annuelle atteignent des niveaux absolus comparables. La contribution relative de la végétation est cependant plus faible sur le Fakara que sur Rharous. Ceci est dû à un niveau en saison sèche plus élevé, expliqué ici par la contribution des ligneux, et à un recouvrement plus faible de la végétation annuelle qu'en zone pastorale, du fait de la présence de champs et de brousse tigrée.

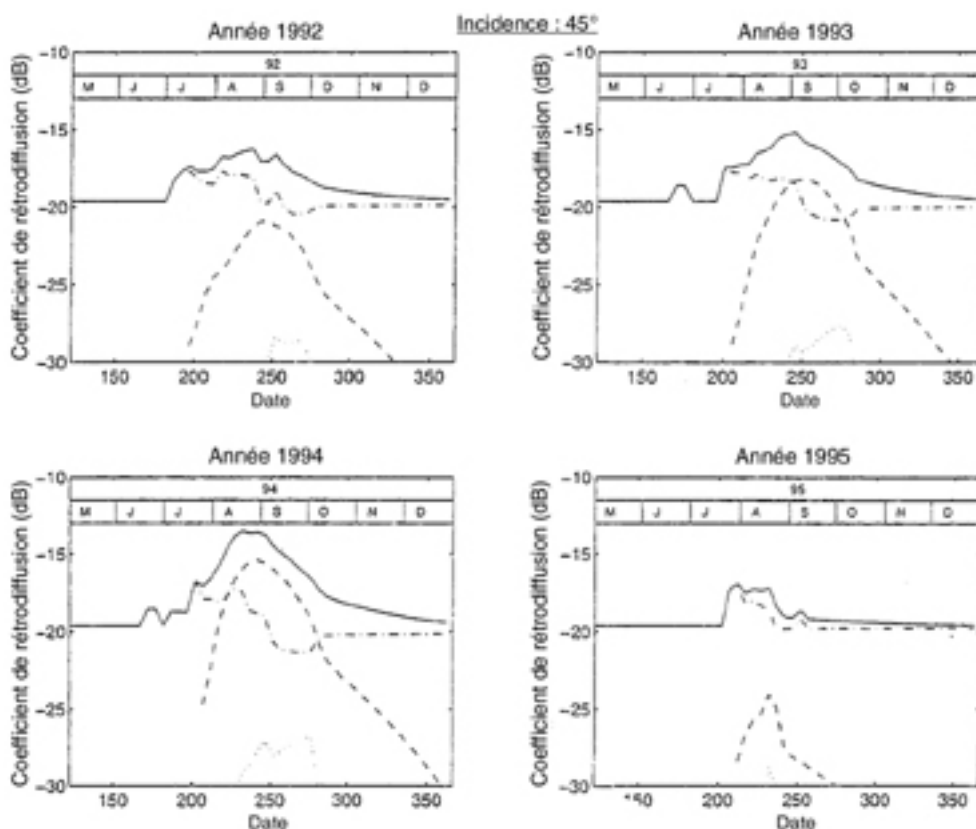


Figure IV.21 – Évolution temporelle des contributions du sol nu (- · -), de la végétation (- -) et du sol sous la végétation (—) à la rétrodiffusion de la scène (—) à 45° d'incidence pour le site de Gourma Rharous (d'après Frison *et al.*, 1998)

A l'inverse, le faible niveau de la réponse en saison sèche sur Rharous conduit la végétation à jouer un rôle plus important dans la réponse totale. Sur la zone agro-pastorale, la contribution du sol nu est prépondérante dans le signal total pour toutes les années sauf 1994, où la contribution de la végétation augmente l'amplitude annuelle du signal total de 1 dB. La faible

variabilité interannuelle du signal peut dans ce cas être expliquée par la faible capacité au champ des sols sableux (atteinte pour une humidité volumique du sol de 10%), qui restreint l'amplitude de la contribution du sol nu.

Finalement, pour le Fakara, et à la différence de ce qui a été observé en région pastorale (Frison *et al.*, 1998 ; Jarlan *et al.*, 2002a), la forme ainsi que l'amplitude de l'évolution temporelle du signal total apparaissent essentiellement dues à la contribution du sol nu. En effet, l'importance de cette dernière en valeur absolue, alliée à la contribution non négligeable des ligneux, concourt à affaiblir l'influence de la végétation annuelle sur le signal total. De plus, l'hétérogénéité spatiale ne paraît pas jouer un rôle majeur dans la réponse totale du diffusiomètre. En revanche, le taux de recouvrement du couvert végétal à l'échelle de la cellule de résolution ainsi que le niveau du signal WSC observé en saison sèche apparaissent comme les deux paramètres contrôlant l'importance relative de la contribution de la végétation annuelle.

IV.5 Inversion des paramètres de surface

Le problème inverse consiste à obtenir, à partir des données du diffusiomètre, une estimation des paramètres de surface. Dans le paragraphe précédent, il a été montré que la contribution du sol dominait le signal ; pour cette raison, l'étude d'inversion est centrée sur l'estimation de l'humidité de surface du sol à partir des données WSC à 45° d'incidence.

Afin d'évaluer l'influence de la végétation sur les estimations d'humidité de sol obtenues, deux représentations de la scène observée sont utilisées : une représentation « simplifiée » et une représentation « réaliste » (figure IV.22). La représentation « simplifiée » assimile la scène observée à du sol nu : la végétation est négligée. La représentation « réaliste » tient compte de la végétation, dont les paramètres sont considérés comme connus *a priori*, la modélisation de la végétation étant réalisée de la manière décrite au paragraphe IV.3.1. Le paramètre de rugosité s est estimé pour un sol sec en début et en fin de saison des pluies, de manière à caler le niveau des prédictions sur les observations WSC, avec la même évolution temporelle que celle décrite au paragraphe IV.3.2. Dans le cas de la représentation « simplifiée », les valeurs de s obtenues sont plus élevées que pour la représentation « réaliste », puisque la contribution des ligneux en saison sèche est négligée.

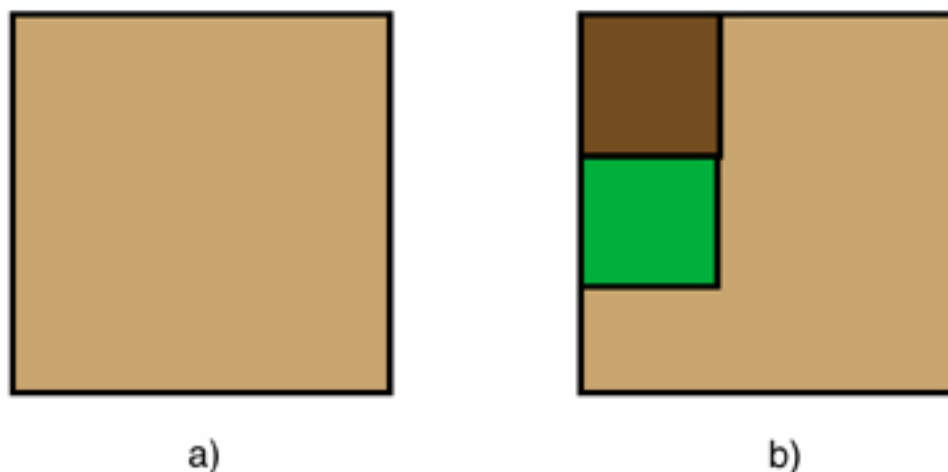


Figure IV.22 – Représentation « simplifiée » (a) : seule la réponse du sol (en beige) est prise en compte. Représentation « réaliste » (b) : en plus du sol (en beige), la contribution de la végétation annuelle dans les champs et les jachères (en vert) et de la végétation ligneuse dans les jachères et la brousse tigrée (en brun foncé) est prise en compte.

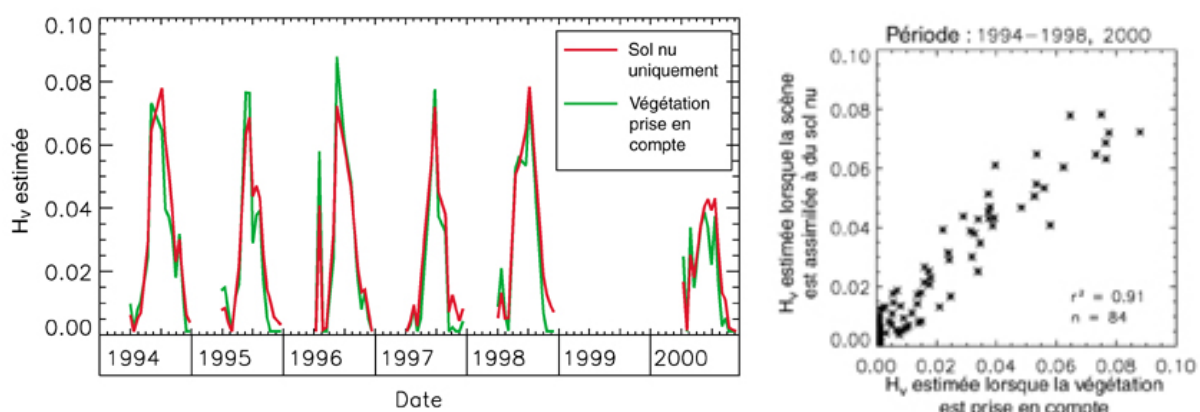


Figure IV.23 – A gauche, profils temporels de H_v obtenus à partir des représentations « simplifiée » et « réaliste » sur le Fakara. A droite, comparaison entre les humidités estimées à partir des deux représentations

La méthode d’optimisation utilisée est simple : pour chaque date d’acquisition WSC, H_v peut prendre toutes les valeurs possibles dans l’intervalle 0.1-10%, par pas de 0.1%. Chaque solution est évaluée à l’aide de la fonction de coût $F(H_v, t)$:

$$F(H_v, t) = \left| \hat{\sigma}_{scene}^0(t) - \sigma^0(t) \right| \quad (IV.8)$$

où $\sigma^0(t)$ est une observation acquise à la date t et $\hat{\sigma}_{scene}^0(t)$ la prédiction correspondante. Les solutions conservées sont celles qui minimisent $F(H_v, t)$.

Les résultats obtenus sont présentés sur la figure IV.23. Les profils temporels de H_v sont similaires pour les deux représentations, comme le montre la forte corrélation obtenue ($r^2 = 0.91$ sur toute la période d'étude) ainsi que la faible erreur quadratique moyenne (0.74%). Bien que la contribution de la végétation soit relativement importante en 1994, la corrélation entre les estimations de H_v obtenues pour cette année reste élevée ($r^2 = 0.91$). La plus faible corrélation est en fait obtenue pour l'année 2000 ($r^2 = 0.82$) et est liée au décalage d'un mois entre les pics de rétrodiffusion observé et simulé. Finalement, les deux représentations sont équivalentes et, sur la région agro-pastorale du Fakara, la végétation peut être négligée pour l'estimation de l'humidité de surface du sol.

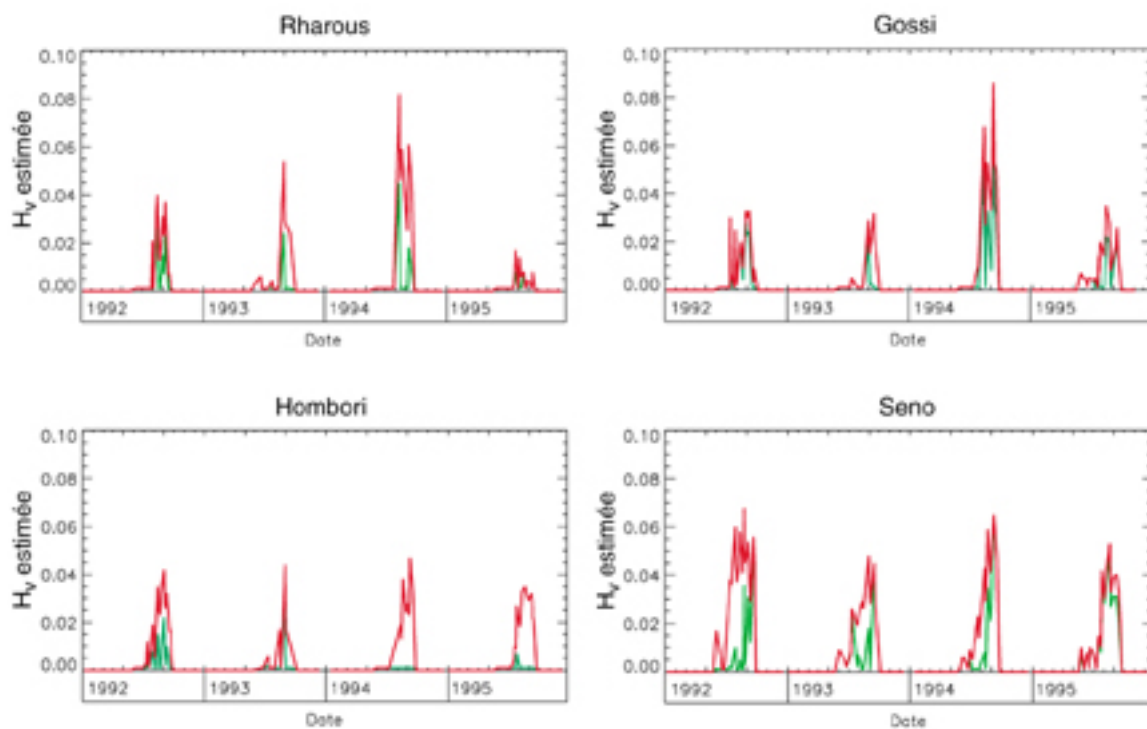


Figure IV.24 – Profils temporels de H_v obtenus à partir des représentations « simplifiée » et « réaliste » sur les quatre sites du Gourma et du Seno

Une comparaison est effectuée avec les sites pastoraux, en leur appliquant la méthode d'inversion définie au paragraphe précédent afin d'estimer l'humidité du sol H_v . Les profils temporels obtenus pour les représentations « simplifiée » et « réaliste » (figure IV.24) montrent un moins bon accord que sur le Fakara, notamment pour Rharous, Hombori et Seno (tableau IV.6), avec des valeurs de r^2 plus faibles (de 0.24 à 0.57) et des erreurs quadratiques moyennes plus élevées (de 1.44% à 1.96%). Une corrélation plus élevée est obtenue sur le site

de Gossi ($r^2 = 0.82$), en raison de la contribution relative de la végétation plus faible sur ce site que sur les trois autres (cf. figure IV.20).

Nom	r^2	Erreur quadratique moyenne (%)
Fakara	0.91	0.74
Rharous	0.57	1.44
Gossi	0.82	0.91
Hombori	0.24	1.60
Seno	0.43	1.96

Tableau IV.6 – Valeurs de r^2 et de l'erreur quadratique moyenne calculées pour les humidités estimés sur les cinq sites

Ces résultats montrent que si la végétation peut être négligée sur la zone agro-pastorale du Fakara, elle ne peut l'être sur les zones pastorales du Gourma et du Seno. Par conséquent, les seules données du diffusiomètre ERS suffisent pour estimer l'humidité du sol sur le Fakara, mais nécessitent l'apport d'un autre jeu de données sur les zones pastorales pour déconvoluer les contributions de la végétation et du sol nu.

CONCLUSION

Cette thèse a présenté les travaux effectués dans le cadre du suivi des paramètres de surface en zone sahélienne à l'aide des données du diffusiomètre à bord des satellites ERS. Des études avaient été menées précédemment sur des régions pastorales dans le Gourma et le Seno maliens afin d'estimer de manière quantitative l'humidité du sol et la masse herbacée en place. Ces travaux s'appuient sur une bonne connaissance du terrain grâce à de nombreuses mesures *in situ* permettant notamment une description réaliste de la végétation présente sur la zone d'étude. Ils sont basés sur le couplage d'un modèle de transfert radiatif, simulant le signal radar à partir d'une description réaliste de la scène, et d'un modèle de fonctionnement de la végétation adapté à l'écosystème sahélien, nommé STEP, décrivant l'évolution temporelle de la strate herbacée et de l'humidité du sol à partir de données météorologiques, dont les précipitations journalières. L'analyse du problème inverse montrait que l'estimation de la production de masse herbacée et de l'humidité du sol à partir des seules données WSC n'était pas possible, le problème n'étant pas assez contraint (Jarlan *et al.*, 2002b). L'apport d'information sur l'humidité volumique de surface, à travers l'introduction des estimations de pluies issues des données METEOSAT, avait permis d'estimer la production de masse herbacée à partir des données des diffusiomètres ERS et d'en établir des cartes régionales (Jarlan *et al.*, 2003).

Cependant le Sahel n'est pas seulement composé de pâturages, mais également de champs et de jachères, notamment dans sa partie méridionale, soumise à de fortes pressions anthropiques. Dans l'optique d'une estimation des paramètres de surface à l'échelle de l'ensemble du Sahel, une région agro-pastorale a été sélectionnée afin d'étendre les études antérieures menées en zone pastorale. C'est une région située en zone soudano-sahélienne, dans le Fakara (Niger), et pour laquelle de nombreuses données *in situ* étaient disponibles. Comparativement aux régions pastorales, cette région est caractérisée par une plus forte hétérogénéité spatiale du couvert végétal, le paysage se composant d'une mosaïque de champs, de jachères et de surfaces non cultivables, ces dernières incluant la brousse tigrée. La variabilité de la pluviosité et de la production de masse végétale y est comparable à celle observée sur des régions pastorales situées en zone soudano-sahélienne. Elle est notamment plus faible que sur les régions pastorales situées en zone sahélienne ou saharo-sahélienne.

L'objectif de nos travaux a été d'évaluer le potentiel du diffusiomètre pour le suivi de zones sahéliennes agro-pastorales. L'effet de l'hétérogénéité de la zone a été étudié à l'aide de données acquises par le RSO à bord des satellites ERS. Les RSO acquièrent des observations

Conclusion

à une meilleure résolution spatiale (25 m contre 50 km pour le diffusiomètre) au détriment de la répétitivité (35 jours contre 3 jours). Les contributions des classes d'occupation des sols sont donc extraites des données RSO acquises pendant le cycle de végétation de 1995 à l'aide d'une carte d'occupation des sols et comparées aux observations faites à 21° d'incidence par le diffusiomètre. Il apparaît que les profils temporels obtenus pour les champs, les jachères et la brousse tigrée sont quasiment identiques, les valeurs ainsi que l'amplitude plus faibles de la brousse tigrée étant dues à la surface moindre qu'elle occupe par rapport aux deux autres classes.

De plus une étude de modélisation du signal, basée sur celles réalisées antérieurement sur les sites pastoraux, a été réalisée. Le modèle a été utilisé de la même manière que sur les sites pastoraux pour simuler la réponse des jachères et de la brousse tigrée. En particulier, l'évolution temporelle de la strate herbacée est donnée par le modèle de fonctionnement de la végétation, STEP. En revanche, l'évolution temporelle de la croissance du mil est retranscrite à l'aide de fonctions logistiques (Bégué, 1991). Les résultats montrent qu'en raison de la faible incidence à laquelle opère le RSO à bord d'ERS, l'hétérogénéité du site d'étude est négligeable dans la réponse radar puisque la contribution du sol nu est largement majoritaire. Seule la surface occupée par chaque classe au sein de la zone d'étude est responsable du niveau de leur signal radar relatif. Les simulations réalisées à 45° d'incidence montrent que, là encore, l'effet de l'hétérogénéité n'intervient pas de manière significative. La contribution de la végétation annuelle (mil et herbacées) s'avère relativement faible, du fait de la limitation de son recouvrement par les pratiques agraires et de la contribution non négligeable des ligneux. L'évolution temporelle de cette dernière est constante durant tout le cycle saisonnier. La contribution du sol nu est quant à elle majoritaire dans la réponse du diffusiomètre. Par conséquent, l'évolution temporelle du signal du diffusiomètre est principalement dépendante de cette contribution. De ce fait, le taux de recouvrement de la végétation et le niveau du signal du diffusiomètre observé en saison sèche apparaissent être les deux paramètres clés influençant la réponse radar, en raison de leur contrôle sur l'importance relative de la contribution de la végétation.

Les résultats de l'étude de modélisation ont conduit à centrer l'étude d'inversion du modèle sur l'estimation de l'humidité volumique de surface du sol à partir des données WSC à 45° d'incidence. Les résultats d'inversion montrent que la végétation affecte peu les estimations de l'humidité du sol, qui peut être effectuée à partir des seules données du diffusiomètre, en

supposant la scène comme n'étant constituée que de sol nu. Ces résultats sont très différents de ceux obtenus sur les sites pastoraux, pour lesquels la végétation ne pouvait être négligée. Il en résulte qu'il est nécessaire d'utiliser un autre jeu de données, complémentaire aux données WSC, afin d'avoir accès à l'humidité du sol et à la masse végétale en place sur ces sites.

Les mesures de terrain disponibles sur le Fakara concernent principalement la végétation et permettent de la caractériser de manière réaliste à l'échelle d'une cellule de résolution. En revanche, l'absence de mesure des paramètres de sol (humidité et rugosité) à l'échelle de la cellule de résolution du diffusiomètre constitue la principale limitation de l'approche utilisée. L'humidité du sol est simulée à partir de quelques mesures ponctuelles de pluviosité et aucune mesure de rugosité n'est disponible sur la zone d'étude, ce qui a conduit à des hypothèses fortes et non prouvées sur son évolution temporelle. C'est cette prise en compte approximative des paramètres de surface qui explique les divergences observées entre la modélisation du signal et les observations radar, particulièrement à 21° d'incidence, où l'influence du sol est la plus importante. D'autre part, l'absence de mesures *in situ* empêche la validation des humidités de sol estimées à partir des observations du diffusiomètre.

Un effort particulier pourra donc être développé dans le futur afin de remédier à ces difficultés par des campagnes de mesures *in situ* à plus large échelle. Par exemple, des mesures ponctuelles d'humidité du sol ont été effectuées pendant les saisons de croissance 2001 et 2002 par l'ICRISAT pour 72 sites répartis sur la région d'étude. De plus, les mesures issues d'un vaste réseau de pluviomètres mis en place sur la zone d'étude, corrélées à ces mesures d'humidité, permettront la validation du module de bilan hydrique du modèle STEP et donc la validation indirecte des estimations. Une campagne de mesure de l'évolution de la rugosité du sol sur quelques sites dans la zone d'étude est également en cours de définition.

Par ailleurs, les informations apportées par des capteurs opérant à des polarisations différentes (VV et HH pour SeaWinds et ENVISAT en mode Global Monitoring), avec de meilleures résolutions spatiale (25 km pour SeaWinds, 1 km pour ENVISAT en mode Global Monitoring) ou temporelle (ASCAT, dont la fauchée sera le double de celle d'ERS) présentent des perspectives très prometteuses. De même, il sera intéressant de comparer les estimations d'humidité issues des données WSC à celles qui seront fournies par le satellite SMOS, dont le lancement est prévu pour 2007. Il s'agit d'un radiomètre en bande L (1.41 GHz, correspondant à une longueur d'onde d'environ 21 cm) destiné au suivi de l'humidité du sol et de la salinité de la surface de l'océan, avec une résolution spatiale de

Conclusion

l'ordre de 40 km et une répétitivité de 3 jours (Kerr *et al.*, 2001). Des données aéroportées pourraient être acquises d'ici là dans le cadre du programme AMMA.

Annexes

Annexe A – Effet Doppler

L'effet Doppler intervient lorsque l'émetteur et la cible sont en mouvement l'un par rapport à l'autre. La fréquence de l'onde reçue par le radar est différente de celle de l'onde émise.

Soit un signal de longueur d'onde λ et de fréquence f_0 , émis par un capteur se déplaçant à la vitesse v . La phase instantanée $\varphi(t)$ de l'onde rétrodiffusée est donnée par :

$$\varphi(t) = 2\pi f_0 \left(t - \frac{2R}{c}\right) = 2\pi f_0 t - \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (\text{A.1})$$

où R est la distance cible-antenne (figure A.1) et t le temps.

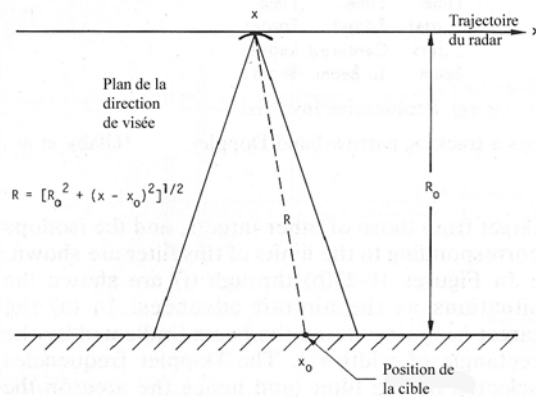


Figure A.1 – Représentation de R , R_0 et $(x - x_0)$ dans le plan de la direction de visée (d'après Moore *et al.*, 1983)

La fréquence de l'onde reçue est donnée par :

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{d\varphi}{dt} = f_0 - \frac{2}{\lambda} \frac{dR}{dt} = f_0 + f_D \quad (\text{A.2})$$

$$f_D = -\frac{2}{\lambda} \frac{dR}{dt} = -\frac{2u}{\lambda} \quad (\text{A.3})$$

$$u = -\vec{v} \cdot \frac{\vec{R}}{R} \quad (\text{A.4})$$

Annexe A – Effet Doppler

où f_D est la *fréquence Doppler* et u la vitesse radiale relative de la cible par rapport au capteur.

Un réflecteur est éclairé par l'antenne pendant un temps t_e :

$$t_e = \frac{\beta R_0}{\nu} = \frac{\lambda R_0}{L\nu} \quad (\text{A.5})$$

L'expression de R en fonction de R_0 (figure A.1) s'écrit :

$$R = \sqrt{R_0^2 + (x - x_0)^2} \approx R_0 + \frac{\nu^2 t^2}{2R_0} \quad (\text{A.6})$$

car $(x - x_0)^2 = (\nu t)^2 \ll R_0^2$

A partir des équations (A.3) et (A.6), on obtient l'expression de la fréquence Doppler en fonction du temps :

$$f_D = -\frac{2 \nu^2 t}{\lambda R_0} \quad (\text{A.7})$$

La *bande Doppler* B_D , ou dispersion Doppler, s'écrit :

$$B_D = |f_D(t_e)| = \frac{2\nu}{L} \quad (\text{A.8})$$

Annexe B – Suivi des surfaces continentales par altimétrie radar (Papa *et al.*, 2003)

L'altimètre radar Topex-Poseidon opère en bandes C (5.3 GHz, $\lambda = 5.7$ cm) et Ku (13.6 GHz, $\lambda = 2.2$ cm), avec une répétitivité d'environ 10 jours et une visée au nadir. Les contributions au signal rétrodiffusé sont la diffusion par la surface du sol, liée à la rugosité et à la constante diélectrique (terme dominant pour les sols nus, les surfaces inondées, les étendues d'eau, la fonte des neiges), atténuée ou non par l'extinction de la couche supérieure (terme non négligeable pour des forêts peu denses, forêts inondées, zones couvertes de neige sèche), et la réflexion par une surface située au-dessus de diffuseurs de volume, le signal étant alors composé de l'écho de surface et de l'écho de volume (pour les zones arides, les zones couvertes de neige humide). La différence de rétrodiffusion pour les deux fréquences disponibles provient des différences d'extinction et de diffusion dans le milieu.

La figure B.1 montre que la dynamique est de plus de 25 dB dans les deux bandes. Les valeurs les plus faibles sont obtenues pour les régions montagneuses, du fait des pentes, les plus fortes pour des surfaces horizontales (régions désertiques, grands bassins fluviaux). La variabilité la plus grande est observée sur les régions boréales (présence saisonnière de neige) et les zones de savanes (saison des pluies marquée), la plus faible sur les montagnes, certaines zones désertiques homogènes et les forêts tropicales. L'étude de la différence C-Ku montre de fortes valeurs pour les régions arides et désertiques, et de faibles valeurs pour les forêts tropicales humides et tempérées.

A l'échelle globale la dynamique saisonnière est fortement zonale. La figure B.2 montre les profils temporels de rétrodiffusion Ku et C-Ku pour différentes régions du globe. La signature temporelle est stable en bande Ku et pour la différence C-Ku sur les forêts tropicales humides (respectivement 12 et 3.4 dB, écho de surface sur le sommet de la canopée, pas de pénétration) ainsi que pour les déserts, où la valeur de C-Ku (environ 7.3 dB) est liée à la différence de pénétration pour ces deux fréquences. Les zones de savanes et boréales montrent des profils temporels pouvant être reliés au cycle saisonnier de la végétation et des

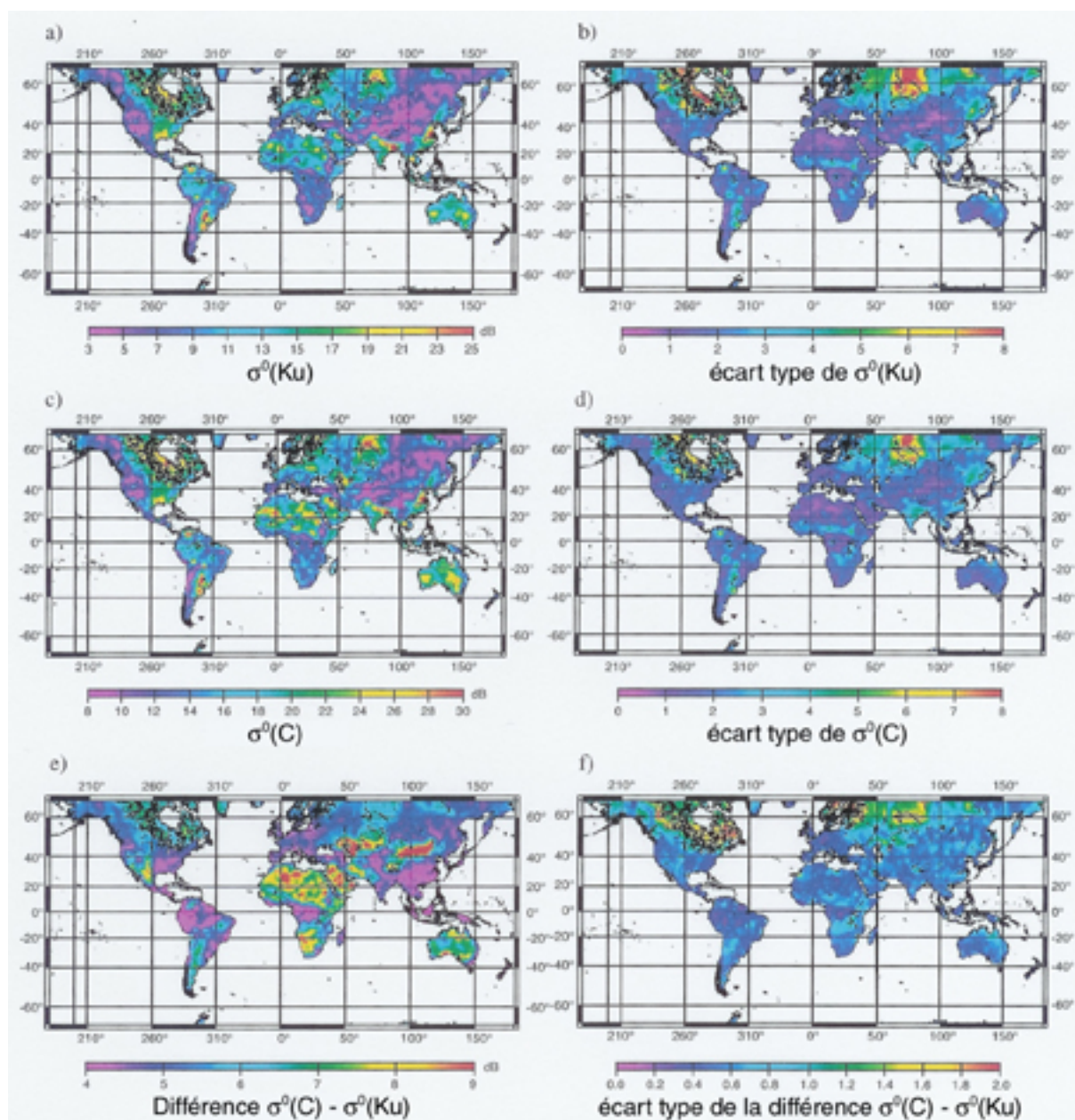


Figure B.1 – a) Rétrodiffusion moyenne mesurée dans la bande Ku par Topex-Poseidon entre janvier 1993 et janvier 2002, b) écart type de la rétrodiffusion Ku, c) Rétrodiffusion moyenne en bande C, d) écart type de la rétrodiffusion C, e) Valeur moyenne de la différence de rétrodiffusion C-Ku, f) écart type de la différence de rétrodiffusion C-Ku (d'après Papa *et al.*, 2003)

pluies ou des phases de gel et de dégel, avec des variations saisonnières marquées. Il est intéressant de remarquer que, sur les régions sahéniennes, les profils de la bande Ku et de la différence C-Ku sont en opposition de phase : pendant la saison sèche, la rétrodiffusion Ku représente la réponse du sol et des branches d'arbres (dépourvues de feuilles) tandis que la différence de rétrodiffusion C-Ku est principalement due à la différence de pénétration dans le

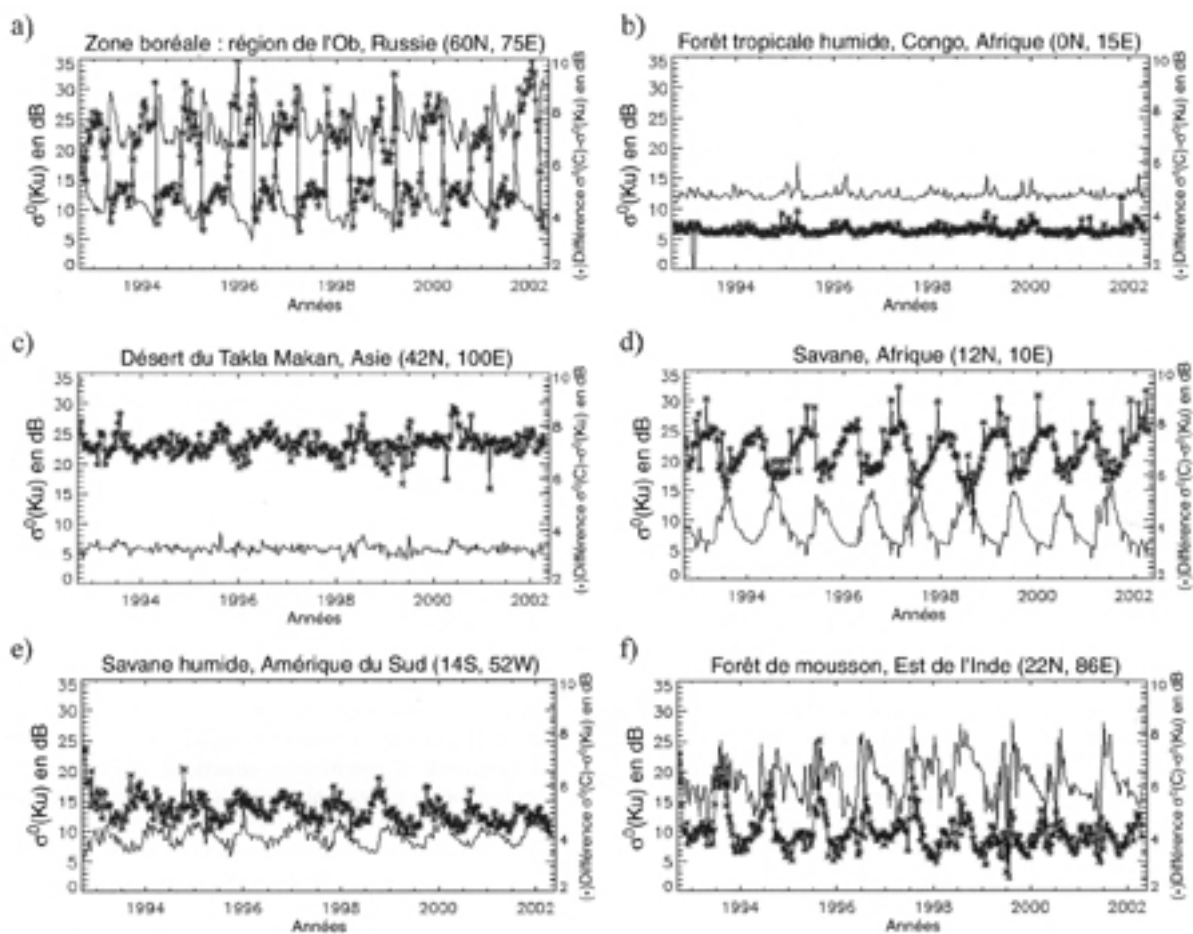


Figure B.2 – Profils temporels observés sur différentes régions entre octobre 1992 et juin 2002 pour la rétrodiffusion Ku (—) et C-Ku (*) (d'après Papa *et al.*, 2003)

sol et à la rugosité. Lors de la saison humide, la rétrodiffusion Ku augmente avec la croissance de la végétation pour atteindre son maximum (aux alentours de 15 dB, l'amplitude saisonnière du signal étant de 9 dB en moyenne) lors de la période de masse végétale maximale (en août), la réponse est alors dominée par l'écho du sommet de la canopée. La différence C-Ku atteint son minimum (5.6 dB pour une amplitude saisonnière de 2.4 dB en moyenne) à ce moment, du fait de l'augmentation de la rétrodiffusion en bande C, due à l'écho du sommet de la canopée, à la diffusion de volume et à l'écho du sol atténué par la végétation.

Annexe C – Modèle du nuage d'eau (Attema et Ulaby, 1978)

Ce modèle est un modèle semi-empirique, fondé sur l'observation que la constante diélectrique de la végétation verte est largement dominée par la constante diélectrique de l'eau. Par conséquent, le couvert est représenté par une distribution de gouttelettes d'eau sphériques identiques.

Les équations donnant la contribution de la végétation peuvent être exprimées en fonction de son épaisseur optique τ et de son albédo de diffusion simple ω :

$$\tau = \kappa_e h_c \quad (\text{C.1})$$

h_c est la hauteur du couvert et κ_e son coefficient d'extinction, avec :

$$\kappa_e = n \sigma_e \quad (\text{C.2})$$

$$\omega = \frac{n \sigma}{\kappa_e} \quad (\text{C.3})$$

où n est la densité volumique de diffuseurs, σ_e la section efficace d'extinction d'un diffuseur et σ sa SER. κ_e est proportionnel au contenu en eau de la végétation et, les gouttelettes étant identiques, ω est une constante.

La réponse de la végétation est alors donnée par :

$$\sigma_{\text{végétation}}^0(\theta) = \frac{\omega}{2} \cos(\theta) [1 - L^2(\theta)] \quad (\text{C.4})$$

L représente la transmittivité de la canopée, définie par :

$$L(\theta) = \exp[-\tau \sec(\theta)] = \exp\left[-\frac{\kappa_e h_c}{\cos(\theta)}\right] \quad (\text{C.5})$$

Les paramètres de la végétation, κ_e et ω , doivent être estimés pour chaque couvert.

Annexe D – Modèle de Oh

C'est un modèle semi-empirique, obtenu à partir d'un grand nombre de mesures effectuées sur des sols nus. La contribution du sol en polarisation VV est exprimée en fonction d'un seul paramètre de rugosité, l'altitude quadratique moyenne s , et de la constante diélectrique du sol ϵ_s :

$$\sigma_{sol\ Oh}^0(\theta, \epsilon_s, ks) = \frac{g \cos^3(\theta)}{\sqrt{p}} [\Gamma_v(\theta) + \Gamma_h(\theta)] \quad (D.1)$$

k est le nombre d'onde et $\Gamma_u(\theta)$ la réflectivité de Fresnel de la surface pour la polarisation u ($= v, h$). Le rapport de copolarisation p s'écrit :

$$p = \frac{\sigma_{hh}^0}{\sigma_{vv}^0} = \left[1 - \left(\frac{2\theta}{\pi} \right)^{\left[\frac{1}{3} \Gamma_0 \right]} \exp(-ks) \right]^2 \quad (D.2)$$

où $\Gamma_0 = \left| \frac{1 - \sqrt{\epsilon_s}}{1 + \sqrt{\epsilon_s}} \right|^2$ est la réflectivité de Fresnel au nadir. g est un facteur empirique donné par :

$$g = 0.7 \left[1 - \exp(-0.65(ks)^{1.8}) \right] \quad (D.3)$$

Ce modèle a été validé à l'aide de mesures de terrain pour une large gamme de fréquences et de conditions de surface. La composante cohérente de la diffusion de surface n'est pas prise en compte par le modèle, par conséquent, pour des surfaces lisses, le domaine de validité est limité à des incidences supérieures à 20°. En revanche, pour des surfaces rugueuses, la composante cohérente peut être négligée et le modèle utilisés entre 0 et 70° d'incidence (Oh *et al.*, 1992).

Annexe E – Images RSO ERS utilisées



Image E.1 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 10 mai 1995

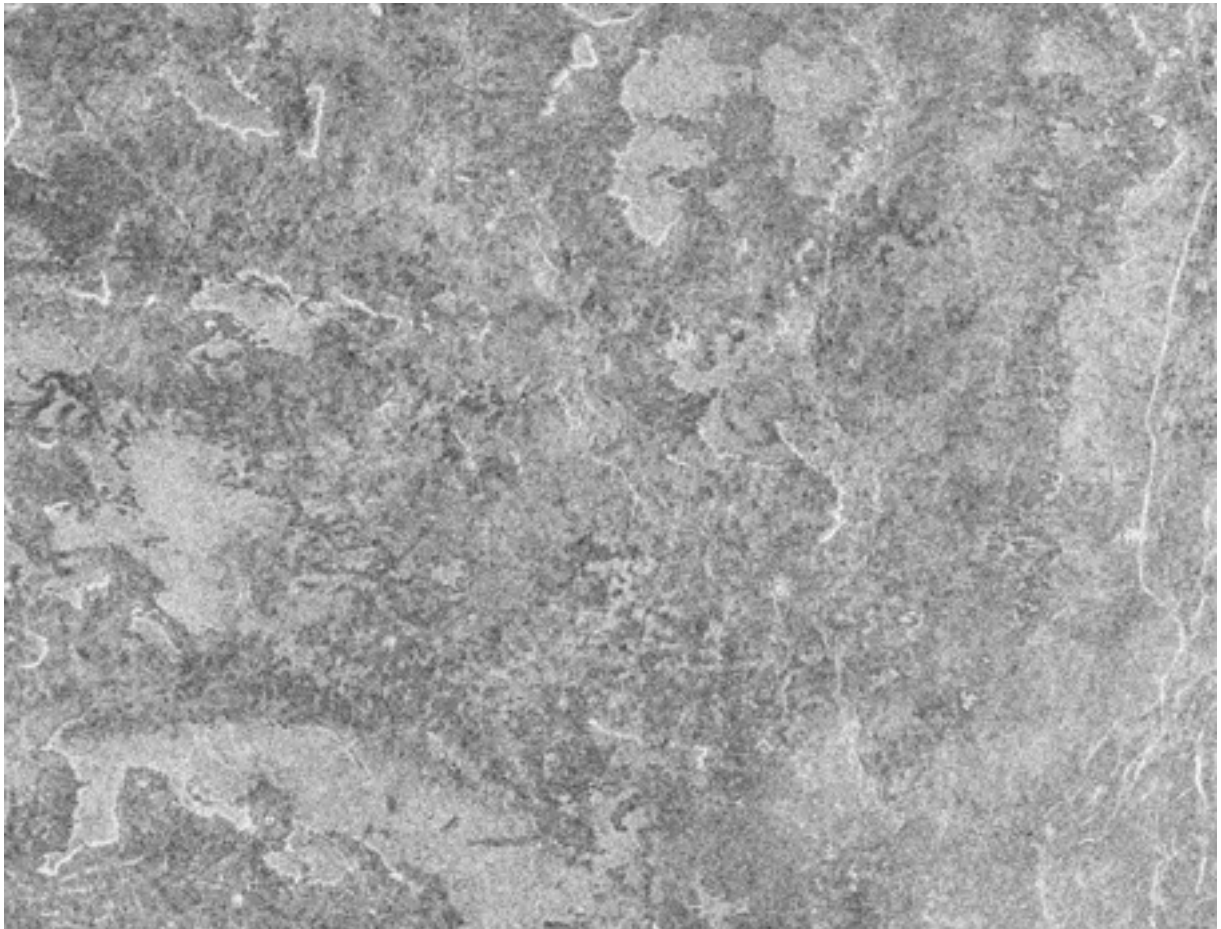


Image E.2 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 14 juin 1995

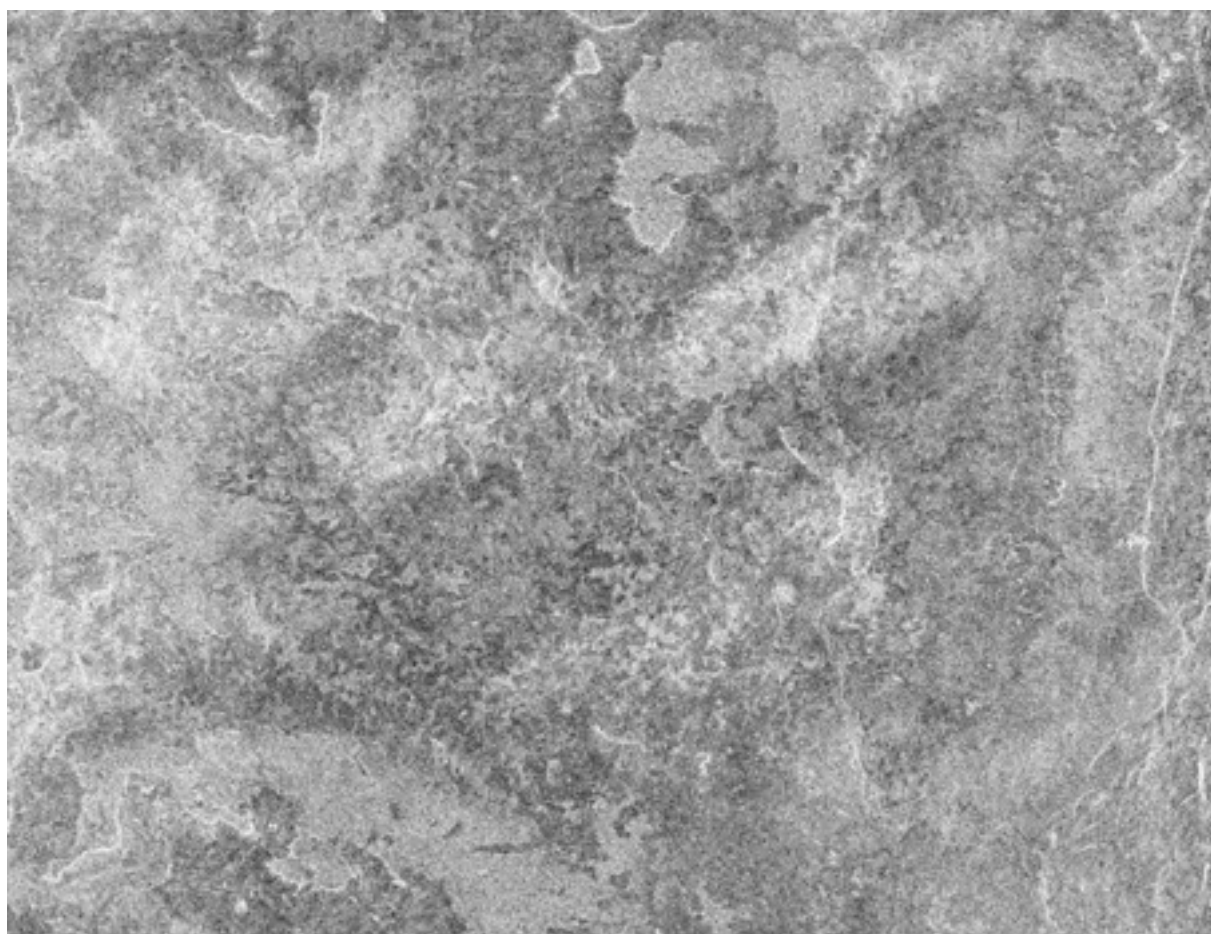


Image E.3 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 15 juin 1995

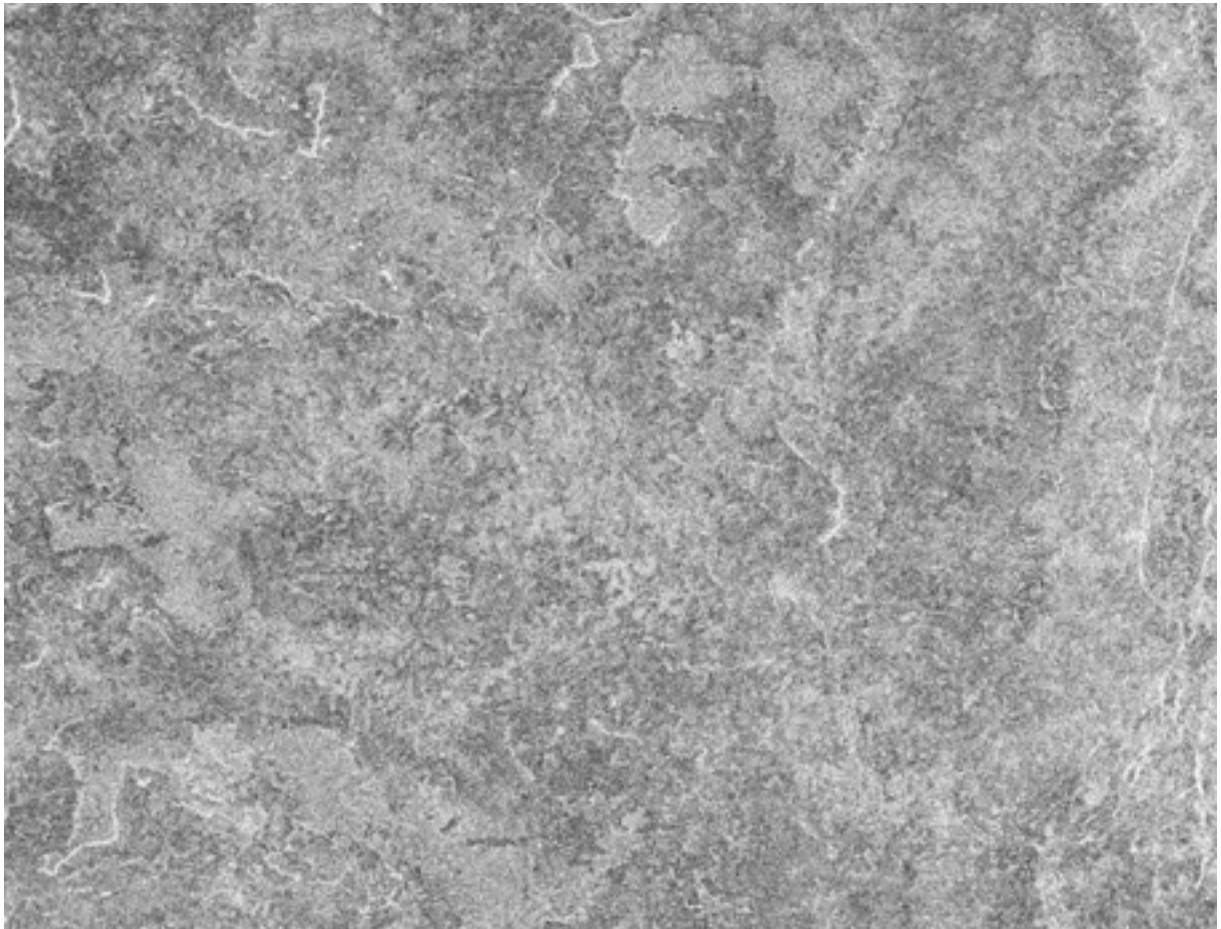


Image E.4 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 19 juillet 1995

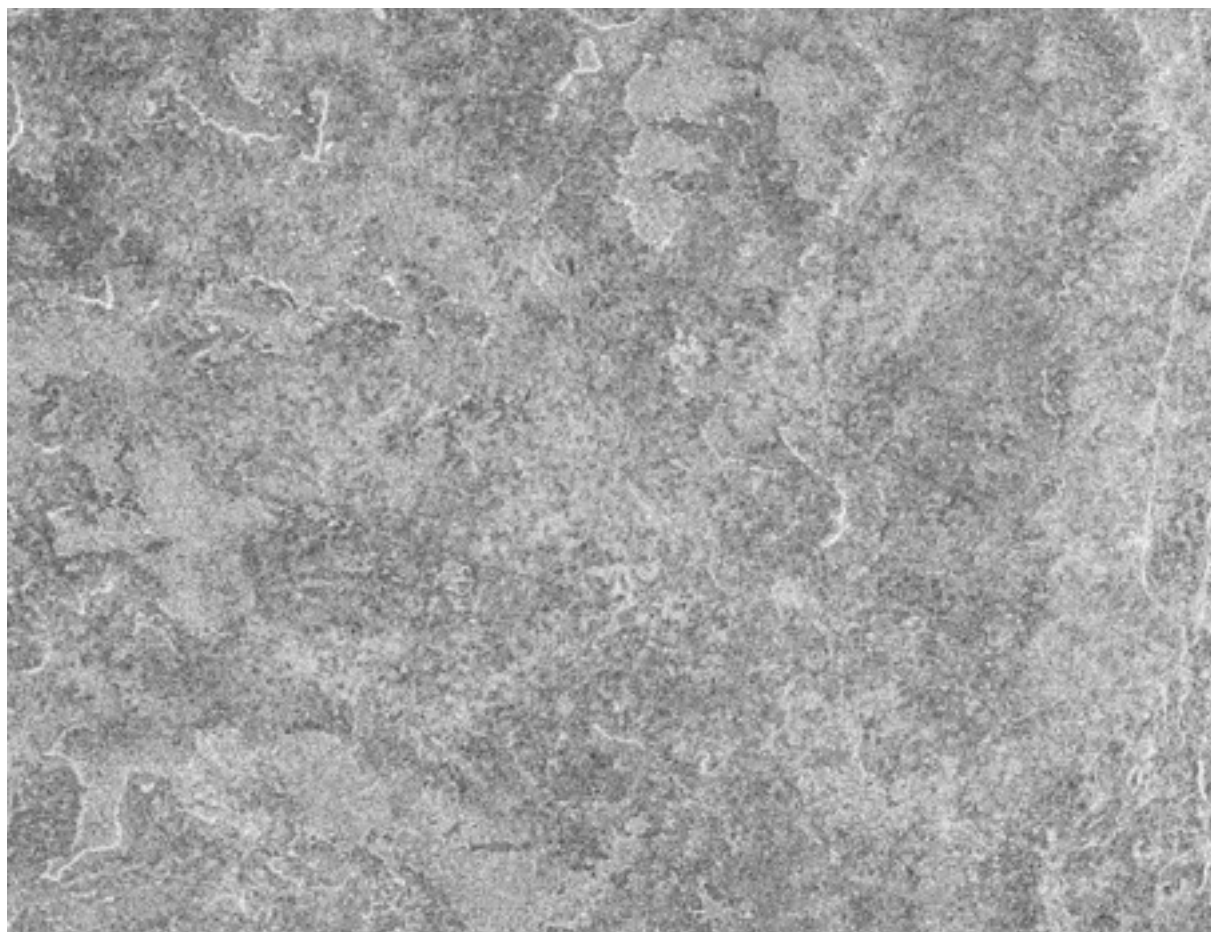


Image E.5 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 20 juillet 1995

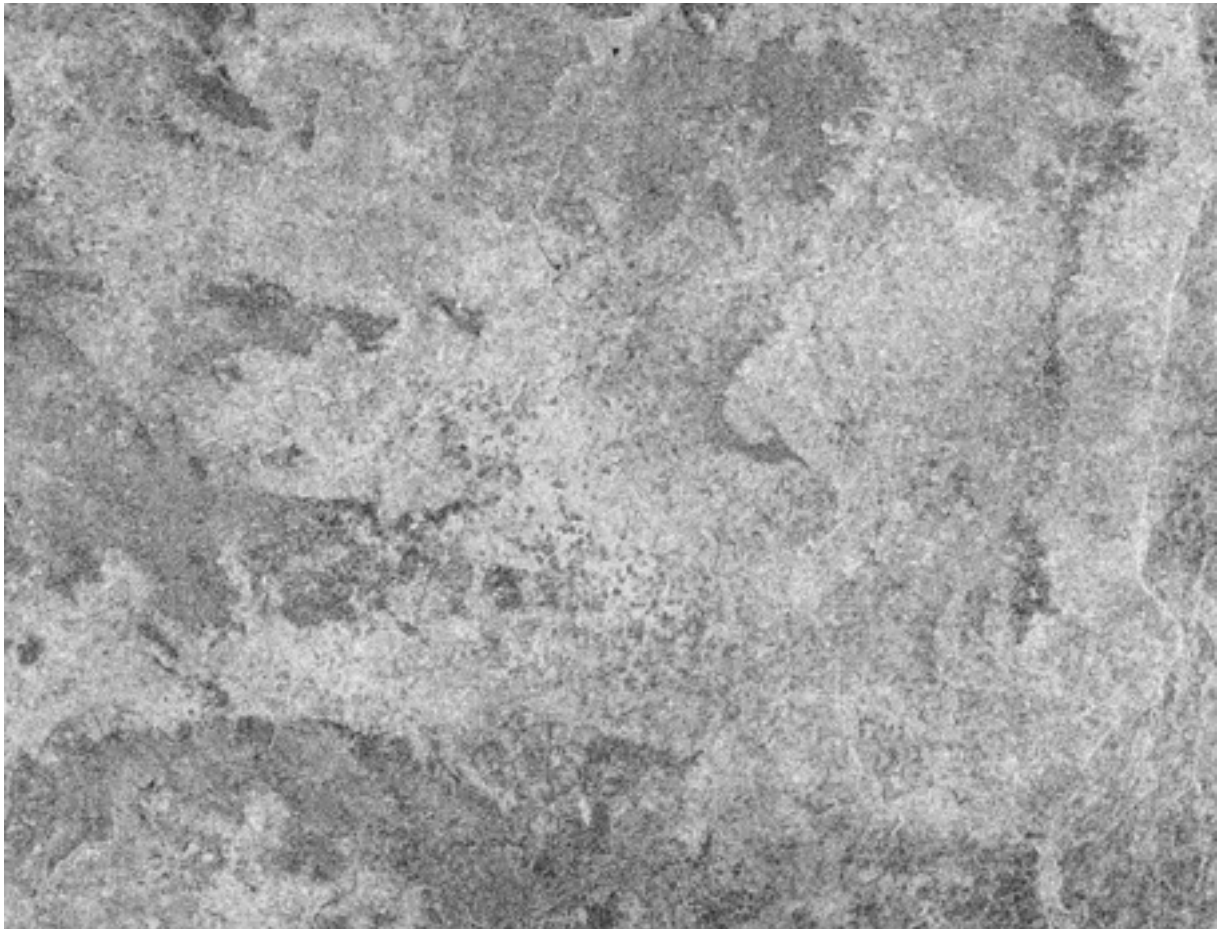


Image E.6 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 23 août 1995

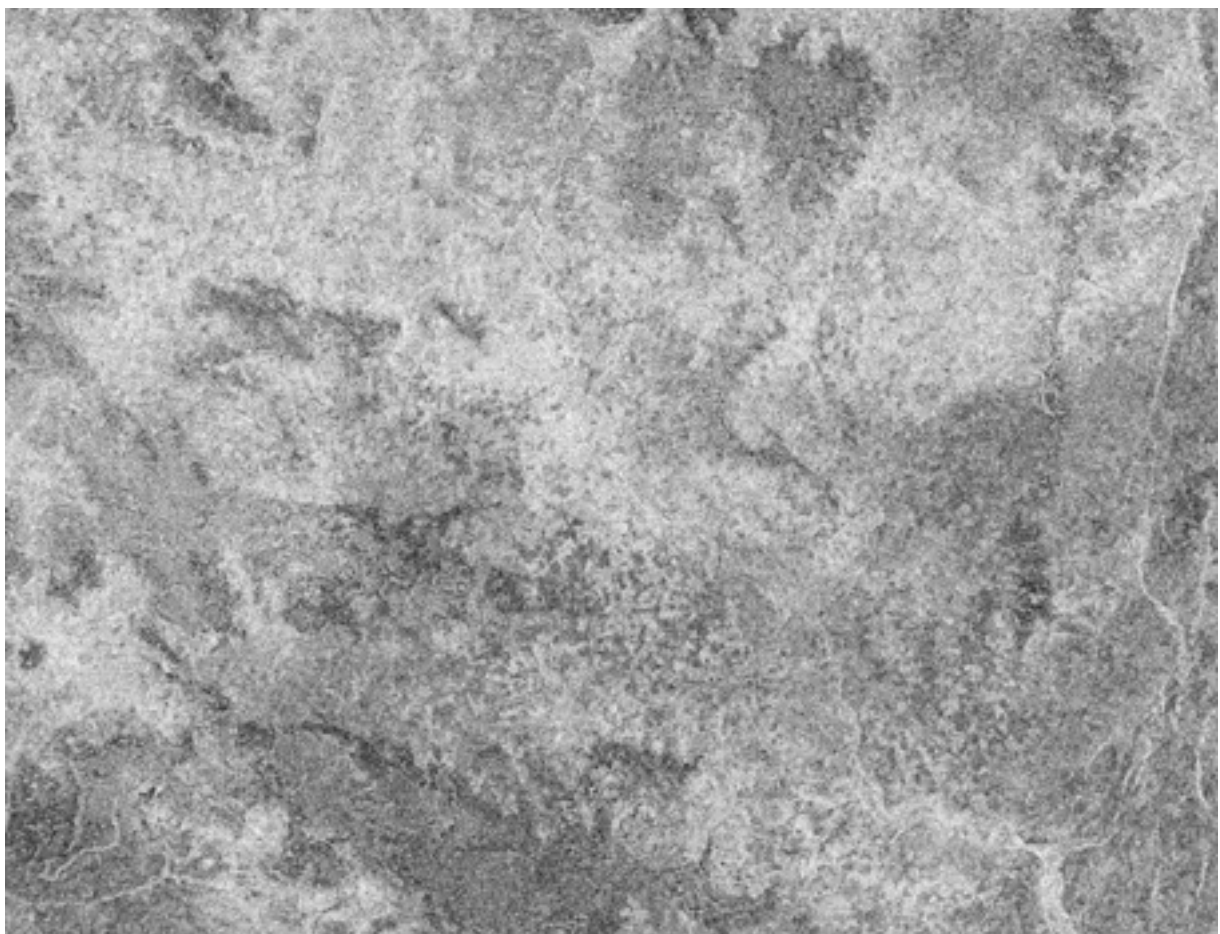


Image E.7 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 27 septembre 1995



Image E.8 – Fenêtre extraite sur la zone d'étude du Fakara à partir de l'image RSO du 10 janvier 1996

Annexe F – Théorie du transfert radiatif

L'intensité spécifique $I(\vec{r}, \hat{s})$ est définie au point \vec{r} , dans la direction \hat{s} et dans le cas monofréquence par (Ulaby *et al.*, 1982) :

$$dP = I(\vec{r}, \hat{s}) \cos \theta \, dA \, d\Omega \quad (\text{F.1})$$

où dP est la puissance émise par unité de surface apparente $\cos \theta \, dA$ dans un angle solide $d\Omega$ suivant le vecteur unitaire \hat{s} , θ étant l'angle entre la normale à dA et \hat{s} .

L'équation du transfert radiatif régit les variations de l'intensité dans un milieu qui peut absorber, transmettre, émettre et diffuser de l'énergie. Elle peut être dérivée du bilan d'énergie dans un cylindre élémentaire de longueur ds , d'axe \hat{s} et de section efficace unitaire :

$$\frac{dI(\vec{r}, \hat{s})}{ds} = -\kappa_a I(\vec{r}, \hat{s}) - \kappa_d I(\vec{r}, \hat{s}) + \kappa_a J_a(\hat{s}) + \kappa_d J_d(\hat{s}) \quad (\text{F.2})$$

où κ_a et κ_d sont respectivement les coefficients d'absorption et de diffusion (le coefficient d'extinction est donné par $\kappa_e = \kappa_a + \kappa_d$), J_a et J_d respectivement les fonctions sources d'absorption³ et de diffusion. J_a est en général négligeable dans le cas des micro-ondes actives et J_d est définie par (Ulaby *et al.*, 1982) :

$$J_d(\hat{s}) = \frac{1}{4\pi} \iint_{4\pi} \psi(\hat{s}, \hat{i}) I(\vec{r}, \hat{i}) \, d\Omega_i \quad (\text{F.3})$$

où ψ est la fonction de phase, donnant la part d'énergie incidente dans la direction \hat{i} diffusée dans la direction \hat{s} .

³ l'énergie absorbée est réémise sous une autre forme d'énergie, typiquement thermique.

L'équation (F.2) fait intervenir des grandeurs scalaires, elle ne permet pas de tenir compte de la dépolarisation de l'onde dans le milieu. Afin d'y remédier, on introduit le vecteur de Stokes \bar{I} pour une onde monochromatique de polarisation elliptique $\vec{E} = E_v \hat{v} + E_h \hat{h}$:

$$\bar{I} = \frac{1}{\eta} \begin{pmatrix} \langle |E_v|^2 \rangle \\ \langle |E_h|^2 \rangle \\ 2 \operatorname{Re} \langle (E_v E_h^*) \rangle \\ 2 \operatorname{Im} \langle (E_v E_h^*) \rangle \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} I_v \\ I_h \\ U \\ Q \end{pmatrix} \quad (\text{F.4})$$

où $\eta = \sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}}$ est l'impédance du milieu.

La formulation vectorielle pour les micro-ondes actives de l'équation (F.2) est alors (Ulaby *et al.*, 1982) :

$$\frac{d\bar{I}(\vec{r}, \hat{s})}{ds} = -\bar{\kappa}_e \bar{I}(\vec{r}, \hat{s}) + \int_{4\pi} \frac{\langle \bar{M} \rangle}{V} \bar{I}(\vec{r}, \hat{i}) d\Omega \quad (\text{F.5})$$

avec $\bar{\kappa}_e$ la matrice d'extinction et V le volume efficace. L'expression de la matrice de Stokes \bar{M} est détaillée dans (Ishimaru, 1997).

Il existe plusieurs méthodes pour résoudre l'équation (F.5). Karam *et al.* (1992) utilisent la méthode itérative, fondée sur l'hypothèse que l'albédo de simple diffusion $\omega = \frac{\kappa_d}{\kappa_a + \kappa_d}$ du milieu est faible. Le milieu est composé de couches horizontales homogènes. La solution est décomposée en série selon :

$$\bar{I}(\vec{r}, \hat{s}) = \bar{I}_0(\vec{r}, \hat{s}) + \bar{I}_1(\vec{r}, \hat{s}) + \dots \quad (\text{F.6})$$

L'ordre 0 représente la propagation de l'onde incidente dans le milieu sans diffusion dans le volume : dans le cas d'un couvert végétal limité par une surface réfléchissante (le sol), c'est la rétrodiffusion du sol atténuée par la végétation. L'ordre 1 représente la propagation de l'onde incidente dans le milieu avec une seule diffusion dans le volume : c'est la diffusion de volume

Annexe F – Théorie du transfert radiatif

par la végétation et la double réflexion sol-végétation ou végétation-sol. Les ordres supérieurs sont négligés.

Annexe G – Modèle de Karam

Le modèle de rétrodiffusion utilisé dans cette étude a été développé par Karam *et al.* (1992). Il est basé sur la résolution par itération de l'équation du transfert radiatif (cf. annexe F) et peut prendre en compte une représentation de couvert végétal comprenant jusqu'à trois couches. Dans chaque couche, supposée homogène, les diffuseurs identiques sont regroupés et caractérisés selon leurs dimensions, leurs propriétés diélectriques, leur densité et leur orientation. Les diffuseurs élémentaires peuvent être représentés par des formes géométriques simples (cylindres, disques, ellipsoïdes).

Le modèle calcule le coefficient de rétrodiffusion par résolution itérative de l'équation du transfert radiatif. On obtient l'expression suivante :

$$\sigma_{mn}^0 = \sum_{q=0} \sigma_{mn}^{0(q)} \quad (\text{G.1})$$

où m et n ($= [V, H]$) désignent les polarisations de réception et d'émission respectivement, et q l'ordre de la solution itérative de l'équation du transfert radiatif. Les solutions aux ordres 0 et 1 sont données dans la suite. Les solutions d'ordre supérieur sont en majorité des cas négligeables devant les deux premières.

La solution à l'ordre 0 représente la contribution du sol atténué deux fois par le couvert végétal. Elle a pour expression :

$$\sigma_{mn}^{0(0)}(\theta_i, \phi_i) = \sigma_{mn}^0(s)(\theta_i, \phi_i) = L_m(\theta_i) \sigma_{mnS}^0(\theta_i, \phi_i) L_n(\theta_i) \quad (\text{G.2})$$

où $\sigma_{mnS}^0(\theta_i, \phi_i)$ représente le coefficient de rétrodiffusion du sol. $L_m(\theta_i)$ est le facteur d'atténuation de la couche dans la direction de l'onde incidente pour la polarisation m . Il est donné par l'expression :

$$L_m(\theta_i) = \exp\left(-\frac{k_m(\theta_i)H}{\cos(\theta_i)}\right) \quad (\text{G.3})$$

H est la hauteur de la couche et k_m son coefficient d'extinction, donné par :

$$k_m(\theta_i) = \sum_{l=1}^{N_d} n_l \langle \kappa_{lm}(\theta_i) \rangle \quad (\text{G.4})$$

N_d représente le nombre de groupe de diffuseurs dans la couche considérée et, pour chaque groupe l , n_l est la densité de diffuseurs (m^{-3}) et $\kappa_{lm}(\theta_i)$ la section efficace d'extinction d'un diffuseur. La moyenne s'effectue sur la distribution d'orientation $P_l(\alpha, \beta)$ de chaque groupe :

$$\langle \kappa_{lm}(\theta_i) \rangle = \frac{1}{2\pi} \int d\beta \int d\alpha P_l(\alpha, \beta) \kappa_{lm}(\theta_i) \quad (\text{G.5})$$

où α et β sont respectivement l'azimut et l'inclinaison du diffuseur élémentaire.

La solution à l'ordre 1 comprend le terme de diffusion de la couche végétale $\sigma_{mn}^0(c)$ et celui correspondant à l'interaction entre le couvert herbacé et le sol $\sigma_{mn}^0(c \leftrightarrow s)$. Elle a pour expression :

$$\sigma_{mn}^{0(1)} = \sigma_{mn}^0(c) + \sigma_{mn}^0(c \leftrightarrow s) \quad (\text{G.6})$$

Le terme $\sigma_{mn}^0(c)$ représente la diffusion de volume dans le couvert végétal :

$$\sigma_{mn}^0(c) = 4\pi \cos(\theta_i) Q_{mn}(\theta_i, \phi_i) \left[\frac{1 - L_m(\theta_i)L_n(\theta_i)}{k_m(\theta_i) + k_n(\theta_i)} \right] \quad (\text{G.7})$$

$Q_{mn}(\theta_i, \phi_i)$ correspond à la rétrodiffusion d'un élément de volume dans la couche végétale. Son expression est :

$$Q_{mn}(\theta_i, \phi_i) = \sum n_l \left\langle |f_{lmn}(-\hat{i}, \hat{i})|^2 \right\rangle \quad (\text{G.8})$$

où $f_{lmn}(-\hat{i}, \hat{i})$ est l'amplitude de diffusion d'un diffuseur appartenant au l -ième groupe. La quantité entre crochets est le résultat de l'intégration du facteur de perte

$\exp\left[-\frac{k_m(\theta_i) + k_n(\theta_i)}{\cos(\theta_i)} z\right]$ associé à un élément de volume à une hauteur $-z$.

Le terme $\sigma_{mn}^0(c \leftrightarrow s)$ représente la contribution de l'interaction. C'est la somme de deux termes :

$$\sigma_{mn}^0(c \leftrightarrow s) = \sigma_{mn}^0(c \rightarrow s) + \sigma_{mn}^0(s \rightarrow c) \quad (\text{G.9})$$

le premier correspondant à la diffusion du couvert sur de la diffusion du sol, tandis que le deuxième traduit la diffusion du sol suivie de celle du couvert.

Le calcul de σ^0 nécessite donc le calcul des amplitudes de diffusion des diffuseurs élémentaires. Le coefficient d'extinction du diffuseur et le facteur d'atténuation de la couche en sont déduits. Le coefficient de rétrodiffusion de la couche végétale est également obtenu à partir de l'amplitude de diffusion d'un diffuseur.

Plusieurs approximations permettent d'obtenir les amplitudes de diffusion lorsque les diffuseurs ont des formes géométriques relativement simples. Ainsi l'approximation des cylindres de longueur finie (Karam *et al.*, 1988a) est utilisée dans le cas de tiges et de branches, ou l'approximation généralisée de Gans-Rayleigh pour les disques ou les ellipsoïdes dans le cas des feuilles (Karam *et al.*, 1988b).

Bibliographie

- Abdel-Messeh, M. (1998). *Global vegetation monitoring using ERS-1 scatterometer data*. Thèse de doctorat, University of Sheffield, Sheffield, Royaume-Uni, 280 p.
- Abdel-Messeh, M. et S. Quegan (2000). *Variability in ERS scatterometer measurements over land*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38 (4), 1767-1776.
- Alphonse (1988). *Extraction de paramètres d'un couvert végétal en télédétection hyperfréquences actives : méthodologie et application aux données en bande C pour l'humidité de surface du sol et la biomasse en eau de couverts de soja*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale d'Agronomie de Rennes, 117 p.
- AMMA (2001). French white book on African monsoon and its various components. [référence du 13 octobre 2004], <http://medias.obs-mip.fr/amma/>
- Asrar, G., M. Fuchs, E. Kanemasu et J. Hatfield (1984). *Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat*. *Agronomy Journal*, 76, 300-306.
- Attema, E. P. W. et F. T. Ulaby (1978). *Vegetation modeled as a water cloud*. *Radio Science*, 13 (2), 357-364.
- Aubreville, A. (1949). *Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale*. Paris: Soc. Ed. géog. marit. et col. 351 p.
- Bamler, R. et B. Schaettler (1993). SAR data acquisition and image formation. In: G. Schreier (éd.), *SAR geocoding: data and systems*. Karlsruhe: Wichmann, 53-103.
- Becker, F. et B. J. Choudhury (1988). *Relative sensitivity of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and Microwave Polarization Difference Index (MPDI) for vegetation and desertification monitoring*. *Remote Sens. Environ.*, 24 (2), 297-311.
- Bégué, A. (1991). *Estimation de la production primaire en zone sahélienne à partir de données radiométriques. Cas d'un couvert discontinu : le mil*. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot - Paris VII, Paris, 139 p.
- BEST (2004). Basic ENVISAT SAR Toolbox. [référence du 28 septembre 2004], <http://earth.esa.int/services/best/>
- Board on Science and Technology for International Development, N. R. C. (1996). *Lost crops of Africa - Volume I: Grains*. Washington, D.C.: National Academy Press. 408 p. <http://books.nap.edu/books/0309049903/html/index.html>
- Boulain, N. (2004). *Effet des facteurs climatiques et anthropiques dans l'évolution récente des écosystèmes tropicaux : modélisation spatialisée du bilan hydrique d'un petit bassin versant sahélien*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, Paris, 171 p.
- Carlson, T. et D. Ripley (1997). *On the relation between NDVI, fractional vegetation cover and leaf area index*. *Remote Sens. Environ.*, 62, 241-252.

Bibliographie

- Chanzy, A., T. J. Schmugge, J.-C. Calvet, Y. H. Kerr, P. van Oevelen, O. Grosjean et J. R. Wang (1997). *Airborne microwave radiometry on a semi-arid area during HAPEX-Sahel*. *J. Hydrol.*, 188-189, 285-309.
- Charney, J. G. (1975). *Dynamics of deserts and droughts in the Sahel*. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 101, 193-202.
- Chehbouni, A., D. Lo Seen, E. G. Njoku, J.-P. Lhomme, B. Monteny et Y. H. Kerr (1997). *Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces*. *J. Hydrol.*, 188-189, 855-868.
- Choudhury, B. J. (1987). *Estimates of primary productivity over Thar desert upon Nimbus-7 37 GHz data: 1979-1985*. *Int. J. Remote Sensing*, 8 (12), 1885-1890.
- Curlander, J. C. et R. N. McDonough (1991). *Synthetic aperture radar: systems and signal processing*. New York: John Wiley & Sons, Inc. 647 p.
- d'Herbès, J. M. et C. Valentin (1997). *Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications*. *J. Hydrol.*, 188-189, 18-42.
- Djaby, B. (2000). *Utilisation de la télédétection pour le suivi des parcours en zone agro-pastorale sahélienne*. Mémoire de DEA, Fondation Universitaire Luxembourgeoise, Arlon, Belgique, 140 p.
- Dolman, A. J., J. H. C. Gash, J.-P. Goutorbe, Y. H. Kerr, T. Lebel, S. D. Prince et J. N. M. Stricker (1997). *The role of the land surface in Sahelian climate: HAPEX-Sahel results and future research needs*. *J. Hydrol.*, 188-189, 1067-1079.
- Elachi, C. (1987). *Introduction to the physics and techniques of remote sensing*. New York: John Wiley & Sons. 413 p.
- ESA (1992). *ERS-1 system*. ESA Publications Division, Noordwijk, The Netherlands, SP-1146.
- Fischer, R. E. (1972). *Standard deviation of scatterometer measurement from space*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-10 (2), 106-113.
- Fontaine, B. et S. Janicot (1999). *Dynamique atmosphérique et conditions de surface : l'exemple de la mousson ouest-africaine*. CNFGG, Rapport quadriennal 95-98.
- Freeman, A. (1992). *SAR calibration: an overview*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30 (6), 1107-1121.
- Frison, P.-L. et E. Mougin (1996a). *Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 34 (2), 550-560.
- Frison, P.-L. et E. Mougin (1996b). *Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind scatterometer data*. *Int. J. Remote Sensing*, 17 (16), 3201-3218.

- Frison, P.-L. (1997). *Potentialités du diffusiomètre vent du satellite ERS-1 pour l'étude de la biosphère continentale*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 140 p.
- Frison, P.-L., E. Mougín et P. Hiernaux (1998). *Observations and interpretation of seasonal ERS-1 wind scatterometer data over northern Sahel (Mali)*. *Remote Sens. Environ.*, 63, 233-242.
- Frison, P.-L., E. Mougín, L. Jarlan, M. A. Karam et P. Hiernaux (2000). *Comparison of ERS wind scatterometer and SSM/I data for Sahelian vegetation monitoring*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38 (4), 1794-1803.
- Frolking, S. E., K. C. McDonald, J. S. Kimball, J. B. Way, R. Zimmermann et S. W. Running (1999). *Using the spaceborne NASA scatterometer (NSCAT) to determine the frozen and thawed seasons*. *Journal of Geophysical Research*, 104 (D22), 27,895-27,907.
- Fung, A. K., Z. Li et K. S. Chen (1992). *Backscattering from a randomly rough dielectric surface*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30 (2), 356-369.
- Goodman, J. W. (1985). *Statistical optics*. New York: John Wiley & Sons Inc. 576 p.
- Goutorbe, J.-P., T. Lebel, A. Tinga, P. Bessemoulin, J. Brouwer, A. J. Dolman, E. T. Engman, J. H. C. Gash, M. Hoepffner, P. Kabat, Y. H. Kerr, B. Monteny, S. D. Prince, F. Said, P. Sellers et J. Wallace (1994). *HAPEX-Sahel: a large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics*. *Ann. Geophys.*, 12, 53-64.
- Goutorbe, J.-P., T. Lebel, A. J. Dolman, J. H. C. Gash, P. Kabat, Y. H. Kerr, B. Monteny, S. D. Prince, J. N. M. Stricker, A. Tinga et J. S. Wallace (1997). *An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification*. *J. Hydrol.*, 188-189, 4-17.
- Grippa, M. et I. H. Woodhouse (2002a). *Validation of surface scattering models across large footprints for global scatterometer applications*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 40 (10), 2229-2233.
- Grippa, M. et I. H. Woodhouse (2002b). *Retrieval of bare soil and vegetation parameters from wind scatterometer measurements over three different climatic regions*. *Remote Sens. Environ.*, 84, 16-24.
- Guerin, H., D. Friot, N. Mbaye et D. Richard (1991). *Alimentation des ruminants domestiques sur pâturages naturels sahéliens et sahélo-soudaniens : étude méthodologique dans la région du Ferlo au Sénégal*. Institut d'élevage et de médecine vétérinaire des pays tropicaux (IEMVT), 115 p.
- Gutman, G., D. Tarpley, A. Ignatov et S. Olson (1995). *The enhanced NOAA Global Land dataset from the Advanced Very High Resolution Radiometer*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76 (7), 1141-1156.
- Halldin, S., L. Gottschalk, A. A. van de Griend, S. E. Gryning, M. Heikinheimo, U. Högström, A. Jochum et L. C. Lundin (1998). *NOPEX - A northern hemisphere climate processes land-surface experiment*. *J. Hydrol.*, 212-213, 171-187.

Bibliographie

- Hallikainen, M. T., F. T. Ulaby, M. C. Dobson, M. A. El-Rayes et L.-K. Wu (1985). *Microwave dielectric behavior of wet soil - Part I: empirical models and experimental observations. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-23 (1), 25-34.
- Hallikainen, M. T., J. Hyypä, J. Haapanen, T. Tares, P. Ahola, J. T. Pulliainen et M. Toikka (1993). *A helicopter-borne eight-channel ranging scatterometer for remote sensing - Part I: system description. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 31 (1), 161-169.
- Hanan, N. P., S. D. Prince et A. Bégué (1997). *Modelling vegetation primary production during HAPEX-Sahel using production efficiency and canopy conductance model formulations. J. Hydrol.*, 188-189, 651-675.
- Hiernaux, P. et C. O. Justice (1986). *Suivi du développement végétal au cours de l'été 1984 dans le Sahel malien. Int. J. Remote Sensing*, 7 (11), 1515-1531.
- Hiernaux, P., M. I. Cissé, L. Diarra et P. N. de Leeuw (1994). *Fluctuations saisonnières de la feuillaison des arbres et des buissons sahéliens. Conséquences pour la quantification des ressources fourragères. Revue Elev. Méd. vét. Pays trop.*, 47 (1), 117-125.
- Hiernaux, P. (1995). *Spatial heterogeneity in Sahelian rangelands and resilience to drought and grazing. Rangelands in a sustainable biosphere. Proceedings of the Fifth International Rangeland Congress*, vol. 2, 232-233.
- Hiernaux, P. (2000). *The soils in villages lands in Western Niger, opportunities and constraints for rural development. ILRI, Draft.*
- Hiernaux, P. (2001). *Fondements écologiques de la gestion des parcours au Sahel. Comptes-rendus "Elevage et gestion de parcours au Sahel, implications pour le développement". Verlag Ulrich E. Grauer, Beuren, Stuttgart, Allemagne, 291-302.*
- Hiernaux, P. et A. Ayantunde (2004). *The Fakara: a semi-arid agro-ecosystem under stress. International Livestock Research Institute, Report of research activities. First phase (July 2002 - June 2004) of the DMP-GEF Programme (GEF/2711-02-4516).*
- Ishimaru, A. (1997). *Wave propagation and scattering in random media. Piscataway: IEEE Press. 574 p.*
- Jarlan, L. (2001). *Inversion des données des diffusiomètres spatiaux pour le suivi de la végétation en zone semi-aride : application au Sahel africain. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 263 p.*
- Jarlan, L., E. Mougin, P.-L. Frison, P. Mazzega et P. Hiernaux (2002a). *Analysis of ERS wind scatterometer time series over Sahel (Mali). Remote Sens. Environ.*, 81, 404-415.
- Jarlan, L., P. Mazzega et E. Mougin (2002b). *Retrieval of land surface parameters in the Sahel from ERS wind scatterometer data: a "brute force" method. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 40 (9), 2056-2062.

- Jarlan, L., P. Mazzega, E. Mougin, F. Lavenu, G. Marty, P.-L. Frison et P. Hiernaux (2003). *Mapping of Sahelian vegetation parameters from ERS scatterometer data with an evolution strategies algorithm. Remote Sens. Environ.*, 87, 72-84.
- Justice, C. O. et P. Hiernaux (1986). *Monitoring the grasslands of the Sahel using NOAA AVHRR data: Niger 1983. Int. J. Remote Sensing*, 7 (11), 1475-1497.
- Karam, M. A., A. K. Fung et Y. M. M. Antar (1988a). *Electromagnetic scattering from a layer of finite randomly oriented, dielectric, circular cylinders over a rough interface with application to vegetation. Int. J. Remote Sensing*, 9 (6), 1109-1134.
- Karam, M. A., A. K. Fung et Y. M. M. Antar (1988b). *Electromagnetic wave scattering from some vegetation samples. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 26 (6), 799-808.
- Karam, M. A., A. K. Fung, R. H. Lang et N. S. Chauhan (1992). *A microwave scattering model for layered vegetation. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30 (4), 767-784.
- Kennett, R. G. et F. K. Li (1989a). *Seasat over-land scatterometer data, part I: Global overview of the Ku-band backscatter coefficients. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 27 (5), 592-604.
- Kennett, R. G. et F. K. Li (1989b). *Seasat over-land scatterometer data, part II: Selection of extended area land-target sites for the calibration of spaceborne scatterometers. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 27 (6), 779-788.
- Kerr, Y. H., H. Makhmara, J. C. Meunier et T. Valero (1995). *HAPEX Sahel information system: CD-ROM 3 (ground data v3 08/95), ORSTOM, CNES, Médias-France, Tech. Rep. CESBIO.*
- Kerr, Y. H., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J.-M. Martinuzzi, J. Font et M. Berger (2001). *Soil moisture retrieval from space: the soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 39 (8), 1729-1735.
- Kimball, J. S., K. C. McDonald, A. R. Keyser, S. E. Frolking et S. W. Running (2001). *Application of the NASA scatterometer (NSCAT) for determining the daily frozen and nonfrozen landscape of Alaska. Remote Sens. Environ.*, 75, 113-126.
- Kimball, J. S., K. C. McDonald, S. E. Frolking et S. W. Running (2004a). *Radar remote sensing of the spring thaw transitions across a boreal landscape. Remote Sens. Environ.*, 89, 163-175.
- Kimball, J. S., K. C. McDonald, S. W. Running et S. E. Frolking (2004b). *Satellite radar remote sensing of seasonal growing seasons for boreal and subalpine evergreen forests. Remote Sens. Environ.*, 90, 243-258.
- Laur, H., P. Bally, P. Meadows, J. Sanchez, B. Schaettler, E. Lopinto et D. Esteban (1998). *Derivation of the backscattering coefficient in ESA ERS SAR PRI products. ESA, ES-TN-RS-PM-HL09.*

Bibliographie

- Le Barbé, L. et T. Lebel (1997). *Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. J. Hydrol.*, 188-189, 43-73.
- Le Barbé, L., T. Lebel et D. Tapsoba (2002). *Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. J. Climate*, 15, 187-202.
- Le Houérou, H. N. (1989). *The grazing land ecosystems of the African Sahel*. Berlin: Springer-Verlag. 282 p.
- Lebel, T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot et P. Hubert (1992). *Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment. Hydrol. Sci. J.*, 37, 201-215.
- Lebel, T., J. D. Taupin et N. D'Amato (1997). *Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. J. Hydrol.*, 188-189, 74-96.
- Lecomte, P. (1998). *The ERS scatterometer instrument and the on-ground processing of its data*. Proceedings of a joint ESA-EUMETSAT workshop on : Emerging scatterometer applications - From research to operations, *ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 5-7 October 1998*. ESA SP-424, 241-260.
- Magagi, R. D. et Y. H. Kerr (1997). *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.
- Magagi, R. D. et Y. H. Kerr (2001). *Estimating surface soil moisture and soil roughness over semiarid areas from the use of the copolarization ratio. Remote Sens. Environ.*, 75, 432-445.
- Maître, H., F. Adragna, D. Ducrot, R. Garello, J.-M. Le Caillec, S. Le Hégarat-Masclé, A. Lopès, J.-M. Nicolas, F. Tupin et E. Trouvé (2001). *Traitement des images de RSO*. Paris: Hermès Sciences Publications. 351 p.
- Monteny, B. A., J. P. Lhomme, A. Chehbouni, D. Troufleau, M. Amadou, M. Sicot, A. Verhoef, S. Galle, F. Said et C. R. Lloyd (1997). *The role of the Sahelian biosphere on the water and the CO₂ cycle during the HAPEX-Sahel experiment. J. Hydrol.*, 188-189, 516-535.
- Moore, R. K. (1983). Radar fundamentals and scatterometers. In: R. N. Colwell, D. S. Simonett and F. T. Ulaby (éd.), *Manual of remote sensing - Volume I*. Falls Church: American society of photogrammetry, 369-427.
- Moore, R. K., L. J. Chastant, L. Porcello et J. Stevenson (1983). Imaging radar systems. In: R. N. Colwell, D. S. Simonett and F. T. Ulaby (éd.), *Manual of remote sensing - Volume I*. Falls Church: American Society of Photogrammetry, 429-474.
- Mougin, E., D. Lo Seen, S. Rambal, A. Gaston et P. Hiernaux (1995a). *A regional Sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I: Model description and validation. Remote Sens. Environ.*, 52, 181-193.

- Mougin, E., A. Lopès, P.-L. Frison et C. Proisy (1995b). *Preliminary analysis of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces*. *Int. J. Remote Sensing*, 16 (2), 391-398.
- Nicholson, S. E., C. J. Tucker et M. B. Ba (1998). *Desertification, drought and surface vegetation: an example from the West African Sahel*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79 (5), 815-829.
- Nicholson, S. E. (2000). *Land surface processes and Sahel climate*. *Reviews of Geophysics*, 38 (1), 117-139.
- Nicholson, S. E. (2001). *Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries*. *Climate Research*, 17, 123-144.
- Oh, Y., K. Sarabandi et F. T. Ulaby (1992). *An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30 (2), 370-381.
- Papa, F., B. Legrésy et F. Rémy (2003). *Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces*. *Remote Sens. Environ.*, 87, 136-147.
- Prigent, C., F. Aires, W. B. Rossow et E. Matthews (2001a). *Joint characterization of vegetation by satellite observations from visible to microwave wavelengths: a sensitivity analysis*. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D18), 20,665-20,685.
- Prigent, C., E. Matthews, F. Aires et W. B. Rossow (2001b). *Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets*. *Geophysical Research Letters*, 28 (24), 4631-4634.
- Prince, S. D. et B. J. Choudhury (1989). *Interpretation of Nimbus-7 37 GHz microwave brightness temperature data in semi-arid South Africa*. *Int. J. Remote Sensing*, 10 (10), 1643-1662.
- Prince, S. D., Y. H. Kerr, J.-P. Goutorbe, T. Lebel, A. Tinga, P. Bessemoulin, J. Brouwer, A. J. Dolman, E. T. Engman, J. H. C. Gash, M. Hoepffner, P. Kabat, B. Monteny, F. Said, P. Sellers et J. Wallace (1995). *Geographical, biological and remote sensing aspects of the Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel (HAPEX-Sahel)*. *Remote Sens. Environ.*, 51, 215-234.
- Pulliainen, J. T., K. Heiska, J. Hyypä et M. T. Hallikainen (1994). *Backscattering properties of boreal forests at the C- and X-bands*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 32, 1041-1050.
- Pulliainen, J. T., T. Manninen et M. T. Hallikainen (1998). *Application of ERS-1 wind scatterometer data to soil frost and soil moisture monitoring in boreal forest zone*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 36 (3), 849-863.
- Raney, R. K., T. Freeman, R. W. Hawkins et R. Bamler (1994). *A plea for radar brightness*. *IGARSS'94*, 1090-1092.

Bibliographie

- Running, S. W. et J. C. Coughlan (1988). *A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. Ecological modelling*, 42, 125-154.
- Schlecht, E., P. Hiernaux et M. D. Turner (2001). *Mobilité régionale du bétail : nécessité et alternatives?* Comptes-rendus "Elevage et gestion de parcours, implications pour le développement". Verlag Ulrich E. Grauer, Beuren, Stuttgart, Allemagne, 65-77.
- Sellers, P. J., F. G. Hall, R. D. Kelly, A. Black, D. Baldocchi, J. Berry, M. Ryan, J. K. Ranson, P. M. Crill, D. P. Lettenmaier, H. Margolis, J. Cihlar, J. Newcomer, D. Fitzjarrald, P. G. Jarvis, S. T. Gower, D. Halliwell, D. Williams, B. Goodison, D. E. Wickland et F. E. Guertin (1997). *BOREAS in 1997: Experiment overview, scientific results, and future directions. Journal of Geophysical Research*, 102 (D24), 28731-28769.
- Simonett, D. S. et R. E. Davis (1983). Image analysis - active microwave. In: R. N. Colwell, D. S. Simonett and F. T. Ulaby (éd.), *Manual of remote sensing - Volume I*. Falls Church: American Society of Photogrammetry, 1125-1181.
- Sitch, S., B. Smith, I. C. Prentice, A. Arneth, A. Bondeau, W. Cramer, J. O. Kaplan, S. Levis, W. Lucht, M. T. Sykes, K. Thonicke et S. Venevsky (2003). *Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. Global Change Biol.*, 9, 161-185.
- Stiles, B. W. et S. H. Yueh (2002). *Impact of rain on spaceborne Ku-band wind scatterometer data. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 40 (9), 1973-1983.
- Stoffelen, A. (1998). *Scatterometry*. Thèse de doctorat, Universiteit Utrecht, Utrecht, Pays-Bas, 209 p.
- Tarantola, A. et B. Valette (1982). *Generalized non linear inverse problems solved using the least squares criterion. Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20 (2), 219-232.
- Teng, W. L., B. J. Choudhury et J. R. Wang (1997). *The effect of laterite and associated terrain components on the PBMR response in HAPEX-Sahel. J. Hydrol.*, 188-189, 310-329.
- Torreken, P., J. Brouwer et P. Hiernaux (1997). Evolution de la végétation spontanée sur plateaux latéritiques traités par des travaux anti-érosifs dans le département de Dosso (Niger). In: J. M. d'Herbès, J. M. K. Ambouta and R. Peltier (éd.), *Fonctionnement et gestion des écosystèmes forestiers contractés sahéliens*. Paris: John Libbey Eurotext, 235-246.
- Tracol, Y. (2004). *Etude des variations interannuelles de la production herbacée des pâturages sahéliens : exemple du Gourma malien*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 262 p.
- Tucker, C. J. (1979). *Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. Remote Sens. Environ.*, 8 (2), 127-150.

- Ulaby, F. T., R. K. Moore et A. K. Fung (1982). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*. Norwood: Artech House, Inc. 2162 p.
- Ulaby, F. T. et M. A. El-Rayes (1987). *Microwave dielectric spectrum of vegetation - Part II: dual-dispersion model*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-25 (5), 550-557.
- van Leeuwen, W. J. D., A. R. Huete, C. L. Walthall, S. D. Prince, A. Bégué et J. L. Roujean (1997). *Deconvolution of remotely sensed spectral mixtures for retrieval of LAI, fAPAR and soil brightness*. *J. Hydrol.*, 188-189, 697-724.
- Wagner, W., J. Noll, M. Borgeaud et H. Rott (1999a). *Monitoring soil moisture over the Canadian prairies with the ERS scatterometer*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 37 (1), 206-216.
- Wagner, W., G. Lemoine, M. Borgeaud et H. Rott (1999b). *A study of vegetation cover effects on ERS scatterometer data*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 37 (2), 938-947.
- Wagner, W., G. Lemoine et H. Rott (1999c). *A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data*. *Remote Sens. Environ.*, 70, 191-207.
- Wagner, W. et K. Scipal (2000). *Large scale soil moisture mapping in Western Africa using the ERS scatterometer*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38 (4), 1777-1782.
- Wagner, W., K. Scipal, C. Pathe, D. Gerten, W. Lucht et B. Rudolf (2003). *Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data*. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D19), 4611, doi:10.1029/2003JD003663.
- Williams, T. O. (1997). *Problems and prospects in the utilization of animal traction in semi-arid west Africa: evidence from Niger*. *Soil and Tillage Research*, 42, 295-311.
- Wismann, V., K. Boehnke, A. Cavanié, R. Ezraty, F. Gohin, D. H. Hoekman et I. H. Woodhouse (1996). *Land surface observation using the ERS-1 windscatterometer, part II*. Institute For Applied Remote Sensing (IFARS), Wedel, Final report for ESA Contract No 11103/94/NL/CN.
- Wismann, V. (2000). *Monitoring of seasonal thawing in Siberia with ERS scatterometer data*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38 (4), 1804-1809.
- Woodhouse, I. H. et D. H. Hoekman (2000a). *Determining land-surface parameters from the ERS wind scatterometer*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38 (1), 126-140.
- Woodhouse, I. H. et D. H. Hoekman (2000b). *A model-based determination of soil moisture trends in Spain with the ERS scatterometer*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38 (4), 1783-1793.
- Zribi, M., S. Le Hégarat-Masclé, C. Ottlé, B. Kammoun et C. Guerin (2003). *Surface soil moisture estimation from the synergistic use of the (multi-incidence and multi-resolution) active microwave ERS wind scatterometer and SAR data*. *Remote Sens. Environ.*, 86, 30-41.

Bibliographie