

N° d'ordre : 2571

# THÈSE

présentée à

**L'UNIVERSITÉ BORDEAUX I**

ÉCOLE DOCTORALE DE  
SCIENCES PHYSIQUES ET DE L'INGENIEUR

par **Thomas AUGUST**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR**

SPÉCIALITÉ : Astronomie et Astrophysique

\*\*\*\*\*

**ETUDE ET MODELISATION DES POTENTIELS DU SAR BASSE  
FREQUENCE POUR L'EXPLORATION DE LA SUB-SURFACE EN CONTEXTE  
ARIDE**

\*\*\*\*\*

Soutenue le : 9 octobre 2002

Après avis de :

<b>MM.</b>	Patrick PINET, Directeur de Recherches Eric POTTIER, Professeur des Universités	<b>Rapporteurs</b>
------------	--	--------------------

Devant la commission d'examen formée de :

<b>MM.</b>	PARNEIX Jean-Paul, Professeur des Universités PINET Patrick, Directeur de Recherches POTTIER Eric, Professeur des Universités PAILLOU Philippe, Maître de Conférences, HDR GRANDJEAN Gilles, Professeur LE TOAN Thuy, Ingénieur de Recherche DREUILLET Philippe, Ingénieur	<b>Président</b> <b>Rapporteur</b> <b>Rapporteur</b> <b>Directeur de thèse</b> <b>Examineur</b> <b>Examineur</b> <b>Examineur invité</b>
------------	--	--



« Nous n'héritons pas de la Terre de nos ancêtres,  
Nous l'empruntons à nos enfants »

*Anonyme*  
*Saint-Exupéry*  
*Proverbe indien*  
*Proverbe masai*  
*Proverbe chinois*  
*Proverbe Terrien*

« Non, papa au t'availleuh pas ! »

*Prune, été 2002*

*A Prune et à ses Frères et Sœurs.*

## Remerciements

Chronologiquement, je tiens à remercier mes parents, sans qui je n'aurais évidemment jamais pu entreprendre cette thèse !!! A ma mère qui ne s'est jamais lassée de mes « pourquoi ci ? pourquoi ça ? » et m'a acheté ce petit bouquin d'astronomie par une belle journée de ma septième année. Même si Pluton n'avait alors aucun compagnon et que l'on pouvait marcher sur Neptune ou Uranus, ce fut un peu le début de l'histoire. A mon père, pour les joies du questionnement et son art de la discussion.

Petite pensée émue également pour chacune des personnes qui ont jalonné ma scolarité et ont nourri mon goût pour les études prolongées. A Mme Delage donc, pour nous avoir lu « Le Petit Nicolas » au CE2 en classe de Français et nous avoir montré qu'on pouvait prendre plaisir à apprendre. A M. Ligeret également pour la rigueur qu'il a su nous enseigner dans la mise en œuvre du « Pivot de Gauss » et au Pr. Champeau de l'Université d'Orsay, sur les bords de l'Yvette. A Eric & Solange qui, depuis le DEUG, m'ont encouragé à mener à bien mes projets universitaires par-delà les mauvaises langues et les sombres horizons de cet astronomique cursus.

A tous ceux de l'Observatoire de Bordeaux, qui ne regardent pas les galons éventuellement brochés sur l'épaule du bras dont ils serrent la main et qui ont fait de cette expérience professionnelle une expérience humaine des plus agréables. Aux intarissables et macbealesques branlotins, à NicoLautre en mémoire de nos chasses aux lutins-des-bois, à RodrigoFish et à notre dernier Tie-Break endiablé, à Jylo et son breton menhir, à Essam, mon « jumeau de thèse » (sic), pour avoir animé notre bureau tout au long de l'aventure en dispensant ses Leçons de Vie et à Mister Flying Vallejo pour y avoir si aimablement supporté la paire de « Radar Boys ». A Virginie, pour avoir si gentiment et chaudement habillé ma fille durant ma thèse et au Lévy, l'artiste du C.

J'ai pu voir dans les œuvres de mes aînés qu'un thésard remercie traditionnellement son directeur de thèse. Ce sera une nouvelle fois le cas ici avec Philippe PAILLOU, mais ma gratitude dépasse largement le cadre académique et le simple fait de m'avoir épaulé durant ces trois ans. La pertinence du thème proposé, sa réactivité, l'autonomie qu'il a su me laisser autant que la confiance qu'il m'a témoignée ainsi que sa disponibilité m'ont permis de mener à bien une expérience professionnelle mais aussi personnelle complète et très enrichissante. Je ne suis pas sûr de réussir un jour à deviser sur le SAR polarimétrique debout sur un surf tout en mangeant des huîtres d'une main et en tractant un GPR de l'autre, sur la houle d'une dune

Saharienne Orientale en psalmodiant quelques versets sur la pénétration radar à travers la fumée d'un bon Havana bien séché, mais je m'y emploierai. En attendant ce jour-là : « choukrane, choukrane, choukrane » !

Les travaux développés ont nécessité la convergence d'expertises variées, tant instrumentales que thématiques, et de multiples collaborations. Je remercie donc chaleureusement les ingénieurs Messieurs Grandjean et Baghdadi du BRGM, M. Ruffié du PIOM et le directeur du laboratoire, M. Parneix, ainsi que le Dr Busset et M. Soulié de l'Observatoire de Bordeaux pour avoir rendu possibles ces fructueuses expérimentations et campagnes de mesures in situ. Je tiens à adresser également mes sincères remerciements à M. Dreuillet de l'ONERA pour le volume et la qualité des données RAMSES couvrant la zone du Pyla ainsi qu'à Mme Le Toan du CESBIO pour m'honorer de sa présence dans mon jury de thèse et à MM. Pinet et Pottier pour avoir accepté d'y être rapporteurs.

Je souhaite transmettre mes remerciements à Mme Dubois-Fernandez de l'ONERA pour m'avoir initié aux joies de la polarimétrie et Mme Bachelier de NOVELTIS pour sa science de la FDTD. Que ces quelques lignes témoignent également de toute ma reconnaissance au CNES, au BRGM, à la DGA et l'ONERA qui ont permis la réalisation des missions et des expérimentations ainsi qu'au CNES et à la région Aquitaine pour avoir supporté matériellement ma thèse et grâce à qui j'ai pu me concentrer exclusivement sur mes travaux.

A ma douce Florence enfin, pour m'avoir soutenu dans ma démarche et avoir accepté la délocalisation girondine ; gironde cité bordelaise où nous rejoignit bientôt notre fille Prune. Merci d'avoir supporté mes (rares, je l'espère) sautes d'humeur et divagations, vos sourires ont été et sont toujours très précieux au quotidien.

---

BRGM : Bureau de Recherche Géologique et Minière

CESBIO : Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère

CNES : Centre National d'Etudes Spatiales

DGA : Délégation Générale pour l'Armement

ONERA : Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales

PIOM : Laboratoire de la Physique des Interactions Onde / Matière

# Table des matières

<b>REMERCIEMENTS.....</b>	<b>2</b>
<b>TABLE DES MATIERES .....</b>	<b>4</b>
<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>8</b>
<b>CHAPITRE 1 PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT DU SAR ET STRUCTURE DES DONNEES.....</b>	<b>10</b>
I. FORMATION DE L'IMAGE RADAR .....	10
I.1. Un système actif et monostatique.....	10
I.2. Résolution en distance.....	11
I.3. Résolution en azimut .....	13
I.4. L'équation radar .....	14
I.5. La phase .....	15
II. SENSIBILITE AUX PARAMETRES PHYSIQUES NATURELS .....	16
II.1. La pente locale.....	17
II.2. La rugosité.....	18
II.2.a. Influence sur l'énergie rétrodiffusée.....	18
II.2.b. Description statistique .....	18
II.3. Les propriétés diélectriques.....	20
III. PARAMETRES INSTRUMENTAUX ET APPLICATIONS.....	21
III.1. La polarimétrie.....	22
III.1.a. Structure de l'onde plane.....	22
III.1.b. Modes d'acquisition des données SAR.....	24
III.1.c. La synthèse de polarisation .....	26
III.1.d. Décompositions polarimétriques.....	28
III.1.e. Quelques applications de la polarimétrie .....	30
III.2. L'interférométrie .....	31
<b>CHAPITRE 2 IMAGERIE RADAR DE SUBSURFACE EN ZONE ARIDE .....</b>	<b>34</b>
I. LES SITES .....	35
I.1. La dune du Pyla, où le cas de l'humidité du sous-sol ?.....	35
I.1.a. Localisation et structure interne .....	35
I.1.b. Caractérisation physique des matériaux.....	37
I.2. Bir Safsaf, où le cas des structures géologiques de subsurface.....	40

II. COMBINAISON SAR + GPR.....	42
II.1. Identifier et cartographier avec le SAR.....	42
II.2. Sonder et mesurer avec le GPR.....	43
II.2.a. Principe de fonctionnement et caractéristiques des modèles utilisés .	43
II.2.b. Traitement des données GPR Pyla 2001 .....	44
II.2.c. Résultats GPR Pyla 2001 .....	47
III. LES CAPTEURS SAR .....	50
III.1. SIR-C (bandes C et L).....	50
III.1.a. Descriptif et caractéristiques .....	50
III.1.b. Les données .....	51
III.2. RAMSES (bandes L et P).....	56
III.2.a. Descriptif et caractéristiques .....	56
III.2.b. Les données .....	57
<b>CHAPITRE 3 IMAGER LA GEOLOGIE DU SOUS-SOL.....</b>	<b>62</b>
I. PRESENTATION.....	62
II. SUBSURFACE IMAGING IN SOUTH-CENTRAL EGYPT USING LOW FREQUENCY RADAR: BIR SAFSAF REVISITED .....	63
II.1. Introduction .....	64
II.2. Geological mainframe .....	65
II.3. Test sites.....	66
II.4. SIR-C polarimetric data analysis .....	67
II.5. GPR data from field experiment .....	69
II.6. Combined GPR and SAR interpretation .....	70
II.7. Conclusions.....	72
II.8. Illustrations.....	73
II.9. References.....	87
<b>CHAPITRE 4 VERS LA DETECTION DE L'HUMIDITE DE SUBSURFACE.....</b>	<b>89</b>
I. PRESENTATION.....	90
I.1. Historique des études .....	90
I.2. Dune, sable et paléosols.....	90
I.3. Rugosités naturelles et modèles de rétrodiffusion .....	92
I.3.a. PO et GO .....	92
I.3.b. SPM.....	93
I.3.c. IEM .....	93
I.3.d. Oh 92.....	94
I.3.e. Rugosité des interfaces du Pyla.....	95
II. SUBSURFACE STRUCTURES DETECTION BY COMBINING L-BAND POLARIMETRIC SAR AND GPR DATA : EXAMPLE OF THE PYLA DUNE (FRANCE) .....	96
II.1. Introduction .....	97
II.2. SAR polarimetric study.....	99
II.2.a. AIRSAR.....	99
II.2.b. RAMSES .....	100

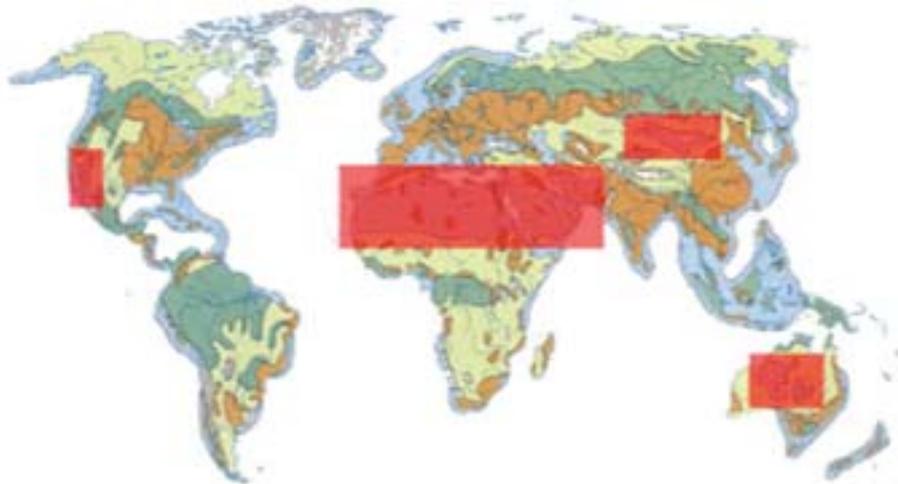
II.3. <i>Field experiment</i> .....	104
II.3.a. Roughness measurements .....	104
II.3.b. GPR campaign .....	105
II.3.c. Permittivity measurements .....	107
II.4. <i>GPR and SAR simulations</i> .....	108
II.4.a. GPR .....	108
II.4.b. SAR .....	110
II.4.b.i. Single layer scattering model .....	110
II.4.b.ii. Two-layers scattering model .....	111
II.4.b.iii. Model parameters .....	112
II.4.b.iv. Comparison between model and experimental data .....	113
II.5. <i>Conclusion</i> .....	115
II.6. <i>References</i> .....	116
III. $\Phi_{HH-VV}$ , UN INDICATEUR D'HUMIDITE ? .....	119
III.1. <i>Analyse polarimétrique et mise en évidence du déphasage</i> .....	119
III.2. <i>Hypothèses et interprétations physiques</i> .....	129
III.3. <i>Expérimentations in situ</i> .....	132
III.3.a. Etudes préalables en laboratoire .....	132
III.3.b. Un protocole bistatique .....	133
III.3.c. Décorrélation fréquentielle et profondeur de pénétration .....	135
III.3.d. Variations temporelles des échos de subsurface successifs au cours des acquisitions .....	136
III.4. <i>Conclusions</i> .....	139
IV. BANDE P .....	139
IV.1. <i>Performances attendues</i> .....	139
IV.2. <i>Observations RAMSES bande P</i> .....	141
IV.3. <i>Interprétation et discussion</i> .....	142
<b>CHAPITRE 5 PERSPECTIVES ET APPLICATIONS .....</b>	<b>144</b>
I. PERSPECTIVES TECHNOLOGIQUES .....	144
I.1. <i>Le multi-spectral</i> .....	144
I.2. <i>L'effet Brewster</i> .....	145
I.3. <i>Interférométrie polarimétrique</i> .....	147
II. APPLICATIONS POTENTIELLES .....	149
II.1. <i>Gestion des ressources naturelles</i> .....	149
II.2. <i>Paléohydrographie terrestre et ... martienne ?</i> .....	150
II.3. <i>Archéologie</i> .....	150
II.4. <i>Gestion du territoire</i> .....	150
II.5. <i>BIOMASCA</i> .....	151
<b>CONCLUSION .....</b>	<b>152</b>
<b>LISTE DES REFERENCES .....</b>	<b>154</b>
<b>LISTE DES ILLUSTRATIONS .....</b>	<b>162</b>

---

<b>LISTE DES TABLEAUX.....</b>	<b>167</b>
<b>LA THESE EN CHIFFRES .....</b>	<b>168</b>
I. RETROPLANNING.....	168
II. RESSOURCES HUMAINES ET FINANCIERES .....	169

## Introduction

La télédétection radar, jusque-là essentiellement réservée à l'observation de la Terre, commence à être utilisée avec bénéfice sur quelques corps du système solaire et c'est dans ce contexte de l'exploration planétaire que s'inscrit notre travail de thèse. Alors que l'essentiel des applications à ce jour concerne l'étude des surfaces, le radar permet, sous certaines conditions d'aridité, de scruter les sous-sols (structures géologiques, humidité) et c'est cette capacité que nous avons étudiée plus en détails.



**Figure 0.1 : Zones arides dans le monde**

L'information contenue dans une image radar est relative au champ électromagnétique rétrodiffusé par chaque élément de la surface observée. Différents paramètres physiques interviennent dans le processus de rétrodiffusion par une surface naturelle et de nombreux travaux ont déjà été menés pour tenter d'inverser l'information recueillie en terme de topographie locale, d'état de surface, d'humidité, de composition minéralogique, etc.

L'inversion n'est toutefois généralement possible que par la connaissance a priori de quelques-uns des facteurs naturels afin de limiter le nombre de paramètres libres. Ceci est d'autant plus délicat dans le cas de l'étude des sous-sols où, en plus des réponses purement surfaciques, viennent s'ajouter les échos provenant des structures enfouies. Le but de notre travail était d'éprouver et de valider un ensemble de techniques et de méthodes permettant l'exploration des sous-sols en contexte aride.

La démarche suivie a consisté à exploiter des données radar, issues de SAR orbitaux et aéroportés et de GPR, en parallèle à des missions terrain sur deux sites tests que sont la dune du Pyla et l'Égypte. La connaissance terrain fournit un certain nombre de paramètres d'entrée, géométriques et diélectriques, à des modélisations théoriques, des simulations numériques et des manipulations en laboratoire dont l'objectif est de reproduire l'interaction entre l'onde incidente et le sous-sol. Sur ces bases, il est ensuite possible d'interpréter quantitativement les images radar et d'évaluer le potentiel de cet outil dans l'étude des structures de sub-surface.

Ce travail a fait l'objet d'une collaboration entre l'équipe Planétologie de l'Observatoire de Bordeaux, le BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) et le laboratoire PIOM (Physique des Interactions Ondes/Matière), chacun contribuant avec son expertise thématique, de terrain ou instrumentale. Les données radar aéroportées proviennent de la mise en œuvre du système RAMSES de l'ONERA et l'ensemble des études a été financé par le CNES.

Dans un premier temps, nous présenterons quelques rappels techniques et théoriques sur la formation d'une image radar et l'exploitation de l'information qu'elle contient. Nous présenterons ensuite les deux sites tests, ainsi que le principe de nos études et les systèmes dont sont issues les données radar exploitées. Nous détaillerons alors les résultats obtenus sur chacun des deux sites, dont certains ont déjà fait l'objet de publications<sup>1,2</sup>, pour livrer nos conclusions relatives aux performances de l'outil radar pour l'exploration des sous-sols en contexte aride. Comme nous le verrons à la fin, un bon nombre d'applications potentielles sont concernées par ce champ d'exploration et les développements technologiques actuels laissent envisager des solutions encore plus performantes dans l'avenir.

---

<sup>1</sup> **Subsurface imaging in south-central Egypt using low frequency radar : Bir Safsaf revisited**, *IEEE Transactions on Geoscience And Remote Sensing*, 2002, soumis

<sup>2</sup> **Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data : example of the Pyla Dune (France)**, *IEEE Transactions on Geoscience And Remote Sensing*, vol.39, n°6, juin 2001, pp 1245-1258

# Chapitre 1 Principe de fonctionnement du SAR et structure des données

Le SAR imageur (Synthetic Aperture radar) est le principal moyen d'investigation considéré dans cette thèse pour l'étude des subsurfaces à grande échelle en contexte aride. Le but de ce chapitre est d'en rappeler le fonctionnement, ainsi que les principes théoriques associés, afin d'introduire les jeux de données utilisés au cours de notre travail de recherche.

En première approche, le SAR peut être vu comme une antenne qui émet un train d'ondes électromagnétiques en direction d'une zone d'étude et qui en reçoit l'écho rétro-diffusé. Le signal reçu in fine est fortement conditionné par les paramètres instrumentaux d'une part, mais aussi par la nature du sol qui interagit avec l'onde d'autre part. Tout l'enjeu de l'exploitation des données issues de la télédétection radar est de pouvoir caractériser des zones d'intérêt à distance, en terme d'état de surface, de composition, de structure interne ou encore d'humidité.

Dans ce chapitre, nous aborderons les principes techniques de formation d'une image radar, puis les paramètres naturels qui contrôlent la rétro-diffusion de l'onde, pour enfin décrire les caractéristiques des données disponibles ainsi que quelques-unes de leurs applications traditionnelles.

## I. Formation de l'image radar

### I.1. Un système actif et monostatique

Le système radar considéré ici est un système *actif*, embarqué sur une plate-forme spatiale ou aéroportée, et qui fonctionne en émettant périodiquement un faisceau de micro-ondes dans un plan perpendiculaire à la trajectoire. L'antenne servant à la fois d'émetteur et de récepteur, le système est dit *monostatique* et l'énergie reçue est la composante *rétrodiffusée* par le sol.

Puisqu'il « éclaire » l'objet étudié, l'outil radar ne requiert pas de source externe, contrairement aux systèmes d'imagerie visible classiques, et autorise ainsi un fonctionnement continu, indépendamment de l'alternance du jour et de la nuit. Les nuages étant par ailleurs relativement transparents aux fréquences de fonctionnement des radars, ces systèmes permettent une cartographie systématique de n'importe quel point du globe, fut-il en zone tropicale, même avec une couverture nuageuse permanente. De plus, les seules zones aveugles sont les régions masquées par la topographie, puisqu'elles correspondent aux zones d'ombre. Ce n'est pas le cas dans l'imagerie passive traditionnelle, ainsi que l'illustre la figure 1.1, et confère un nouvel avantage à la technique radar en télédétection.

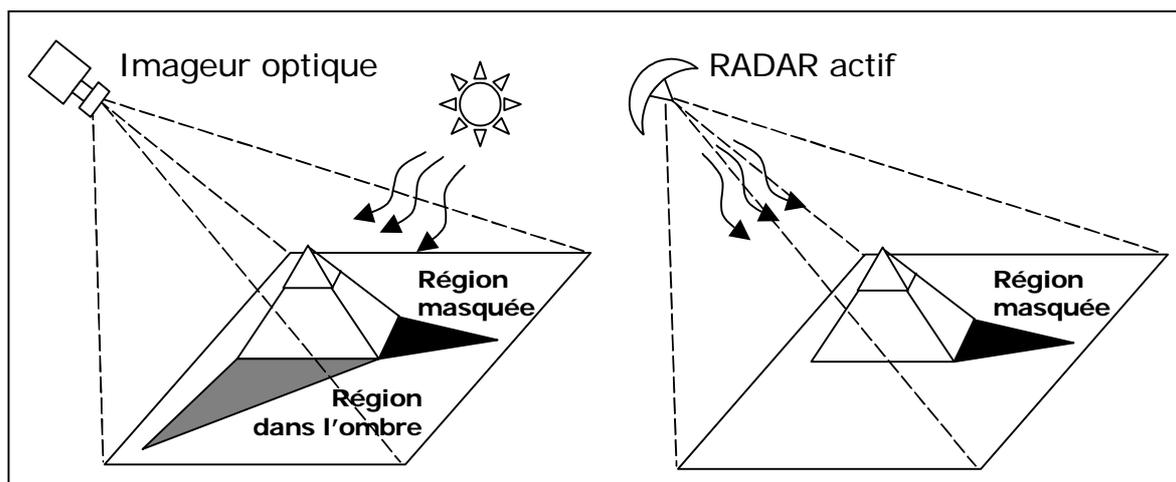


Figure 1.1 : Ombre optique, ombre radar

Un capteur radar étant caractérisé par sa longueur d'onde de fonctionnement, le tableau 1.1 résume la terminologie employée conventionnellement, et reprise dans cette étude, pour le découpage des fréquences en bandes.

Bande spectrale	SHF						UHF		VHF
	Ka	K	Ku	X	C	S	L	P	
Longueur d'onde (cm)	1	1.5	2	3	5.5	11	23	65	500
Fréquence (GHz)	27-40	18-27	12-18	8-12	4-8	2-4	1-2	0.5	0.03-0.3

Tableau 1.1 : Nomenclature des bandes du spectre micro-onde (GHz)

## I.2. Résolution en distance

Le capteur d'un système radar est une antenne, soit un capteur unique, contrairement à d'autres systèmes d'imagerie plus traditionnels, comme les caméras fonctionnant dans le visible ou l'infrarouge, où le capteur est composé d'une matrice de cellules sensibles retranscrivant directement l'information en 2D.

Schématiquement, l'antenne rayonne un champ électromagnétique qui éclaire le sol sur une étroite bande de terrain (une *fauchée*), suivant une visée latérale, lequel diffuse l'énergie incidente et en renvoie une partie en direction de l'antenne. Les échos successifs, provenant des points les plus proches aux points les plus éloignés de la plate-forme, sont

discrétisés en temps, ce qui permet d'obtenir une ligne de pixels dans la direction de la distance par rapport à l'antenne (ou *range*) (cf. Fig.1.2).

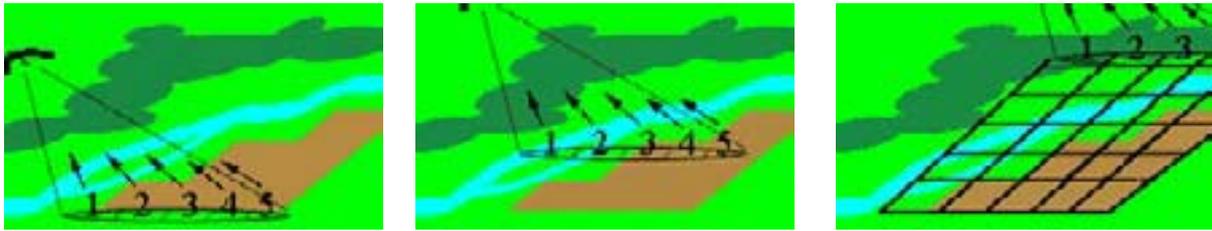


Figure 1.2 : Formation de l'image radar en 2D

Si  $\tau$  est la durée de l'impulsion, la résolution en distance s'écrit :

$$\delta_r = \frac{c\tau}{2} \quad (1.1)$$

Le facteur 2 provenant de l'aller-retour et  $c$  étant la vitesse de la lumière dans le vide, cette équation indique qu'une haute résolution en distance exige une durée d'impulsion la plus brève possible. En contrepartie, la puissance de l'impulsion doit être d'autant plus élevée pour que le signal soit détectable, ce qui ne va pas sans poser quelques problèmes pour les systèmes autonomes embarqués, du point de vue de l'énergie disponible. Ces limitations technologiques sont contournées par un astucieux traitement du signal.

Pour améliorer la résolution en distance, on utilise un signal fortement modulé en fréquence (ou *chirp*), de telle sorte que deux points illuminés dans une même fauchée, ne le soient pas avec la même fréquence, ce qui permet de discriminer leurs échos. Une telle impulsion est caractérisée par sa fréquence centrale  $f_0$  et sa largeur de bande de modulation  $\Delta f$ . Elle peut s'écrire sous la forme :

$$\mathbf{f}(t) = \cos(2\pi(f_0 t + \alpha t^2)) \quad (1.2)$$

où  $\alpha$  est le facteur de modulation :

$$\alpha = \frac{\tau \Delta f}{2} \quad (1.3)$$

A chaque échantillonnage temporel, le signal reçu est corrélé avec le signal de référence que l'on translate dans le temps. Un maximum de corrélation est atteint pour une translation d'un temps  $t_0$  correspondant exactement à la durée de propagation aller-retour jusqu'au point responsable de l'écho. La résolution en distance est alors déterminée par la largeur du pic d'auto-corrélation, elle-même inversement proportionnelle à la largeur de bande  $\Delta f$ . Avec une telle méthode, la résolution en range est donc inversement proportionnelle à la largeur de bande du chirp émis,

$$\delta_r \propto \frac{1}{\Delta f} \quad (1.4)$$

laquelle est également soumise à quelques contraintes technologiques.

### I.3. Résolution en azimuth

Si la première dimension est obtenue par échantillonnage temporel des échos successifs, la seconde, est obtenue grâce au déplacement de la plate-forme hébergeant le système radar, ainsi que le montre la figure 1.2.

La résolution en azimuth, c'est-à-dire dans la direction de la trajectoire, correspond à la largeur du lobe d'antenne. Dans le cas d'un SLAR (Side-Looking Airborne radar), ou radar à ouverture réelle, cette dimension est fonction de la taille de l'antenne  $D$ . A une distance  $R$  et pour une longueur d'onde  $\lambda$ , elle s'écrit :

$$\delta_{az} = \frac{\lambda R}{D} \quad (1.5)$$

Une haute résolution en azimuth exige donc une antenne la plus grande possible. Un rapide calcul nous montre que pour atteindre la résolution décimétrique à 800 km d'altitude et pour des ondes centimétriques, il faudrait une antenne de plusieurs kilomètres de long, ce qui ne va pas sans poser quelques problèmes pour la conception de satellites !

C'est le principe de la synthèse d'ouverture qui permet de reproduire le lobe d'une antenne virtuelle aussi longue, à partir d'une antenne aux dimensions physiques raisonnables. La technique du traitement de synthèse repose sur l'effet Doppler : un point donné de la surface est balayé successivement par le front avant du lobe d'antenne, puis par le milieu et enfin par la fin du lobe. Dans son repère, le point voit ainsi l'antenne s'approcher de lui, passer à sa hauteur pour enfin s'éloigner, occasionnant un décalage Doppler successivement positif, nul et négatif. Les échos renvoyés par deux points à même distance de l'antenne, dans la direction azimuthale, sont donc porteurs de décalages Doppler différents, ce qui permet de lever l'ambiguïté sur leur localisation.

Ainsi, un point réflecteur au sol est « vu » sur une longueur qui simule une antenne virtuelle bien plus importante que sa dimension physique réelle (cf. Fig.1.3). La résolution azimuthale s'écrit désormais (Polidori, 1997) :

$$\delta_{az} = \frac{D}{2} \quad (1.6)$$

Cette équation indique que l'antenne doit être la plus petite possible pour augmenter la résolution en azimuth. Elle ne laisse toutefois pas apparaître que le capteur doit conserver des dimensions conséquentes pour collecter un maximum d'énergie et assurer un bon rapport signal-sur-bruit.

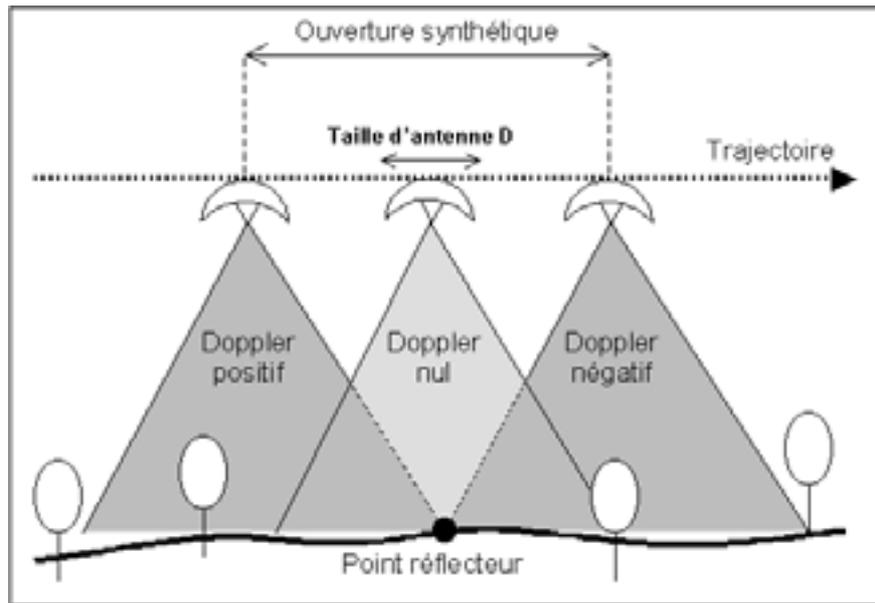


Figure 1.3 : Synthèse d'ouverture

Il est à noter qu'il existe des systèmes radar passifs à ouverture de synthèse (Bindlish et Barros, 2002), permettant de la même manière de réduire l'encombrement des systèmes embarqués et d'augmenter la résolution.

#### I.4. L'équation radar

Comme nous venons de le mentionner au paragraphe précédent, la taille de l'antenne influe sur la quantité d'énergie collectée. De même, elle joue sur la puissance rayonnée et l'on peut sentir intuitivement que la puissance réfléchiée par une cible et ensuite reçue par le capteur dépend d'une série de paramètres :

- la puissance émise par l'antenne  $P_e$  ;
- son gain  $G$  ;
- sa surface  $S_a$  ;
- la surface apparente de la cible  $S_0$  ;
- son gain  $G_0$  ;
- un facteur d'absorption  $f_a$  ;
- la distance cible-antenne  $R$ .

Nous retrouvons tous ces facteurs dans l'équation radar exprimant la puissance reçue,  $P_r$ , en fonction des propriétés instrumentales et de celles de la cible (Ulaby et al., 1982) :

$$P_r = P_e G \frac{S_0}{4\pi R^2} G_0 (1-f_a) \frac{S_a}{4\pi R^2} \quad (1.7)$$

où  $S_a$  peut être reliée au gain  $G$  de l'antenne et à son efficacité  $\eta$  par la relation :

$$S_a = \frac{G\eta\lambda^2}{4\pi} \quad (1.8)$$

$\lambda$  étant la longueur d'onde de fonctionnement du radar, on peut regrouper les termes caractéristiques du capteur d'un côté et les facteurs caractéristiques de la cible de l'autre, pour obtenir :

$$P_r = \frac{P_e G^2 \eta \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma \quad (1.9)$$

avec

$$\sigma = S_0 G_0 (1 - f_a) \quad (1.10)$$

Le facteur  $\sigma$  est appelé Section Efficace de Rétrodiffusion ou SER et caractérise la surface observée. Il s'agit de son aire apparente pondérée par sa réflectivité dans la direction de l'antenne, elle est couramment exprimée en dB.m<sup>2</sup>. On trouve aussi la signification « Surface Equivalente Radar » dans d'autres contextes où l'outil radar est utilisé. C'est le cas dans le milieu militaire par exemple.

## I.5. La phase

Comme nous venons de le voir à travers la puissance reçue, le capteur radar enregistre une information concernant l'amplitude du champ rétrodiffusé par un élément de surface. De la même manière, certains instruments sont capables de restituer l'information de phase. C'est le cas du capteur RAMSES que nous détaillerons au chapitre 2. Analytiquement, le champ rétrodiffusé et reçu par l'antenne s'écrit :

$$\mathbf{E} = A \mathbf{e}^{i\varphi} \quad (1.11)$$

avec  $A$  pour amplitude et  $\varphi$  comme phase.

La phase du champ rétrodiffusé est une information importante car elle est directement liée au chemin optique parcouru par l'onde radar, et donc à la distance du diffuseur. Elle est aussi liée à la nature des milieux traversés (cf. Fig.1.4) et peut s'écrire :

$$\varphi = \frac{2\pi}{\lambda} \sum_i l_i n_i \quad (1.12)$$

où  $\lambda$  est la longueur d'onde de l'impulsion dans le vide,  $l_i$  est la longueur parcourue dans le matériau  $i$  et  $n_i$  son indice de réfraction ; l'indice  $n$  étant défini par (Born et Wolf, 1980) :

$$\mathbf{n} = \sqrt{\frac{\epsilon_r}{\mu_r}} \quad (1.13)$$

La constante diélectrique  $\epsilon_r$  caractérise les propriétés électriques du milieu et la perméabilité magnétique  $\mu_r$ , ses propriétés magnétiques.

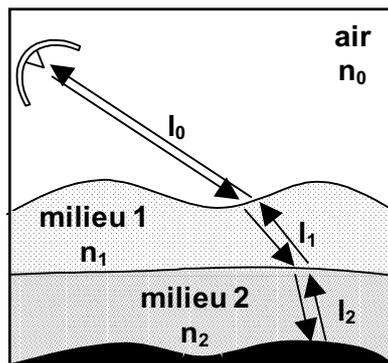


Figure 1.4: Chemin optique de l'onde radar

Dans le cadre des études menées au cours de cette thèse, les milieux considérés sont composés de matériaux à pertes et non magnétiques, ce qui se traduit par les définitions suivantes pour les paramètres  $\epsilon_r$  et  $\mu_r$  :

$$\mu_r = 1 \quad (1.14)$$

$$\epsilon_r = \epsilon_r' - i\epsilon_r'' \quad (1.15)$$

Enfin, comme nous le verrons au chapitre 4, du fait même de la nature complexe de la constante diélectrique des matériaux, la phase du champ incident est aussi affectée à la réflexion et à la transmission au niveau d'une interface, rendant d'autant plus précieuse cette information de phase contenue dans l'image radar.

## II. Sensibilité aux paramètres physiques naturels

Au cours de cette première partie, nous avons abordé la formation géométrique de l'image radar d'un point de vue technique, chaque pixel contenant une information en amplitude et en phase, du champ rétrodiffusé par un élément de surface de la zone étudiée. Formellement, chaque pixel est affecté d'une valeur complexe dont le module est relatif à l'intensité du champ électrique reçu par l'antenne et dont l'argument est la phase de ce champ, définie par rapport à une référence arbitraire.

Il convient maintenant d'appréhender les principaux paramètres naturels contrôlant la rétrodiffusion pour pouvoir interpréter une image radar et identifier la nature des zones d'intérêt, en les caractérisant à partir de ces informations.

## II.1. La pente locale

Parmi tous les paramètres de surface qui interviennent dans la puissance rétro-diffusée vers le capteur, le premier en importance est l'orientation du sol par rapport au rayonnement incident.

En effet, ainsi que nous le retrouvons dans la figure 1.5, une incidence normale à la pente locale occasionne une réflexion spéculaire renvoyant un maximum d'énergie vers le capteur. Au contraire, dans le cas d'une incidence plus rasante, l'essentiel de l'énergie est réfléchi dans la direction opposée et il faut des phénomènes diffusifs, souvent moins efficaces, pour qu'une partie du signal retourne vers l'antenne.

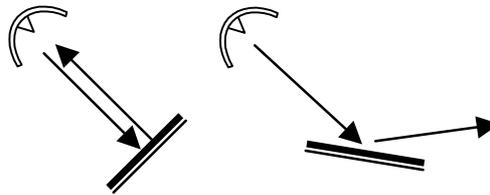


Figure 1.5 : Influence de la pente locale sur l'énergie réfléchie

C'est ainsi qu'une technique s'est développée pour retrouver la topographie d'une région à partir des variations radiométriques des pixels dans une image : la radarclinométrie, associant les nuances d'intensité d'une image à des valeurs de la pente locale. Plusieurs difficultés s'opposent malgré tout à rendre cette technique opérationnelle, la première étant que si un niveau d'énergie réfléchi peut correspondre à un écart angulaire  $\theta$  entre la normale à la surface et la direction d'incidence, il n'est pas immédiat de l'inverser en tant qu'orientation. En effet, pour un angle donné, il existe une infinité d'orientations possibles, contenues dans un cône ayant la direction d'incidence pour axe, et  $\theta$  pour ouverture (fig. 1.6), qui donnent lieu à la même quantité d'énergie reçue.

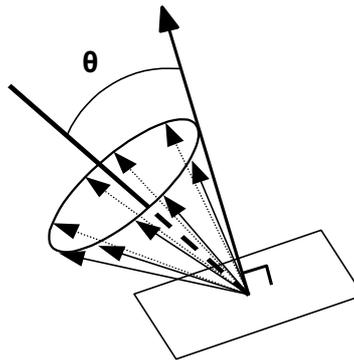


Figure 1.6 : Cône des orientations possibles de la normale locale

L'utilisation d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) a priori, même grossier, associé à des modèles de rétrodiffusion surfacique, permet dans une certaine mesure de lever l'ambiguïté sur l'orientation de la normale locale. Toutefois, cette technique n'est opérationnelle que sur des zones fortement homogènes, ce qui limite son champ d'application. En effet, comme nous allons le voir, d'autres paramètres de surface conditionnent également l'amplitude du signal rétrodiffusé.

## II.2. La rugosité

La rugosité est une notion qui caractérise la distribution géométrique d'une interface diélectrique. La plupart du temps, cette interface fait référence à la surface d'un sol, la rugosité s'apparentant alors à une micro-topographie (vagues, végétation, roches). Il peut aussi s'agir d'une frontière diélectrique, comme dans le cas du front d'humidité dans un sous-sol, par exemple. Elle est définie par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident.

### II.2.a. Influence sur l'énergie rétrodiffusée

Lorsque l'onde incidente arrive sur une interface, elle interagit avec l'ensemble des micro-facettes dont les statistiques de dimension, d'orientation et de localisation spatiale sont autant de paramètres qui la décrivent et qui conditionnent l'efficacité du phénomène de rétrodiffusion. Sur une surface lisse, le diagramme de diffusion présente une composante unique, avec un maximum d'énergie réfléchi dans la direction spéculaire. Ainsi, le SAR imageur décrit précédemment, qui est monostatique, ne reçoit-il aucun retour d'une telle surface, sauf à incidence normale. Comme l'illustre la figure 1.7, plus la surface est rugueuse, plus le diagramme de diffusion tend à devenir isotrope et plus la quantité d'énergie rétrodiffusée vers le capteur augmente.

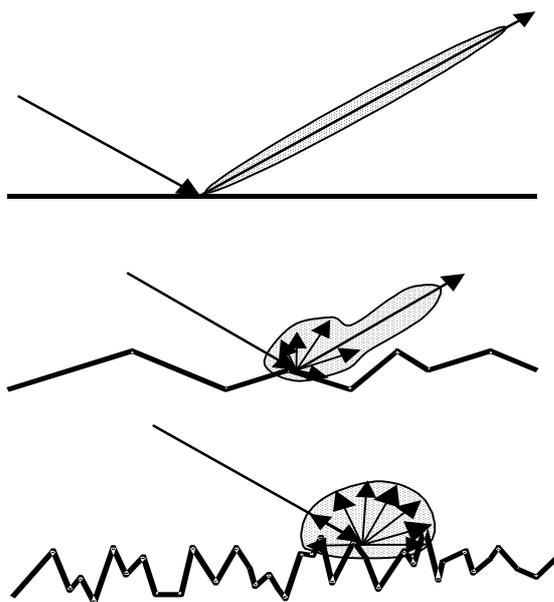


Figure 1.7 : Influence de la rugosité sur la diffusion d'une onde radar

La rugosité étant une notion qui se définit par rapport à la longueur d'onde (Fung, 1994), pour les fréquences utilisées lors de nos études, bandes L et P essentiellement, les surfaces rencontrées peuvent être considérées comme relativement lisses.

### II.2.b. Description statistique

Le relief d'une surface naturelle ne répondant a priori à aucune loi déterministe (Costes et al., 1994), la rugosité est décrite au moyen de paramètres statistiques liés à la distribution spatiale et l'amplitude des hauteurs  $h(x)$  suivant un profil de surface.

Si l'on admet que les hauteurs  $h$  suivent une loi statistique gaussienne :

$$p(h) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{h^2}{2\sigma^2}} \quad (1.16)$$

avec l'écart-type des hauteurs :

$$s = \sqrt{\langle h^2 \rangle} \quad (1.17)$$

La répartition spatiale des hauteurs suivant le profil  $x$  est décrite par une fonction d'auto-corrélation normalisée  $C(\delta)$ , qui évalue le degré de similitude entre le profil  $h(x)$  et son image translatée de  $\delta$ ,  $h(x+\delta)$  :

$$C(\delta) = \frac{\langle h(x) \cdot h(x+\delta) \rangle}{s^2} \quad (1.18)$$

A l'origine,  $C$  vaut 1 et tend à s'annuler vers l'infini, à mesure que la figure translatée est découplée du profil d'origine (cf. Fig.1.8). La décroissance est d'autant plus rapide que le profil est rugueux.

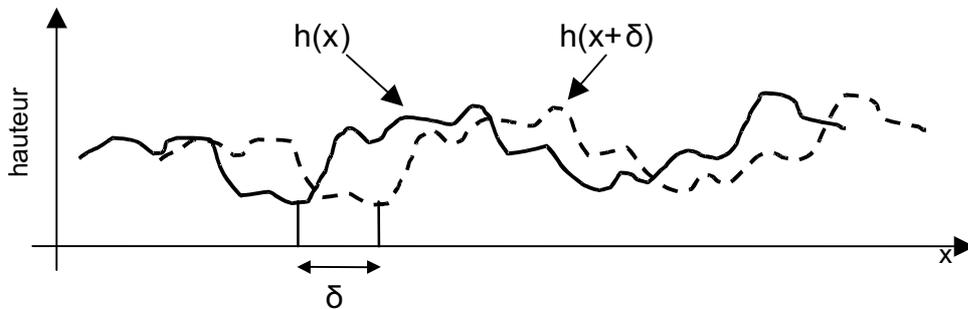


Figure 1.8 : Profil de rugosité  $h(x)$  et son image décalée  $h(x+\delta)$

Plusieurs définitions mathématiques sont utilisées pour approcher le comportement de  $C$  et décrire la rugosité de la surface. Ces fonctions sont généralement de type exponentiel et :

$$C(\delta) = e^{-\frac{|\delta|}{l_c}} \quad (1.19)$$

ou de type gaussien, et :

$$C(\delta) = e^{-\frac{\delta^2}{l_c^2}} \quad (1.20)$$

où  $l_c$  est la distance à laquelle  $C = 1/e$ .  $l_c$  est appelée *longueur de corrélation* et, tout comme  $s$ , renseigne sur l'ordre de grandeur des structures élémentaires de la surface (galets, graviers, mottes de terre... pour les surfaces nues). La tendance actuelle considère une description fractale de la rugosité du sol (Zribi, 1998 ; Dierking, 1999). La figure 1.9 illustre les différents rendus de trois statistiques courantes. Nous pouvons constater que les fluctuations basses fréquences sont sensiblement similaires dans les trois cas, les différences intervenant dans les variations rapides (hautes fréquences) de hauteur, avec une amplitude plus ou moins marquée.

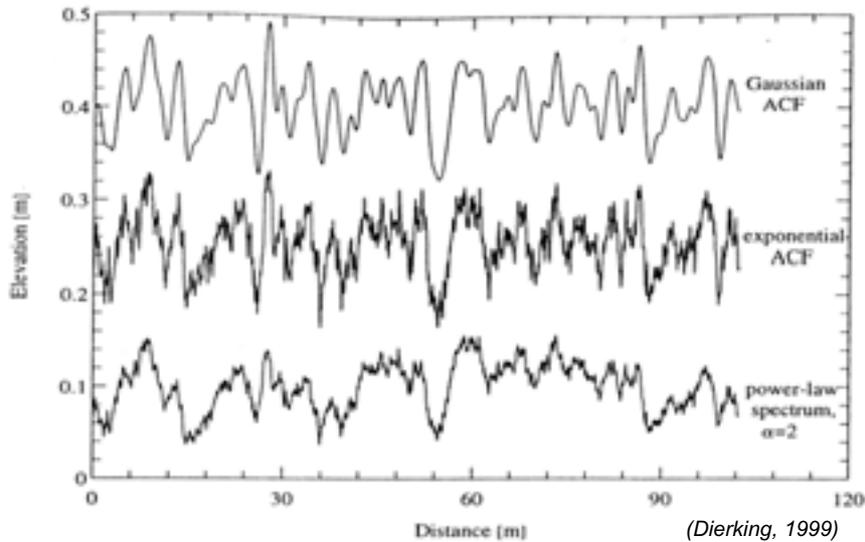


Figure 1.9 : Exemples de profils à fonction d'auto-corrélation différentes et de mêmes  $s$  et  $l_c$

### II.3. Les propriétés diélectriques

De manière générale, une onde électromagnétique qui se propage dans un milieu se réfléchit aux interfaces diélectriques. C'est le cas par exemple à la surface d'un sol, alors que l'impulsion radar se propageait librement dans l'air où  $\epsilon_r = 1$ .

La littérature est riche de discussions sur le sujet de la description physique de la matière pour expliquer ses propriétés optiques (Feynman, 1963) et nous nous bornerons ici à utiliser les caractéristiques diélectriques d'un matériau pour y étudier le comportement de l'onde radar. Rappelons que les matériaux rencontrés tout au long de cette étude sont non-magnétiques et donc  $\mu = 1$ . Brièvement, dans (1.15), la partie réelle de la constante diélectrique  $\epsilon_r'$  conditionne la célérité de l'onde dans le milieu, tandis que la partie imaginaire  $\epsilon_r''$ , liée à la conductivité du matériau, détermine l'absorption du signal au cours de sa propagation.

Ainsi que l'illustrent les coefficients de réflexion  $R$  (1.21) et de transmission  $T$  (1.22) d'une onde plane à incidence normale sur un milieu d'indice relatif  $n$ , plus le contraste diélectrique est élevé, plus la partie transmise est faible et, inversement, plus la composante réfléchie du signal incident est importante.

$$\mathbf{R} = \frac{(\mathbf{n}-1)^2}{(\mathbf{n}+1)^2} \quad (1.21)$$

$$\mathbf{T} = \frac{4\mathbf{n}}{(\mathbf{n}+1)^2} \quad (1.22)$$

Dans le matériau lui-même, le signal est atténué en fonction d'un paramètre  $\delta$ , appelé angle de perte, défini comme suit :

$$\tan \delta = \frac{\varepsilon_r''}{\varepsilon_r'} \quad (1.23)$$

et que l'on retrouve dans l'expression de la profondeur de pénétration (Ulaby et al., 1982) :

$$\delta_p = \frac{\lambda_0}{4\pi} \left\{ \frac{\varepsilon_r'}{2} \left[ \sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1 \right] \right\}^{-1/2} \quad (1.24)$$

Cette expression correspond à une atténuation du signal de  $e$  et  $\lambda_0$  est la longueur d'onde de l'impulsion dans le vide.

Dans le cas de matériaux homogènes, (1.24) exprime que plus  $\varepsilon_r''$  est élevé, i.e. plus le matériau devient conducteur, plus l'onde  $y$  est absorbée efficacement. Il ressort également clairement que la profondeur de pénétration est proportionnelle à la longueur d'onde du signal. Cette tendance théorique a été validée expérimentalement pour les micro-ondes, en laboratoire et sur site, avec des matériaux naturels comme le sable (Williams et Greeley, 2001 ; Heggy et al., 2001).

Aux longueurs d'onde utilisées tout au long de nos études, et pour les sites concernés, les caractéristiques diélectriques des matériaux naturels rencontrés dépendent essentiellement de la nature géologique des roches qui les composent et surtout du taux d'humidité qui y règne (Halikainen et al, 1985).

Du point de vue de la pénétration radar, une surface humide est quasiment imperméable à la transmission de l'onde. Le potentiel de l'exploration des sous-sols par télédétection radar, telle que nous l'envisageons, concerne donc surtout les zones arides, soit environ 15% des terres émergées de notre planète. C'est à cette condition d'aridité que l'onde radar est transmise dans le sous-sol et peut interagir avec des structures enfouies. Toutefois, ce seul critère d'humidité ne suffit pas, car certaines régions sont tapissées de roches dont la nature géologique empêche la propagation des ondes électromagnétiques, notamment par la présence d'oxydes métalliques ou d'évaporites (Paillou et al, 2001).

### III. Paramètres instrumentaux et applications

Nous venons de passer en revue les principaux paramètres naturels contrôlant l'efficacité de la rétrodiffusion radar. Un des objectifs de la télédétection est d'inverser les données acquises et de remonter à l'information structurelle des surfaces observées (courants pour les océans, nature des champs cultivés, types des forêts, natures des roches etc.). Il est assez rare que tous ces paramètres n'interviennent pas en même temps. Le travail d'inversion nécessite alors une connaissance a priori, obtenue par des mesures in situ, de certains d'entre eux, pour ensuite remonter à l'information d'humidité, de rugosité ou de relief qui caractérise le sol étudié.

Nous allons voir maintenant comment certains paramètres instrumentaux peuvent faciliter ce travail, en utilisant d'autres informations que la seule puissance rétrodiffusée.

### III.1. La polarimétrie

#### III.1.a. Structure de l'onde plane

Le champ électrique d'une onde plane admet une décomposition sur les deux directions orthogonales,  $\vec{h}$  et  $\vec{v}$ , qui forment un trièdre direct avec le vecteur d'onde  $\vec{k}$ , orienté dans le sens de propagation (cf. Fig 1.10) :

$$\vec{E} = (\mathbf{E}_h \vec{h} + \mathbf{E}_v \vec{v}) e^{-i\vec{k} \cdot \vec{r}} \quad (1.25)$$

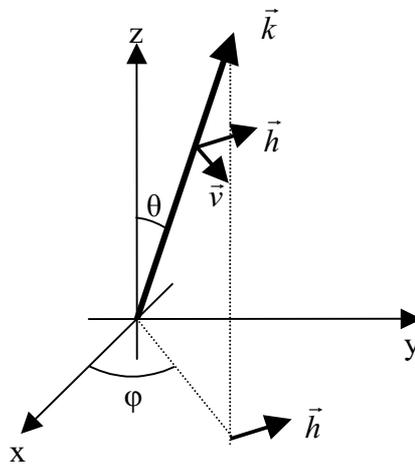


Figure 1.10 : Décomposition d'une onde plane

Ou encore, sous forme matricielle :

$$\mathbf{E} = [\mathbf{E}_v \ \mathbf{E}_h] \quad (1.26)$$

avec 
$$\mathbf{E}_h = \mathbf{a}_h e^{-i\delta_h} \quad (1.27)$$

et 
$$\mathbf{E}_v = \mathbf{a}_v e^{-i\delta_v} \quad (1.28)$$

$a_h$  et  $a_v$  sont les amplitudes des composantes linéaires du champ  $E$ ,  $\delta_h$  et  $\delta_v$  les paramètres de phase associés.

L'état de polarisation, i.e. sa décomposition suivant les deux directions de polarisation rectiligne, est décrit par le vecteur des paramètres de Stokes :

$$\mathbf{F} = \begin{bmatrix} I_0 \\ Q \\ U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} |E_h|^2 + |E_v|^2 \\ |E_h|^2 - |E_v|^2 \\ 2\text{Re}(E_h E_v^*) \\ 2\text{Im}(E_h E_v^*) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_h^2 + a_v^2 \\ a_h^2 - a_v^2 \\ 2a_h a_v \cos \delta \\ 2a_h a_v \sin \delta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} I_0 \\ I_0 \cos 2\psi \cos 2\chi \\ I_0 \sin 2\psi \cos 2\chi \\ I_0 \sin 2\chi \end{bmatrix} \tag{1.29}$$

où  $\delta = \delta_h - \delta_v$  est le déphasage entre les composantes h et v ;  $\psi$  et  $\chi$  étant respectivement appelés angles de *rotation* et d'*ellipticité* (cf. Fig 1.11).

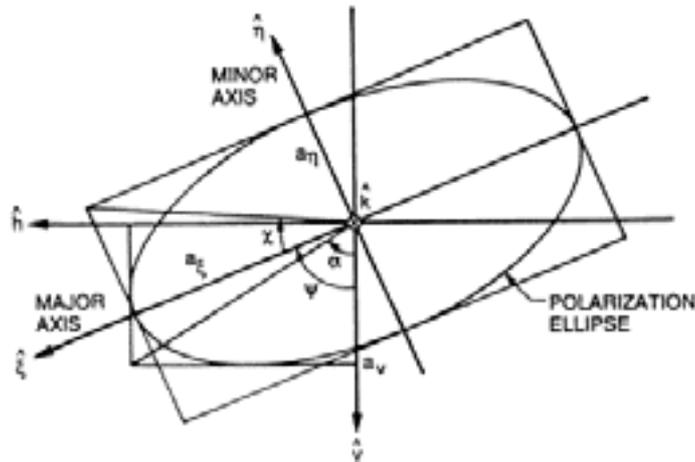


Figure 1.11 : Paramètres d'une onde polarisée

Ces derniers repèrent la polarisation de l'onde sur la sphère de Poincaré, qu'illustre la figure 1.12.

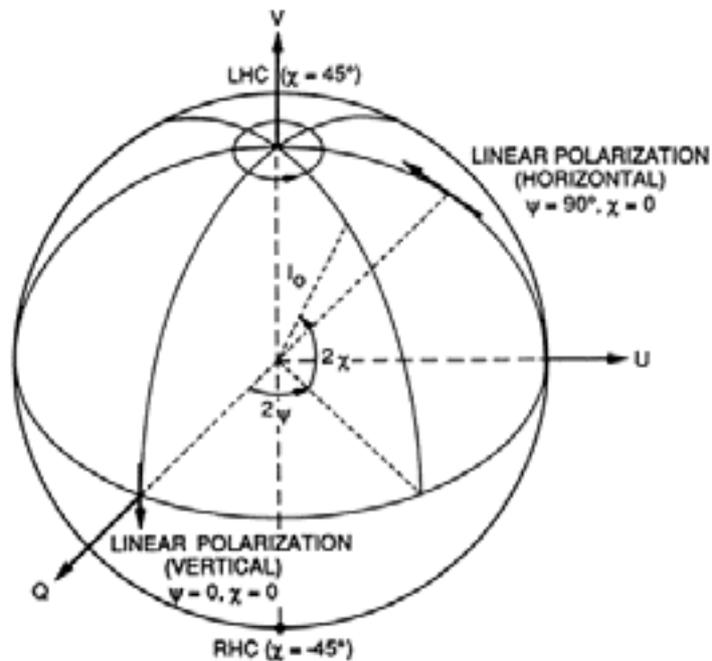


Figure 1.12 : Sphère de Poincaré

L'idée initiale de Stokes était de créer un vecteur dont l'une des composantes représenterait l'intensité totale de l'onde, une autre étant relative à la différence d'intensité entre les polarisations rectilignes orthogonales et les deux dernières renseignant

conjointement sur la différence de phase entre ces polarisations. De même, on peut construire un vecteur contenant la décomposition des intensités suivant les directions de polarisation horizontale et verticale, ainsi que la différence de phase. C'est le vecteur de Stokes modifié, qui s'écrit comme suit :

$$\mathbf{F}_m = \begin{bmatrix} I_v \\ I_h \\ U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(1 + \cos 2\psi \cos 2\chi) \\ \frac{1}{2}(1 - \cos 2\psi \cos 2\chi) \\ \sin 2\psi \cos 2\chi \\ \sin 2\psi \end{bmatrix} I_0 \quad (1.30)$$

où  $I_0$  est l'intensité totale de l'onde plane, qui se décompose en  $I_h$  et  $I_v$  suivant  $\vec{h}$  et  $\vec{v}$ .  $F_m$  et  $F$  sont simplement reliés par la relation matricielle suivante :

$$\mathbf{F} = \mathbf{U}\mathbf{F}_m \quad (1.31)$$

avec

$$\mathbf{U} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (1.32)$$

### III.1.b. Modes d'acquisition des données SAR

Les données utilisées au cours des travaux de thèse, acquises par les systèmes RAMSES et SIR-C, sont totalement polarimétriques. Cela signifie qu'elles comprennent les deux modes d'acquisition co-polaires, HH et VV, ainsi que les deux modes cross-polaires, HV et VH. Le mode PQ signifie que le radar éclaire la cible avec un champ polarisé dans la direction P et mesure la composante Q du signal rétrodiffusé. Par définition, l'onde est dite *horizontale*, ou H, si le champ électrique est polarisé dans la direction perpendiculaire au plan d'incidence et *verticale*, ou V, si  $\vec{E}$  est orienté dans le plan d'incidence. La figure 1.13 rappelle ces conventions.

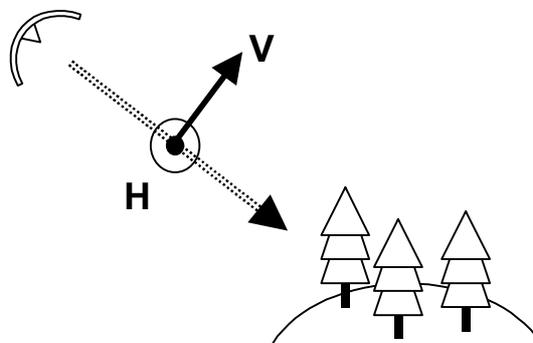


Figure 1.13 : Polarisation H et V

Avec de tels systèmes, à chaque pixel d'une image radar est associé un jeu de valeurs complexes, acquises simultanément, qui rassemble l'information polarimétrique du signal rétrodiffusé pour l'ensemble des combinaisons HH, HV, VH et VV (cf. Fig.1.14). Nous retrouvons ces valeurs dans la matrice complexe de diffusion, [S], définie comme suit :

$$[S] = \begin{pmatrix} S_{vv} & S_{vh} \\ S_{hv} & S_{hh} \end{pmatrix} \quad (1.33)$$

Elle relie les champs incident  $E^i$  et rétrodiffusé,  $E^s$  :

$$E^s = \frac{e^{-ik_0 r}}{r} [S] E^i \quad (1.34)$$

où  $k_0$  est le nombre d'onde de l'onde incidente et  $r$ , la distance entre le diffuseur et l'antenne collectrice. Le théorème de réciprocité implique que  $S_{hv} = S_{vh}$  pour des surfaces naturelles (Ulaby et al., 1981). Par ailleurs, le coefficient de rétrodiffusion, décrit en (1.10), se calcule comme suit :

$$\sigma_0^{pq} = 20 \log_{10}(|S_{pq}|) \quad (1.35)$$

Les informations contenues dans cette matrice découlent des propriétés optiques du sol face à une onde polarisée et, ainsi que nous allons le voir, des considérations polarimétriques peuvent renseigner sur la nature des interactions mises en jeu. Par exemple, les réflexions sur des sols à faible rugosité, par exemple, occasionnent la plupart du temps  $|S_{vv}| > |S_{hh}|$  (Qong et al., 2000).

Pour comparer deux modes d'acquisition polarimétrique, ou polarisations, on définit un indicateur de cohérence,  $\rho$ , qui établit le degré de corrélation entre les deux canaux :

$$\rho_{pqrs} = \frac{\langle S_{pq} \cdot S_{rs}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{pq}|^2 \rangle} \cdot \sqrt{\langle |S_{rs}|^2 \rangle}} \quad (1.36)$$

où l'opérateur  $\langle \rangle$  indique une moyenne spatiale sur les pixels couvrant une zone d'intérêt homogène. Le module de la cohérence polarimétrique,  $|\rho|$ , varie par construction entre 0 et 1 et exprime la similarité des processus d'interaction entre l'onde et les micro-facettes du réflecteur pour les deux modes d'acquisition. Toujours dans le cas d'une interaction surfacique simple, le coefficient de corrélation entre les modes parallèles HH et VV est généralement proche de 1, alors qu'il est quasiment nul dans le cas d'une rétrodiffusion volumique dû à des feuillages par exemple, où les processus de diffusion sont plus aléatoires. L'argument de ce coefficient exprime quant à lui le déphasage moyen enregistré entre les champs de chacun des modes d'acquisition. Un mode co-polaire étant rarement corrélé avec un mode cross-polaire, cette information de phase n'a pas réellement de signification, contrairement à la différence de phase enregistrée entre HH et VV qui peut témoigner de la géométrie de la cible. Une interaction de type dièdre, entre le sol et le mur d'un immeuble ou le sol et un tronc d'arbre par exemple, engendre en effet un déphasage de  $\pi$  entre HH et VV alors qu'une interaction surfacique simple occasionne un déphasage nul.

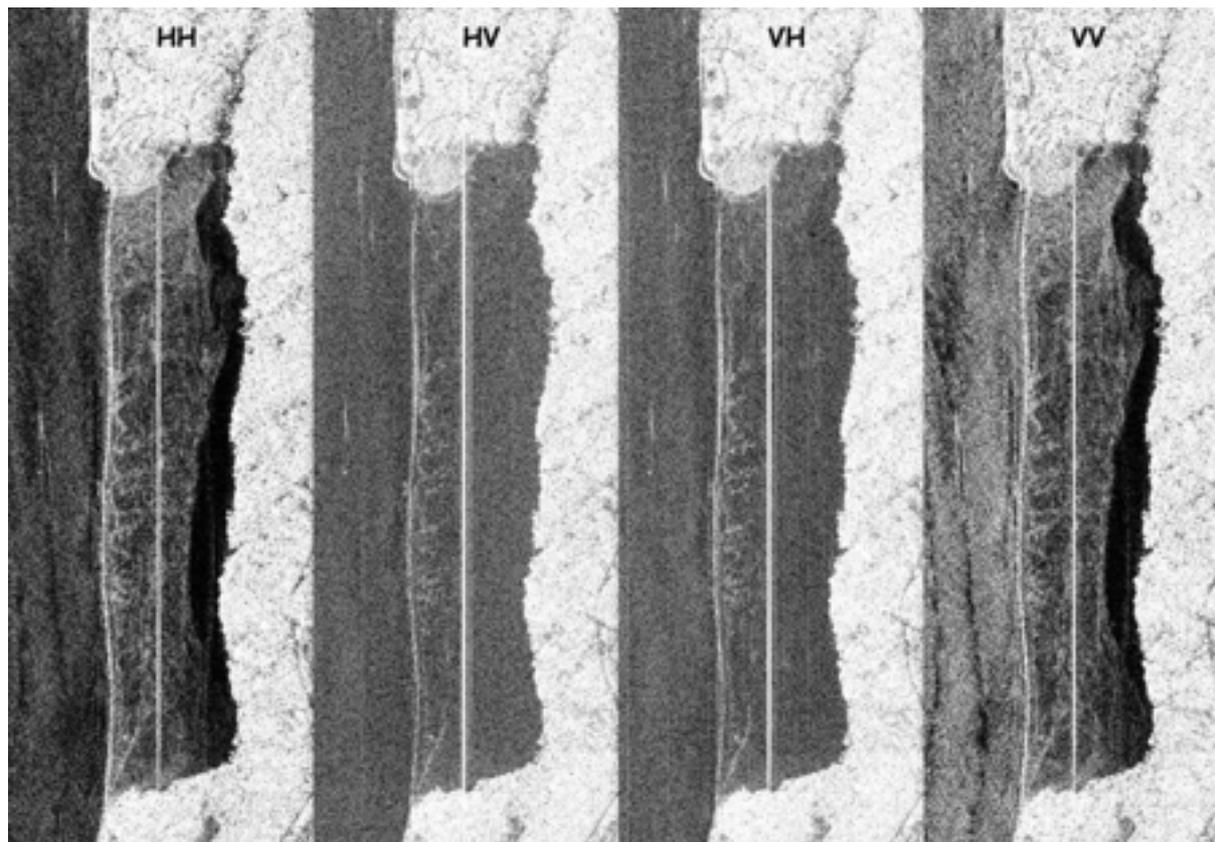


Figure 1.14 : Polarimétrie radar sur le Pyla (données RAMSES à 1.6 GHz)

Il est à noter que certains systèmes radar fonctionnent avec des polarisations circulaires, et non rectilignes. Elles sont notées R (Right-handed), pour une polarisation circulaire droite, et L (Left-handed), pour une circulaire gauche. Par ailleurs, une onde plane elliptique peut toujours se décomposer analytiquement en deux composantes rectilignes, polarisées dans des directions orthogonales (H et V, par exemple).

### III.1.c. La synthèse de polarisation

C'est une méthode qui permet de calculer la réponse d'une cible sous n'importe quelle combinaison polarimétrique, connaissant sa matrice de diffusion [S]. Nous en résumons les étapes.

Les équations (1.37) à (1.40) montrent comment chacun des éléments de [S] intervient dans la matrice de Mueller, [L], qui relie le vecteur de Stokes de l'onde incidente,  $F^i$ , à celui de l'onde rétrodiffusée,  $F^s$ .

$$F^s = [L]F^i \quad (1.37)$$

où  $[L] = [R] [W] [R]^{-1} \quad (1.38)$

La matrice [W] regroupe tous les produits croisés et conjugués des éléments de [S] :

$$\mathcal{W} = \begin{pmatrix} S_{vv}S_{vv}^* & S_{vh}S_{vh}^* & S_{vh}S_{uv}^* & S_{vv}S_{vh}^* \\ S_{hv}S_{hv}^* & S_{hh}S_{hh}^* & S_{hh}S_{hv}^* & S_{hv}S_{hh}^* \\ S_{hv}S_{uv}^* & S_{hh}S_{vh}^* & S_{hh}S_{uv}^* & S_{hv}S_{vh}^* \\ S_{uv}S_{hv}^* & S_{vh}S_{hh}^* & S_{vh}S_{hh}^* & S_{uv}S_{hh}^* \end{pmatrix} \quad (1.39)$$

et

$$\mathcal{R} = \begin{pmatrix} 1 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & -i & i \end{pmatrix} \quad (1.40)$$

De même, avec (1.39), on peut construire une matrice de Mueller modifiée, [L<sub>m</sub>], qui relie entre eux les vecteurs de Stokes modifiés des ondes incidente et rétrodiffusée, décrits en (1.30) :

$$\mathbf{F}_m^s = [\mathbf{L}_m] \mathbf{F}_m^i \quad (1.41)$$

où

$$[\mathbf{L}_m] = [\mathbf{V}] [\mathcal{W}] [\mathbf{V}]^{-1} \quad (1.42)$$

et

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & -i & i \end{pmatrix} \quad (1.43)$$

Tout comme [U] (1.32) permettait le passage du vecteur de Stokes au vecteur de Stokes modifiées (1.31), [U] relie [L<sub>m</sub>] et [L] par la relation :

$$[\mathbf{L}_m] = [\mathbf{U}] [\mathbf{L}] [\mathbf{U}]^{-1} \quad (1.44)$$

Fort de la connaissance complète des réponses polarimétriques, et donc de ces dernières matrices, il est possible de calculer l'intensité du signal qui serait rétrodiffusé par une cible, si elle était étudiée sous un jeu quelconque de polarisation ( $\psi_i, \chi_i; \psi_s, \chi_s$ ). On rappelle que  $\psi$  et  $\chi$  sont deux angles qui définissent l'état de polarisation d'une onde (cf. Fig. 1.11 et 1.12) ; l'indice i faisant référence à l'onde incidente et s, à l'onde diffusée. C'est ce qu'on appelle la synthèse de polarisation. Le coefficient de rétrodiffusion,  $\sigma_0$ , s'écrit alors (Ulaby et Elachi, 1990) :

$$\sigma_0(\psi_i, \chi_i, \psi_s, \chi_s) = \frac{4\pi}{s} \mathbf{A}^s [\mathbf{M}] \mathbf{A}^i \quad (1.45)$$

où s est la surface illuminée,  $\mathbf{A}^s$  et  $\mathbf{A}^i$  sont les vecteurs de Stokes normalisés et [M] est l'opérateur de diffusion de Stokes, défini comme suit :

$$[\mathbf{M}] = [\mathbf{R}]^T [\mathcal{W}] [\mathbf{R}] \quad (1.46)$$

La figure 1.15 fournit une illustration d'une synthèse de polarisation réalisée sur un objet sphérique étendu, conducteur, de rayon  $a$  et de matrice de diffusion :

$$\mathbf{S} = \frac{a}{2} \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (1.47)$$

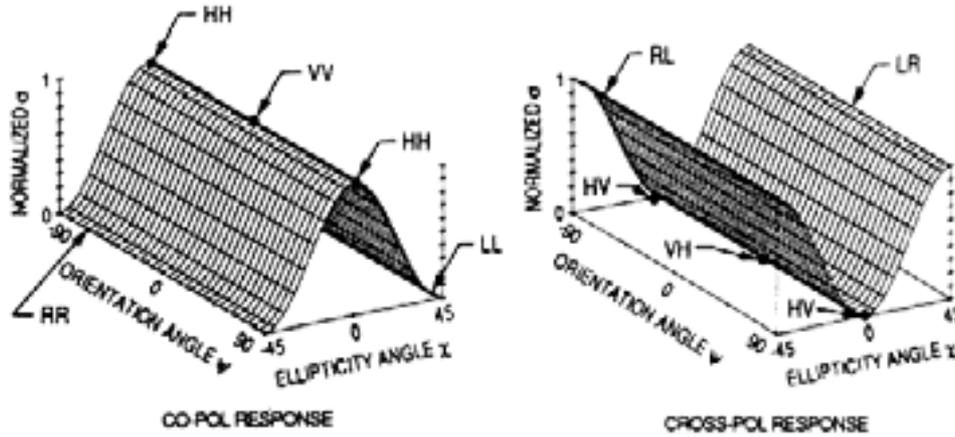


Figure 1.15 : Synthèse de polarisation sur une sphère conductrice

### III.1.d. Décompositions polarimétriques

En vue d'inverser des acquisitions, il est utile de disposer d'indicateurs traduisant les caractéristiques du terrain. C'est le but de la décomposition polarimétrique, qui a fait l'objet de nombreux travaux ces dernières années (Cloude et Pottier, 1996), par laquelle on cherche à extraire des indicateurs à partir des données polarimétriques et dont ce paragraphe résume quelques étapes. Certains indicateurs sont purement radiométriques, exploitant l'intensité rétrodiffusée, et d'autres tirent profit de l'information complexe contenues dans  $[S]$ .

En se rappelant que  $HV = VH$ , les éléments de la matrice de diffusion,  $[S]$ , s'expriment de façon équivalente dans le vecteur cible complexe  $\vec{k}_L$  :

$$\vec{k}_L = [S_{vv} ; \sqrt{2}S_{hv} ; S_{hh}]^T \quad (1.48)$$

Ce vecteur permet de définir la *matrice de covariance*,  $[C]$ , qui recense les produits conjugués des éléments polarimétriques  $S_{pq}$  :

$$[C] = \vec{k}_L \cdot \vec{k}_L^* = \begin{bmatrix} S_{vv}S_{vv}^* & \sqrt{2}S_{hv}S_{hh}^* & S_{vv}S_{hh}^* \\ \sqrt{2}S_{hh}S_{hv}^* & 2S_{hv}S_{hv}^* & \sqrt{2}S_{vv}S_{hv}^* \\ S_{hh}S_{vv}^* & \sqrt{2}S_{hv}S_{vv}^* & S_{hh}S_{hh}^* \end{bmatrix} \quad (1.49)$$

Les termes diagonaux sont des valeurs réelles qui rappellent directement les coefficients de rétrodiffusion  $\sigma_0^{hh}$ ,  $\sigma_0^{hv}$  et  $\sigma_0^{vv}$ , tandis que les termes hors-diagonale sont complexes et véhiculent donc les différences de phase entre les canaux de polarisation.

De la même manière, on peut définir la *matrice de cohérence*  $[T] = \overrightarrow{k}_p \cdot \overrightarrow{k}_p^*{}^T$ , à partir du vecteur de diffusion défini comme suit :

$$\overrightarrow{k}_p = \frac{1}{\sqrt{2}} [\mathbf{S}_{hh} + \mathbf{S}_{vv} ; \mathbf{S}_{hh} - \mathbf{S}_{vv} ; 2 \cdot \mathbf{S}_{hv}]^T \quad (1.50)$$

La réponse radar est conditionnée par les propriétés de la cible éclairée, elles-mêmes dépendantes de la nature du milieu, de son orientation, de son état de surface et de sa géométrie. Toute l'information polarimétrique est contenue dans la matrice  $[T]$  et sa décomposition en vecteurs propres permet de dégager des paramètres liés à la nature des processus de rétrodiffusion mis en jeu. Ces processus peuvent compter parmi les exemples suivants : une interaction simple sur une surface, une rétrodiffusion volumique, des réflexions multiples.

Pratiquement, la décomposition de  $[T]$  fournit idéalement trois valeurs propres,  $(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)$ , associées à des vecteurs propres  $(v_1, v_2, v_3)$ , définis comme suit (Cloude et Pottier, 1996) :

$$v_i = e^{-i\Phi_i} [\cos \alpha_i ; \sin \alpha_i \cdot \cos \beta_i \cdot e^{-j\delta_i} ; \sin \alpha_i \cdot \sin \beta_i \cdot e^{-j\gamma_i}]^T \quad (1.51)$$

On dérive deux paramètres principaux de cette décomposition : l'*indicateur moyen de rétrodiffusion*,  $\alpha$ , et l'*entropie*,  $H$ , qui témoignent respectivement de la nature du mécanisme de rétrodiffusion et de son efficacité à dépolariser l'onde incidente. Ils sont définis par les relations suivantes :

$$\alpha = \sum_i P_i \cdot \alpha_i \quad (1.52)$$

$$H = \sum_i -P_i \cdot \log_3(P_i) \quad (1.53)$$

où  $P_i$  est la  $i^{\text{ème}}$  valeur propre normalisée :

$$P_i = \frac{\lambda_i}{\sum_j \lambda_j} \quad (1.54)$$

$\alpha$  est un angle qui peut prendre des valeurs comprises entre 0 et  $\pi/2$ . Il est nul dans le cas d'un mécanisme surfacique simple, vaut  $\pi/4$  pour un mécanisme volumique et  $\pi/2$  pour une interaction de type double-rebond.  $H$ , quant à lui, varie par construction de 0 à 1. Une valeur faible traduit une faible dépolarisation de l'onde incidente et la prépondérance d'une valeur propre sur les deux autres, donc d'un mécanisme de rétrodiffusion majoritaire. Une valeur proche de 1 exprime la dégénérescence des valeurs propres et donc un processus de rétrodiffusion complexe, dont les zones forestières sont un exemple typique.

On a montré par la suite (Imbo et Souyris, 2000), qu'il était possible d'extraire des indicateurs similaires d'une polarimétrie partielle, n'intégrant que les modes copolaires HH et VV. Ces paramètres,  $\alpha^{pp}$  et  $H^{pp}$ , ont des valeurs cohérentes avec les indicateurs dérivés

précédemment de la polarimétrie totale, pour les cas surfaciques et les cas simples de rétrodiffusion volumique. Selon l'objet étudié, il serait donc intéressant de considérer que l'essentiel de l'information polarimétrique est véhiculée conjointement par HH et VV, pour concevoir des systèmes moins gourmands en espace de stockage des données, en énergie de fonctionnement et en complexité électronique.

Une autre approche, développée par Krogager, consiste à développer la matrice de diffusion,  $[S]$ , en trois composantes cohérentes propres à trois types d'interaction distincts (diplanaire, sphérique et hélicoïdale) et à estimer ainsi la combinaison des contributions de chacune (Krogager, 1990) :

$$[S] = \alpha[S]_{sphère} + e^{i\varphi} \mu[S]_{diplan} + e^{i\varphi} \eta[S]_{hélice} \quad (1.55)$$

### III.1.e. Quelques applications de la polarimétrie

La polarimétrie a permis une avancée indéniable dans la télédétection radar, en autorisant le développement de modélisations théoriques et empiriques pour inverser les coefficients de rétrodiffusion (Oh et al., 1992 ; Fellah, 1997). Cette avancée, permise à la fois par la quantité d'informations fournies et par les méthodes d'extraction développées, est d'autant plus importante qu'elle permet d'exploiter l'information de phase (Lee et al., 2001).

Le but de ce paragraphe est d'illustrer les techniques polarimétriques par quelques-unes de leurs applications opérationnelles ; la liste étant forcément non-exhaustive, tant du point de vue des thématiques concernées que des auteurs impliqués.

Nous avons évoqué trois paramètres naturels contrôlant la quantité d'énergie rétrodiffusée. Il s'agissait de la rugosité de l'interface, de son orientation et de ses caractéristiques diélectriques, lesquelles dépendent de la nature physique des matériaux : végétation, géologie, humidité. Chacun de ces paramètres a également une influence sur la polarisation de l'onde rétrodiffusée. C'est le cas de la rugosité (Mattia et al., 1997) qui, si elle est suffisamment importante, peut dépolariser l'onde incidente sous l'effet de réflexions multiples (Chen et al., 2000). On peut exploiter cet effet pour estimer des volumes de biomasse (Melon, 2002). On trouve aussi une application dans le domaine marin, où la topographie des fonds a des répercussions sur la rugosité de l'eau en surface et donc sur l'information polarimétrique de l'onde rétrodiffusée.

La pente locale a également une incidence et l'inversion de l'information polarimétrique intéresse alors l'étude des reliefs planétaires (Lee et al, 2000 et 2002 ; Pasquali et al., 1997) ainsi que l'océanographie, par la connaissance des distributions des hauteurs de vagues (Kasilingam et al, 2000 et 2001 ; Johnson et al., 1998).

Comme le montrent des études empiriques (Dubois et al., 1992 ; Oh et al. 1994 ; Rakotoarivony, 1995), l'humidité du sol joue aussi un rôle sur l'état de polarisation de l'onde réfléchie, information qui intéresse le secteur agricole par exemple. Malheureusement, dans le cas des cibles naturelles, ces trois paramètres combinent généralement leurs effets. On

comprend donc tout l'intérêt de la polarimétrie complète qui, selon des études de Lee et al. (2000-2002), Kasilingan et al. (2000, 2001) et Schuler et al. (2002), permet de discriminer les contributions de la rugosité des orientations du terrain.

La technique de décomposition polarimétrique décrite précédemment s'applique avec bénéfice à l'étude des environnements forestiers, qu'une modélisation en trois couches responsables de processus de rétrodiffusion distincts permet de classifier. Schématiquement, ces couches sont le sol, les troncs et, finalement, les branchages et feuillages. Si le sol induit une rétrodiffusion surfacique simple, les troncs, eux, sont responsables d'une réflexion de type « double-rebond » sur le dièdre qu'ils forment avec la surface, alors que les feuilles et les branchages jouent le rôle de diffuseurs volumiques (cf. Fig. 1.16). Selon la contribution de chacune des couches, il est possible de caractériser les essences observées et d'estimer la biomasse : dimensions des troncs, taille, densité et orientation des branchages et des feuilles, etc. (Melon, 2002).

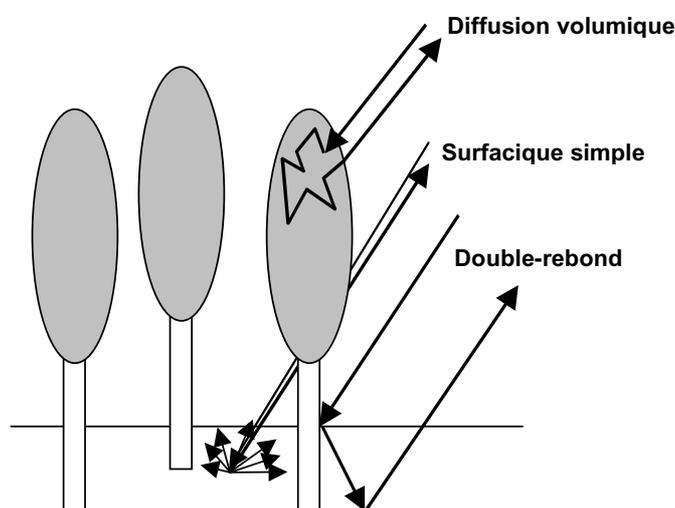


Figure 1.16 : Mécanismes de rétrodiffusion dans une forêt

### III.2. L'interférométrie

On l'a vu, les systèmes radar associent l'information de phase à celle de l'amplitude du champ rétrodiffusé. Lors d'interactions surfaciques simples, la valeur de la phase est essentiellement dépendante du trajet optique parcouru par l'onde entre le capteur et la cible et donc, d'une certaine façon, de la distance qui les sépare.

L'utilisation de deux radars distincts ou de deux acquisitions, séparés d'une distance (appelée *base*)  $D$  (cf. Fig. 1.17), provoque une différence de marche  $\Delta R$  entre le réflecteur et chacune des antennes, qui se traduit par un déphasage entre les images. Ce retard de phase renseigne sur la localisation du point réflecteur, par rapport à la plate-forme, et donc, indirectement, sur son élévation relative  $z$ . L'acquisition simultanée d'un couple interférométrique permet de générer un image de la différence de phase, un *interférogramme*,

et de retrouver l'altitude de chacun des points imagés par une opération de déroulement de phase. On peut ainsi générer un modèle numérique de terrain de la zone considérée.

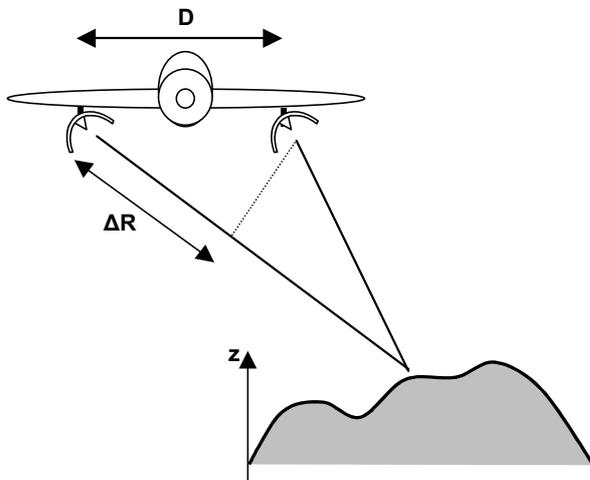


Figure 1.17 : Interférométrie mono-passe

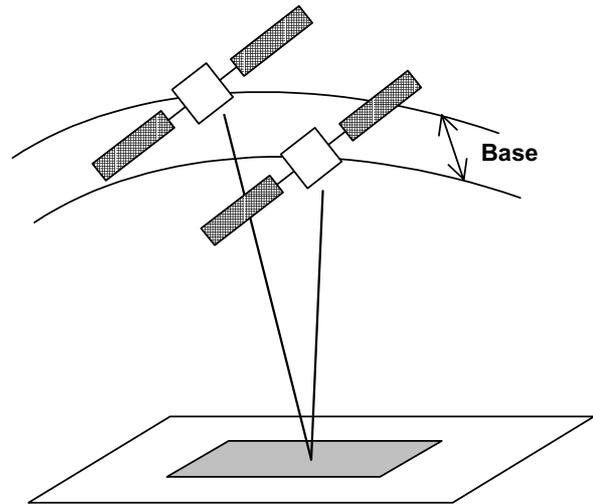


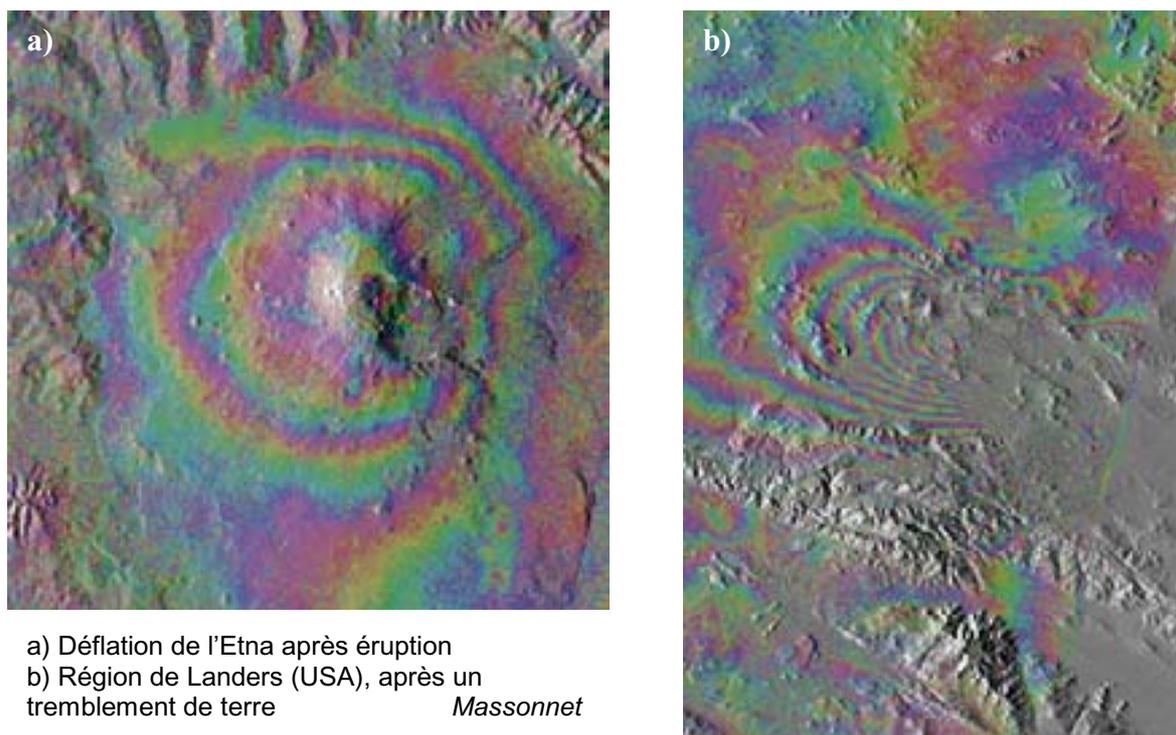
Figure 1.18 : Interférométrie multi-passes

L'acquisition est dite mono-passe si deux capteurs sont utilisés simultanément pour réaliser le couple interférométrique. Cette configuration géométrique peut aussi être reproduite avec des acquisitions provenant de plusieurs survols d'une même zone, effectués par un ou plusieurs capteurs. On parle d'interférométrie multi-passes (cf. Fig.1.18) et il faut alors connaître très précisément les trajectoires relatives des plates-formes. Ce n'est pas la seule contrainte : pour que les images radar acquises soient cohérentes et que l'image de différence de phase soit significative, il faut également que la base, qui sépare les deux antennes, ne dépasse pas une certaine valeur critique (Polidori, 1997). En effet, de même que l'on avait défini une cohérence polarimétrique (1.36), on peut définir une cohérence interférométrique :

$$\rho_{12}^{\text{int}} = \frac{\langle \mathbf{S}_1 \cdot \mathbf{S}_2^* \rangle}{\sqrt{\langle |\mathbf{S}_1|^2 \rangle} \cdot \sqrt{\langle |\mathbf{S}_2|^2 \rangle}} \quad (1.56)$$

qui évalue la corrélation des processus physiques mis en jeu pour former chacune des images. Une base trop importante ne fait pas intervenir les mêmes facettes réflectrices locales d'une image à l'autre et interdit ainsi l'exploitation du déphasage associé.

Faisant l'hypothèse de stationnarité des zones étudiées entre deux acquisitions, il est alors possible d'affiner la topographie d'un lieu, ou de la reconstituer, de la même manière qu'en mode mono-passe. A l'inverse, le mode multi-passes à partir d'acquisitions faites à différentes dates permet, par interférométrie différentielle, de suivre les changements intervenus sur la zone étudiée. Les exemples d'application les plus célèbres et les plus parlants concernent certainement le suivi des éruptions volcaniques (Massonnet et al., 1995) et des tremblements de terre (Massonnet et al., 1993, 1994), où les franges d'interférences obtenues sont les traceurs des modifications topographiques causées par l'inflation / déflation du volcan avant et après éruption, et par l'activité sismique (cf. fig. 1.19).



**Figure 1.19 : Exemples d'interférogrammes différentiels**

Nous n'entrerons pas plus en détails dans la mise en œuvre de cette technique car elle ne fut pas utilisée dans le cadre du travail de thèse. Nous mentionnerons toutefois que l'association de la polarimétrie et de l'interférométrie, rendue possible par le développement technologique récent des instruments, semble constituer un outil d'avenir en télédétection puisqu'il permet à la fois de retrouver la topographie du site observé, d'identifier les différents mécanismes de rétrodiffusion, lorsque plusieurs se combinent, et de les localiser également dans la troisième dimension. Cette technique semble très prometteuse pour l'étude de la végétation (Papathanassiou et Cloude, 2001 ; Van Zyl et al., 2000 ; Kim et al., 2000 et Woodhouse et al., 2002).

## Chapitre 2 Imagerie radar de subsurface en zone aride

Ainsi que nous venons de le voir, la condition d'aridité est nécessaire pour que l'onde radar se propage sous la surface et interagisse avec des structures enfouies. Quelques résultats, provenant d'observations passées (Schaber et al., 1986), ont ouvert la voie à l'exploration du sous-sol par télédétection radar. Pourtant, malgré le développement de capteurs à plus basses fréquences laissant envisager des performances de pénétration accrues, quelques récents travaux théoriques (Moss et al., 2002) et expérimentaux (Fortuny-Guasch, 2002 ; Xu et al., 2002), la littérature est peu fournie en études de sub-surfaces avec cet outil. La détection des mines antipersonnelles est sans doute l'application qui a mobilisé à ce jour l'essentiel des efforts fournis dans le domaine (Bachelier, 1999 ; O'Neill, 2000).

Notre travail s'est porté sur deux sites terrestres, autorisant la propagation des ondes électromagnétiques sous la surface, et avait pour but d'évaluer les potentiels de la télédétection radar à grande longueur d'onde sur des sites naturels, en termes de performances de pénétration, d'identification et de cartographie des structures enfouies. L'interprétation des données radar, acquises par les systèmes aéroportés RAMSES et orbital SIR-C, a été rendue possible grâce à des missions sur site d'où nous avons extrait un ensemble de caractéristiques décrivant la « vérité terrain », qui conditionnent le processus physique de rétrodiffusion. Ces caractéristiques, qui concernent les propriétés diélectriques, l'état de surface, la géométrie ou encore l'homogénéité des matériaux, sont autant de paramètres d'entrée à des modèles théoriques, numériques et expérimentaux, développés par la suite dans le but de reproduire l'interaction onde / subsurface et ainsi de faire le lien avec l'analyse polarimétrique quantitative des images radar.

Ce chapitre présente les deux sites étudiés : la dune du Pyla, en France, et la région de Bir Safsaf en Egypte. Nous y exposerons également le principe du couplage entre le SAR et une méthode locale d'exploration du sous-sol, le Ground Penetrating radar (GPR) ou *radar géologique*, que nous avons mis en œuvre avec succès. Enfin, nous décrirons précisément les caractéristiques des capteurs et présenterons les données utilisées.

## I. Les sites

### I.1. La dune du Pyla, où le cas de l'humidité du sous-sol ?

#### I.1.a. Localisation et structure interne

Cette formation dunaire, bordée par le bassin d'Arcachon (France, 33) et encadrée par la forêt des Landes et de Gascogne, constitue la plus haute dune d'Europe. C'est une vaste étendue de sable nu, mesurant 2.5 km dans sa longueur, 500 m dans sa largeur et culminant à environ 120 m. Son sable est relativement pur et sec, ce qui autorise de bonnes performances de pénétration pour les micro-ondes. Elle recèle surtout un ensemble de structures réfléchissantes enfouies qui en font un site test idéal dans le cadre de nos études sur l'humidité du sous-sol.

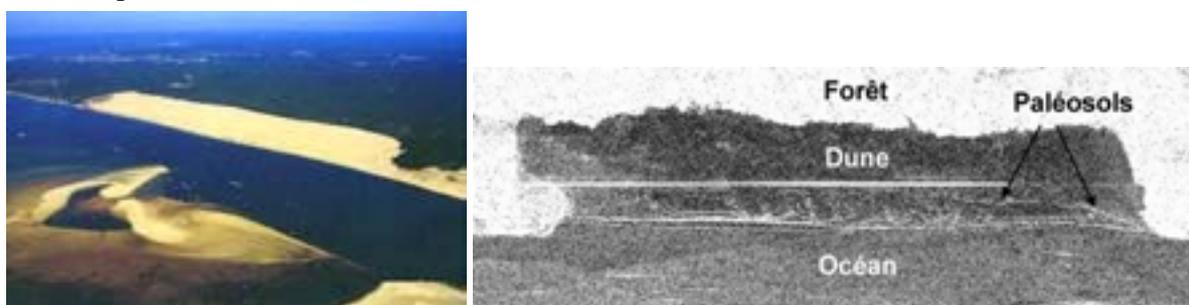


Figure 2.1 : Vue d'ensemble et aperçu radar de la dune

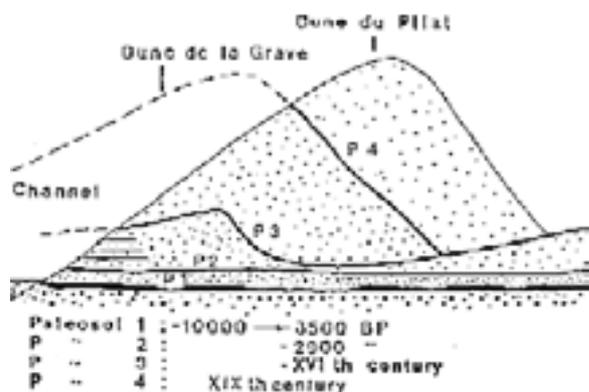


Figure 2.2 : Structure interne de la dune du Pyla



Figure 2.3 : Affleurement de paléosol

Ces structures, appelées *paléosols* (végétation fossile), témoignent des anciennes surfaces de la dune et affleurent à la surface comme des strates noires, plus compactes que le sable (cf. Fig.2.3). En effet, la formation de la dune a fait intervenir plusieurs phases majeures d'accumulation de sable, chaque nouvelle phase recouvrant et piégeant la végétation qui s'était développée entre temps à la surface. Ainsi que l'illustre la figure 2.2, la dune contient donc une succession de strates, les paléosols, où le sable se mélange à de la matière organique en décomposition, ce qui leur donne la propriété de fixer l'eau plus efficacement que le sable et justifie la qualification précédente de « réflecteurs enfouis » pour les ondes radar.

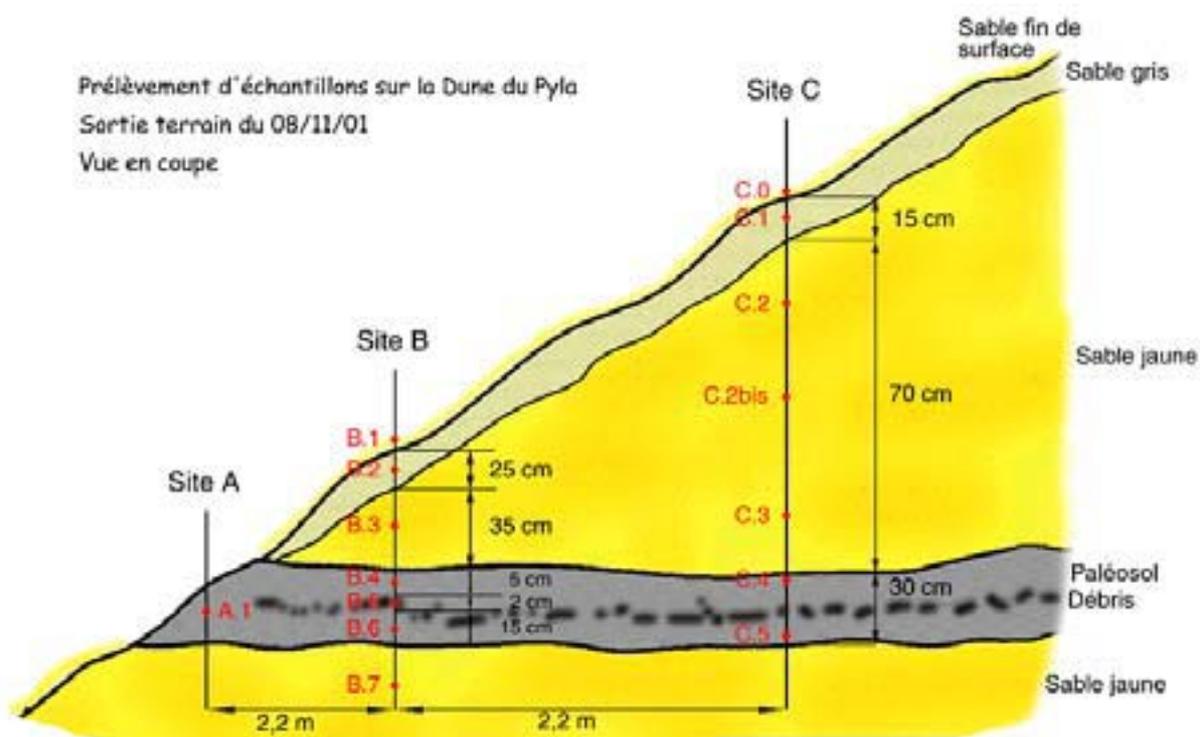


Figure 2.4 : Coupe d'un affleurement de paléosol

Comme nous le verrons plus en détails au chapitre 4, l'onde radar provenant du capteur aéroporté RAMSES pénètre sous la surface et se réfléchit au niveau du premier paléosol rencontré. En première approche, le problème peut se modéliser comme une interaction sur trois couches homogènes : l'air, le sable et le paléosol. Cependant, pour une compréhension fine, il importe de connaître précisément la structure de la dune sur ses premières épaisseurs. Tel était l'objectif de la sortie terrain de novembre 2001, qui a permis de générer le profil en coupe reproduit sur la figure 2.4. Il apparaît que le sable recouvrant le paléosol est lui-même divisé en deux couches très marquées, de couleur et de texture distinctes, désignées par les noms de « sable gris » pour la supérieure et « sable jaune » pour l'inférieure.



Figure 2.5 : Site B



Figure 2.6 : Sables gris et jaune



Figure 2.7 : Reste de tronc dans la dune, vu après la tempête de décembre 1999

Le paléosol, quant à lui, ne présente pas un aspect aussi tranché et homogène qu'on aurait pu l'imaginer initialement et se caractérise par une matrice de sable sombre hébergeant un ensemble de débris charbonneux, dont les dimensions typiques varient de un à quelques

centimètres. Par ailleurs, une visite de la dune après la grande tempête de décembre 1999 a révélé la présence de quelques morceaux de troncs et de branchages importants dans certains paléosols. Le bois était quasiment décomposé et presque totalement sableux, laissant penser que la taille des inclusions peut parfois dépasser le décimètre.

### I.1.b. Caractérisation physique des matériaux

Au delà de ces considérations morphologiques, ce sont surtout les propriétés diélectriques des matériaux qui gouvernent la propagation de l'onde. Les études descriptives ont donc été complétées par des analyses au laboratoire « Physique des Interactions Ondes-Matière » de l'Université de Bordeaux, le PIOM, qui ont permis d'établir la caractérisation diélectrique des échantillons prélevés dans chacune des couches. Ces mesures ont été conduites avec un analyseur d'impédance basse fréquence HP 4192 A, en cellule ouverte autour de 500 MHz, et les résultats sont consignés dans le tableau 2.1.

Echantillons	Désignation	% humidité	Avant séchage		Après séchage		
			$\epsilon_r'$	$\epsilon_r''$	$\epsilon_r'$	$\epsilon_r''$	
<b>Site A</b>	A.1	Paléosol affleurant, sec	2,31	3,50	0,104	2,44	0,014
<b>Site B</b>	B.1	Sable fin de surface	0,22	2,74	0,033	2,53	0,012
	B.2	Sable gris	2,50	3,48	0,060	2,66	0,014
	B.3	Sable jaune	2,76	3,49	0,060	2,63	0,010
	B.4	Pal. Sup.	13,77	10,30	0,425	2,48	0,016
	B.5	Inclusions	13,94	23,50	1,360	2,27	0,015
	B.6	Pal. Inf.	4,38	4,41	0,089	2,47	0,010
	B.7	Sable jaune	3,50	3,82	0,072	2,60	0,011
<b>Site C</b>	C.0	Sable fin de surface	0,22	2,74	0,033	2,53	0,012
	C.1	Sable gris	2,34	3,41	0,060	2,50	0,011
	C.2	Sable jaune	2,32	3,35	0,054	2,54	0,010
	C.2bis	Sable jaune	2,63	3,45	0,048	2,52	0,009
	C.3	Sable jaune	2,76	3,27	0,046	2,43	0,009
	C.4	Pal. Sup.	11,44	14,20	1,530	2,37	0,013
	C.5	Pal. Inf.	5,59	5,31	0,153	2,45	0,010

**Tableau 2.1 : Caractérisation diélectrique des matériaux dunaires à 500 MHz**

Elles montrent que les sables gris et jaune, recouvrant le paléosol, ont des caractéristiques diélectriques voisines, et que le seul contraste fort a lieu au niveau de l'interface avec le paléosol, où les valeurs prises par  $\epsilon_r'$  tournent autour de 10 pour la matrice et peuvent monter jusqu'à 25 pour les inclusions ! Ces mesures nous apprennent également que le sable jaune, qui recouvre les paléosols, est relativement homogène horizontalement et verticalement, malgré l'aspect stratifié que l'on peut observer dans la figure 2.7, avec une constante diélectrique avoisinant 3.4 pour la partie réelle et 0.055 pour la partie imaginaire. Il semble d'ailleurs identique à celui que l'on trouve à nouveau, une fois le paléosol traversé (cf. échantillon B.7).

La mise en perspective des études radar développées sur la dune nous a poussé à déterminer les raisons précises des constantes diélectriques élevées observées au niveau du paléosol. En d'autres termes, la question était de savoir si nous pourrions étendre les études initiées au Pyla à d'autres contextes géologiques, ou bien si les résultats à venir ne concerneraient que le site girondin, unique par sa configuration.

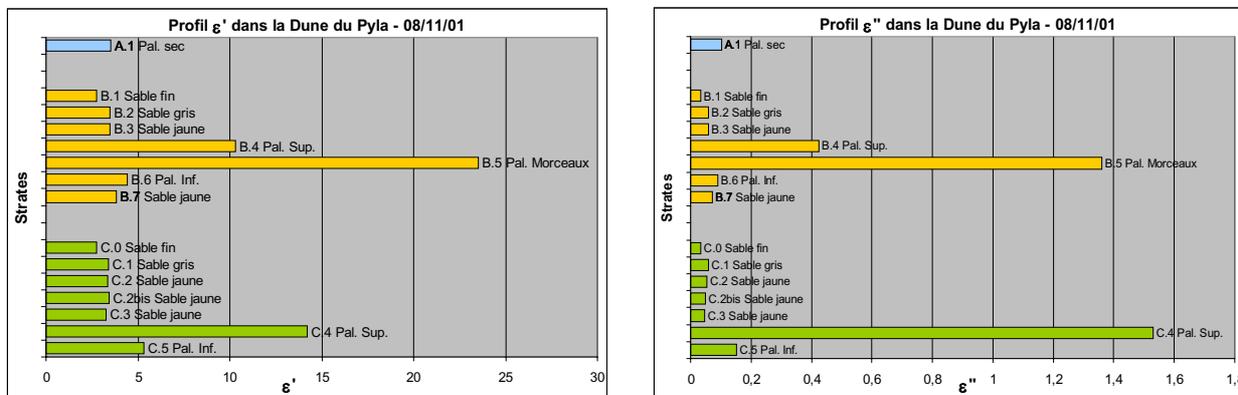


Figure 2.8 : Profils diélectriques de la dune, avant séchage des échantillons

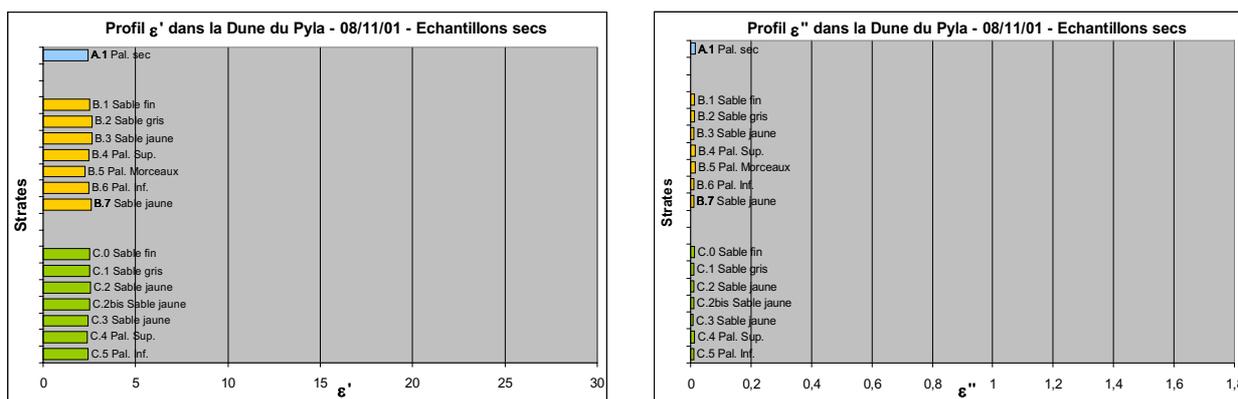


Figure 2.9 : Profils diélectriques de la dune, après séchage des échantillons

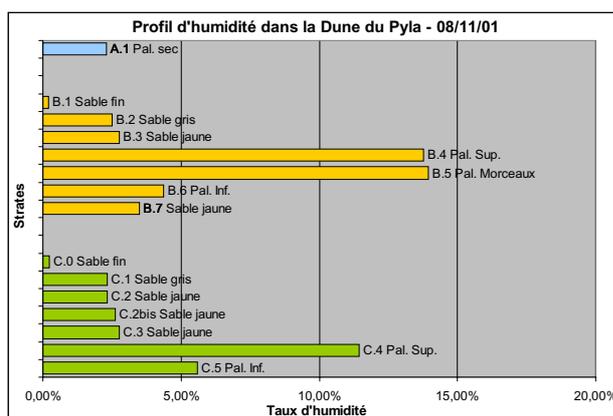


Figure 2.10 : Profils d'humidité de la dune

Dans un premier temps, nous avons donc cherché à isoler le paramètre humidité, en séchant les échantillons 72 heures à 70°C dans une étuve, afin d'en mesurer à nouveau les propriétés diélectriques à sec et d'estimer la proportion initiale d'eau :

$$\%_{\text{hum}} = m_v = \frac{\Delta m}{m_i} \quad (2.1)$$

où  $m_i$  est la masse initiale de l'échantillon et  $\Delta m$  sa perte de masse au cours du séchage.

Le tableau 2.1 rassemble les taux d'humidité de chaque strate. Les résultats après séchage montrent que tous les échantillons présentent les mêmes caractéristiques diélectriques, dont les valeurs sont d'environ  $\epsilon'_r = 2.5$  et  $\epsilon''_r = 0.01$ . Ces considérations sont résumées dans les figures 2.8 à 2.10, qui reconstruisent les profils physiques en fonction de la profondeur de la dune et où chaque couleur se rapporte à un site d'extraction défini dans la coupe proposée par la figure 2.4.

Par ailleurs, au cours du séchage, nous avons effectué des mesures diélectriques intermédiaires et des relevés de masse, afin de suivre l'évolution de la constante diélectrique des matériaux avec la teneur en eau. Sur la figure 2.11 sont tracées les valeurs des constantes diélectriques en fonction du pourcentage d'eau et ce, pour l'ensemble des mesures réalisées entre 2001 et 2002. L'échelle a été décuplée pour  $\epsilon''_r$ , afin que les valeurs puissent être représentées sur le même graphe que celles de  $\epsilon'_r$ . Les courbes de tendance, explicitées sur le graphe, sont de la forme polynomiale du second ordre, en accord avec les travaux d'Hallikainen-Dobson (Hallikainen et al., 1985) ; il est à noter qu'une forme exponentielle reproduit efficacement les variations d' $\epsilon''$  à ces faibles taux d'humidité.

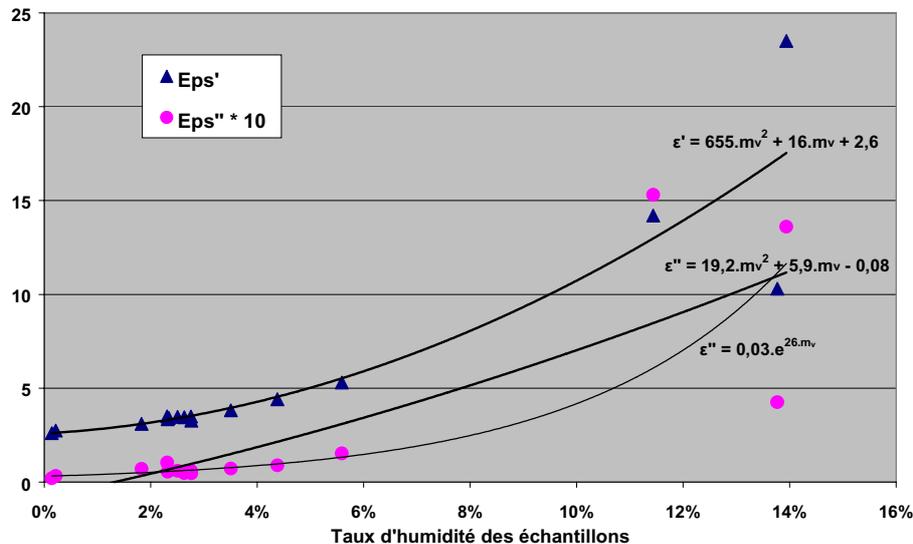


Figure 2.11 : Variation expérimentale de la constante diélectrique des matériaux dunaire avec l'humidité

De nouveaux échantillons de sable ont été prélevés lors de la campagne terrain de juin 2002, qui ont montré que l'humidité des deux premières couches de sable (sable gris et sable jaune), ainsi que les constantes diélectriques, n'avaient pas varié de manière significative et présentaient sensiblement les mêmes valeurs qu'en novembre 2001. Une caractérisation granulométrique, par tamisages successifs, a constitué la dernière étude comparative de ces deux couches. Le résultat, consigné dans la figure 2.12, montre que le sable gris est statistiquement plus fin que le sable jaune, ce qui contribue aussi à différencier légèrement ces

deux matériaux d'un point de vue diélectrique, puisque les compactions diffèrent (Heggy et al., 2001).

En conclusion, il a été établi que seule l'eau gouverne les variations des caractéristiques diélectriques des strates de la dune, ce qui en fait le facteur responsable de la réflexion de l'onde radar sur le paléosol. A ce titre, la dune et ses paléosols sont donc bien un exemple représentatif de structures humides enfouies et les détails de leur étude polarimétrique sont relatés dans l'article publié en 2001 dans le numéro spécial « Subsurface imaging » de IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, qui fait le corps du chapitre 4.

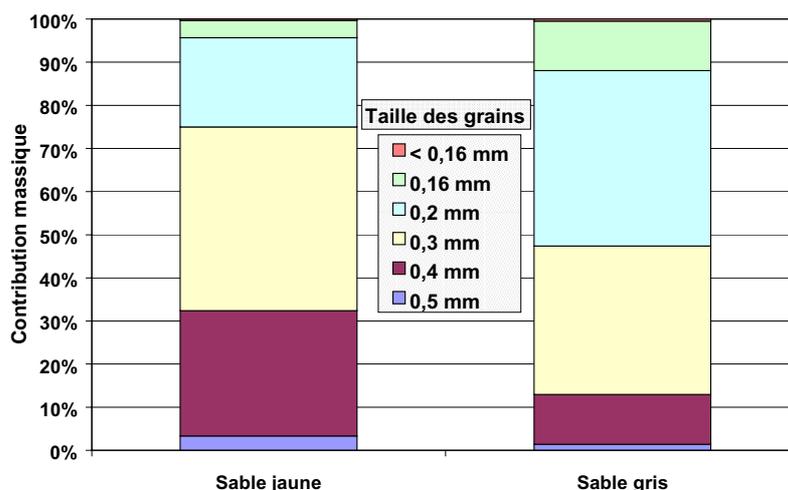


Figure 2.12 : Granulométrie des deux premières couches de sable - Pyla

## I.2. Bir Safsaf, où le cas des structures géologiques de subsurface



Figure 2.13 : Panorama égyptien dans la région de Bir Safsaf

Le deuxième site exploré dans nos études est localisé dans la région de Bir Safsaf, au sud de l'Égypte. Ainsi qu'en témoigne le panorama de la figure 2.13, c'est une immense plaine sableuse et lisse, où rien ne semble émerger sur des milliers de kilomètres carrés.

Pourtant, sous la couche de sable déposé par le vent, se cache une roche mère (grès) aux structures riches et complexes, façonnée par le temps, et d'anciens réseaux hydrographiques, dont les caractéristiques diélectriques occasionnent une interface franche, autorisant la réflexion des ondes radar. L'histoire de cette région hyper aride, où la pluie ne tombe que tous les 10 ans en moyenne, nous apprend qu'elle n'a pas toujours été aussi sèche. Ainsi, la roche mère est-elle creusée de paléo-chenaux et autres structures de drainage où s'écoulait de l'eau par le passé. Un jeu de fractures tailladant le substrat, parfois recouvert de

sédiments marins, est également masqué par le dépôt régulier du sable porté par les vents dominants, provenant de l'érosion éolienne des roches environnantes (Mc Cauley et al., 1986).

Le sable superficiel, très sec et donc transparent aux micro-ondes, ainsi que les structures enfouies, taillées dans la roche mère, font de cette région un site idéal pour éprouver les techniques et méthodes d'exploration des subsurfaces arides avec l'outil radar. Les structures enfouies n'étant pas des sous-couches humides, comme dans le cas du Pyla, la région de Bir Safsaf permet d'évaluer les techniques radar dans une configuration terrain différente, avec cette fois-ci des interfaces géologiques rugueuses. Elle avait d'ailleurs déjà fait l'objet de quelques études par le passé (Mc Cauley et al., 1986, Schaber et al., 1986).

La figure 2.14 rassemble quelques données disponibles sur cette zone et illustre bien l'efficacité du radar à scruter le sous-sol en contexte aride. L'image de gauche est une image acquise par Landsat, dans le domaine du visible. Les trois autres en assurent la contrepartie radar et les bandes X, C et L, de gauche à droite, révèlent de plus en plus efficacement la structure du sous-sol, masqué par le sable, à mesure que la longueur d'onde croît. Nous n'entrerons pas plus en détails dans la présentation de ce site, car il est précisément décrit dans l'article soumis à IEEE TGARS en 2002, qui constitue le corps du chapitre 3.

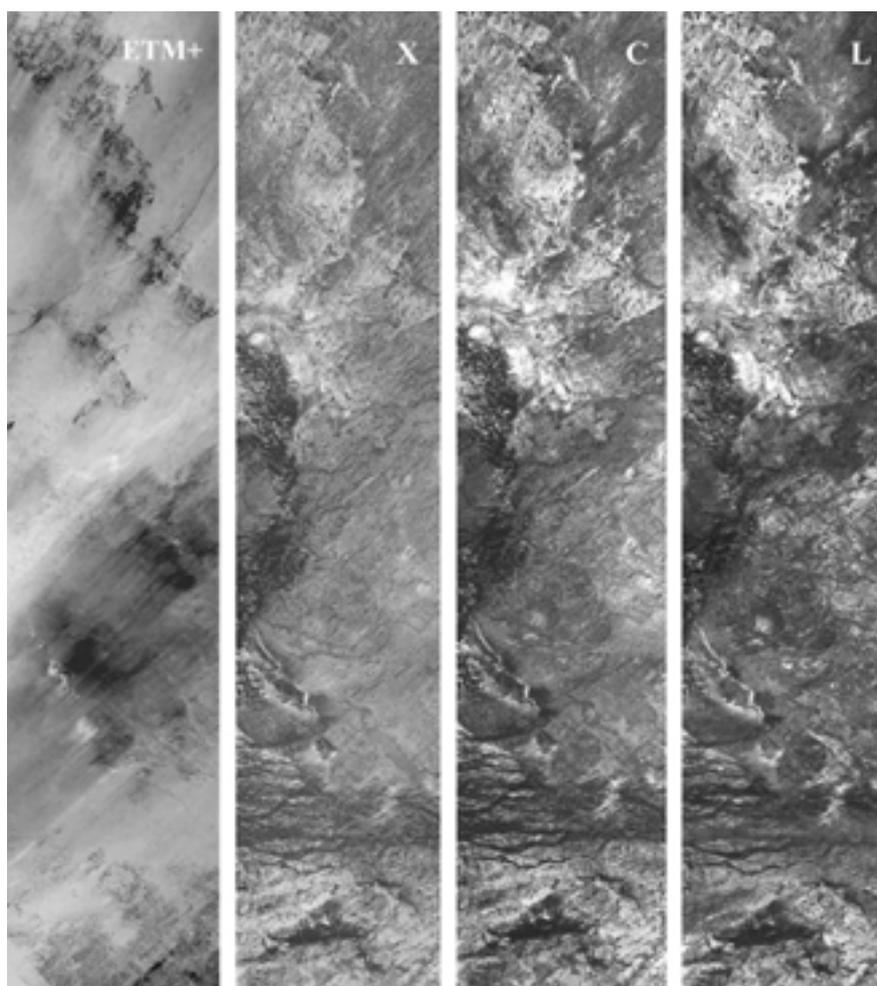


Figure 2.14 : Observations visible (Landsat 7) et radar (SIR-C / X-SAR) de la région de Bir Safsaf

## II. Combinaison SAR + GPR

Le SAR étant un instrument embarqué en altitude, il permet de couvrir de larges zones. Le GPR, quant à lui, est un outil d'exploration local, destiné à une étude précise et ponctuelle de la structure fine du sous-sol. Nous présentons ici la complémentarité et le principe du couplage de ces deux techniques, pour la modélisation des capacités d'exploration des sous-sols du radar basse fréquence en contexte aride.

### II.1. Identifier et cartographier avec le SAR

Ainsi que nous l'avons vu au chapitre premier, l'analyse polarimétrique d'une cible peut renseigner sur la nature des processus physiques qui régissent la rétrodiffusion du signal radar vers le capteur, fournissant autant de précieux indices à la personne qui exploite les données et désireuse de les inverser. Les méthodes les plus fines font intervenir la décomposition polarimétrique mais, n'ayant pas pour objectif de systématiser la reconnaissance et la classification de cibles, nous nous sommes restreints à utiliser des indicateurs radiométriques classiques :  $\sigma_{pq}$ ,  $\sigma_{hv} / \sigma_{hh}$  et  $\sigma_{hh} / \sigma_{vv}$  ainsi que la différence de phase  $\varphi(\text{HH-VV})$ . La différence de phase entre HV et HH, quant à elle, a été écartée en raison de la décorrélation systématique de ces canaux et des faibles rapports signal-sur-bruit disponibles.

Ce choix se justifie d'une part par le fait que les rapports polarimétriques et le déphasage entre les modes parallèles sont les ébauches brutes sur lesquelles reposent la décomposition et, d'autre part, parce que nous nous attendons à rencontrer des interactions essentiellement surfaciques, par opposition au volumique, pour les cas considérés. C'est en effet le contraste diélectrique, via l'humidité, qui est responsable de la rétrodiffusion de subsurface dans le cas du Pyla, et, comme nous le verrons au chapitre 3, la rugosité des interfaces géologiques enfouies, dans le cas égyptien.

D'une certaine façon, la démarche suivie ici est assez analogue à la méthodologie employée pour l'étude des manteaux neigeux. Ces derniers présentent une certaine similarité à notre problématique, puisque l'onde radar s'y réfléchit, en fonction de caractéristiques de rugosité et d'humidité, mais pénètre aussi en partie sous la surface (Nashashibi et al., 1994). Elle est ensuite plus ou moins atténuée selon les caractéristiques diélectriques de la neige et interagit avec le socle rocheux ou les diverses inclusions qu'elle abrite (Rignot, 1995).

Nous appuyant sur une série de modèles théoriques et empiriques (Fung, 1994 ; Oh et al., 1993 et 1994), nous considérons en première approche qu'une surface lisse ou humide implique un rapport HH/VV plus faible qu'une surface rugueuse ou sèche, avec un coefficient de rétrodiffusion quasi-nul en mode cross-polaire HV. Ce dernier est par ailleurs sensé croître avec la rugosité et d'éventuelles contributions volumiques. La statistique de la différence de phase moyenne entre HH et VV, supposée nulle dans un cas surfacique lisse, constitue un

autre traceur de la rugosité ou d'une interaction volumique. Par ailleurs, plus le contraste diélectrique est important, plus le signal réfléchi est intense mais, d'un autre côté, plus la couche réfléchissante est recouverte, plus le signal en sa provenance est atténué ; les matériaux de surface rencontrés, bien qu'arides, étant des milieux à pertes.

L'ensemble de ces indicateurs nous permet donc d'identifier des structures, qui n'étaient pas apparentes dans le visible, en y associant des signatures polarimétriques. Le SAR étant embarqué sur une plate-forme aéroportée ou satellitaire, nous pouvons procéder à une cartographie à grande échelle de ces structures enfouies sans pour cela retourner physiquement des kilomètres cubes de terre ! Il est cependant pratiquement impossible de reconstituer toute la description physique du terrain à partir de ces seules données radar. Cela nécessite d'étudier le sous-sol localement afin d'avoir accès à sa structure en profondeur, ce qui nous permet ensuite de comprendre les mécanismes de rétrodiffusion mis en jeu, de les interpréter d'un point de vue géologique et de les étendre au reste de la zone d'étude pour en constituer une cartographie quantitative. C'est dans ce but que nous avons utilisé le radar-géologique, ou GPR, dont nous allons maintenant décrire le principe de fonctionnement et rapporter l'exploitation d'une campagne de mesures.

## II.2. Sonder et mesurer avec le GPR

### II.2.a. Principe de fonctionnement et caractéristiques des modèles utilisés

C'est une technique non destructive de sondage des sous-sols et qui est à ce titre abondamment utilisée par les ingénieurs civils depuis la fin des années 70 (Dérobert et Coffec, 2001). Schématiquement, le radar géologique est une antenne que l'on tire sur le sol et qui rayonne sous la surface. L'onde émise se réfléchit en partie à chaque interface diélectrique, renvoyant ainsi un écho vers l'antenne, qui sert également de récepteur dans notre cas. La visualisation des échos successifs, au travers de l'intensité du champ mesuré au cours du temps, nous renseigne sur la structure interne du sol sondé (cf. Fig.2.15).

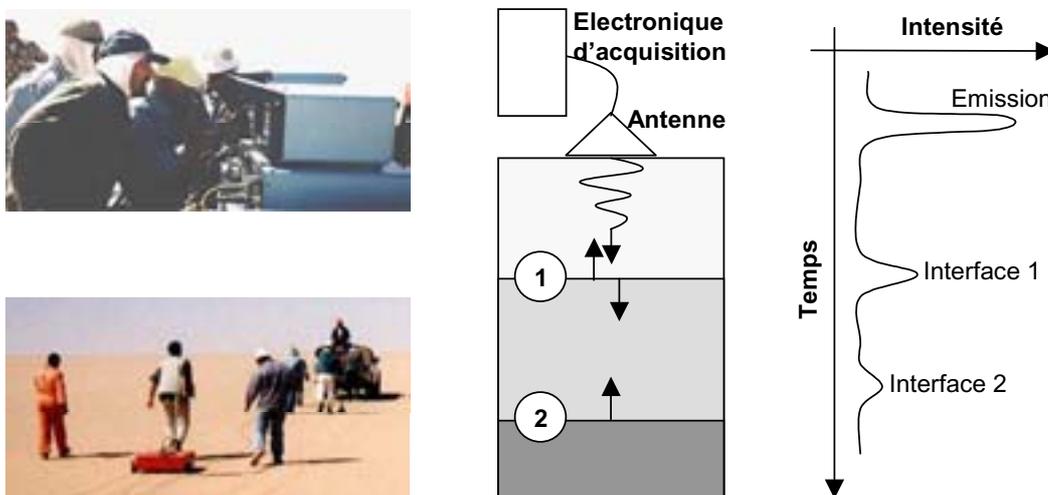


Figure 2.15 : Principe de fonctionnement du GPR

L'étude quantitative des variations du signal reçu au cours du temps  $t$  nous permet d'estimer la profondeur  $d$  du réflecteur, connaissant la constante diélectrique  $\epsilon_r'$  du milieu, par la relation suivante :

$$d = \frac{c \cdot t}{n \cdot 2} \quad (2.2)$$

où  $c/n$  est la vitesse de propagation dans le milieu,  $n$  étant son indice de réfraction ( $n = \sqrt{\epsilon_r'}$ ), et  $t$  le temps mis par l'onde émise pour faire l'aller-retour jusqu'au réflecteur. De plus, comme nous l'indique l'équation (1.21), la quantité d'énergie réfléchie est d'autant plus importante que le contraste diélectrique est élevé, mais elle est aussi d'autant plus atténuée par la couche traversée que  $\epsilon_r''$  est grand.

D'un point de vue instrumental, les performances en terme de pénétration dépendent de la dynamique de l'instrument, de la puissance émise et, d'après (1.24), de la fréquence centrale d'émission. Les caractéristiques des modèles de GPR utilisés sont consignés dans le tableau (2.2).

Dénomination	Fq centrale (MHz)	$\Delta f$ (MHz)	Dynamique	Puissance émise
GSSI 500 MHz	500	500	60 dB	qqes kW
GSSI 900 MHz	900	900	60 dB	qqes kW

Tableau 2.2 : Caractéristiques des modèles de GPR utilisés

De la même manière que le mouvement du SAR permettait d'obtenir la deuxième dimension, on peut traîner le radar géologique sur le sol et obtenir ainsi des profils successifs qui tracent la sub-surface en 2D. Ce principe est illustré par le profil GPR de la figure 2.16, où l'on distingue deux interfaces sous la surface de la dune du Pyla. L'axe vertical est une échelle de temps, croissante vers le bas, et l'axe horizontal représente la distance au point de départ, sur la surface. L'échelle de gris, non calibrée dans le cas présent, est inversée pour des raisons de clarté et indique en noir les fortes intensités enregistrées.

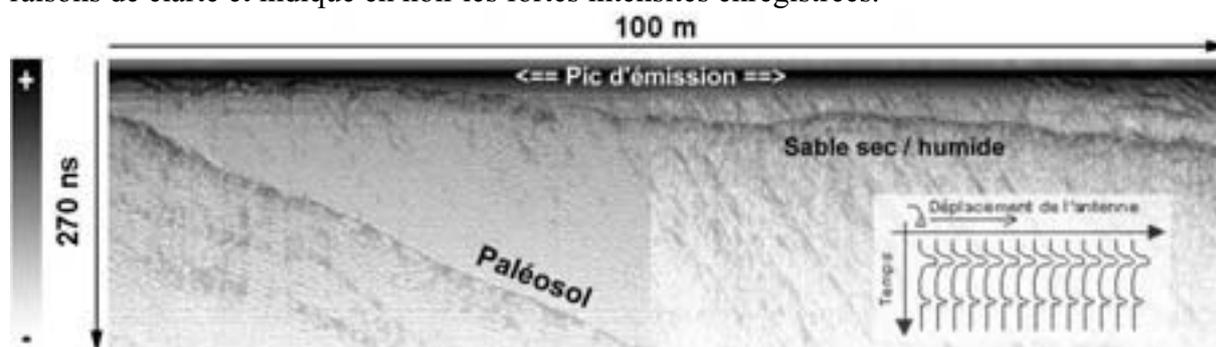


Figure 2.16 : Profil GPR non étalonné - Dune du Pyla, novembre 2001

### II.2.b. Traitement des données GPR Pyla 2001

La dune du Pyla, qui fut le site test le plus abondamment étudié, a fait l'objet de plusieurs missions terrain pour déterminer les paramètres physiques de sa structure interne, dont deux ont mis en œuvre l'outil GPR. La première est relatée et exploitée dans l'article

présenté au chapitre 4. Nous allons exposer la seconde dans cette partie, qui a eu lieu en avril 2001, ce qui nous permettra de suivre les différentes étapes de l'exploitation de données GPR.

De manière générale, les études réalisées sur la dune concernent essentiellement la partie sud (en rouge sur la figure 2.17), qui est la moins fréquentée par les touristes et la plus dépourvue de végétation. La campagne de mesures a consisté à quadriller une zone de 100 m x 100 m dans cette région, en y effectuant des séries de profils espacés de 4 m et longs de 50 m. Assemblés par paires, ils forment des profils de 100m de long grâce auxquels nous avons reconstitué une vue en 3D du paléosol plongeant sous la surface, afin d'appréhender précisément la géométrie du problème.



Figure 2.17 : Localisation du quadrillage GPR

Coin #1	641084	4937758
Coin #2	641120	4937791
Coin #3	641188	4937718
Coin #4	641152	4937685
Centre	641132	4937733

Tableau 2.3 : Coordonnées UTM du quadrillage GPR

Un autre enjeu était de mesurer l'absorption de l'onde par le sable et d'estimer la contribution du paléosol dans le signal enregistré par le SAR. En effet, sur une zone d'affleurement, un pixel d'une image radar contient la réponse intégrée de la surface de la dune et celle du paléosol. On pourrait aussi considérer la contribution volumique du sable, mais l'étude présentée au chapitre 4 montrera qu'elle est négligeable.

Afin de les comparer avec les données SAR, les données GPR ont été acquises à 500 et 900 MHz, domaines proches de la bande P et de la bande L, dans lesquelles la dune a été imagée par le système RAMSES. Plusieurs étapes de traitement sont nécessaires avant d'arriver au profil donné en exemple à la figure 2.16 ; la première étant naturellement de repérer l'origine des temps avec le pic d'émission. Nous nous proposons de parcourir les autres dans les grandes lignes maintenant.

Afin d'étalonner les profils en distance, des marqueurs sont insérés tous les 5 m aux enregistrements, mais ne sont malheureusement pas toujours correctement pris en compte par le système. Il faut alors les compléter visuellement a posteriori pour pouvoir ré-échantillonner les profils et compenser ainsi le déplacement irrégulier de l'antenne lors de l'acquisition. Cette irrégularité se traduit parfois par des enregistrements en point fixe (en rouge sur la figure 2.18), qu'il convient d'éliminer également en pré-traitement.

D'autres menues opérations interviennent, comme le filtrage fréquentiel des hautes et basses fréquences, pour éliminer respectivement le bruit et les artéfacts électroniques, ou encore une adaptation du gain pour rehausser les contrastes et faire ressortir visuellement les structures les plus profondes dans le domaine temporel (cf. Fig.2.19).

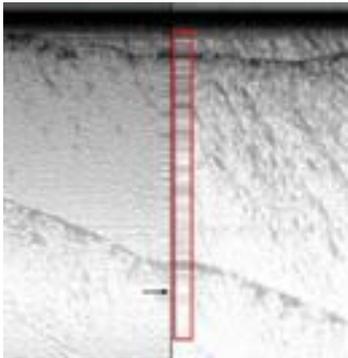


Figure 2.18 : Point fixe et raccord dans un profil GPR

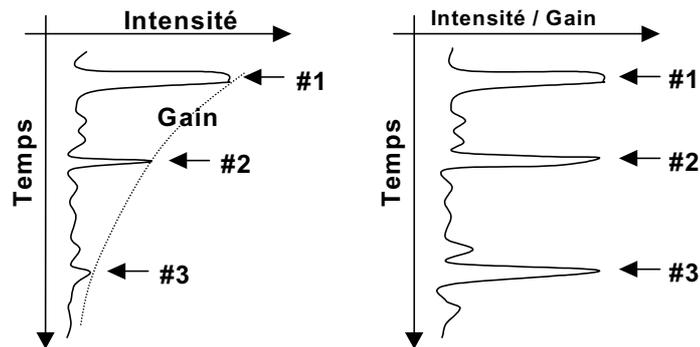


Figure 2.19 : Adaptation du gain pour rehausser le niveau des couches profondes

Par ailleurs, du fait de la grande ouverture du lobe d'antenne, un même réflecteur est « éclairé » sous un angle variable, laissant une trace hyperbolique sur le radargramme (cf. Fig. 2.20). Le sommet de la conique localise le réflecteur verticalement sous la surface, alors que l'inclinaison des branches est fonction de la permittivité relative du milieu. Nous appuyant sur un modèle diélectrique du terrain, il convient alors d'effectuer une opération, dite de migration (Bitri et Grandjean, 1998), pour focaliser ces figures et retrouver la forme initiale des réflecteurs.

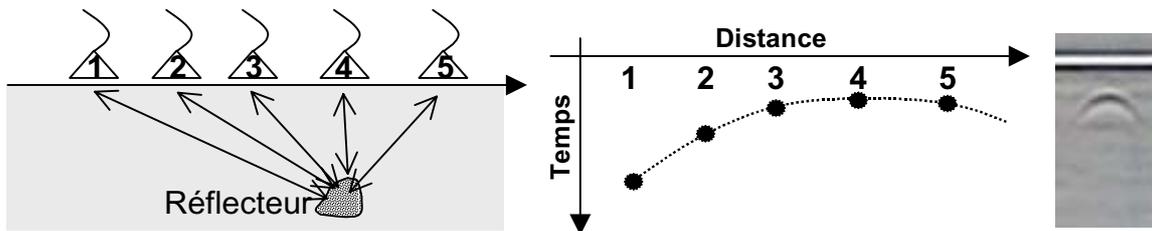


Figure 2.20 : Figure hyperbolique occasionnée par un réflecteur ponctuel

Les paramètres diélectriques du milieu sont connus par l'analyse des échantillons en laboratoire, comme nous l'avons évoqué précédemment, mais ils peuvent également être déterminés par une méthode de terrain utilisant le GPR et dite du CMP (Common Mid Point). Elle est particulièrement efficace dans une configuration multicouche où l'extraction d'échantillons n'est pas possible ou n'a pas été réalisée.

Cette méthode nécessite deux antennes, l'une servant d'émetteur et l'autre, fonctionnant en mode passif, de récepteur. Profitant de leurs lobes assez larges, il s'agit de les écarter progressivement, symétriquement de part et d'autre d'un point commun, et d'enregistrer le signal transmis de l'une à l'autre en fonction du temps. On récupère ainsi les échos successifs provenant de couches distinctes, qui forment autant d'hyperboles aux pentes différentes (cf. Fig.2.21).

Considérons que les milieux traversés sont homogènes, le temps mis par l'onde pour aller de l'émetteur au récepteur, en se réfléchissant sur la première interface, s'écrit :

$$t = 2 \cdot \frac{\sqrt{x^2 + p_1^2}}{v_1} \quad (2.3)$$

où  $x$  est l'écartement au point central,  $p_1$  la profondeur de la première couche et  $v_1$ , la célérité de l'onde dans le milieu 1 ( $v_1 = c / \sqrt{\epsilon_{r1}'}$ ). Lorsque  $x \gg p_1$ , (2.3) s'écrit :

$$t \sim \frac{2 \cdot x}{v_1} \quad (2.4)$$

Du coefficient directeur de la branche asymptotique, on tire  $v_1$ , donc  $\epsilon_{r1}'$ , ce qui nous permet de migrer les figures de diffraction et de réitérer l'opération pour l'hyperbole liée à l'interface suivante, etc.

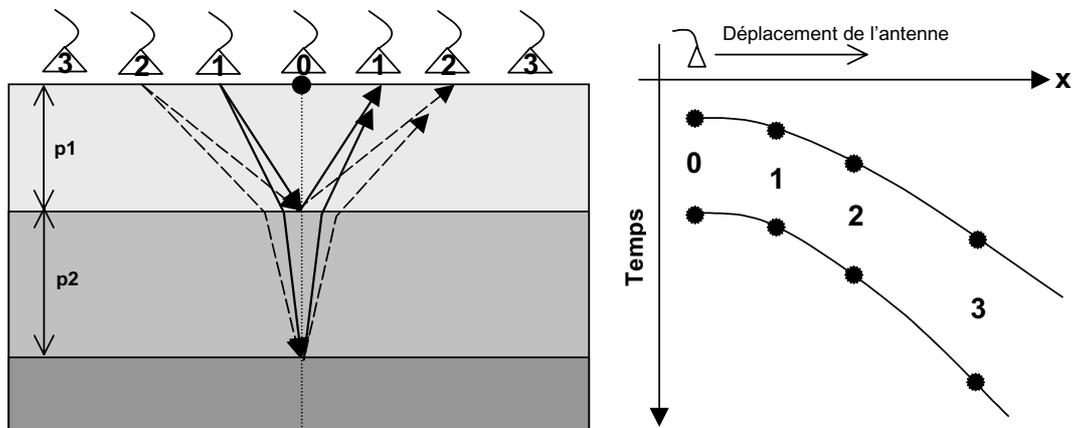


Figure 2.21 : Principe du CMP

### II.2.c. Résultats GPR Pyla 2001

L'ensemble du processus de traitement et la prise en compte de la topographie locale nous ont permis de convertir l'échelle de temps en profondeur et ainsi de générer un ensemble de profils qui, mis côte à côte, reconstituent la vue en 3D de la structure interne de la partie Sud de la dune du Pyla.

Nous pouvons clairement voir deux interfaces sur les profils GPR des figures 2.22 et 2.23. La première a été interprétée comme la frontière entre le sable « gris », sec et fin, et le sable « jaune », humide, alors que nous suivons le paléosol qui s'enfonce dans la dune avec la seconde. En première lecture, il apparaît clairement que la bande P (500 MHz) permet de sonder environ deux fois plus profondément que la « bande L » (900 MHz), ce qui correspond au résultat théorique attendu de l'équation de la profondeur de pénétration (1.24).

Ces interfaces enfouies apparaissent de façon plus évidente encore par sommation des profils parallèles (cf. Fig.2.24). On rehausse ainsi le rapport signal-sur-bruit, ce qui nous permet aussi de constater que le paléosol est relativement invariant sous la surface par translation Nord-Sud. En première approche, nous pouvons en conclure que le paléosol et la surface sont plans et qu'ils forment un angle d'environ  $15^\circ$ , le paléosol étant pratiquement horizontal. C'est ainsi que nous le modéliserons par la suite. Finalement, par interpolation

longitudinale, nous avons recréé la structure 3D des interfaces présentes dans le sous-sol de la dune. Le résultat est présenté dans les vues de la figure 2.25.

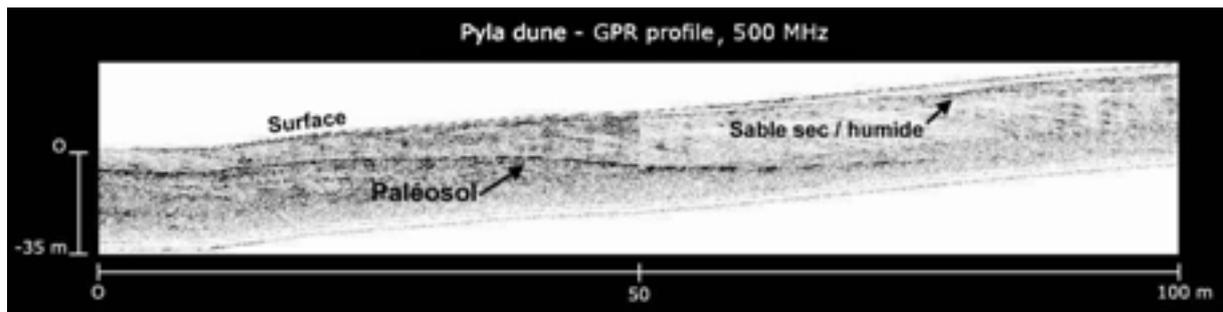


Figure 2.22 : Profil GPR traité - 500 MHz - Dune du Pyla Sud

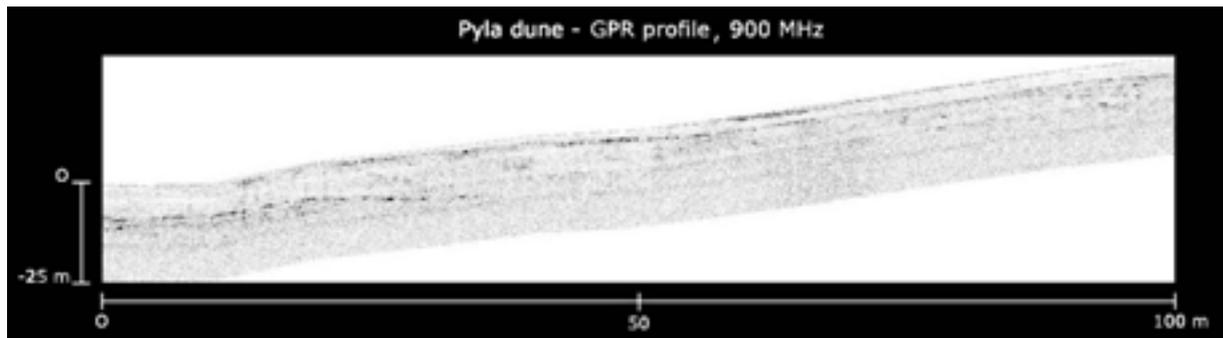


Figure 2.23 : Profil GPR traité - 900 MHz - Dune du Pyla Sud

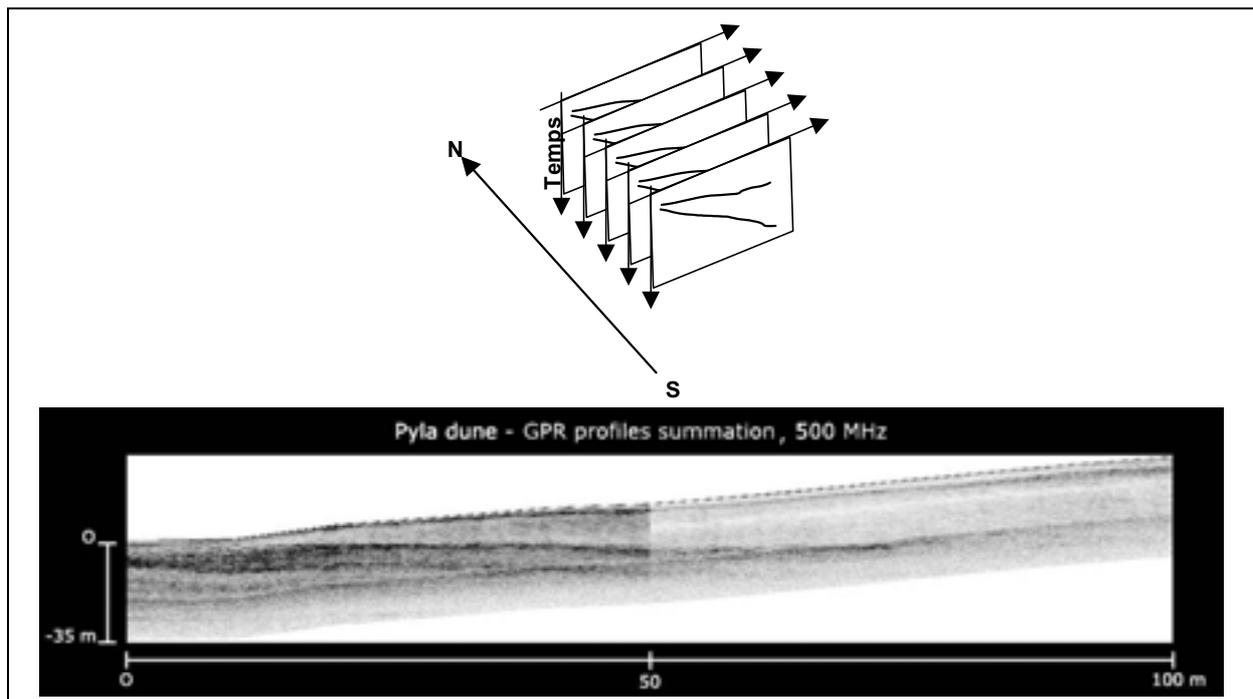


Figure 2.24 : Sommation des profils GPR parallèles – 500 MHz - Dune du Pyla 2001

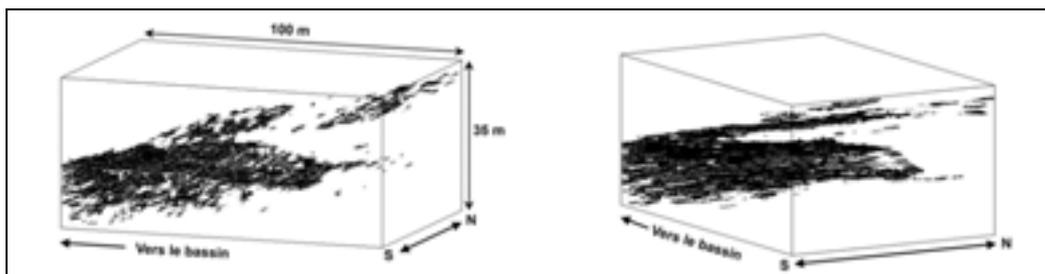


Figure 2.25 : Vues 3D de la subsurface de la Dune du Pyla

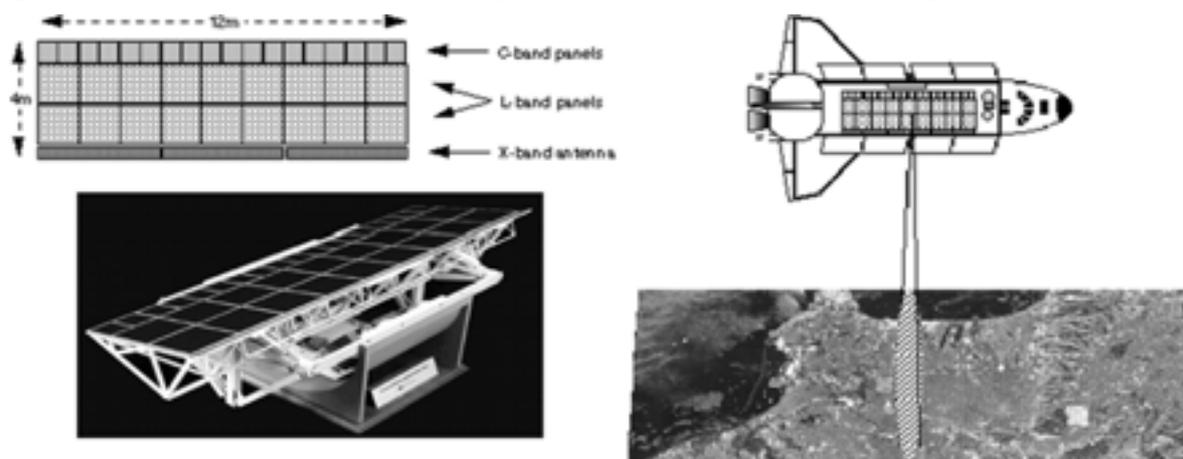
## III. Les capteurs SAR

### III.1. SIR-C (bandes C et L)

#### III.1.a. Descriptif et caractéristiques

SIR-C / X-SAR est un radar spatial développé par la NASA, le JPL, et les agences spatiales allemande (DARA) et italienne (ASI). Il s'agit d'un système radar embarqué qui a volé à deux reprises, à bord d'Endeavour, en 1994. Ce projet fait suite aux missions SIR-A (1981) et SIR-B (1984).

L'antenne était divisée en trois parties, correspondant à des bandes de fréquence différentes (L, C et X) et permettant d'imager simultanément une même zone aux trois longueurs d'onde (cf. Fig.2.26). La partie SIR-C (bandes L et C), développée par le JPL, était constituée d'une matrice de cellules émettrices, contrôlables individuellement, et qui autorisait un ajustement électronique de l'angle d'incidence, par la technologie dite de « phased array ». L'antenne bande X, quant à elle, était orientée mécaniquement.



**Figure 2.26 : Description et fonctionnement du capteur SIR-C / X-SAR (JPL/NASA)**

Les antennes C et L émettaient et recevaient dans les deux polarisations horizontale et verticale, tout en enregistrant l'information de phase, autorisant l'étude d'une zone avec les quatre combinaisons polarimétriques HH, HV, VH et VV. Le capteur bande X n'a fourni qu'une image en mode VV. Les principales caractéristiques sont reportées dans les tableaux suivants.

Paramètres	Bande L	Bande C	Bande X
$\lambda$ (m)	0.235	0.058	0.031
Fréq. (GHz)	1.3	5.2	9.7
Largeur de la fauchée	15 à 90 km	15 à 90 km	15 à 40 km
Durée du pulse ( $\mu$ s)	33.8, 16.9, 8.5	33.8, 16.9, 8.5	40
Full-polar	oui	oui	non (VV)

**Tableau 2.4 : Caractéristiques du radar SIR-C / X-SAR (JPL/NASA)**

Altitude	225 km
Résolution	~ 15 m à la surface
Angle de visée (depuis le nadir)	17 à 63°
Largeur de bande	10, 20 et 40 MHz
PRF	1395 à 1736 Hz
Masse totale	11 tonnes

**Tableau 2.5 : Paramètres du système SIR-C / X-SAR (JPL/NASA)**

### III.1.b. Les données

Les figures suivantes montrent les images disponibles de la zone de Bir Safsaf (Egypte), visualisées par les coefficients de rétrodiffusion polarimétriques,  $\sigma_{pq}$ , et seuillées pour mettre les structures sub-surfaciques en évidence.

Les images présentées par la suite font 50 km de large et la direction du Nord géographique fait un angle de 30° dans le sens direct avec la verticale de l'image. La résolution au sol est d'environ 12.5 x 12.5 m, l'angle d'incidence est de 45° et l'information de phase était également disponible.

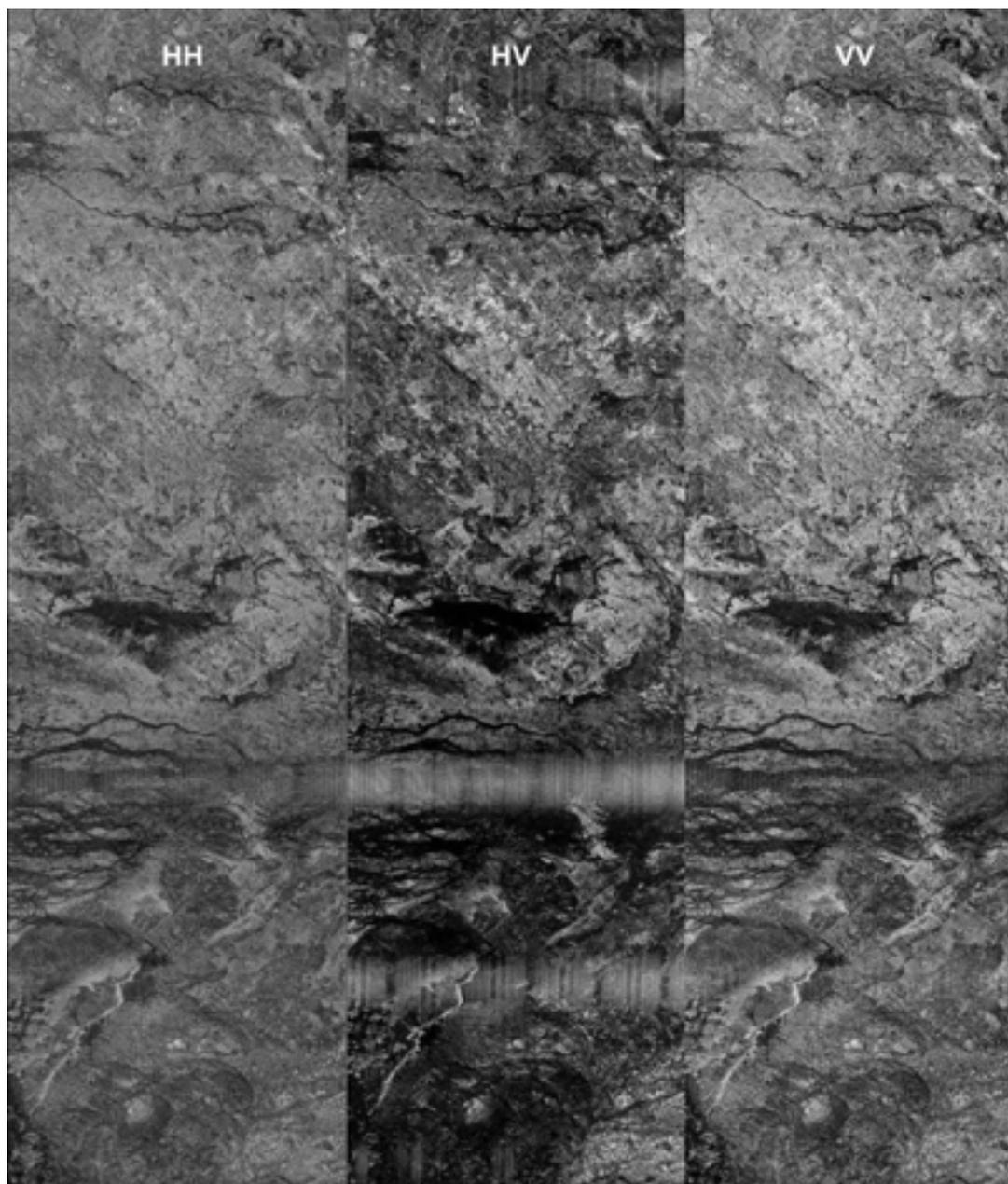


Figure 2.27 : Bir Safsaf, Région Sud, SIR-C 17816 - bande C

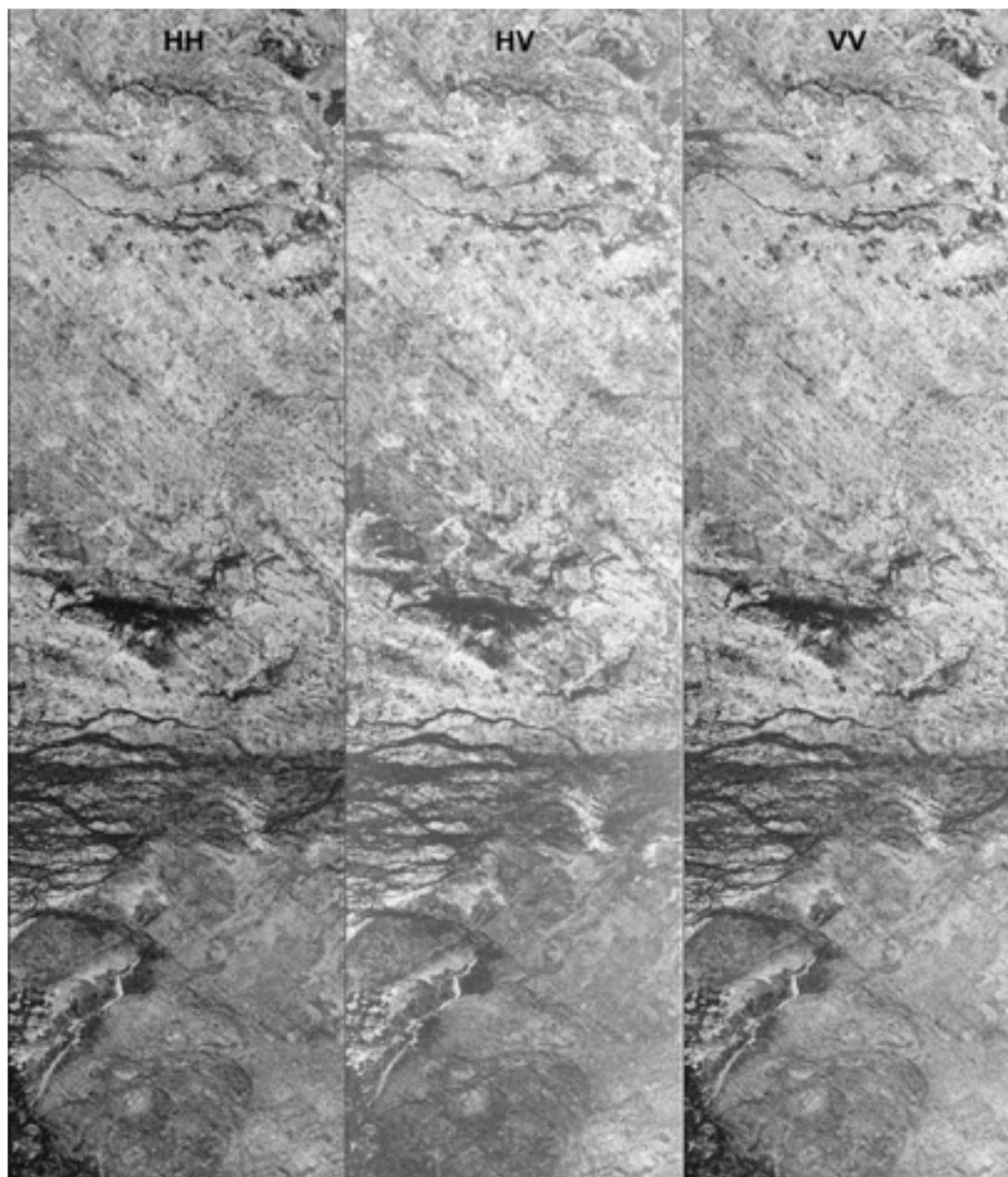


Figure 2.28 : Bir Safsaf, Région Sud, SIR-C 17815 - bande L

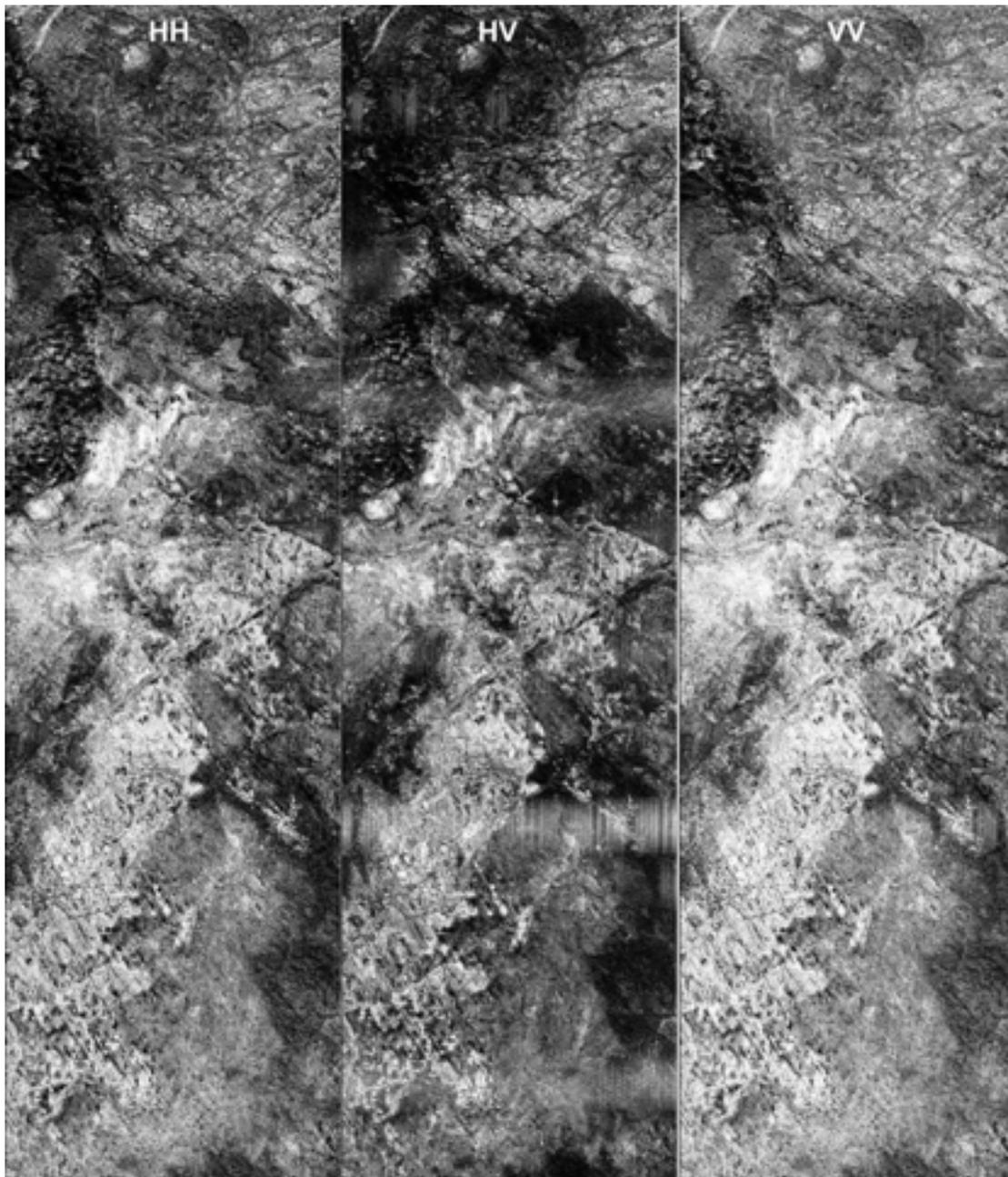


Figure 2.29 : Bir Safsaf, Région Nord, SIR-C 17814 - bande C

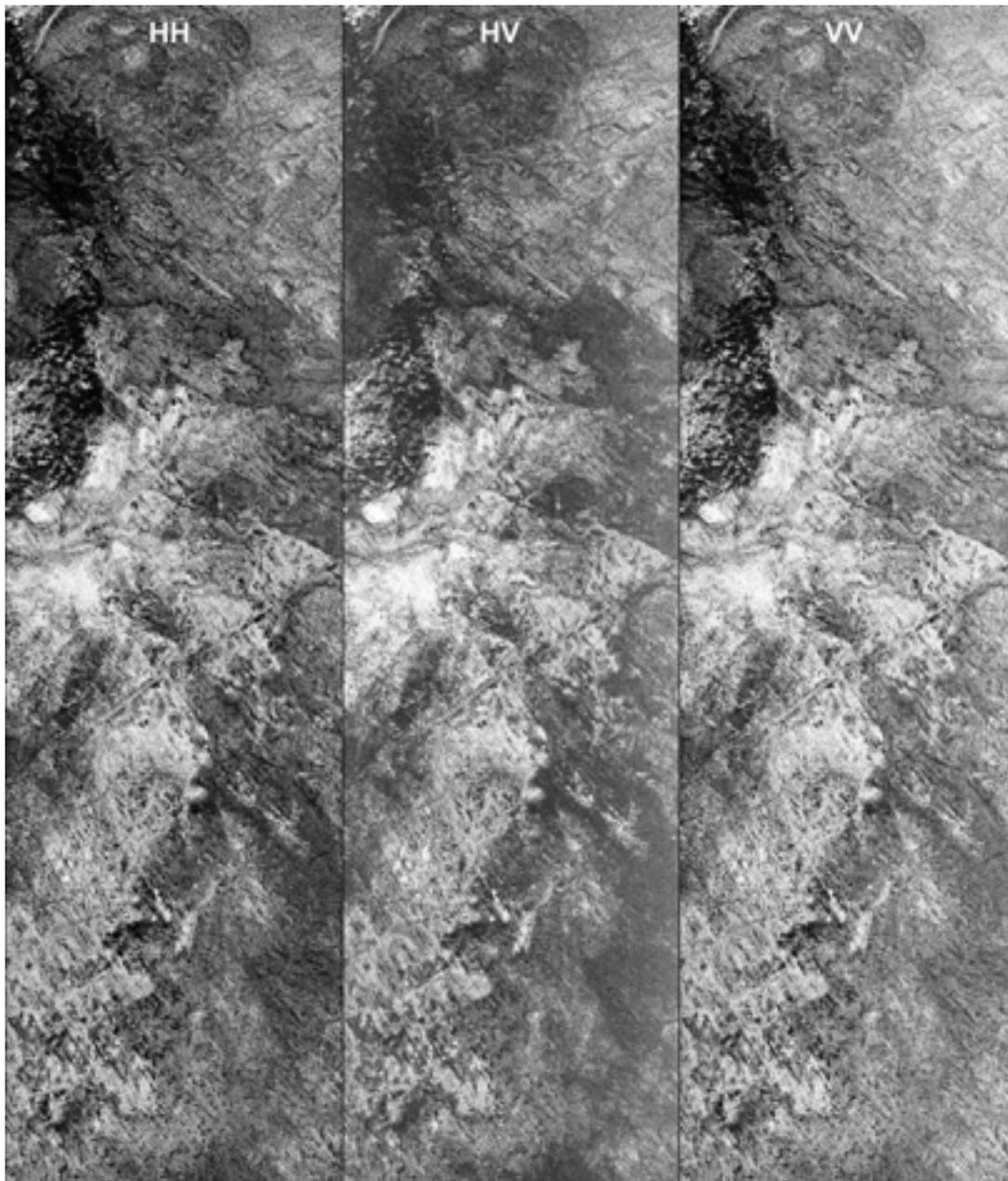


Figure 2.30 : Bir Safsaf, Région Nord, SIR-C 17813 - bande L

## III.2. RAMSES (bandes L et P)

### III.2.a. Descriptif et caractéristiques

Le système RAMSES est un radar imageur aéroporté à bord d'un Transall opéré par le CEV de l'Armée de l'Air. Les différentes bandes disponibles, développées par l'ONERA (Boutry, 1996), proposent un large spectre de longueur d'onde (cf. Tableau 2.6). La bande P, très précieuse de par ses performances de pénétration attendues, est opérationnelle depuis décembre 2000.

Bandes	P	L	S	C	X	Ku	Ka	W
Fréquence centrale (GHz)	0.435	1.6	3.2	5.3	9.6	14.3	35	95
Largeur de bande (MHz)	70	200	300	300	300	300	500	500
Puissance émise (W)	650	100	100	500	200	200	100	50
Type d'antenne	Patchs	Patchs	Patchs	Patchs	Cornet	Cornet	Cornet	Cornet
Polarisation de transmission	H ou V	V	L et R					
Polarisation de réception	H et V	V	L et R					

Tableau 2.6 : Caractéristiques du système RAMSES



Figure 2.31 : Instrumentation SAR, antenne et électronique d'acquisition



Figure 2.32 : Système RAMSES en vol, le SAR vise par l'ouverture latérale

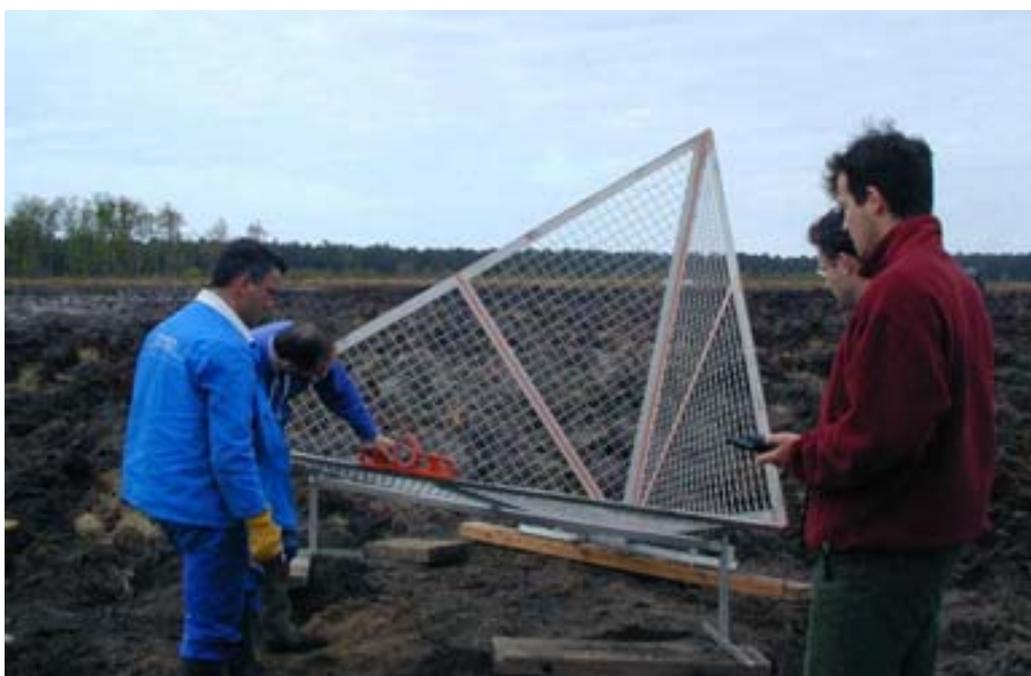


Figure 2.33 : Mise en place d'un trièdre de calibration lors de la campagne Pyla 2001 – RAMSES Bande P

### III.2.b. Les données

Un premier survol de la dune a eu lieu en 1998, dans le cadre de la campagne RAMCAR, fournissant deux jeux de données polarimétriques en bande L, à deux incidences différentes. Le second survol correspond au premier vol d'exploitation de la bande P et a eu lieu en mai 2001 lors de la campagne « Pyla 2001 », co-financée par le CNES, la DGA et l'ONERA (Grandjean et al., 2002 ; Paillou et al., sept. 2001). L'altitude des acquisitions varie de 2500 à 3500 m et la résolution au sol bien supérieure au cas satellitaire. La calibration en amplitude et en phase a été assurée à l'ONERA à partir d'acquisitions réalisées sur des cibles (dièdres et trièdres) disposées sur site (cf. Fig.2.33) et les interférences extérieures polluant la bande P ont été traitée par filtrage de la bande passante de 70MHz. Le tableau suivant résume les caractéristiques des séries d'acquisition. Rappelons que la dune est globalement orientée Nord-Sud et que les paléosols affleurent en moyenne parallèlement à cette orientation, sur le flanc Ouest.

	N° vol	Angle de visée	Full-polar	Résolution (m)	Données Calibrées	Sens d'acquisition
Bande L 1.6 GHz	610 L	55°	oui	0.7 x 0.93	oui	SN
	712 L	45°	oui	0.7 x 0.99	oui	SN
Bande P 435 MHz	302 P	40°	oui	2 x 2	oui	EO
	504 P	40°	oui	1.7 x 1.9	oui	SN
	505 P	40°	oui	1.9 x 1.9	oui	SN
	508 P	56°	oui	5.5 x 5.5	non	NS

Tableau 2.7 : Caractéristiques des images RAMSES acquises sur la dune du Pyla

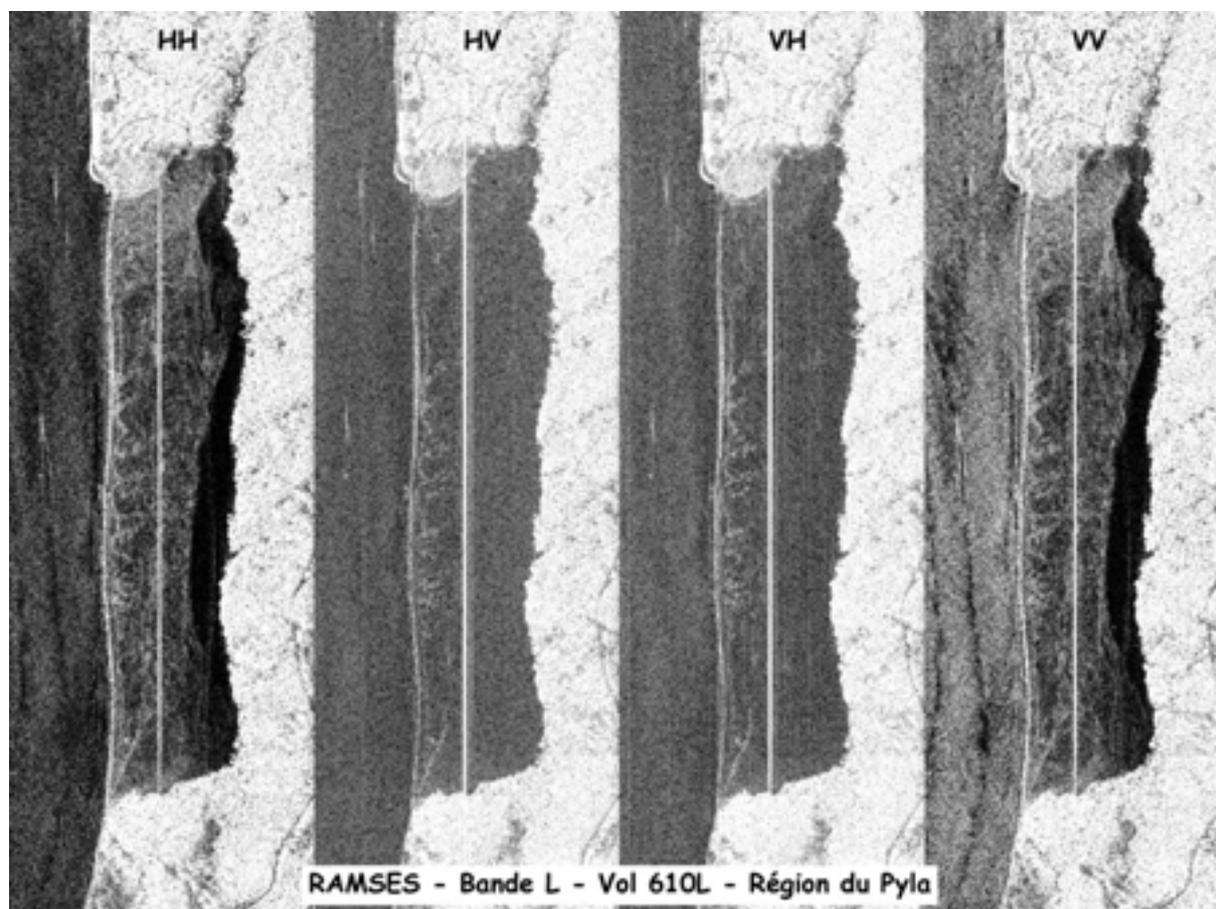


Figure 2.34 : Polarimétrie sur la dune du Pyla, RAMSES vol 610L

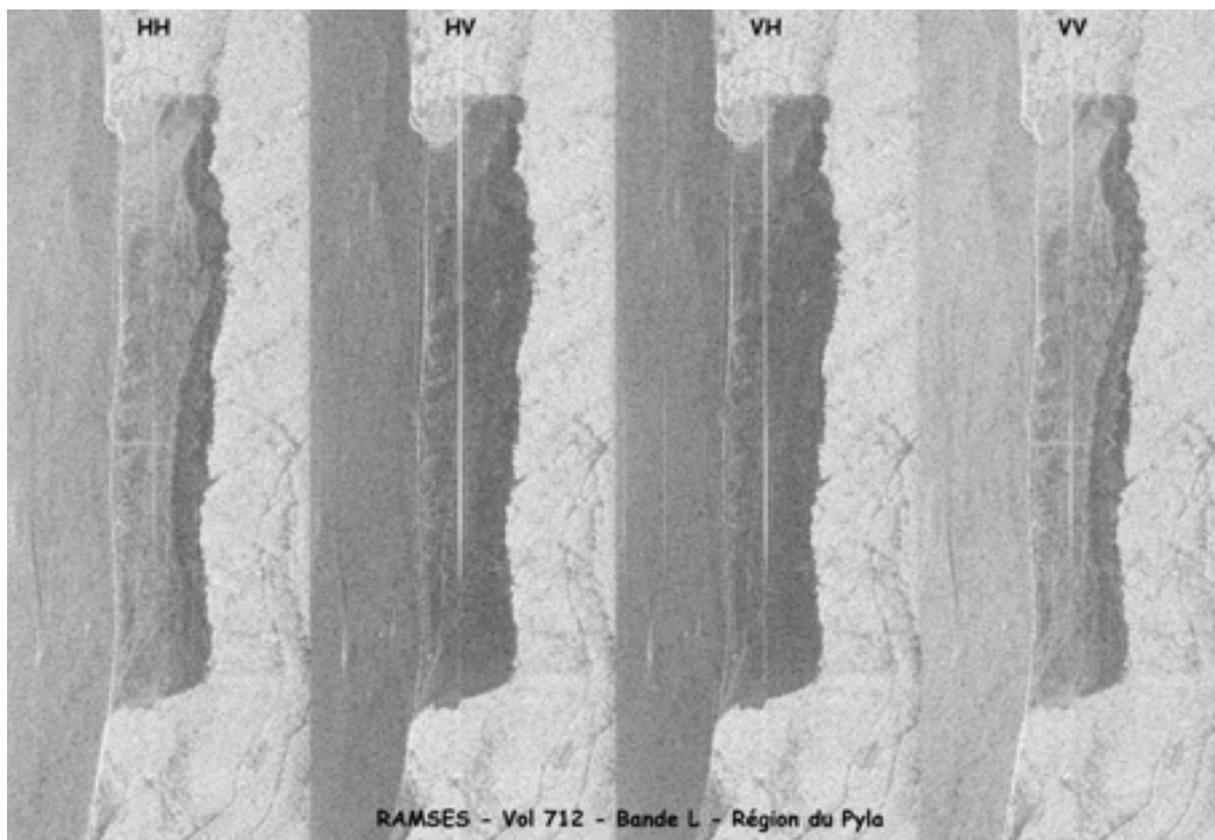


Figure 2.35 : Polarimétrie sur la dune du Pyla, RAMSES vol 712L

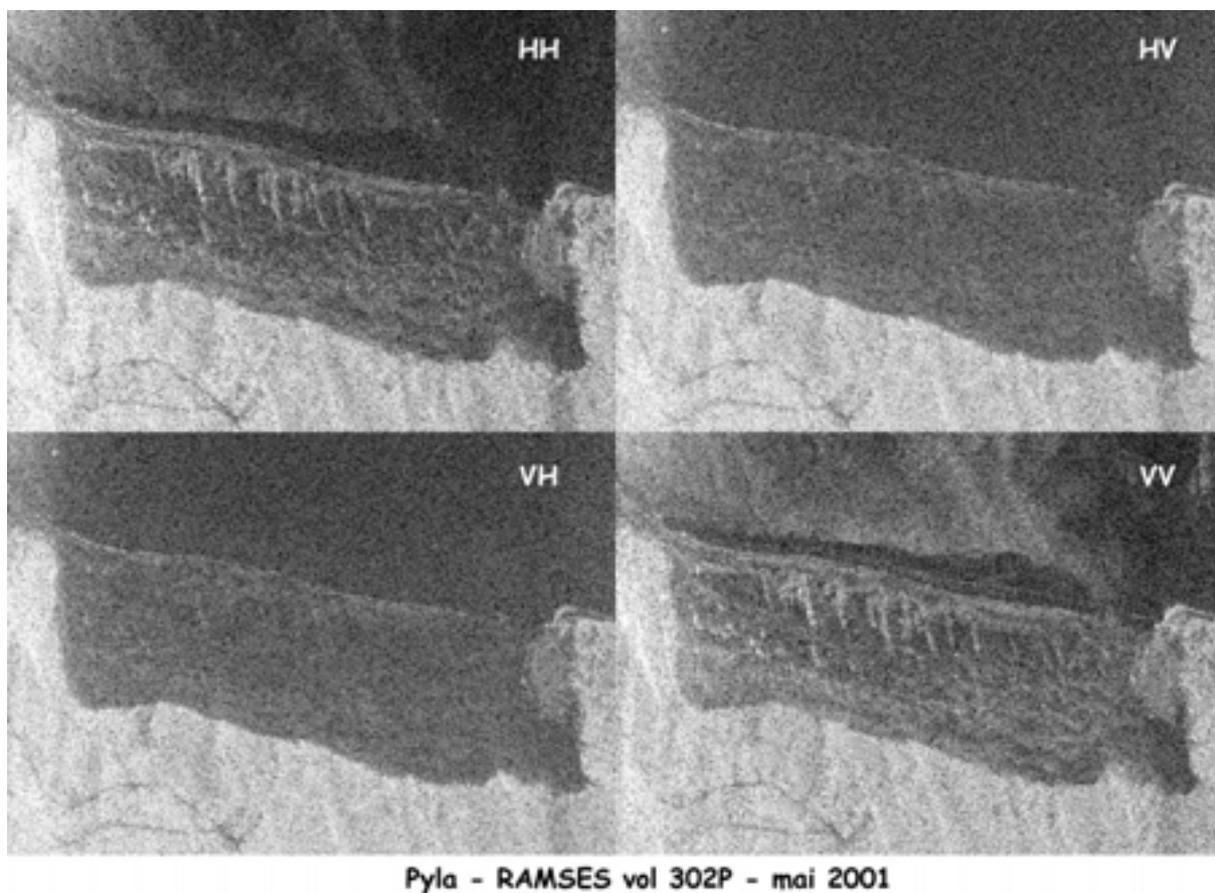


Figure 2.36 : Polarimétrie sur la dune du Pyla, RAMSES vol 302P

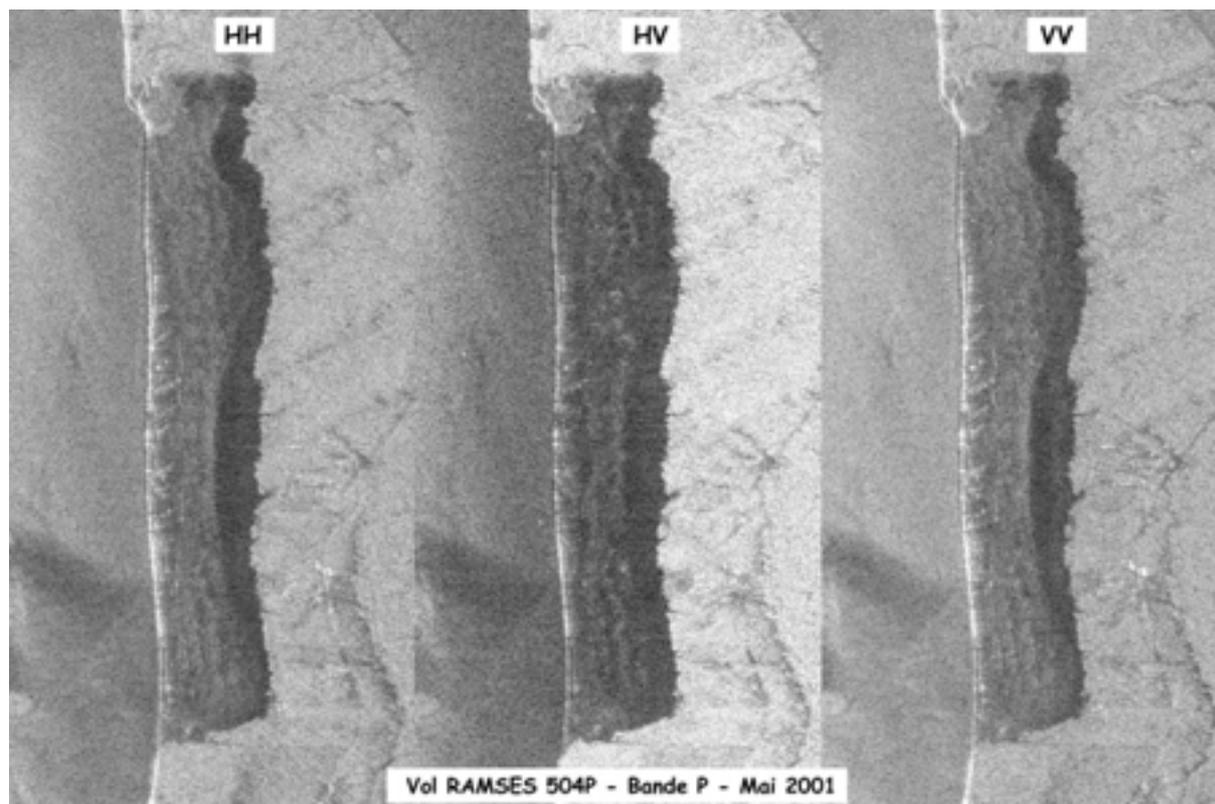


Figure 2.37 : Polarimétrie sur la dune du Pyla, RAMSES vol 504P

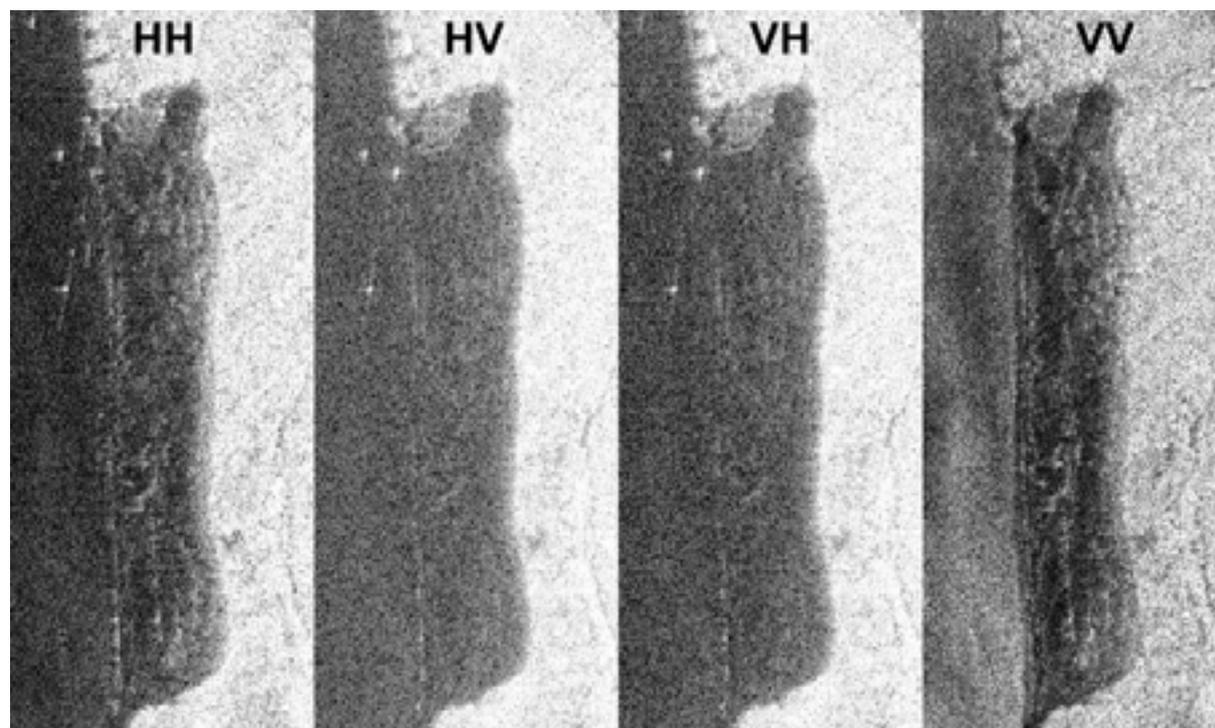


Figure 2.38 : Polarimétrie sur la dune du Pyla, RAMSES vol 508P

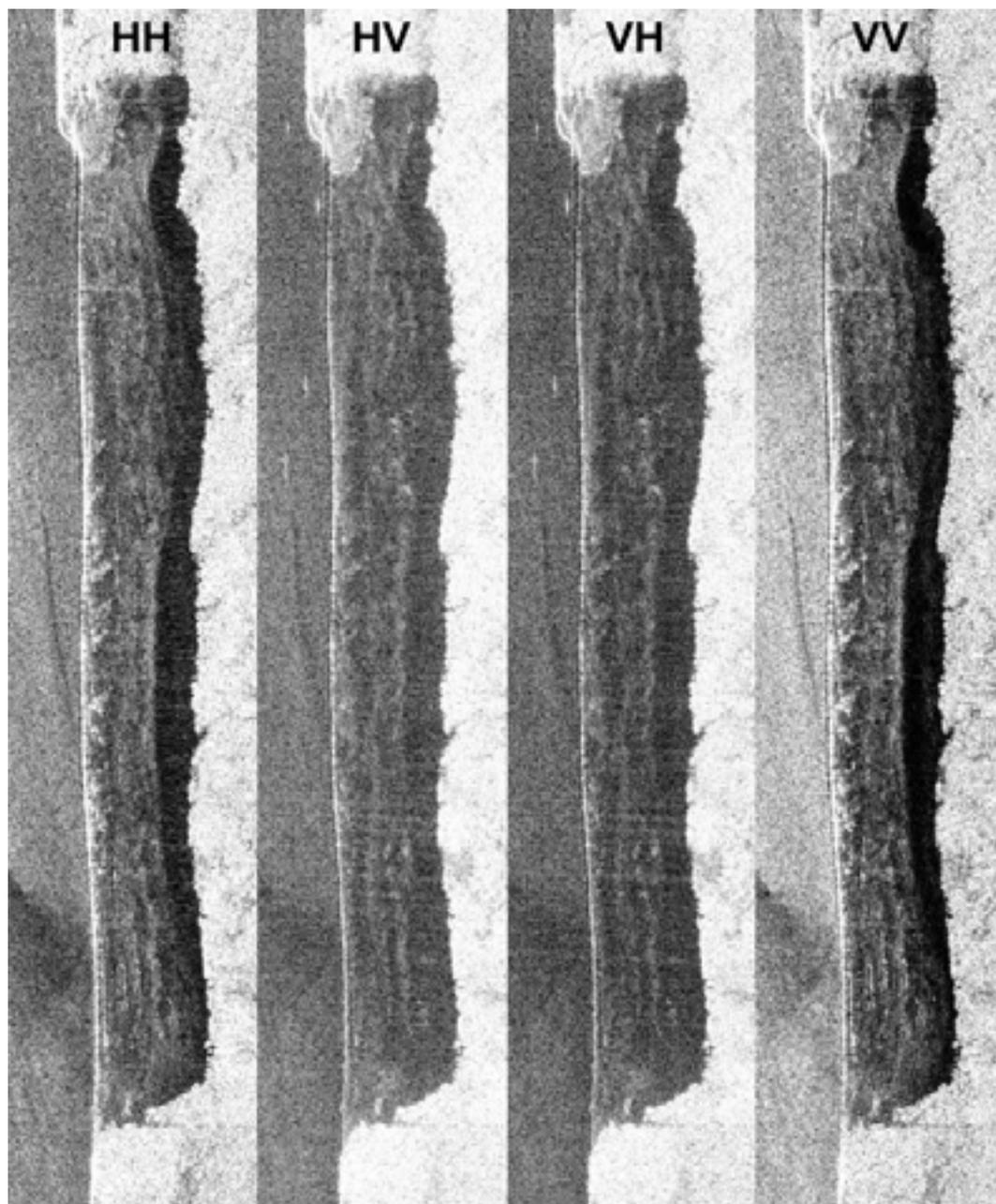


Figure 2.39 : Polarimétrie sur la dune du Pyla, RAMSES vol 505P

## Chapitre 3 Imager la géologie du sous-sol

### I. Présentation

Ainsi que nous l'avons évoqué, la région de Bir Safsaf est le premier des deux sites tests étudiés pour éprouver les techniques radar d'exploration du sous-sol en contexte aride.

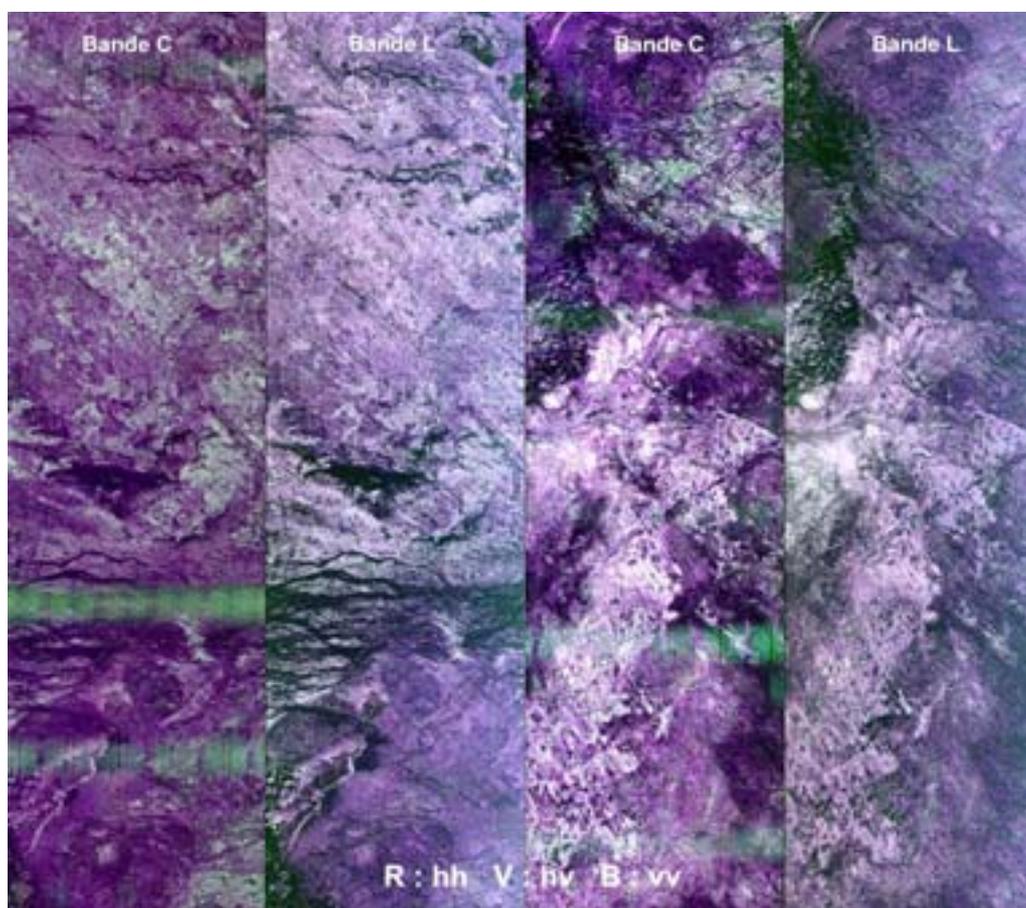


Figure 3.1 : Trichromie polarimétrique sur la région de Bir Safsaf, Egypte

La figure (3.1) propose une trichromie réalisée pour deux vues de cette partie du désert égyptien, acquises par SIR-C dans les bandes L et C. La couche rouge correspond au coefficient de rétrodiffusion en HH, tandis que le vert provient du mode HV et le bleu du mode VV. L'essentiel des structures mises en évidence sont présentes dans la subsurface, si l'on s'en réfère à l'image visible de la figure (2.14). Les nuances de couleurs montrent une

contribution dominante des modes parallèles (violet) et donc vraisemblablement des interactions surfaciques et sub-surfaciques peu rugueuses, avec toutefois la présence de quelques lieux où le signal en mode HV est non nul (vert pâle), laissant envisager des interactions plus rugueuses, voire volumiques.

Ces considérations polarimétriques de premier ordre ont guidé l'étude systématique et sa mise en relation avec les données GPR. Elles sont exposées en détail dans l'article suivant, qui a été soumis en 2002 à la revue IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (TGARS). Le traitement, l'analyse statistique systématique des données issue de la télédétection et leur exploitation en relation avec les données GPR à des fins d'interprétation géologique constituent la contribution du travail de thèse à cet article.

## II. Subsurface imaging in south-central Egypt using low frequency radar: Bir Safsaf revisited

Philippe PAILLOU<sup>1</sup>, Gilles GRANDJEAN<sup>2</sup>, Nicolas BAGHDADI<sup>2</sup>, Essam HEGGY<sup>1,3</sup>,  
Thomas AUGUST-BERNEX<sup>1</sup>, and José ACHACHE<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Observatoire de Bordeaux, BP 89, 33270 Floirac, France*

*Tel: (33) 5 57 77 61 26 Fax: (33) 5 57 77 61 10 E-mail: paillou@observ.u-bordeaux.fr*

<sup>2</sup>*BRGM, BP 6009, 45060 Orléans, France*

<sup>3</sup>*University of Cairo, Giza, Egypt*

<sup>4</sup>*ESA, 75739 Paris Cedex 15, France*

**Abstract :** We present the capabilities of low frequency radar systems to sound the subsurface for a site located in south-central Egypt, the Bir Safsaf region. This site was already intensively studied since the SIR-A and SIR-B orbital radars revealed buried paleodrainage channels. Our approach is based on the coupling between two complementary radar techniques: the orbital Synthetic Aperture Radar – SAR – in C and L bands (5.3 and 1.25 GHz) for imaging large scale subsurface structures, and the Ground-Penetrating Radar – GPR – at 500 and 900 MHz for sounding the soil at a local scale. We show that the total backscattered power computed from L-band SAR and 900 MHz GPR profiles can be correlated, and we combined both data to derive the geological structure of the subsurface. GPR data provide information on the geometry of the buried scatterers and layers, while the analysis of polarimetric SAR data provides information on the distribution of rocks in the sedimentary layers and at the interface between these layers. The analysis of 500 MHz GPR data revealed some deeper structures that should be detected by lower frequency SARs, such as a P-band system.

*Index Terms:* subsurface, Egyptian desert, ground penetrating radar, imaging radar, paleohydrology.

## II.1. Introduction

Over arid areas, low frequency orbital L-band (1.25 GHz) SAR – Synthetic Aperture Radar – allows one to investigate the subsurface down to several meters, when covered by dry material such as sand [McCauley et al., 1982; Elachi et al., 1984; Schaber et al., 1986; Abdelsalam and Stern, 1996; Schaber et al., 1997]. So far, few studies were conducted in that field, despite the fact that low frequency radar can be uniquely used for the retrieval of subsurface parameters such as moisture and geological interfaces. Subsurface imaging using SAR presents then high potential for various applications in arid and semi-arid environments, such as hydrology, geological mapping, natural hazard monitoring, and archaeology.

Results obtained up to now are mostly qualitative, since what we call “subsurface” is made of a complex combination of materials (mostly sediments) and structures, and the ground truth needed for model development and inversion is very hard to obtain. Few outdoor and laboratory experiments were conducted to actually measure the microwave penetration in desert soils [Farr et al., 1986; Schaber et al., 1986; Mätzler, 1998; Paillou et al., 2001; Williams and Greeley, 2001; Heggy et al., 2002]. We show here results of a new approach based on a combination of GPR – Ground-Penetrating Radar – and SAR data. The GPR is used to derive geometrical and dielectric characteristics of the subsurface structures which are then used as input for the interpretation of the SAR image. This technique was successfully demonstrated over the Assal region in the Republic of Djibouti [Paillou et al., 2001] and the Pyla sand dune in France [Grandjean et al., 2001], where we accurately modeled the penetration capabilities of microwaves, opening the way for a more quantitative mapping of subsurface heterogeneities such as lithology variations, moisture, or sedimentary structures.

We present here results of the GPR / SAR combination method applied to the geological study of a site located in Eastern Sahara, the Bir Safsaf region in south-central Egypt. This site was already intensively studied by McCauley et al. (1982, 1986) and Schaber et al. (1986, 1997), since the SIR-A L-band SAR revealed there buried paleodrainage channels. Several field expeditions were undertaken in that region by several teams, in order to explore and understand the physical and geological subsurface properties that produced such a radar signature. Despite the fact that reasonable interpretations were derived from near-surface stratigraphy (hand-dug pits) and measurements of the electrical properties of soils samples [Schaber et al., 1986], no mapping of the subsurface geometry could be achieved in order to explain the backscattered radar signal observed in SAR images. A new field expedition was then conducted on the Bir Safsaf site during February 2000 to acquire three GPR sections, each ranging between two and three kilometers long, using a 500 MHz and a 900 MHz antenna. The GPR was operated on three specific sites, among which a paleodrainage channel system already studied by McCauley et al. (1986) and Schaber et al. (1986), for which SIR-C polarimetric C and L-band data show some interesting radar backscattering signature. We present here a better interpretation for the signal backscattered by subsurface geological layers for each site, and show evidence of deeper geological structures detected with the 500 MHz GPR antenna.

## II.2. Geological mainframe

The Bir Safsaf region is located in the south-central Egyptian desert, known as the Dard el-Arba'in Desert. Middle to late Mesozoic continental to shallow-marine sediments are covered by active aeolian deposits and Quaternary soils referred to as the Selima Sand Sheet [Issawi, 1972; Maxwell et al., 2001]. It is part of the "Uweinat Uplift" which extends from Gebel Uweinat in the West to Bir Safsaf in the East, covering an area of about 40,000 km<sup>2</sup> in which crystalline rocks are exposed [Schandelmeier et al., 1983]. It separates the deep intra-cratonic Dakhla basin from the more shallow basins of Northern Sudan (Fig. 3.2). The northern part of the Bir Safsaf formation consists of magmatic rocks of mainly granitic composition, with complex intrusive relationships (hornblende-bearing gneisses, porphyritic granite, abundant dykes). The southern part is mainly composed of red and subordinate grey colored, medium to coarse grained gneisses and migmatites, and the composition of rocks is mainly granitic. Bir Safsaf outcrops generally rise a couple of meters above the surrounding plains and are sometimes hard to observe on Landsat images. The typical landscape is shown in Fig. 3.3: it is a flat plain, floored by quartzitic sandstones, interbedded shales, and conglomerates of the "Nubia Sandstone" of late Cretaceous age with outcrops of granite and granitic gneiss of the African Shield of Precambrian age [Schaber et al., 1986]. The superficial sand sheet of the sediment cover is a centimeter to a meter thick aeolian deposit covered by a thin deposit of quartz granules or small pebbles (Fig. 3.3 bottom). It overlies the granitic bedrock and alluvium containing medium to coarse sand and calcified pebble gravel [Maxwell et al., 2001]. Structural trends in the Bir Safsaf region are mainly constituted of East-West normal faults.

Bir Safsaf is one of the desert sites where sand-buried paleodrainage channels of middle Tertiary to Quaternary age were discovered using L-band radar images from the SIR-A mission [McCauley et al., 1982; McCauley et al., 1986]. These structures were then observed by SIR-B and SIR-C missions and Schaber et al. (1986, 1997) have shown from field investigations that the dry sand sheet that covers the Bir Safsaf region can be penetrated by L-band frequencies down to one meter. This was also confirmed by laboratory measurements of radar transmission through sand [Williams and Greeley, 2001]. McCauley et al. (1982, 1986) have shown that the observed widespread alluvial deposits represent the last stage of filling of a former, regionally extensive, river-valley network that was then reduced to isolated depressions of very low relief by Quaternary time. According to McCauley et al. (1986), field research along the late Quaternary river networks strongly suggests that human occupation sites were controlled by the patterns of fluvial structures along ephemeral run-off channels. One of the main paleodrainage system discovered on SIR-A images, and later confirmed on SIR-B and SIR-C scenes, lies south of Bir Safsaf near Wadi Safsaf. It presents a complex of channels, each less than 1 km wide, inset into the broader alluvial valley (see Fig. 3.6 bottom). Large quantities of authigenic calcium carbonate has formed in surface alluvium during the climatic fluctuations of the late Quaternary, probably generated through groundwater deposition and mineralization, rhizoliths around plant roots, and calcic soil formation. McCauley et al. (1986) and Schaber et al. (1986) observed various morphologic types for the calcium carbonate found in alluvium, among which irregularly-shaped nodules

(containing more than 70% CaCO<sub>3</sub>) and vermicular rhizoliths play a key role in backscattered radar signal.

For our further analysis of both SAR and GPR data, we shall consider a simplified model for the near surface stratigraphy that is consistent with previous studies of the backscattered radar signal and the regional geology. The five-layer model used is presented in Table 1. The radar interface (i.e. the place where most of the incident signal is backscattered) is generally located at the interface between the compacted sand layer (CSL) and the calcified pebble-gravel (CPG): As it was described by Schaber et al. (1986, 1997) and also observed during our field work mission, the incident radar wave penetrates the first modern sand sheet (MSS) and compacted sand layers, and is reflected and diffused by the rougher CPG layer that generally covers the “Nubia sandstone” bedrock (NSB). Observed paleodrainage channels are generally filled with small pebble alluvium (SPA), sometimes containing CPG and sandstone gravels. This simple model for the near surface is also consistent with recent studies by Maxwell et al. (2001), which conclude that the actual landscape is a combination of an initial fluvial landscape inherited from Tertiary erosion and climatic cycling during the Quaternary that formed the low relief aeolian surface. As the first sand layers are rather transparent for the radar, sand deposits that could produce surface changes have a low effect on the backscattered signal that remains constant over time. The main part of the observed SAR signal is constituted of the backscattered component due to a buried interface, that is then very stable with time.

### II.3. Test sites

Results of a preliminary analysis of SIR-C images were used to define three test sites which present interesting radar signatures. The selected sites are located on the geological map in Fig. 3.4 and we used two LANDSAT 7 ETM+ scenes (granule 176/44 acquired 09/11/1999 and granule 177/44 acquired 29/09/1999) as a visible counterpart to the radar images.

The test site #1 is located 20 km North-East of Bir Tarfawi (cf. Fig. 3.4). We acquired a 2007 m long GPR profile between points PR1A and PR1B. It crosses what is classified as a fracture after the geological map of Klitzsch et al. (1987). The location of GPR profile #1 is presented in Fig. 3.5, on top of the Klitzsch et al. (1987) geological map (top), LANDSAT 7 ETM+ scene (middle) and SIR-C image in L-band and HH polarization (bottom). The landscape there corresponds to a Quaternary sand sheet as shown in Fig. 3.3. The “fracture” cannot be seen on the LANDSAT scene (Fig. 3.5 middle) nor on the field, whereas it clearly appears as a dark linear feature on the SIR-C image (Fig. 3.5 bottom).

The test site #2 is located 18 km South-East of Bir Safsaf (cf. Fig. 3.4). We acquired a 2562 m long GPR profile between points PR2A and PR2B. It crosses one of the largest paleodrainage channels observed by Schaber et al. (1986, 1997). The location of GPR profile #2 is presented in Fig. 3.6, on top of the Klitzsch et al. (1987) geological map (top), LANDSAT 7 ETM+ scene (middle) and SIR-C (L-band, HH polarization) image (bottom). The geological context there is again a flat Quaternary sand sheet. The lower paleodrainage

channel in the SIR-C image (Fig. 3.6 bottom) slightly appears on the LANDSAT scene (Fig. 3.6 middle) as observed by Davis et al. (1993), while the upper one that is crossed by the GPR profile remains invisible.

The test site #3 is located 21 km North of Bir Tarfawi (cf. Fig. 3.4). We acquired a 2929 m long GPR profile between points PR3A and PR3B. It lies over the contact between the Quaternary sand sheet and the Cretaceous Gilf Kebir formation, consisting of fluvial sandstone with intercalated channel deposits. The location of GPR profile #3 is presented in Fig. 3.7, on top of the Klitzsch et al. (1987) geological map (top), LANDSAT 7 ETM+ scene (middle) and SIR-C (L-band, HH polarization) image (bottom). The southern part of the GPR profile (point PR3A) starts on the Quaternary sand sheet, which corresponds to a rather dark radar response (Fig. 3.7 bottom) and ends on the grazing outcrops of Gilf Kebir sandstone (point PR3B) that corresponds to a bright radar signature in SIR-C image. This bright radar response is due to a rougher surface as shown in Fig. 3.8.

## II.4. SIR-C polarimetric data analysis

We used SIR-C data acquired during the Space Radar Laboratory mission 1 in April 1994. These data have been calibrated by JPL and correspond to multi-look complex and full polarimetric images (i.e.  $\sigma_{0HH}$ ,  $\sigma_{0VV}$ ,  $\sigma_{0HV}$ , and  $\sigma_{0VH}$  scattering coefficients are available, together with the total power scattering coefficient  $\sigma_0$ ). We extracted parts of the 114.4 data take, acquired on April 16<sup>th</sup>, 1994, for both C and L bands. The incidence angle was around 45 degrees with a pixel size of 12.5 meters. For each of our three test sites, we defined “ $\sigma_0$  homogeneous” areas according to the geological context in order to derive statistical distributions for the scattering coefficients. Each such defined area contains at least 60 pixels, and we performed in addition adaptive speckle filtering (Lee type filter) on SAR images in order to reduce noise. Results of the polarimetric analysis are presented in Figures 3.9, 3.10 and 3.11. Top parts of the figures present the extract of SIR-C L-band image containing the GPR profile, with the selected “ $\sigma_0$  homogeneous” areas. We studied the distribution of  $\sigma_{0HH}$ ,  $\sigma_{0VV}$ , and  $\sigma_{0HV}$ , the  $\sigma_{0HV} / \sigma_{0HH}$  and  $\sigma_{0HH} / \sigma_{0VV}$  ratios, and the correlation between  $\sigma_{0HH}$  and  $\sigma_{0VV}$  for each of the C and L bands. We present normalized histograms (i.e. y-axis ranges between 0 and 1), and x-axis is in dB for scattering coefficient distribution. Co-polarized scattering coefficients contain both surface and non-surface scattering components, whereas the non-surface scattering component, i.e. subsurface and volume scattering components, is the main contributor of the cross-polarized scattering coefficients (cf. for instance [Ulaby and Elachi, 1990]). We shall consider here only the HV cross-polarized scattering coefficient, since the calibration process enforces HV to be equal to VH. The correlation between HH and VV scattering coefficients is supposed to be close to one for a pure surface scattering process, and it decreases to zero when considering a pure volume scattering mechanism.

Results for test site #1 are shown in Fig. 3.9. Two regions were defined here: the “fracture” and the “bank”. Scattering coefficients in C and L bands are lower for the fracture than for the bank, since the fracture corresponds to a deeper buried structure. For the bank, the backscattered power in C-band is higher than in L-band, due to the roughness scale involved

here. The HV / HH ratios, indicating the amount of volume scattering compared to surface scattering, is higher for the fracture than for the bank. This means that some volume scattering occurs at the location of the fracture. It is consistent with the observed (hand-dug pits) filling of the structure with rocks and gravels. This is more pronounced in C-band due to the typical size of inclusions (centimeter scale), comparable to the 5.6 cm wavelength. The HH / VV ratios are rather low for both C and L bands due to a large incidence angle. HH / VV is comparable for the fracture and the bank at C-band and slightly differs for L-band, possibly indicating a small change in dielectric constant between the fracture and the bank that could be explained by the higher penetration of the L-band that reaches deeper geological layers. The correlation between HH and VV remains high for both fracture and bank, but looks noisier for the fracture, because of a lower signal to noise ratio.

For site #2, we defined three different regions as shown in Fig. 3.10: the “lower channel”, the “upper channel”, and the “bank” (NB: the GPR profile only crosses the upper channel). The lower and upper channels are of different type according to McCauley et al. (1986). The upper channel corresponds to a RR-2 type (braided channel inset in a broad, aggraded valley), filled with loose unconsolidated alluvium, that appear dark on radar images in contrast to the brighter response of rougher banks covered by carbonate nodules (CPG). The lower channel is of RR-3 type (narrow, long, bedrock-incised channel), a long, narrow bedrock-incised channel containing fine alluvium, that strongly contrasts with the radar response of the rough surrounding bedrock. The lower channel is partly visible on the ground and on LANDSAT images due to an iron-rich underlying unit of the flat sand sheet [Davis et al., 1993]. Despite their different type, the two channels exhibit the same behavior when considering the scattering coefficients  $\sigma_{0HH}$ ,  $\sigma_{0VV}$ , and  $\sigma_{0HV}$ . While the HV / HH ratio for both channels are comparable for C-band, it is higher for the upper channel than for the lower channel in L-band, indicating a stronger volume scattering for the upper channel. This can be explained by the fact that the upper channel contains coarser alluvium than the lower channel at the depth reached by L-band (about one meter, observed from hand-dug pits). The lower channel shows a very low volume scattering component, which confirms a filling with very fine and homogeneous alluvium. The upper channel presents a lower correlation between HH and VV than the lower channel in L-band, but the two channels are again comparable in C-band. This can be also related to a higher volume scattering component at L-band for the upper channel. The bank shows the highest correlation between HH and VV and the lowest HV / HH ratio, which is consistent with a more pronounced surface scattering. As for site #1, the difference between HH / VV ratios for C and L bands can be explained by a higher penetration of the L-band radar into the soil.

Fig. 3.11 presents the polarimetric analysis for site #3. This is the most interesting case from the subsurface structure point of view, as it will be presented in the next section. We divided here the site into three homogeneous regions: the rough “outcrop” shown in Fig. 3.8, the “bank”, and what we called a “basin” corresponding to dark areas in the radar image. As for previous sites, the backscattered power in C-band is higher than in L-band for the bank and outcrop, because of a surface roughness scale comparable to the C-band wavelength. The basin presents a higher HV / HH ratio in C-band than in L-band, indicating some volume scattering due to coarse alluvium containing centimeter scale gravel located close to the

surface (as confirmed by hand-dug pits). The basin also exhibits a lower correlation between HH and VV than the bank and the outcrop, especially for L-band, indicating that some volume scattering occurs at low frequency. This is consistent with the hypothesis of a filling with gravel and rocks transported by seasonal rivers (wadis). This “basin – bank” configuration here can be compared to the “fracture – bank” one for site #1, while site #2 is more typical of paleo-hydrological structures filled with alluvium.

## II.5. GPR data from field experiment

For each of our test sites, we acquired kilometer long GPR profiles marked on Fig. 3.5 to 6 using a SIR-10 system from GSSI. Each profile was recorded at both 500 and 900 MHz frequencies using two different antennas in a monostatic mode, i.e. the transmitter and the receiver antennas located at the same place. While the antennas are pulled along the profile, a radar impulse is sent by the transmitter, which determines the central frequency and the bandwidth of the signal. The wave propagates into the ground and is recorded at the receiver, after it has been reflected and diffracted by the soil dielectric contrasts. For a given antenna position, a GPR recording (called a scan) thus represents the time variations of the electric field reflected from the subsurface. Both of the 500 and 900 MHz profiles are shown in Fig. 3.13 to 15 for the three test sites (dark features indicate places where reflection occurs). The vertical scale for each profile corresponds to 44 ns (twice propagation time). Interfaces between sedimentary layers appear clearly in all of the profiles, in particular for site #3 shown in Fig. 3.15. Less defined interfaces appearing as vertical structures in the GPR profiles correspond to the response of individual buried scatterers (rocks and gravels).

First, elementary data processing was applied to each GPR acquisition: antenna position correction by linear interpolation between field marks, amplitude recovery and compensation, frequency filtering between the quarter and the double of the central frequency, horizontal filtering by removing the signal mean average to reduce antenna artifacts and ringing phenomena. In order to quantitatively compare the GPR data to the total power scattering coefficient  $\sigma_0$  derived from SAR images along GPR acquisition profiles, we have to compute a new quantity representing, for each acquisition position, the total power at the receiver antenna. This quantity is obtained by integrating in time the absolute value of the electric field reflected from the subsurface. To take into account the 12.5 m pixel size in SIR-C images, we averaged along the profile over a distance window of 12.5 m. We then computed for each averaged scan, located at the position  $x$ , the quantity  $P_w$  taken as the integral of the instantaneous amplitude, i.e. the envelope of the signal:

$$\mathbf{P}_w(\mathbf{x}) = \int_0^{T_{max}} \sqrt{\mathbf{S}^2(\mathbf{x},t) + \mathbf{Q}^2(\mathbf{x},t)} dt \quad (3.1)$$

$S(x,t)$  being the GPR amplitude signal recorded at the position  $x$  along the profile versus time,  $Q(x,t)$  being the quadrature signal of  $S(x,t)$ , and  $T_{max}$  being the maximum integration time (time after which no more signal is returned from the subsurface).

Fig. 3.12 presents the comparison between  $P_w$  values extracted from 900 MHz GPR profiles and  $\sigma_0$  values extracted from L-band SIR-C images for the three test sites. The total

power scattering coefficient in SAR images mainly contains the diffuse component of the backscattering since we have a side-looking system, while the total power extracted from GPR data contains both the diffuse and specular components (nadir-looking system). It can be noticed that the average trend in  $P_w$  and  $\sigma_0$  curves looks comparable for the three sites, since it mainly represents the diffuse backscattered component in both case. The  $P_w$  curves show in addition some sharp peaks, that can be attributed to local specular responses of buried scatterers (rocks contained in sedimentary layers or located at the interface between two layers). The average 20 dB difference between the  $P_w$  and  $\sigma_0$  curves is due to the fact that GPR data are not calibrated. This first observed correlation between the total backscattered power in GPR and SAR data should allow us to estimate the SAR total power scattering coefficient from the averaged GPR total power acquired in the same frequency band (and vice versa). This method provides thus a new valuable tool to help the interpretation of SAR images, revealing subsurface structures over large areas, from selected GPR acquisitions in the same field. Another interesting data set presented in Fig. 3.12 is the total power GPR profile for each site. It shows the amount of backscattered power available at each position  $x$  as a function of the depth (a bright feature indicates a high value of backscattered power). The propagation time scale was converted into a depth scale using the permittivity values of soil samples presented in Table I using the method presented in Paillou et al. (2001). We can see from the 900 MHz total power profiles in Fig. 3.12 that most of the backscattered energy comes from the first 2 meters of the subsurface, which is consistent with the penetration depth of 1.5 m reported for L-band SAR by Schaber et al. (1986).

Layer	Texture	Thickness	Permittivity
Modern sand sheet (MSS)	Bimodal fine sand	Typically 5 cm	2.85-0.05j
Compacted sand layer (CSL)	Bimodal fine sand and granules	5 cm to 1 m, typically 30 cm	2.95-0.08j
Small pebble alluvium (SPA)	Small pebbles, clays and coarse sand	50 cm to 2 m	3.15-0.15j
Calcified pebble-gravel (CPG)	CaCO <sub>3</sub> nodules, coarse-grained alluvium and sandstone	5 cm to 50 cm, typically 20 cm	3.80-0.17j
“Nubia sandstone” bedrock (NSB)	Sandstone with interbedded shales	1 m and more, basal part of pits	3.55-0.16j

**Tableau 3.1 : The five-layer model used to describe the near surface stratigraphy (after [Maxwell et al., 2001] and [Schaber et al., 1986]).**

Permittivity measurements were performed on soil samples for the 500 – 900 MHz frequency range.

## II.6. Combined GPR and SAR interpretation

We combined the data analysis of both SAR images and GPR acquisitions to derive a geological interpretation of the subsurface stratigraphy. GPR provides information on the geometry of geological layers and the possible presence of rocks and gravel (isolated scatterers) in the sediments or at the interface between two layers. The two available frequencies (500 and 900 MHz) allow the scanning of two different ranges of depth: about 2 meters for the 900 MHz profiles and 4 meters for the 500 MHz profiles. Polarimetric SAR

gives information on the scattering process (surface vs. volume scattering) and on the roughness of the diffusing interfaces. Using both C and L bands allows to study two different scales of interface roughness: 5.6 cm for C-band and 24 cm for L-band (see for instance [Baghdadi et al., 2000]). The joint interpretation of the two data sets for the three studied sites is presented in Fig. 3.13 to 3.15. We used the near surface stratigraphic units defined in Table I. All of the three sites are covered by a thin (less than 5 cm) modern sand sheet (MSS) layer, under which a thicker (10 to 30 cm) compacted sand layer (CSL) is found.

Fig. 3.13 (bottom) shows the geological sketch of the near subsurface for site #1. A main radar interface is located at the surface of the “Nubia sandstone” bedrock (NSB). It is covered by carbonate nodules and sandstone gravels (CPG) that produce a rough scattering surface observed in SAR data. This configuration will also be found for sites #2 and #3 and is responsible for most of the bright radar response observed in SIR-C data. The northern part of profile #1 (towards PR1B) presents an additional layer constituted of small pebble alluvium (SPA) containing calcified pebbles and sandstone gravels, corresponding to the location where the geological map indicates a “fracture”.

Fig. 3.14 (bottom) presents the geological interpretation resulting from the analysis of GPR and SAR data for site #2. We can clearly observe, on both GPR profiles in Fig. 3.14 (top) and SAR image in Fig. 3.6 (bottom), the paleodrainage channel appearing in the northern part of profile #2 (towards PR2B). It strongly contrasts with the “bank” on the southern part of profile #2 (towards PR2A) which presents a strong backscattered radar signal due to the rough interface at the top of NSB. The upper channel (as denoted in Fig. 3.10) is filled with two different sedimentary deposits, with some calcified pebble-gravel (CPG) at the interface. The upper layer is composed of SPA which absorbs the incident radar wave and presents a low radar return, while the lower layer contains alluvium mixed with CPG. The rough interface located between these two filling layers is responsible for some backscattered power that can be observed in both SAR and GPR data. Unfortunately, we were not able to acquire a GPR profile for the lower channel shown in Fig. 3.6 (bottom), but the polarimetric analysis of SIR-C data presented in Fig. 3.10 tells us that the rough interface observed in the upper channel does not exist in the lower channel (cf. the low volume scattering component), indicating it is filled with homogeneous fine-grain alluvium.

Finally, the subsurface stratigraphy of site #3 is presented in Fig. 3.15 (bottom). We can again observe the rough interface at the top of the NSB, covered by a SPA layer containing CPG in the southern and northern parts of the profile. A sharp V-shaped structure appears roughly in the middle of the GPR profiles, with a much stronger signature in the 500 MHz profile. This structure does not appear in the SAR total power profile (see Fig. 3.12 bottom, between distance 1000 and 1500 m), since it also does not contribute much to the GPR total power at 900 MHz. This structure is interpreted as an incision (paleochannel ? fracture ?) in the “Nubia sandstone” bedrock, and is located between 3 and 4 meters deep. It is too deep to be observed in L-band SAR images that do not penetrate deeper than 1.5 m. Fig. 3.16 shows the total power  $P_w$  curve at 500 MHz and the total power GPR profile for site #3. One can observe that most of the backscattered energy comes from the first 4 meters of the subsurface, that is twice as deep compared to the 900 MHz total power profile presented in Fig. 3.12 (bottom). We can also see that the “incision” actually contributes to the total

backscattered power in the 500 MHz GPR data (arrows in Fig. 3.16), so we could expect to map it using a P-band SAR (400 – 500 MHz).

The existence of deeper geological structures in the region of site #3 (cf. map in Fig. 3.4), associated to extensive superficial limestone deposits west of the Bir Tarfawi oasis, could suggest the former presence of an extensive lake or high water table, that would have left deeper zonation in sediments beneath the aeolian sand sheet deposits than the ones detected by the SIR-A/B/C radars [Maxwell et al., 2001]. An example of a part of such a zonation could be the deeper structure detected in the 500 MHz GPR profile #3. That would also be consistent with results of the analysis for the adjacent site #1 (cf. map in Fig. 3.4): the dark linear structure appearing on Fig. 3.5 (bottom image, upper right region) may not be a fracture as classified on the geological map by Klitzsch et al. (1987), but could rather be the remnant of an ancient wadi that was filling the basin area corresponding to a low backscattered power in Fig. 3.5 (bottom image, lower left region) and Fig. 3.7 (bottom image, lower part) where site #3 is located. This interpretation is also more consistent with the wide and not so straight and so delimited appearance of the “fracture”, and with the observed high volume scattering component due to the filling with gravels and rocks.

## II.7. Conclusions

We confirm that low frequency imaging radar (L-band), when used in desert regions and combined to GPR profiles and a priori knowledge of the geological context, can retrieve information about subsurface structures down to a couple of meters deep, where other sensors (optical) cannot. The use of GPR systems allowed us to confirm the presence of buried paleodrainage channels that were first observed 20 years ago by McCauley et al. (1986) and Schaber et al. (1986). We have shown that the average trend of the total power computed from GPR data at 900 MHz can be compared to the total power scattering coefficient extracted from L-band SAR images, opening the way to new interpretations of SAR images using GPR acquisitions. The quantitative analysis of both C and L bands SAR images and 500 and 900 MHz GPR profiles allowed us to derive detailed geological descriptions of the subsurface structures down to 3 meters deep, revealing unknown deep structures and leading to new interpretations of the local geological context. Future work will consist in acquiring airborne L and P-band SAR images [Paillou et al., 2002] over the Bir Safsaf region in order to benefit from a higher spatial resolution and establish the potential of the P-band (435 MHz), to be compared to the 500 MHz GPR profiles, to detect deeper subsurface structures (i.e. down to 5 meters or more).

**Acknowledgements :** The authors would like to acknowledge JPL/NASA for providing SIR-C data. They also thank the University of Cairo and the Egyptian Geological Survey and Mining Authority for their support in organizing field expeditions, and G. Ruffié from the PIOM laboratory of the University of Bordeaux for permittivity measurements. Authors would like to thank Tom Farr from JPL for his careful and relevant review of this paper. This work was funded by CNES under contract N°794/CNES/00/8317.

## II.8. Illustrations



Figure 3.2 : SPOT Vegetation image of Egypt (scene V1KRN510 acquired 11/08/1999, 1 km resolution) showing the Bir Safsaf site location (CNES / SPOTIMAGE).



**Figure 3.3 : Typical landscape (site #1) of the sedimentary plain in the Bir Safsaf area (top), and close view of the surface sand sheet (bottom).**

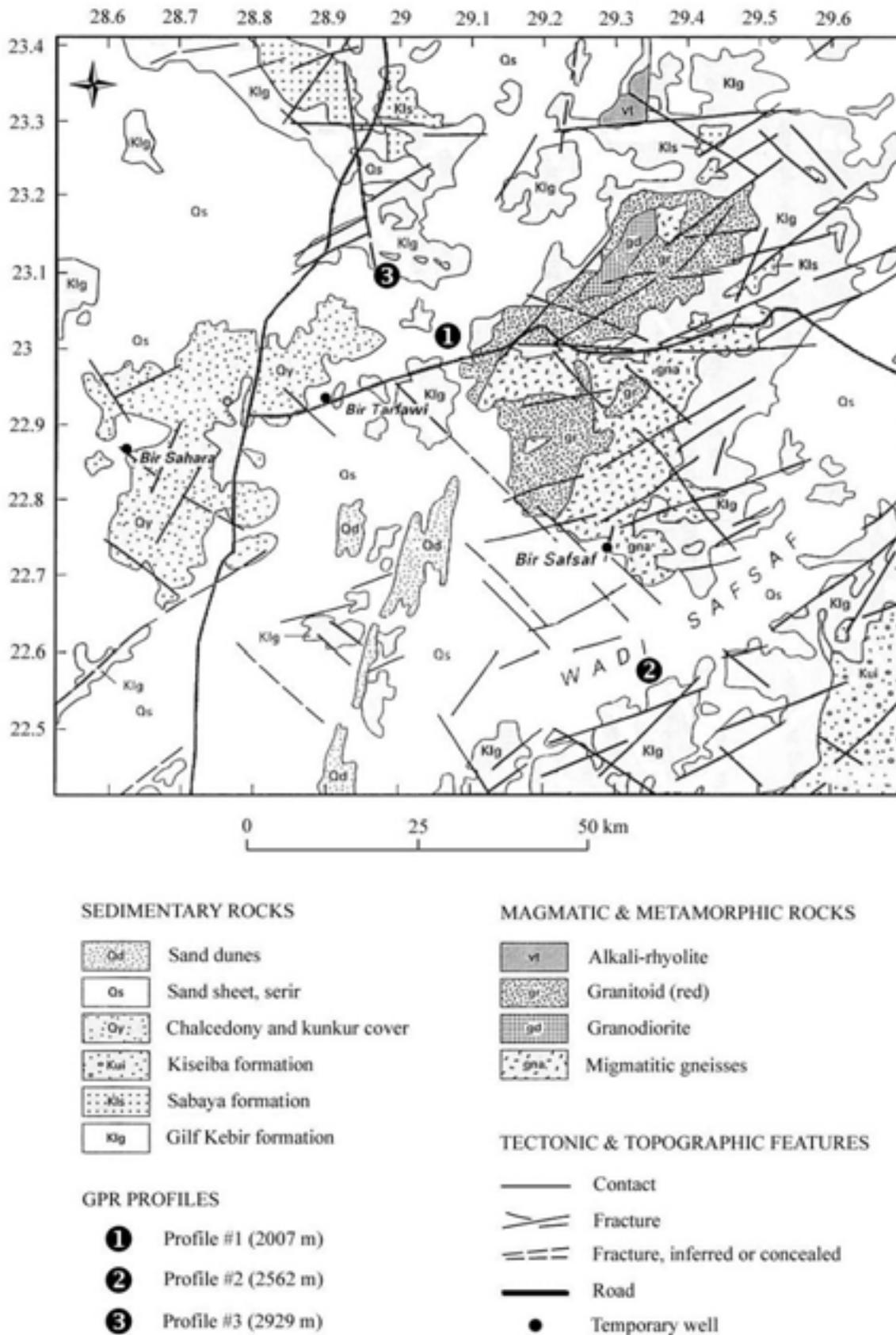


Figure 3.4 : The three test sites on a geological map of the Bir Safsaf region (after [Schaber et al., 1997]).

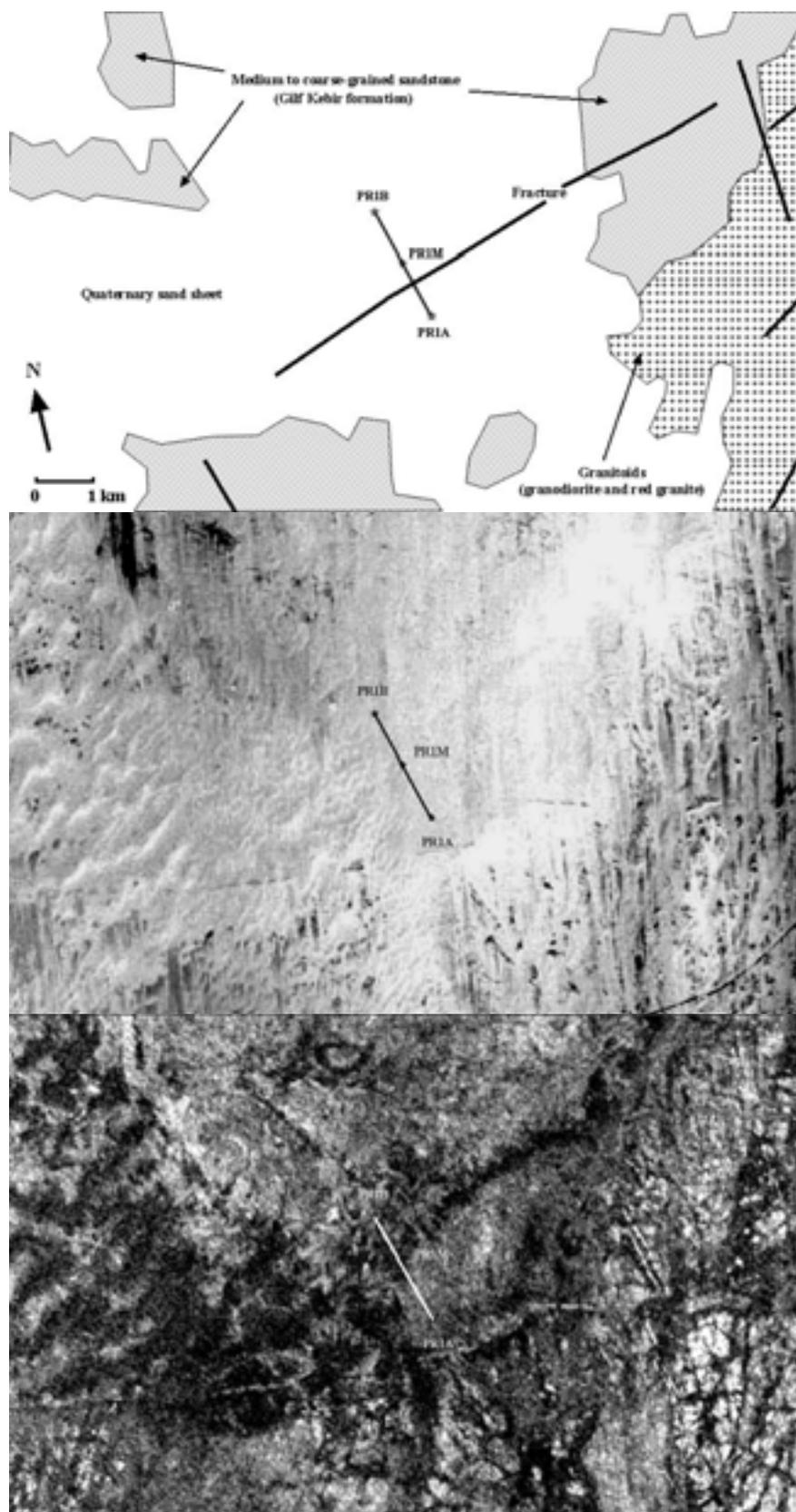


Figure 3.5 : Location of GPR profile for site #1.

Top: geological map from Klitzsch et al. (1987); Middle: LANDSAT 7 ETM+ scene (panchro); Bottom: SIR-C scene (L-band, HH polarization).

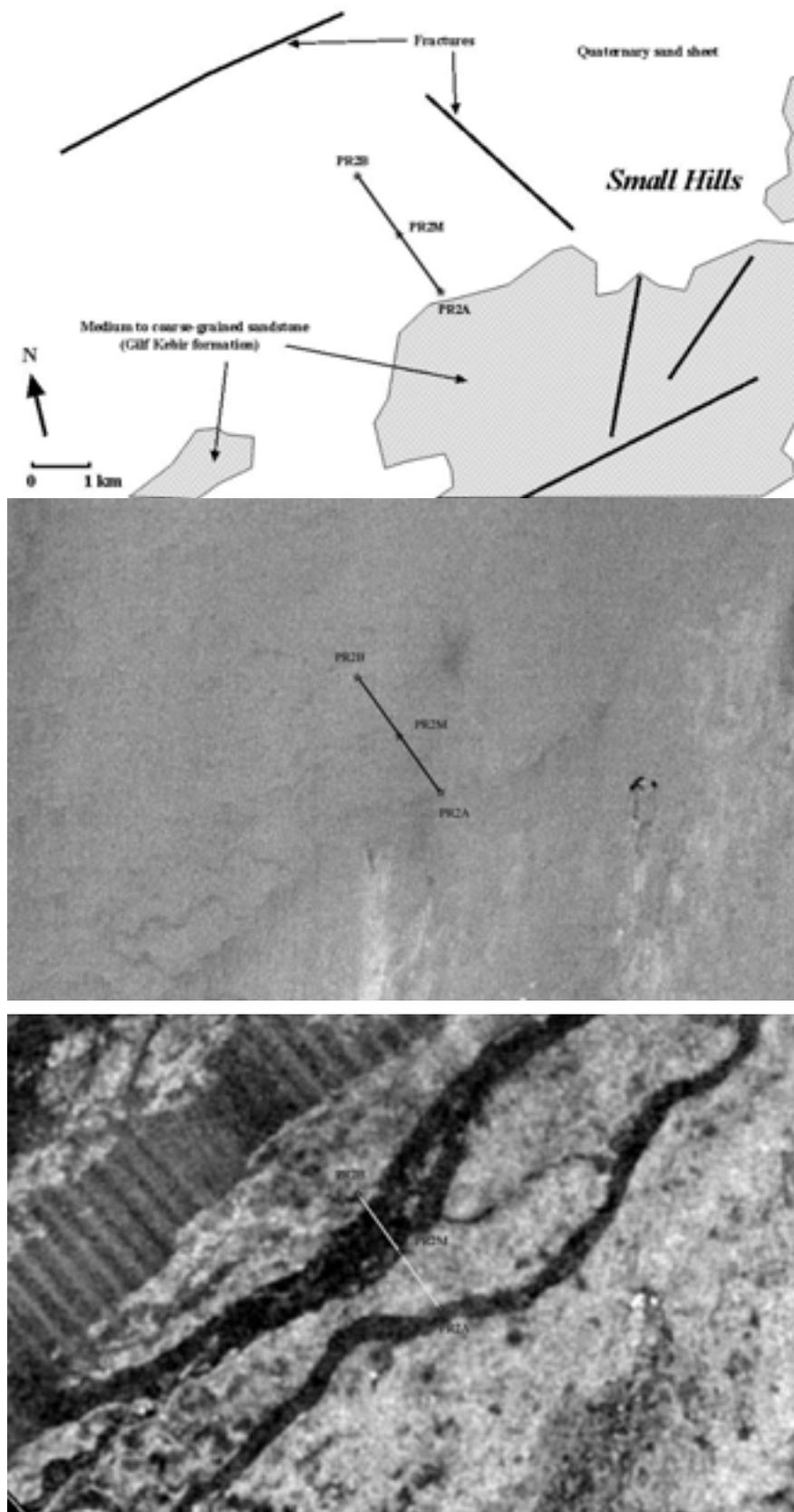


Figure 3.6 : Location of GPR profile for site #2.

Top: geological map from Klitzsch et al. (1987); Middle: LANDSAT 7 ETM+ scene (panchro); Bottom: SIR-C scene (L-band, HH polarization).

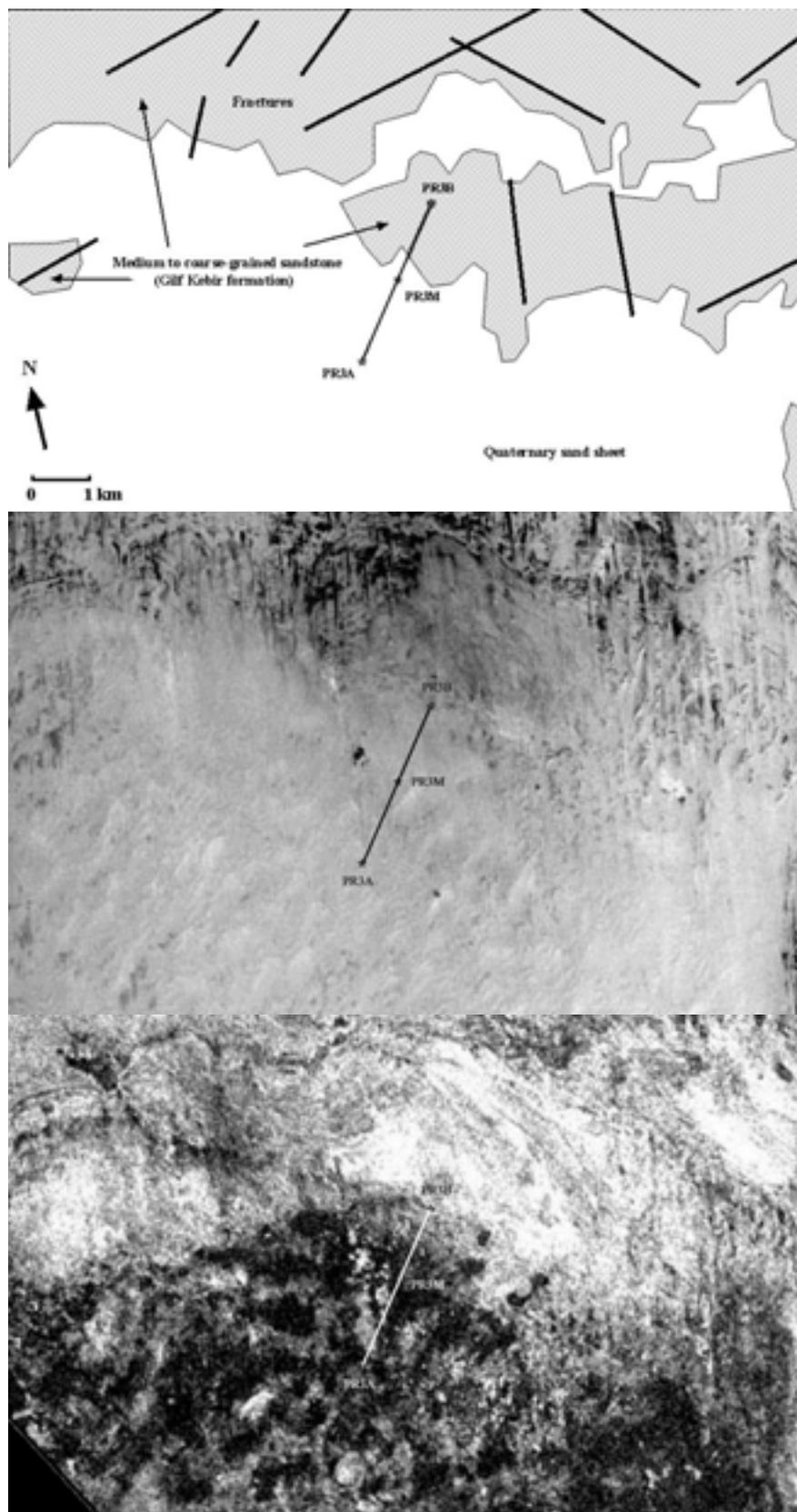


Figure 3.7 : Location of GPR profile for site #3.

Top: geological map from Klitzsch et al. (1987); Middle: LANDSAT 7 ETM+ scene (panchro); Bottom: SIR-C scene (L-band, HH polarization).



**Figure 3.8 : Sandstone outcrops of the Gifl Kebir formation corresponding to site #3 (top, facing to North, scale given by the foreground tire track) with corresponding surface roughness measurement (bottom, the template is 2 meters long).**

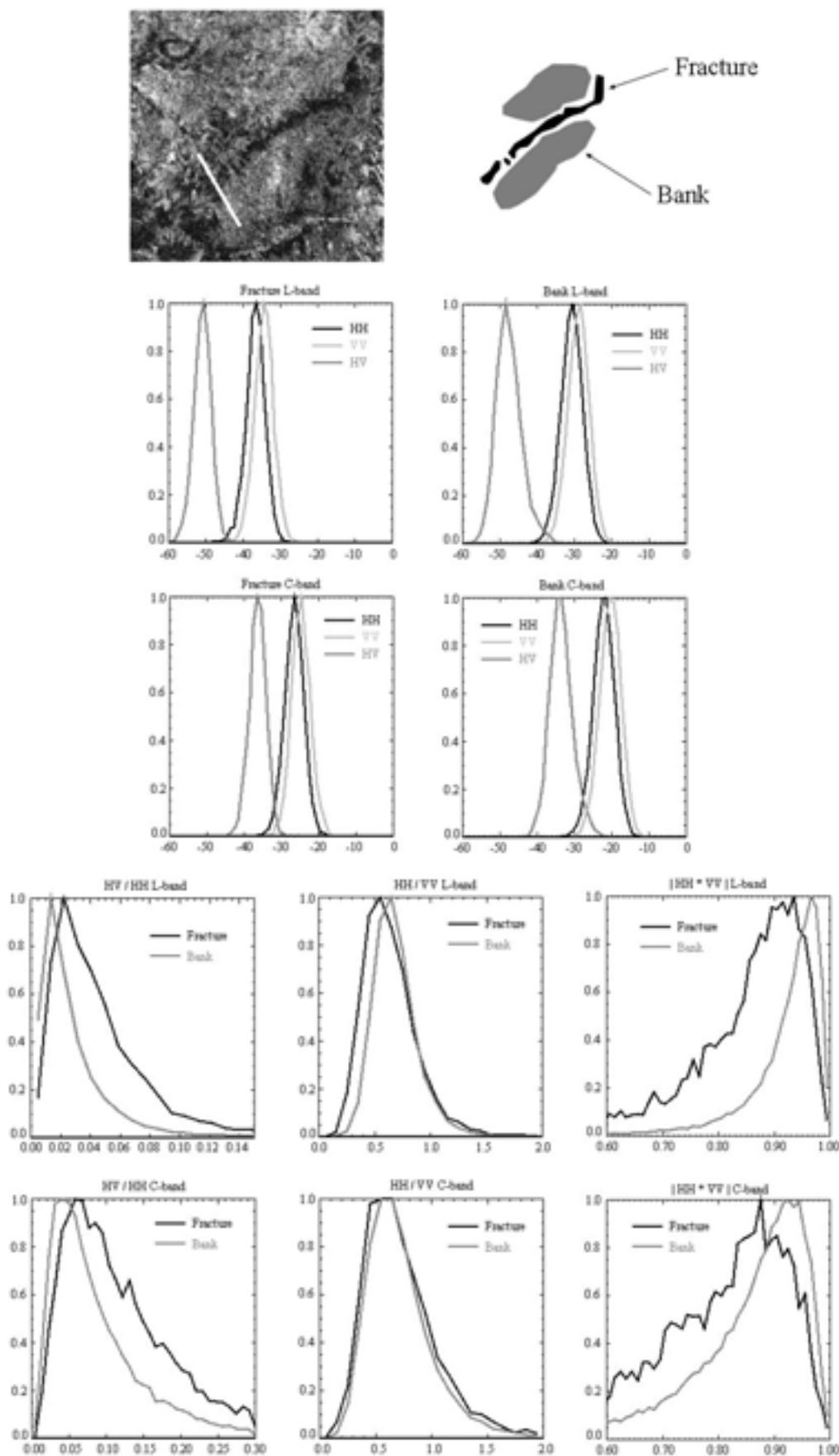
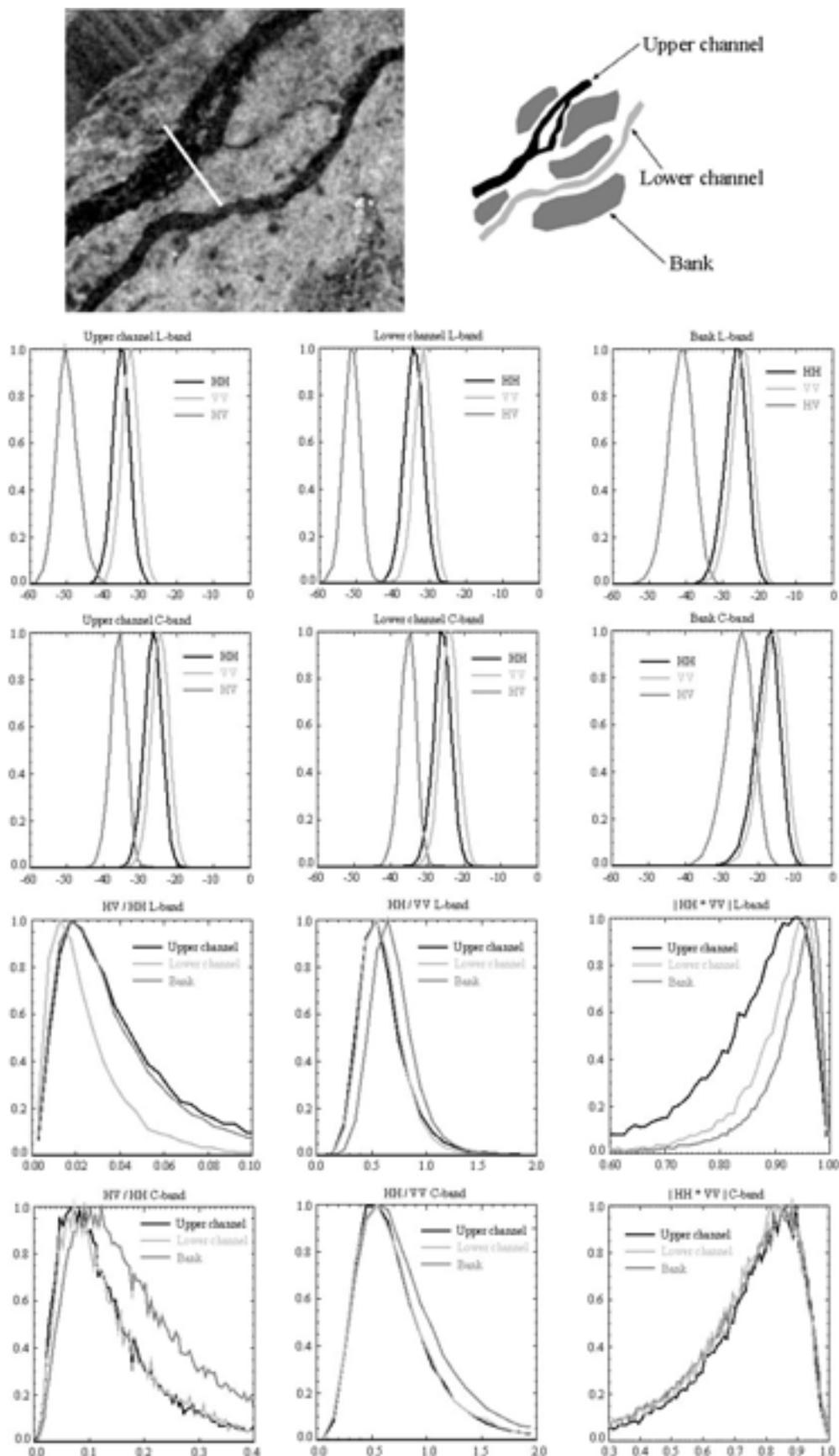


Figure 3.9 : Polarimetric analysis of SIR-C data for site #1 (normalized histograms, x-axis is in dB for scattering coefficients).



**Figure 3.10 : Polarimetric analysis of SIR-C data for site #1 (normalized histograms, x-axis is in dB for scattering coefficients).**

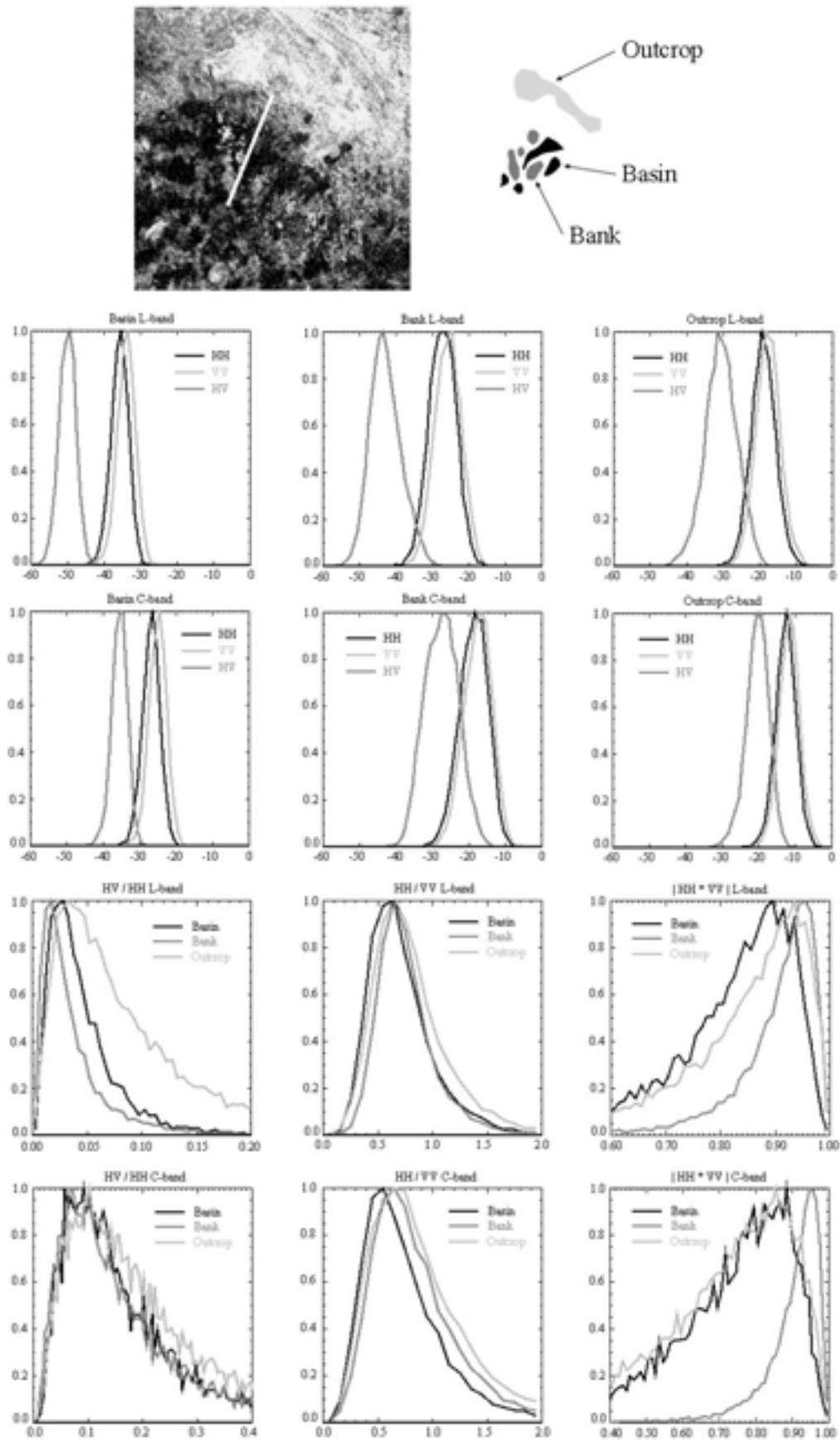


Figure 3.11 : Polarimetric analysis of SIR-C data for site #1 (normalized histograms, x-axis is in dB for scattering coefficients).

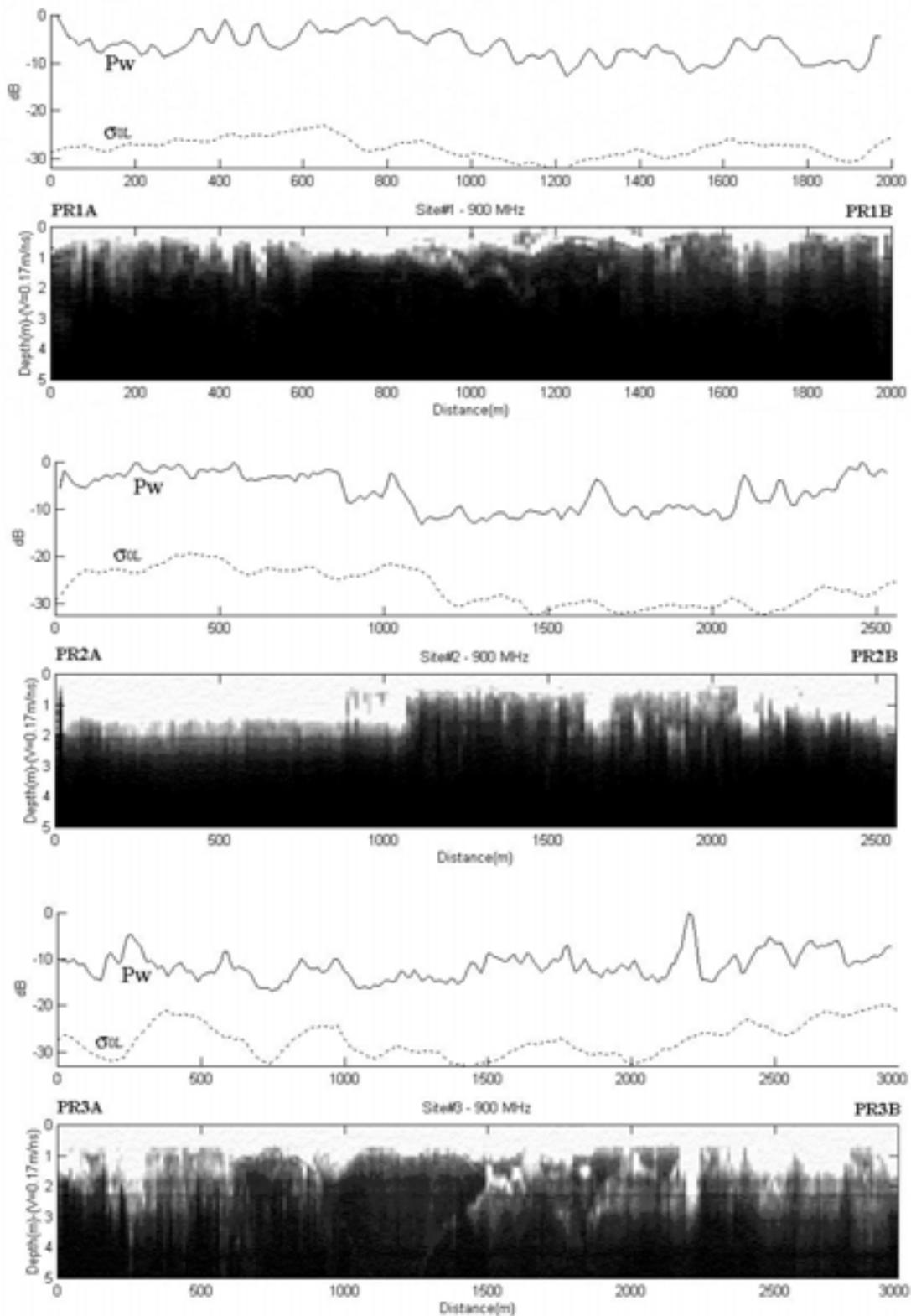


Figure 3.12 : Comparison between the GPR total power ( $P_w$ ) at 900 MHz, the SIR-C total power scattering coefficient  $\sigma_0$  at L-band, and total power GPR profile.

Top: site #1; Middle: site #2; Bottom: site #3.

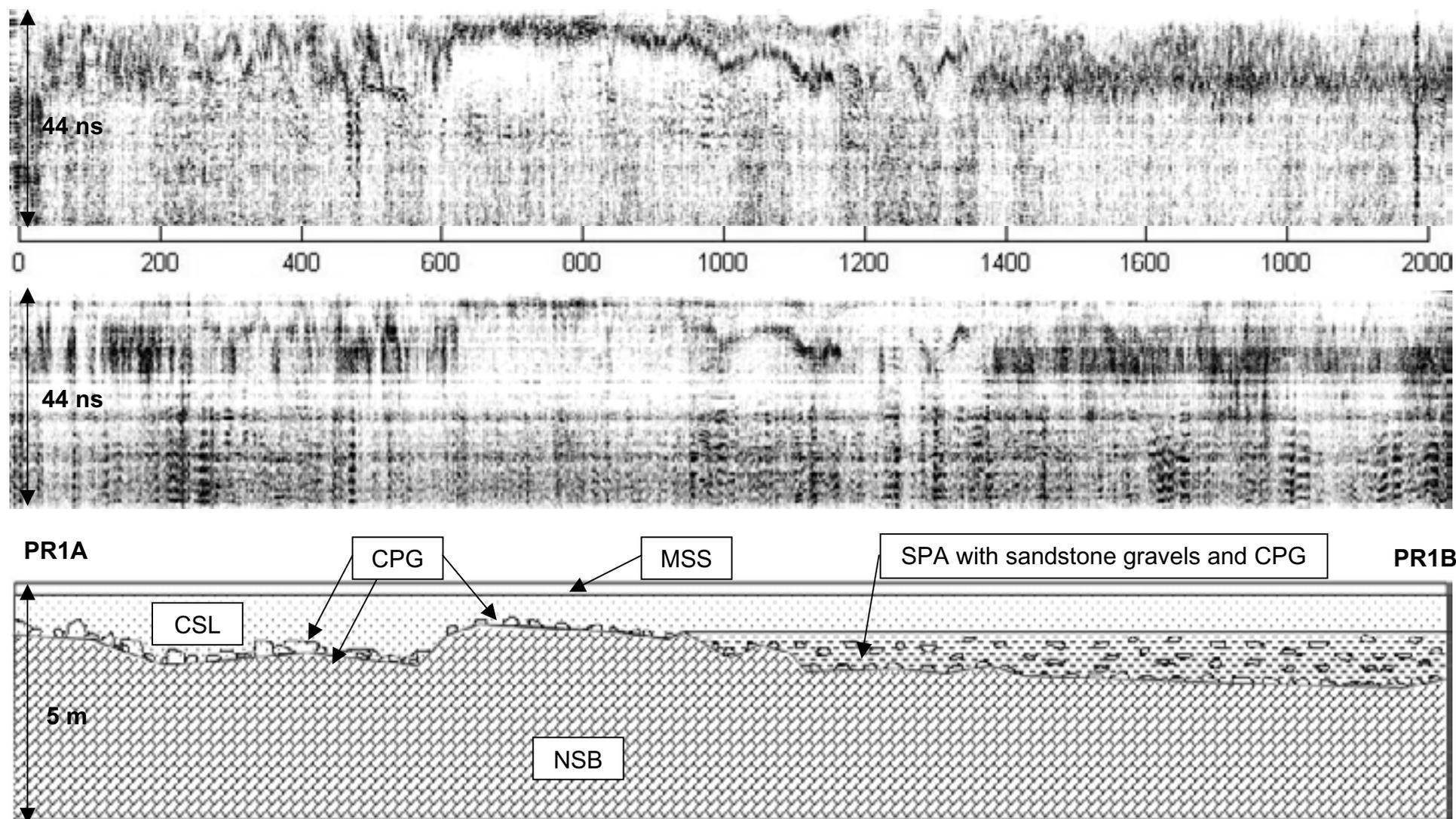


Figure 3.13 : Cross sections for site #1.

Top: 900 MHz GPR profile; Middle: 500 MHz GPR profile; Bottom: geological interpretation sketch.

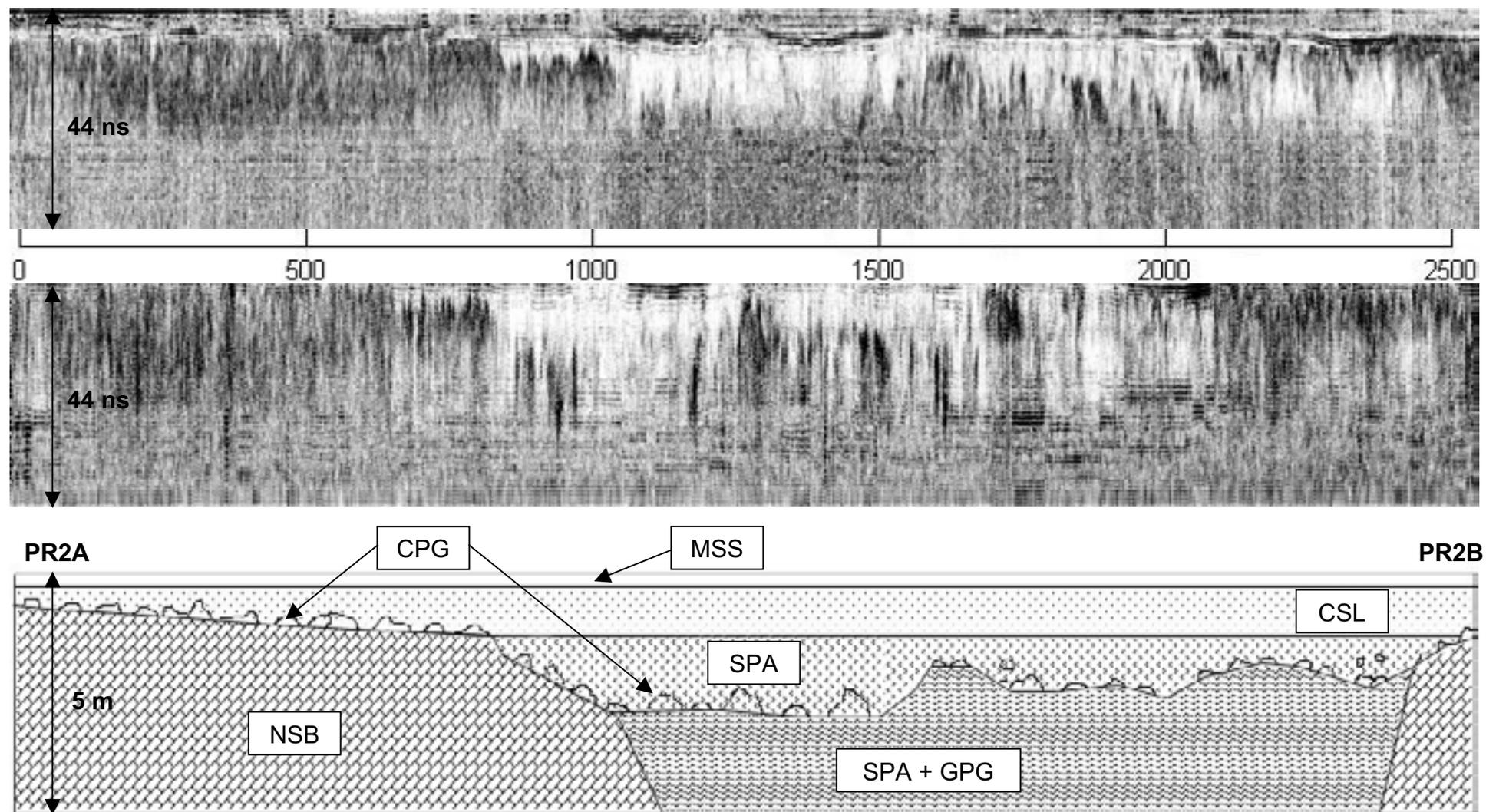


Figure 3.14 : Cross sections for site #2.

Top: 900 MHz GPR profile; Middle: 500 MHz GPR profile; Bottom: geological interpretation sketch.

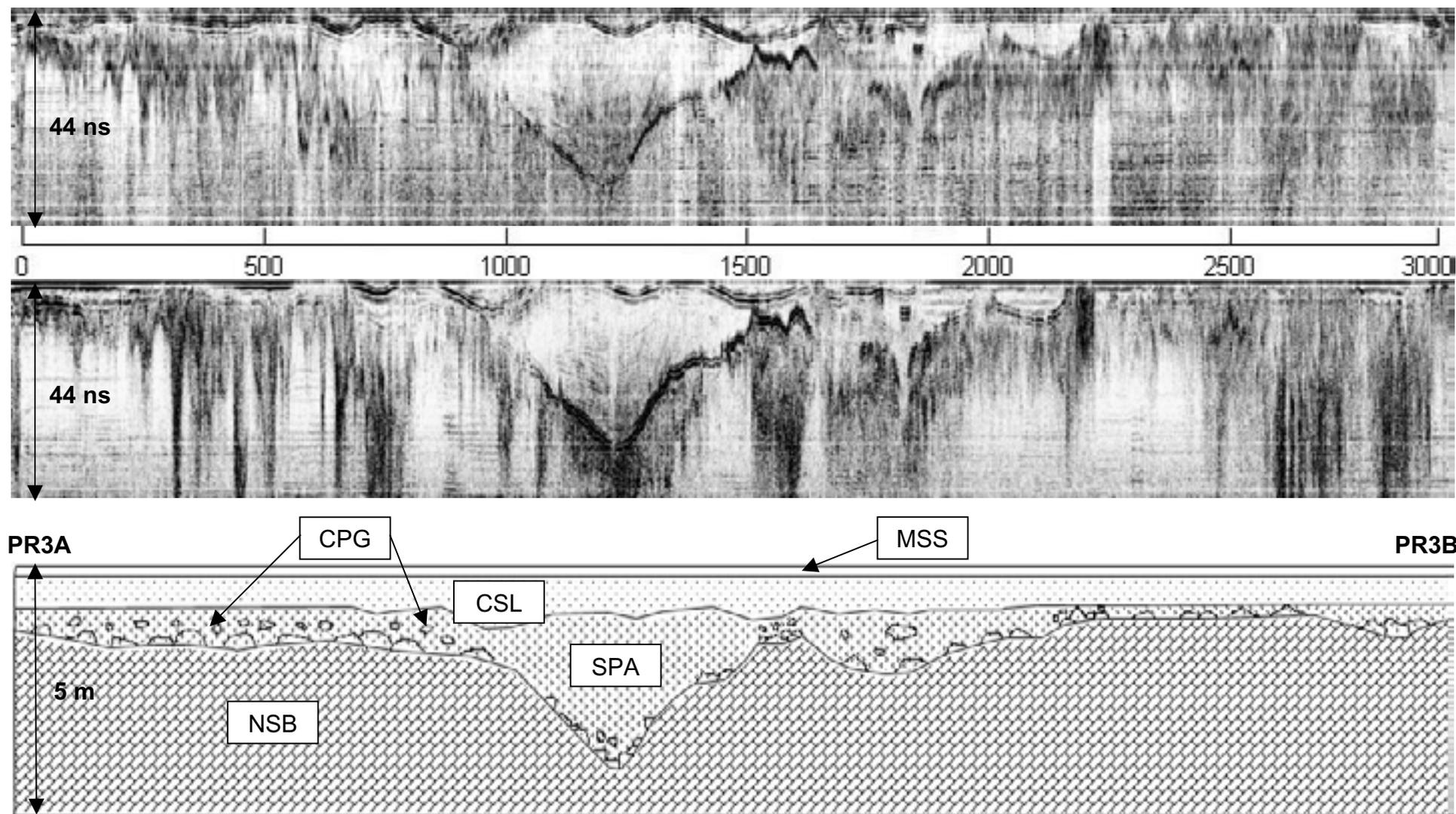


Figure 3.15 : Cross sections for site #3.

Top: 900 MHz GPR profile; Middle: 500 MHz GPR profile; Bottom: geological interpretation sketch.

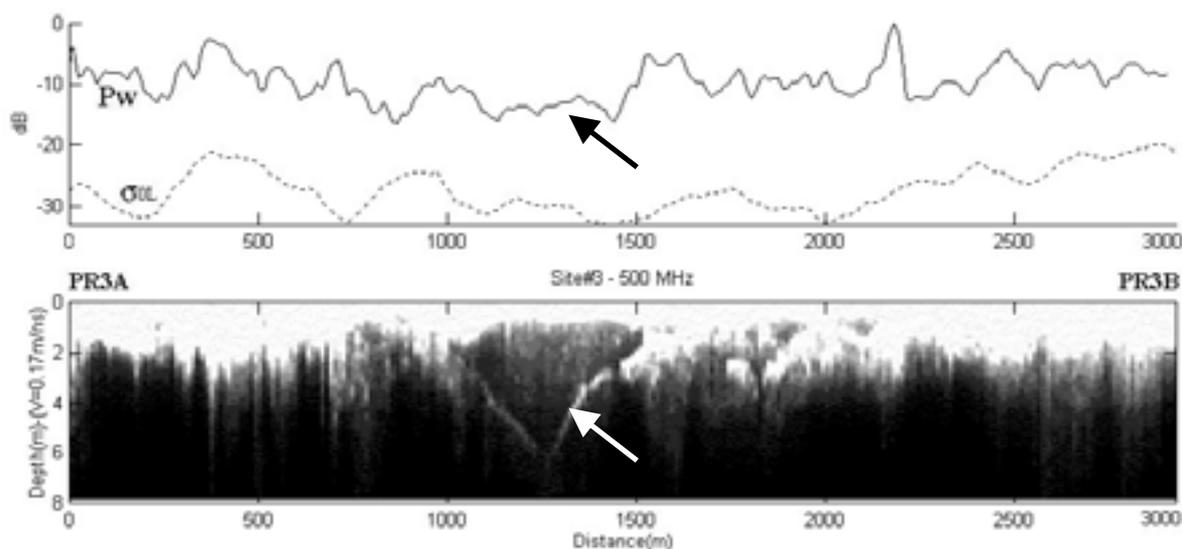


Figure 3.16 : Comparison between the GPR total power ( $P_w$ ) at 500 MHz, the SIR-C total power scattering coefficient  $\sigma_0$  at L-band, and total power GPR profile for site #3.

Arrows indicate the buried V-shaped structure not revealed in SAR images.

## II.9. References

Abdelsalam M. G. and R. J. Stern, "Mapping precambrian structures in the Sahara Desert with SIR-C/X-SAR radar: The neoproterozoic Keraf suture, NE Sudan," *J. Geophys. Res.*, vol. 101, no. E10, pp. 23063-23076, 1996.

Baghdadi N., P. Paillou, G. Grandjean, P. Dubois, and M. Davidson, "Relationship between profile length and roughness parameters for natural surfaces," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 21, no. 17, pp. 3375-3381, 2000.

Davis P. A., C. S. Breed, J. F. McCauley, G. G. Schaber, "Surficial geology of the Safsaf region, South-Central Egypt, derived from remote-sensing and field data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 46, pp. 183-203, 1993.

Elachi C., L. E. Roth, and G. G. Schaber, "Spaceborne radar subsurface imaging in hyperarid regions," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. GE-22, pp. 383-388, 1984.

Farr T. G., C. Elachi, P. Hartl, K. Chowdhury, "Microwave penetration and attenuation in desert soil: A field experiment with the Shuttle Imaging Radar," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. GE-24, no. 4, pp. 590-594, 1986.

Grandjean G., P. Paillou, P. Dubois, T. August-Bernex, N. Baghdadi, and J. Achache, "Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data: Example of the Pyla Dune (France)," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 39, no. 6, pp. 1245-1258, 2001.

Heggy E., P. Paillou, G. Ruffié, J.-M. Malézieux, F. Costard, and G. Grandjean, "On water detection in the Martian subsurface using sounding Radar," *Icarus*, 2002, in press.

Issawi B., "Review of upper Cretaceous-lower Tertiary stratigraphy in central and southern Egypt," *American Ass. of Petroleum Geological Bull.*, vol. 56, pp. 1448-1463, 1972.

Klitzsch E., F. K. Litz, G. Pöhlmann, "Geologic Map of Egypt 1:500000, Bir Misaha sheet". *The Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, Egypt*, 1987.

Mätzler C., "Microwave permittivity of dry sand," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 36, no. 1, pp. 317-319, 1998.

Maxwell T. A., C. V. Haynes Jr., "Sand sheet dynamics and Quaternary landscape evolution of the Selima Sand Sheet, southern Egypt," *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, pp. 1623-1647, 2001.

McCauley J. F., G. G. Schaber, C. S. Breed, M. J. Grolier, C. V. Haynes, B. Issawi, C. Elachi, R. Blom., "Subsurface valleys and geoarchaeology of the eastern Sahara revealed by Shuttle Radar," *Science*, vol. 218, pp. 1004-1020, 1982.

McCauley J. F., C. S. Breed, G. G. Schaber, C. V. Haynes, W. P. McHugh, B. Issawi, and A. El Kilani, "Paleodrainages of the Eastern Sahara – The radar rivers revisited (SIR-A/B implications for a mid-tertiary trans-African drainage system)," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. GE-24, no. 4, pp. 624-648, 1986.

Paillou P., G. Grandjean, J.-M. Malézieux, G. Ruffié, E. Heggy, D. Piponnier, P. Dubois, and J. Achache, "Performances of Ground Penetrating Radars in arid volcanic regions: Consequences for Mars subsurface exploration," *Geophys. Res. Letters*, vol. 28, no. 5, pp. 911-914, 2001.

Paillou P., P. Dreuillet, and the PYLA'01 team, "The Pyla 2001 experiment: Flying the new RAMSES P-band facility," *2002 AIRSAR Earth Science and Application Workshop*, Pasadena, USA, March 2002.

Schaber G. G., J. F. McCauley, C. S. Breed, and G. R. Olhoeft, "Shuttle Imaging Radar: Physical controls on signal penetration and subsurface scattering in the Eastern Sahara," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. GE-24, no. 4, pp. 603-623, 1986.

Schaber G. G., J. F. McCauley, and C. S. Breed, "The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt," *Remote Sens. Environ.*, vol. 59, pp. 337-363, 1997.

Schandelmeier H., A. Richter, and G. Franz, "Outline of the geology of magmatic and metamorphic units between Gebel Uweinat and Bir Safsaf (SW Egypt / NW Sudan)," *J. African Earth Science*, vol. 1, no. 3-4, pp. 275-283, 1983.

Ulaby F. T., R. K. Moore, A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing*, vol. II, Artech House, Norwood, MA, 1982.

Ulaby F. T., C. Elachi, *Radar Polarimetry for Geoscience Applications*, Artech House, Norwood, MA, 1990.

Williams K. K. and R. Greeley, "Radar attenuation by sand: Laboratory measurements of radar transmission," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 39, no. 11, pp. 2521-2526, 2001.

## **Chapitre 4 Vers la détection de l'humidité de subsurface**

L'étude du site égyptien décrite précédemment a démontré les potentialités du couplage SAR + GPR pour explorer les structures géologiques enfouies en contexte aride. La partie que nous allons maintenant aborder relate les études menées sur la dune du Pyla qui, comme nous l'avons vu au chapitre 2, possède un ensemble de structures humides enfouies : les paléosols.

Le contexte est différent du cas égyptien, puisque ce n'est pas une différence de rugosité qui permet de détecter les structures enfouies, mais un contraste diélectrique fort, occasionné par la présence d'eau dans la subsurface. Si c'est bien la présence de l'eau qui révèle les propriétés de réflectivité des paléosols (cf. Chapitre 2), le caractère ambitieux du titre reste cependant à moduler en cela que la présence probable de matériaux tels que des argiles contribue certainement aussi pour une large part à leurs propriétés diélectriques particulières.

Le Pyla présente par ailleurs un cadre pédagogique idéal pour ce genre d'étude, puisque dans une même scène sont à la fois présents l'océan, la dune et la forêt. La dune, présentant une surface sèche et lisse sur sa majeure partie, est donc encadrée par deux types extrêmes de mécanisme de rétrodiffusion : un cas purement surfacique sur un milieu à haute constante diélectrique, l'océan, et un cas volumique représenté par la forêt. On peut ainsi aisément comparer les signatures avec celles des différentes structures révélées dans la dune, dans le but d'en étudier la nature. De plus, la configuration du terrain donne une géométrie particulière au paléosol, qui s'enfonce sous une couche de sable de plus en plus importante, permettant d'estimer la profondeur limite de détectabilité de la strate et de fournir ainsi des indications précieuses concernant les performances de sondage.

## I. Présentation

### I.1. Historique des études

La dune du Pyla a fait l'objet de plusieurs investigations et observations, les premières remontant à 1998, avec les acquisitions RAMSES en bande L. Une première analyses des données bande L (Grandjean et al., 1999), basée sur la décomposition polarimétrique, avait révélé que les lieux identifiés comme l'affleurement de paléosols présentaient une petite contribution volumique. Une étude plus systématique, doublée de mesures de rugosité et de relevés GPR in situ, a conduit à un certain nombre de résultats, détaillés dans la partie II, concernant les performances de la bande L en termes de pénétration, mais aussi de caractérisation de la structure humide. En effet, l'exploitation et l'interprétation des images en bande L ont mis en évidence un comportement particulier de la différence de phase entre les modes HH et VV qui, si son association aux paléosols est bien confirmée, pourrait constituer un indicateur trahissant la présence d'une couche humide dans le sous-sol.

Un ensemble d'études complémentaires ont donc été menées pour comprendre le phénomène observé. Elles ont fait intervenir successivement une nouvelle mission GPR (avril 2001), pour cartographier précisément le sous-sol de la dune (cf. Chapitre 2), et des protocoles expérimentaux en laboratoire, débouchant sur une mission d'étude in situ au mois de juin 2002. Le phénomène a également été abordé sous l'angle de la modélisation théorique et de la simulation numérique. Nous restituerons l'ensemble de ces étapes ainsi que les résultats obtenus dans la partie III.

Finalement, dans une quatrième partie, nous présenterons nos conclusions sur l'utilisation de capteurs à plus basse fréquence et leur apport pour l'exploration des subsurfaces en milieu aride. Elles sont issues de l'exploitation d'une série de données SAR acquises en bande P, lors des vols liés à la campagne RAMSES « Pyla 2001 ».

### I.2. Dune, sable et paléosols

Les compositions trichromiques, présentées dans la figure 4.1, corroborent les résultats obtenus par décomposition polarimétrique : l'ensemble de la dune est le siège d'une rétrodiffusion surfacique peu efficace d'où émerge le signal provenant des paléosols, sous les premiers mètres de sable. Ces affleurements, orientés SO – NE dans la partie sud et teintés de vert pâle (composante HV), témoignent par ailleurs d'une certaine dépolarisation de l'onde incidente, laissant envisager des processus légèrement volumiques ou rugueux.

Ces images montrent aussi que la partie nord est plus brillante que la partie sud. Cette partie est aussi la plus fréquentée par les touristes. De ce fait, sans qu'elle n'ait toutefois été

mesurée, nous pouvons affirmer que la rugosité y est également plus importante (cf. Fig. 4.2). L'échelle caractéristique avoisine la taille moyenne des pieds des touristes, soit une vingtaine de centimètres, ce qui est aussi la longueur d'onde en bande L. Nous verrons qu'il n'y a pas de différence entre le Nord et le Sud à plus grande longueur d'onde, avec la bande P ( $\lambda \sim 70$  cm), qui reste insensible à cette rugosité. Nous avons donc focalisé notre attention sur la région Sud de la dune, afin que le signal provenant du paléosol soit moins noyé dans la contribution surfacique.

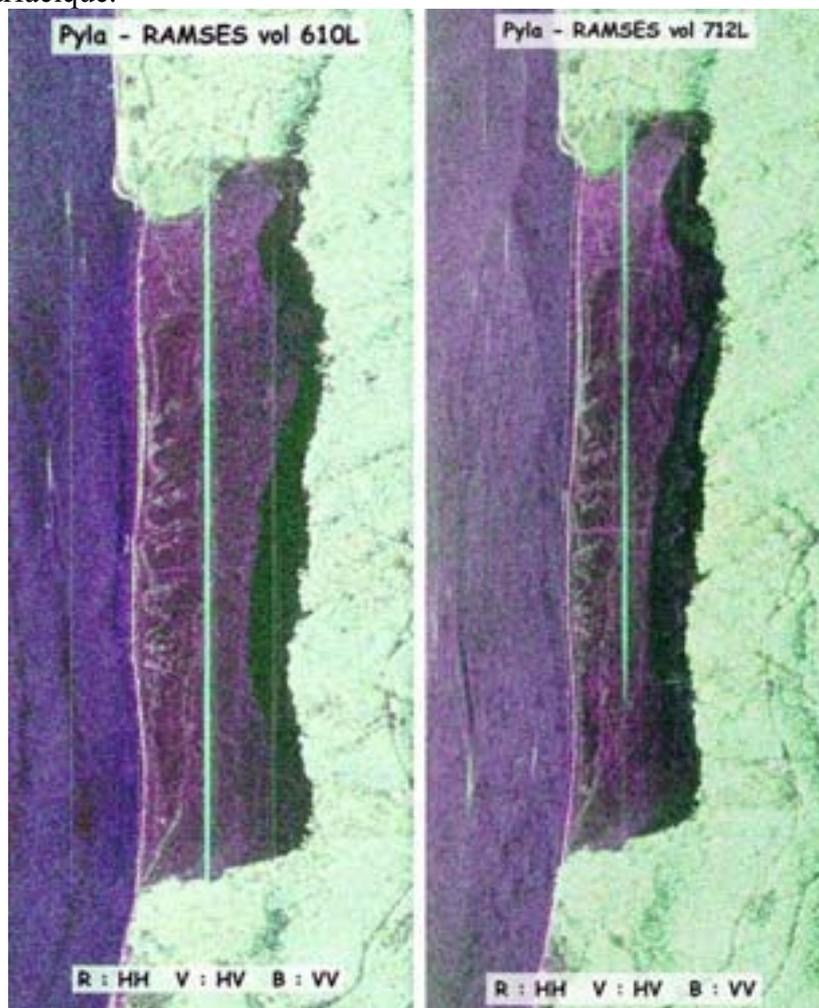


Figure 4.1 : Trichromie polarimétrique sur la Dune – RAMSES bande L



Figure 4.2 : Différence de rugosité de surface entre les parties Nord et Sud de la dune

### I.3. Rugosités naturelles et modèles de rétrodiffusion

Plusieurs modèles ont été développés pour simuler le coefficient de rétrodiffusion d'une surface naturelle en fonction de ses paramètres caractéristiques. Faisant référence au chapitre 1, les paramètres nécessaires à la description d'une surface sont l'écart-type des hauteurs,  $s$ , la longueur de corrélation,  $l_c$ , et la fonction d'auto-corrélation. Cependant, ces dimensions physiques ne suffisent pas à caractériser la rugosité, car c'est par rapport à la longueur d'onde qu'elle se définit. Nous utiliserons donc les grandeurs  $ks$  et  $kl_c$  pour quantifier les états de surface, avec  $k = 2\pi n_r/\lambda$  où  $n_r$  est l'indice relatif du milieu.

Ces modèles sont fondés sur la théorie de la diffusion par une surface d'une onde électromagnétique et, quelle que soit leur nature, ils ont chacun leur domaine de validité. La littérature étant riche de discussions sur ce thème (Fung et al., 1994 ; Ulaby et al., 1981 ; Rakotoarivony, 1995), nous nous limiterons ici à présenter les quatre principaux modèles théoriques, ainsi qu'un modèle empirique.

#### I.3.a. PO et GO

Viennent en premier lieu les modèles basés sur l'approximation de Kirchoff, qui stipule que le champ total en tout point de la surface peut être calculé comme si le champ incident y était diffracté par un plan tangent  $\Sigma$  infini (cf. Fig.4.3). Ils sont nommés PO, pour « Physical Optics model », et GO, pour « Geometrical Optics model », et sont essentiellement valides pour des hautes fréquences agissant sur des surfaces respectivement moyennement rugueuses, avec de faibles variations de pente, à très rugueuses. Du point de vue des paramètres descriptifs de la rugosité, les hypothèses de validité imposent que le rayon de courbure en chaque point soit très supérieur à la longueur d'onde, ainsi que les dimensions horizontales de la rugosité. Par ailleurs, la méthode ne tenant pas compte des effets d'ombre et des réflexions multiples, elle est essentiellement valable pour des incidences inférieures à  $30^\circ$ .

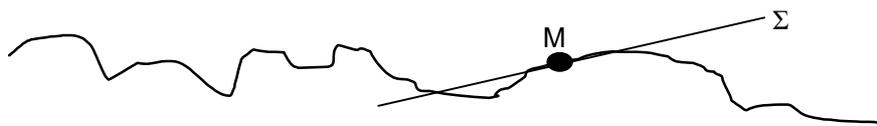


Figure 4.3 : Approximation de Kirchoff du plan tangent

Les conditions de validité relatives à  $ks$  et  $kl_c$  pour le modèle GO (ou approximation de la phase stationnaire) sont les suivantes :

$$0.06k^2l_c^2 > ks \quad (4.1)$$

$$(2ks.\cos\theta)^2 > 10 \quad (4.2)$$

$$kl_c > 6 \quad (4.3)$$

Pour le modèle PO (ou approximation scalaire des champs),  $ks$  et  $kl_c$  doivent vérifier (4.1), (4.3) et les relations suivantes :

$$(2ks.\cos\theta)^2 \sim 2.5 \quad (4.4)$$

$$m < 0.25 \quad (4.5)$$

où  $m = \sqrt{s^2 \cdot |\rho''(0)|}$  est l'écart-type des pentes et  $\rho''(0)$  est la valeur à l'origine de la dérivée seconde de la fonction d'auto-corrélation ( $m = s/l_c$  pour une fonction d'auto-corrélation exponentielle et  $m = \sqrt{2}s/l_c$  dans le cas gaussien).

### I.3.b. SPM

L'interaction avec des surfaces lisses, faiblement fluctuantes, est approchée par le modèle SPM, « Small Perturbations Method », valide pour les basses fréquences et pour lequel  $s$  et  $l_c$  doivent vérifier (4.5) ainsi que les relations :

$$ks < 0.3 \quad (4.6)$$

$$kl_c \leq 3 \quad (4.7)$$

$$s < \frac{0.3}{\sqrt{2}} l_c \quad (4.8)$$

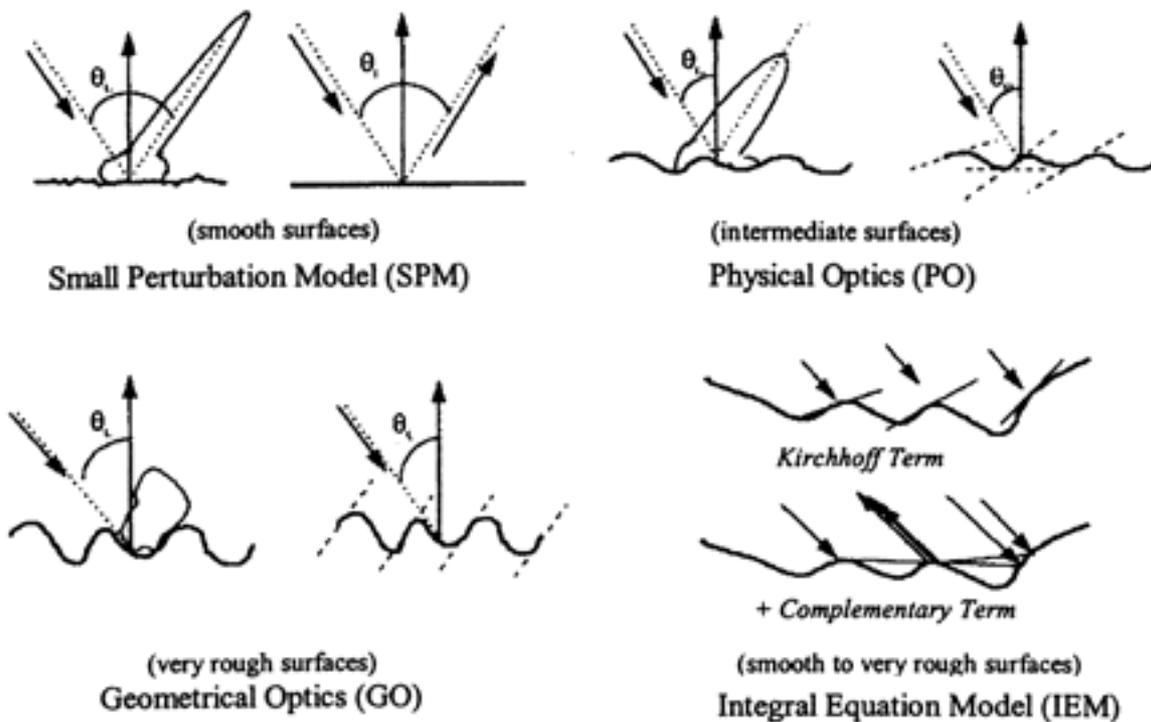


Figure 4.4 : Les quatre modèles principaux de rétrodiffusion surfacique

### I.3.c. IEM

Le modèle IEM, pour « *Integral Equation Model* », développé par Fung (Fung et al., 1992), reprend les approximations de Kirchoff et étend le domaine de validité en incluant des termes complémentaires liés aux interactions avec les facettes environnantes (cf. Fig. 4.4). Du fait de son vaste champ de validité et de son approche plus rigoureuse, le modèle IEM est le plus couramment employé actuellement. C'est aussi le modèle utilisé dans le cadre de nos modélisations théoriques pour l'étude du Pyla. Les critères de validité donnés par l'auteur indiquent :

$$ks \leq 3 \quad (4.9)$$

$$ks \cdot kl_c < 1.6\sqrt{|\epsilon_r|} \quad (4.10)$$

où  $\epsilon_r$  est la constante diélectrique de l'interface et

$$\cos^2\theta \cdot \frac{(ks)^2}{\sqrt{kc}} \cdot e^{-\sqrt{2kc}(l_c - \sin\theta)} \ll 1 \quad (4.11)$$

où  $c$  est la vitesse de la lumière dans le vide.

### I.3.d. Oh 92

C'est un modèle empirique, développé par Oh (Oh et al., 1992) à partir d'une série de mesures expérimentales réalisées dans les bandes X, L et C, sur des surfaces à rugosité variable et quantifiée avec un profilomètre laser. Le champ de validité est assez large et concerne les interfaces pour lesquelles :

$$0.1 \leq ks \leq 6 \quad (4.12)$$

$$2.5 \leq kl_c \leq 20 \quad (4.13)$$

et

$$0.09 \leq m_v \leq 0.31 \quad (4.14)$$

où  $m_v$  est l'humidité contenue dans le matériau.

Ses résultats donnent les relations suivantes :

$$q = \frac{\sigma_{hv}^o}{\sigma_{vv}^o} = 0.23\sqrt{\Gamma_o}[1 - e^{-ks}] \quad (4.15)$$

$$\sqrt{p} = \sqrt{\frac{\sigma_{hh}^o}{\sigma_{vv}^o}} = 1 - \left(\frac{2\theta_i}{\pi}\right)^{|1/3\Gamma_o|} \cdot e^{-ks} \quad (4.16)$$

$$\sigma_{vv}^o(\theta_i, \epsilon_r, ks) = \frac{g \cos^3 \theta_i}{\sqrt{p}} \cdot [\Gamma_v(\theta_i) + \Gamma_h(\theta_i)] \quad (4.17)$$

$$\sigma_{hh}^o(\theta_i, \epsilon_r, ks) = g\sqrt{p} \cos^3 \theta [\Gamma_v(\theta_i) + \Gamma_h(\theta_i)] \quad (4.18)$$

avec

$$g = 0.7 [1 - e^{-0.65(ks)^{1.8}}] \quad (4.19)$$

où  $\Gamma_o$  est le coefficient de réflexion de Fresnel pour une incidence verticale sur une surface (1.21) et  $\Gamma_v$ ,  $\Gamma_h$ , les coefficients de réflexion à l'incidence  $\theta_i$ , respectivement pour les polarisations V et H.

$$\Gamma_v = \left| \frac{n \cos \theta_i - \cos \theta_t}{n \cos \theta_i + \cos \theta_t} \right|^2 \quad (4.20)$$

$$\Gamma_h = \left| \frac{\cos \theta_i - n \cos \theta_t}{\cos \theta_i + n \cos \theta_t} \right|^2 \quad (4.21)$$

où  $\theta_t$  est l'angle entre la normale à la surface et la direction de propagation de l'onde transmise ( $\sin\theta_i = n \cdot \sin\theta_t$ ).

### I.3.e. Rugosité des interfaces du Pyla

Dans le cas de la dune, ainsi que nous allons le voir, nous sommes essentiellement confrontés à deux interfaces : air/sable (surface dunaire) et sable/paléosol. Afin de présenter le cadre des études relatives dans les parties II et IV, respectivement en bandes L et P, nous avons reporté sur le graphe de la figure 4.5 les rugosités rencontrées dans la zone sud, parmi les domaines de validité des modèles sus-cités.

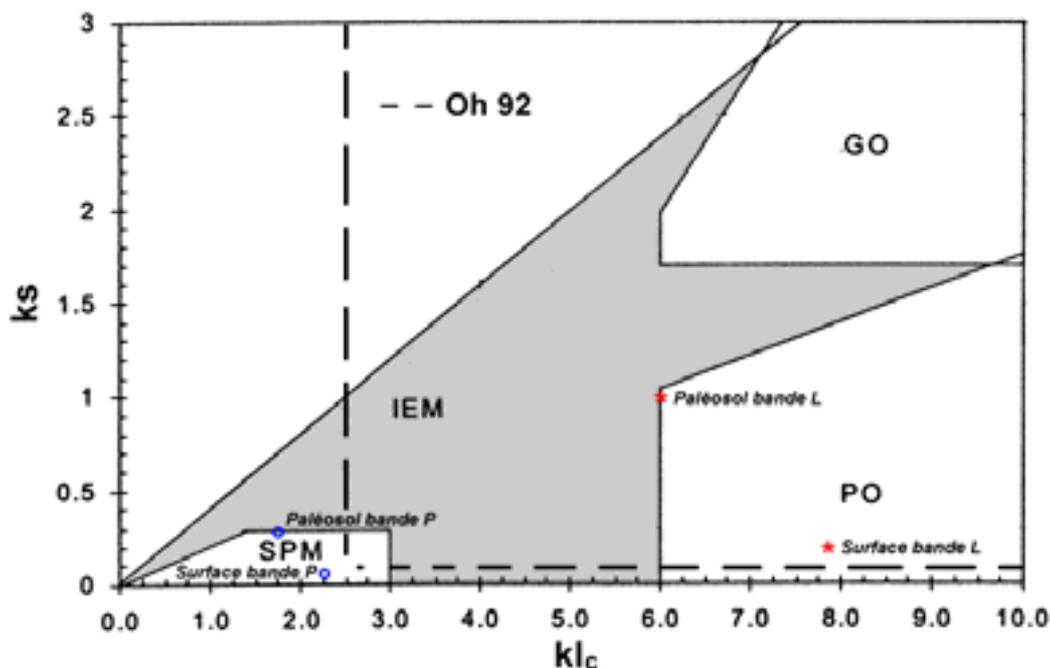


Figure 4.5 : Domaines de validité des modèles théoriques et localisation des rugosités rencontrées au Pyla (Su et al., 1997)

Par ailleurs, l'utilisation du modèle de Oh avec les données polarimétriques des vols 610 et 712 de RAMSES en bande L nous a permis d'estimer la rugosité de la partie nord, qui n'avait pu être mesurée in situ. Plus exactement, les équations (4.15) à (4.19) nous permettent d'affirmer que l'écart-type des hauteurs de la partie nord, piétinée par les touristes, est environ 10 à 20 fois supérieure à l'écart-type des hauteurs de la partie sud, vierge de traces de pas.

## II. Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data : Example of the Pyla Dune (France)

La contribution directe du travail de thèse à cet article réside dans le traitement et l'analyse des données RAMSES, leur exploitation, leur interprétation et la rédaction de la partie afférente.

<sup>1</sup>G. Grandjean, <sup>2</sup>Ph. Paillou, <sup>3</sup>P. Dubois, <sup>2</sup>Th. August-Bernex,  
<sup>1</sup>N. Baghdadi, <sup>4</sup>J. Achache

<sup>1</sup>BRGM, BP 6009 45060 Orléans, France.

<sup>2</sup>Observatoire de Bordeaux, BP 89, 33270 Floirac, France.

<sup>3</sup>DGA, 16 bis avenue Prieur de la Cote d'Or, 94114 Arcueil Cedex, France.

<sup>4</sup>CNES, 2 place Maurice Quentin, 75036 Paris Cedex 01, France.

**Abstract** : In this paper, we investigate the penetration capabilities of microwaves, particularly at L-band, for the mapping of subsurface heterogeneities such as lithology variations, moisture or sedimentary structures. The experiment site, the Pyla dune, is a bare sandy area allowing high signal penetration and presenting large subsurface structures (paleosoils) at varying depths. Several radar data sets over this area are available. A polarimetric analysis of airborne SAR data as well as the GPR sounding experiment show that subsurface scattering occurs at several places. The SAR penetration depth is estimated by inverting a scattering model for which the subsurface structure geometric and dielectric properties are determined by the GPR data analysis. These results suggest that airborne radar systems in a lower frequency range (P-band) should be able to detect subsurface moisture down to several meters, leading to innovative Earth observation systems for hydrogeology in arid regions.

**Keywords** : low frequency radar, penetration in soils, ground-penetrating radar, airborne SAR, polarimetry.

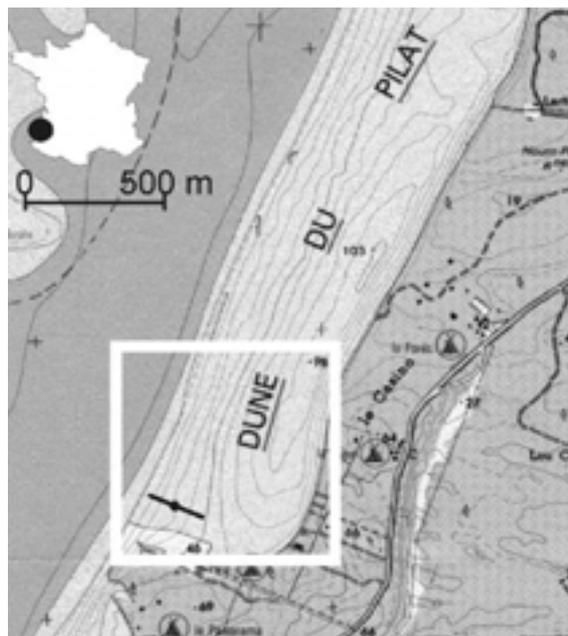
*Manuscript received May 29, 2000 ; revised December 13, 2000*

*IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol.39, n°6, juin 2001, pp.1245-1258*

## II.1. Introduction

In the last 10 years, microwave remote sensing techniques have provided unexpected insights into the Earth surface structure and processes, and triggered the development of entirely new research fields in geodynamics. For instance, spaceborne synthetic aperture radar (SAR) has provided measurements of ground geometry and surface displacement with unprecedented accuracy. The characterization of surface parameters using polarimetry is another demonstrative example. Using spaceborne SAR (e.g. SIR-C/X-SAR, JERS-1, ERS-1/2, RADARSAT), three characteristics of the Earth surface can in principle be observed: the slope, i.e. the topography, the surface roughness determined by vegetation cover or geology and erosion processes in arid areas, and the dielectric properties mainly related to soil moisture [Ulaby *et al.*, 1981-86]. Over arid areas, low frequency electromagnetic waves can penetrate down to several meters, allowing probing of the subsurface [Elachi *et al.*, 1984]. So far, this technique has drawn little interest in the radar remote sensing community, but could be useful for accurate mapping and characterization of subsurface structures, as for example the detection of subsurface moisture. SAR penetration effects were previously observed from SIR-A data by Schaber *et al.* [1986] in the southern part of Egypt. In this study, depths of penetration down to 1.5 meters were estimated, in good agreement with attenuations deduced from dielectric measurements. In the same way, Berlin *et al.* [1986] found that radar wave penetration was larger than one meter by comparing SIR-B data to field observations in Saudi Arabia. Farr *et al.* [1986] also estimated skin depths between 0.5 to 1.7 meters by studying L-band backscattering of buried receivers in the Nevada desert. Later, Abdelsalam *et al.* [1996] and Dabbagh *et al.* [1997] used SIR-C/X-SAR data in respectively NE Sudan and Arabia and showed that depth of penetration was of the order of several meters. Finally, combining X, C and L-bands, Schaber *et al.* [1997] clearly showed the power of multifrequency polarimetric data analysis, particularly with the cross-polarized HV component in low frequency range, for geologic mapping below sandy materials.

Each of these experiments demonstrated the capability of microwaves to detect subsurface geologic features like relic fluvial channels buried under a few meters of sand. These observations were supported either by field excavations or by laboratory permittivity measurements of soil samples, leading to calculations of radar waves attenuation. Field measurements were collected at a limited number of points through a destructive approach (*i.e.*, excavation) of the overlying medium [Farr *et al.*, 1986; Schaber *et al.*, 1986]. To avoid such drawbacks, an alternative method based on ground-penetrating radar (GPR) was developed. This geophysical sounding technique is used here to detect soil dielectric discontinuities, features potentially causing subsurface scattering on SAR images. A more quantitative approach is also developed to estimate dielectric parameter distributions as a function of depth by matching observed GPR profiles to simulated ones, the resulting dielectric model being used as an input in SAR scattering models.



**Figure 4.6 : Location map of the studied area (white box), the GPR profile (black line) and the CMP measurement (black circle)**

The results presented here concern the Pyla dune near Bordeaux in France (Fig.4.6). This area was the test site for the sounding radar of the Mars 96 mission [Barbin *et al.*, 1995]. It covers an area of about 2.5 by 0.5 km, reaches 100 m height, and is mainly composed of sand. This material comes from the erosion of the Pyrénées and the Massif Central via the Aquitanian coastal rivers. The geometry of the dune has evolved in time according to the meteorological effects, especially the wind, so that the dune system has built from the sea to the land through long cycles. During the quiet periods, vegetation grew on the dune surface and fixed the sand. Then, during the more active periods, the sand covered the vegetation layer, producing paleosoils. The resulting dune system causes important damages as it progressively migrates over the forest and buildings located downwind. This area is particularly suitable to radar sounding experiments, as it is mainly composed of a low loss sandy material, allowing high signal penetration. This site has been imaged by two airborne SARs: the French RAMSES system and the US AIRSAR one, which both provided calibrated polarimetric data.

In the paper, we first present the polarimetric analysis of AIRSAR and RAMSES data, followed by a description of the field campaign carried out in order to measure surface roughness profiles and record GPR sections. The subsurface structures detected by GPR are then shown to be in agreement with the subsurface scattering component observed through the polarimetric data analysis and a description of the technique used to characterize the geometric and dielectric properties of the subsurface structures from GPR data is given.

Based on the comparison between the RAMSES co-polarized radar return and the result of a two-layer scattering model, an estimation of L-band radar performance to penetrate sandy soils is proposed and discussed.

## II.2. SAR polarimetric study

Two airborne L-band SARs were considered: the US AIRSAR system developed by NASA/JPL, and the French RAMSES system developed by ONERA and DGA. Both provide polarimetric data (HH, HV/VH, and VV polarizations) with high spatial resolution. AIRSAR resolution (about 6 meters) is not fine enough to clearly identify paleosoils under the sand. With a higher spatial resolution (0.8 meter), RAMSES data provides evidence associating subsurface scattering areas to paleosoil structures.

### II.2.a. AIRSAR

AIRSAR operates C (5 GHz), L (1.25 GHz) and P bands (440 MHz) with a resolution of 3 m in range and 6 m in azimuth [Ulaby, 1990]. The P-band data could not be analyzed because of strong signal interference probably caused by a near-by surveillance radar, but a polarimetric analysis of C and L-band data was performed. Data were acquired during June 1991, with an incidence angle with respect to the local vertical ranging from  $30^\circ$  (near range) to  $53^\circ$  (far range), a track angle (flight heading) of  $132^\circ\text{N}$ , and are calibrated.

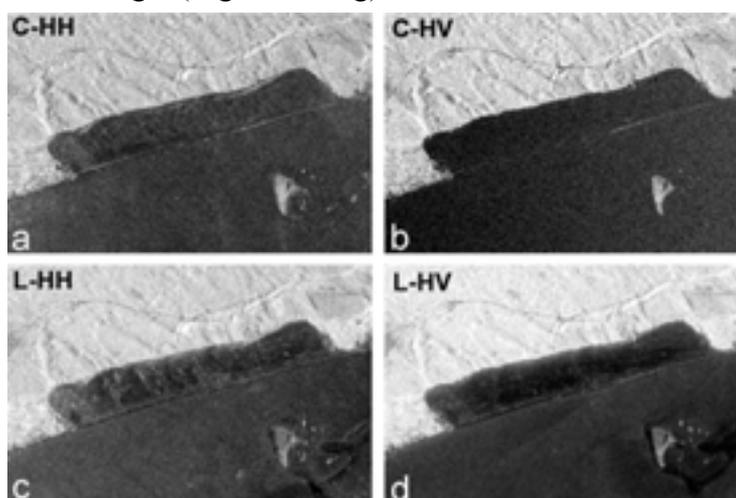


Figure 4.7 : AIRSAR image of the Pyla dune. Orientation is  $132^\circ\text{N}$  and width is 3700m

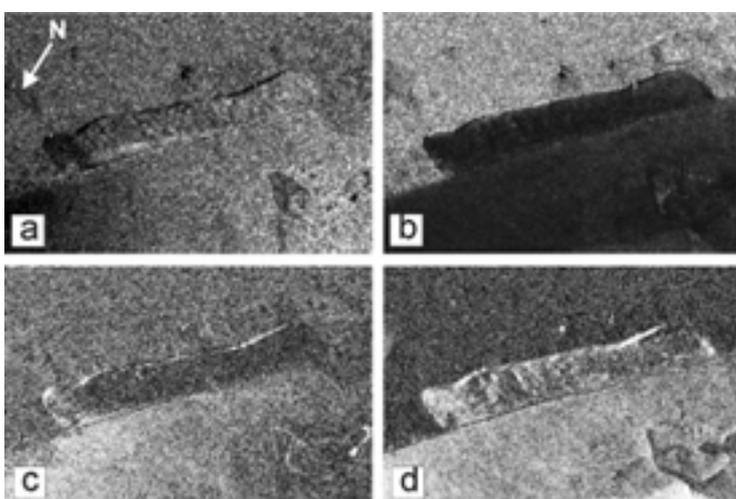


Figure 4.8 : AIRSAR HV/HH ratio for (a) C-band and (b) L-band, HH-VV correlation for (c) C-band and (d) L-band

Fig.4.7 presents HH and HV polarization image for C and L-bands. The Landes forest is bright (top of the images), the ocean surface appears dark (lower part of the image), and the Pyla dune presents a low backscattered signal because of its smooth surface. Co-polarized signal contains both surface and non-surface scattering components, whereas the non-surface scattering component, i.e. subsurface and volume scattering components, is the main contributor of the cross-polarized signal. Structures in the sandy area appear slightly in the L-band HV image (Fig.4.7d) and are thought to be mainly related to paleosoils which present a strong permittivity contrast with the sand, because they behave like moisture tanks (cf. permittivity measurements presented hereafter). These structures produce a strong depolarization of the incident wave, leading to a significant HV or VH return, as can be seen in RAMSES high resolution images (cf. Fig.4.9c). Pure volume scattering occurring in the upper sand layer appears to be weak since the material is homogeneous and has a low permittivity. The C-band HV image of the sand dune in Fig.4.7b corresponds to an homogeneous area with very low backscattered power, while the L-band HV image shows weak linear structures parallel to the coastline (see the right part of the dune in Fig.4.7d). These structures are interpreted to be the paleosoils seen under the superficial sand layer, indicating a deeper penetration at L-band than at C-band.

A polarimetric analysis of C and L-band data was performed to detect regions where pure surface scattering is not the main contributor to the signal (i.e. where volume and subsurface scattering occurs). Such areas should appear in both HH and HV images, since HH contains both surface and non-surface components and HV mainly shows volume and subsurface scattering. It should be noticed that pure volume scattering presents a HV/HH ratio of around 1/3 and correspond to a low HH-VV correlation [Rignot, 1995].

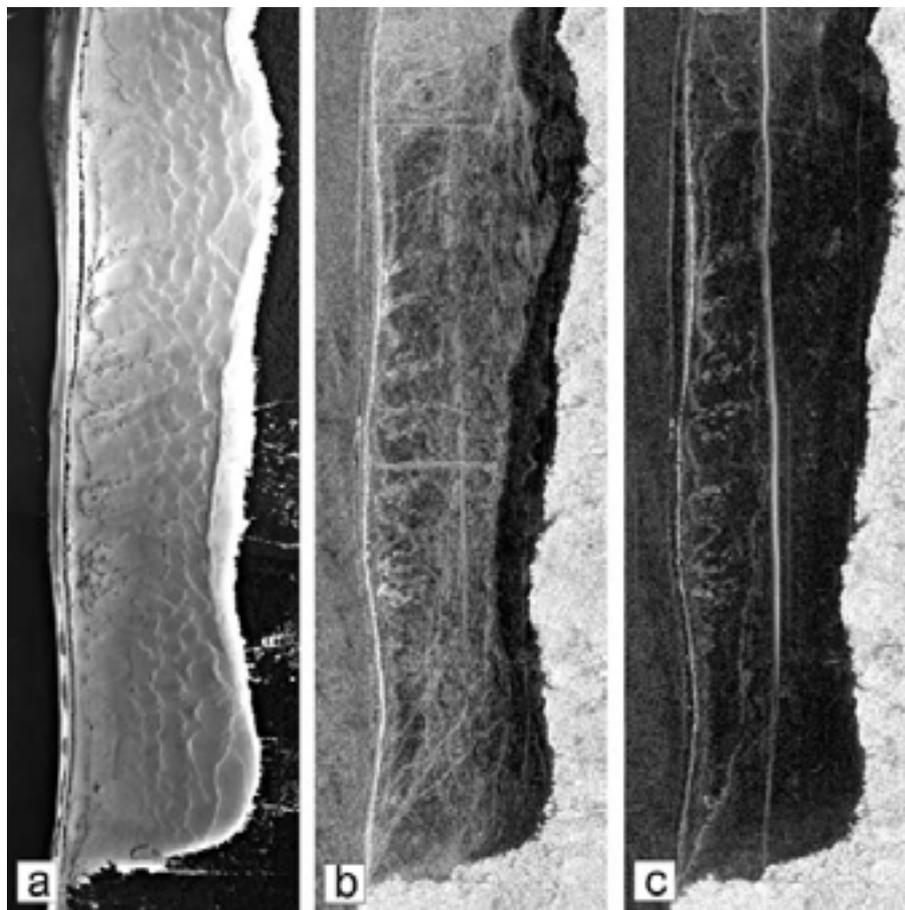
Fig.4.8 shows the HV/HH ratio image and the HH-VV correlation image for both C and L-bands. The C-band HV/HH ratio in Fig.4.8a looks evenly distributed with low values, indicating that surface scattering occurs for all area types (forest, sand, water). Fig.4.8b shows a higher L-band HV/HH ratio for the forest (mean value of 0.31), a lower value for the water surface, and one can observe some weak structures in the sand dune. In a same way, Fig.4.8c shows a rather uniform high correlation between HH and VV channels, indicating that mostly surface scattering occurs at C-band. However, one can observe a brighter region corresponding to the ocean and a darker region corresponding to the sand dune in Fig.4.8c. The L-band correlation image in Fig.4.8d presents a strong contrast between the forest at the top (mainly volume scattering, mean value of 0.36) and the ocean at the bottom (pure surface scattering, mean value of 0.82). The sand dune shows a mixture between high and low HH-VV correlation, indicating that non-surface scattering occurs at some places.

The resolution of AIRSAR is not fine enough to clearly identify subsurface scattering occurrences and relate them to paleosoils, but the polarimetric analysis shows that non-surface scattering occurs over the sand dune for L-band data.

### II.2.b. RAMSES

The RAMSES L-band (1.6 GHz) image of the Pyla dune is shown in Fig.4.9 [Boutry 1996]. It was acquired in June 1998 with an incidence angle with respect to the local vertical ranging from  $52^\circ$  (near range) to  $59^\circ$  (far range) and a heading of  $20^\circ$ N, and is calibrated. The

resolution is 0.7 m in range and 0.9 m in azimuth. The finer resolution here allows clear observation of some subsurface structures in the dune (cf. Fig.4.9c, the vertical bright line in the middle of the dune is an artifact due to some frequency interference).



**Figure 4.9 : Aerial photograph of (a) the Pyla dune (IGN), and RAMSES L-band image of the dune for (b) HH and (c) HV polarization.**

As for AIRSAR data, a polarimetric analysis was performed to characterize the electromagnetic interaction and to detect regions where subsurface scattering occurs. Results are presented in Table 1. Forest zones present large depolarization ratios (HV/HH and VH/VV) around 0.5 and a flat phase difference distribution; this is coherent with random volume scattering. The ocean presents a typical surface scattering behavior, i.e. no phase difference between HH and VV, and a stronger VV return which produces a lower VH/VV polarization ratio. The dune area presents a non-uniform behavior and representative test zones were selected: “Dune” for the very weak backscatter areas (smooth and thick sand layers); “Alios” for the bright line running parallel to the coast line (it is the first stratum under the dune, which is made of very wet iron-rich vegetation fragments); and “Paleosoil” for the linear structures corresponding to paleosoil outcrops. “Dune” zones correspond to the sum of a weak surface scattering and a weak volume scattering process in the upper sand layer with a depolarization ratio around 1/3. The phase difference distribution  $\phi_{HH-VV}$  for smooth and sandy areas is gaussian, and is consistent with previous experimental studies [Ulaby, 89]. Depolarization ratio VH/VV for paleosoil corresponds to intermediate values between surface and volume scattering, indicating that non pure surface scattering occurs

here. These areas correspond in fact to subsurface scattering zones, as confirmed by GPR measurements presented hereafter. The alios soil, corresponding to the bright vertical line on the left in Fig.4.9c, gives poor depolarization ratios and a rather low phase difference.

Zones	HV/HH	VH/VV	HH/VV	$\Phi_{HH-VV}$ (deg)
Paleosoil S I	0.24	0.27	1.01	18 ± 46
Paleosoil S iii	0.22	0.22	0.91	10 ± 45
Paleosoil C ii	0.23	0.26	0.98	8 ± 48
Paleosoil C iii	0.22	0.27	1.01	11 ± 51
Paleosoil N I	0.24	0.27	0.99	13 ± 49
Paleosoil N ii	0.22	0.23	0.98	9 ± 44
Dune S I	0.37	0.32	0.89	13 ± 52
Dune S ii	0.31	0.31	0.97	13 ± 52
Dune C I	0.38	0.40	0.99	13 ± 54
Dune C ii	0.35	0.26	0.86	16 ± 49
Dune N I	0.28	0.28	1.00	14 ± 56
Dune N ii	0.37	0.28	0.83	15 ± 49

Zones	HV/HH	VH/VV	HH/VV	$\Phi_{HH-VV}$ (deg)
Forest S I	0.48	0.53	1.00	14 ± 89
Forest S ii	0.46	0.53	1.02	12 ± 88
Forest C I	0.51	0.53	0.90	10 ± 88
Forest C ii	0.48	0.54	0.95	11 ± 88
Forest N I	0.51	0.55	0.96	11 ± 88
Ocean S	0.39	0.18	0.41	0 ± 61
Ocean C	0.33	0.15	0.37	-2 ± 49
Ocean N	0.35	0.15	0.38	-1 ± 48
Alios S I	0.14	0.17	1.05	8 ± 34
Alios S ii	0.12	0.13	1.01	6 ± 36
Alios N I	0.13	0.14	0.99	6 ± 42
Alios N ii	0.13	0.16	1.06	8 ± 49

**Tableau 4.1 : Measurements of linear polarization ratios HV/HH and VH/VV, HH/VV ratio, and HH-VV phase difference  $\phi_{HH-VV}$  ( $\pm$  standard deviation).**

**They were repeated for several sub areas in the southern (S), central I and northern (N) parts of the dune.**

A systematic analysis was done to draw a map of non-surface scattering regions. Fig.4.10 presents results for the southern part of the Pyla dune (North is to the top). HH image in Fig.4.10a presents both surface and non-surface scattering components, whereas HV image in Fig.4.10b mainly shows volume and subsurface scattering (one can check that the forest presents a strong HV return, and paleosoils covered by sand are visible in the lower part of the dune). Figures 4.10c and 4.10d show the HV/HH depolarization ratio image and the HH-VV correlation image respectively. One can observe some linear structures only due to surface scattering (dark lines in Fig.4.10c and corresponding bright lines in Fig.4.10d). Considering that non-surface scattering regions (including subsurface scattering caused by buried paleosoils) should appear in both HH and HV images, that they should have a higher HV/HH ratio and correspond to a lower HH-VV correlation, we combined these conditions to hold the “non-surface scattering map” presented in Fig.4.10e.

The NE oriented bright line at the bottom of the dune in Fig.4.10e corresponds to a buried paleosoil that was selected for the GPR fieldwork. The paleosoil width appears to be much larger in HV radar image (Fig.4.9c) than in the aerial photography (Fig.4.9a): it means that we are able to see a subsurface structure under the sand using the L-band SAR.

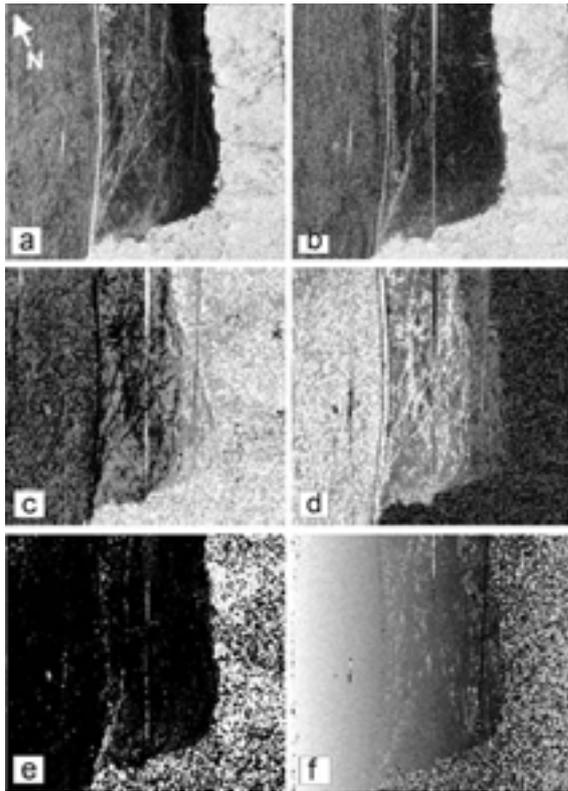


Figure 4.10 : Southern part of the Pyla dune – (a) HH, (b) HV, (c) HV/HH, (d) HH-VV correlation, (e) non surface scattering map and (f) phase difference I HH and VV

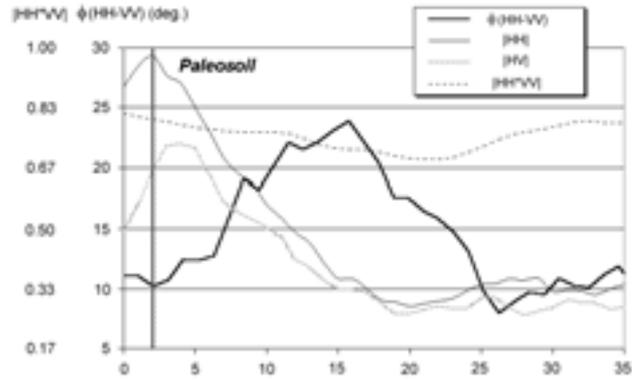


Figure 4.11 :  $\Phi_{HH-VV}$  profile across the buried paleosoil



Figure 4.12 : Sand stratifications and oxidation layers above the alios

Another interesting phenomena is shown in Fig.4.10f: the non-surface scattering regions in the Pyla dune correspond to particular values for the phase difference between HH and VV signals. We focused on the NE oriented structure in the southern part of the dune, where sand covers a paleosoil (cf Figs. 4.10b and 4.10e). We studied the phase difference between HH and VV signals for this area and results are presented in Fig.4.11. The phase difference, equal to zero for the ocean, presents a strong increase for the first ten meters after the point where paleosoil outcrops. The location of the outcrop corresponds to a peak in the HH and HV images. The maximum for  $\phi_{HH-VV}$  is about  $25^\circ$  and is related to a buried layer located down to 6 meters under the dune surface. The correlation between HH and VV signals remains high (close to 0.7). It should be noticed that  $\phi_{HH-VV}$  traces the subsurface paleosoil far after the HH amplitude signal has disappeared, allowing thus to see deeper under the sand layer.

The reason for the phase difference observed in Fig.4.11 could be an anisotropic medium. Actually, the sand covering the paleosols is stratified and presents also various structures due to water run-off (Fig.4.12). The resulting oxidation layers and sand stratum can both cause an anisotropy of the permittivity distribution in the first sand layer, thus leading to different behavior for HH and VV polarizations. This effect can only be observed for the wave backscattered by the buried paleosoil, which travels through an anisotropic sand layer.

A reflection on a permittivity gradient might also explain the observed phase difference. According to the WBK model [Elmore, 1985], a single reflection on a permittivity

gradient changes the phase of the incident wave. This model considers a complex value for the reflection coefficient: the phase difference between HH and VV signals could then be due to the fact that the reflection coefficient is different for H and V polarizations. The paleosoils can be seen as large wet stratum, alimented with water coming from the upper and lower sand. As the sand-paleosol interface is not sharply defined, one should observe a moisture gradient and then a high permittivity gradient at this interface. However, the WBK approximation applies when the properties of the medium are slowly varying on a scale comparable to the wavelength, which is not the case here.

These results show that subsurface imaging of moisture is efficient with L-band sensors if high resolution is combined to polarimetry, and if calibrated data are available.

## II.3. Field experiment

The studied site is located in the south-western part of the Pyla dune, where sedimentary structures become more superficial, and where the polarimetric analysis indicates a strong depolarized signal, due to penetration effects (Fig.4.10b). The field experiments consisted in surface roughness measurements and in subsurface structures imaging with GPR. This information is needed to determine the contribution of both surface and subsurface scattering. Samples of sand, paleosoils and alios were also collected for laboratory permittivity measurements.

### II.3.a. Roughness measurements

Surface roughness measurements were conducted using a laser profiler developed by ESA [Davidson *et al.*, 1998 a]. Two twenty-meter long roughness profiles were collected, parallel and perpendicular to the coast line direction. A profile is a juxtaposition of several five-meter long profiles, with a spatial resolution of 5 mm. Once a five-meter long profile is acquired, the laser profiler is moved exactly by 5 meters and realigned using a theodolite. The two roughness parameters, standard deviation of surface height (S) and correlation length (L), were computed for profile sections of length 1, 2, 4, 5, 6, 10, and 20 meters. We found that S is of the order of 5.5 mm in both the perpendicular and parallel directions. Fig.4.13 illustrates the exponential dependency of the correlation length with respect to the profile length. As already observed by *Baghdadi et al.* [2000], the correlation length increases as a function of the profile length, with a higher rate between 1 and 10 meters. Nevertheless, the low values obtained for S compared to the L-band wavelength suggests that the dune's surface can be considered as smooth for the SAR (cf. Fig.4.14).

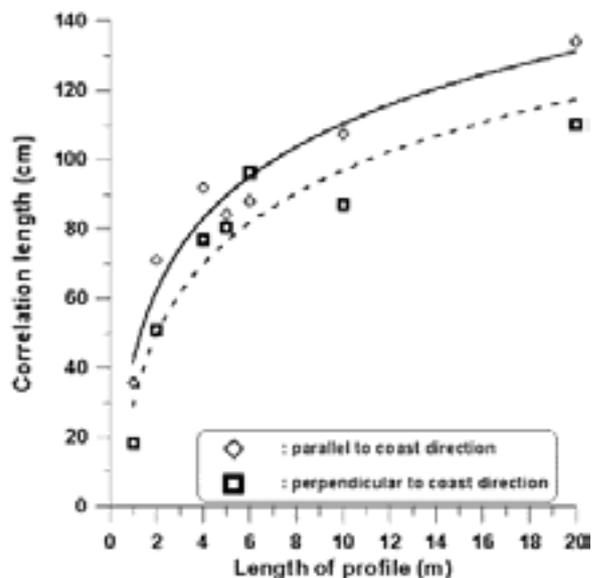


Figure 4.13 : Relationship between the correlation length and the profile length



Figure 4.14 : View of southern part of the Pyla dune

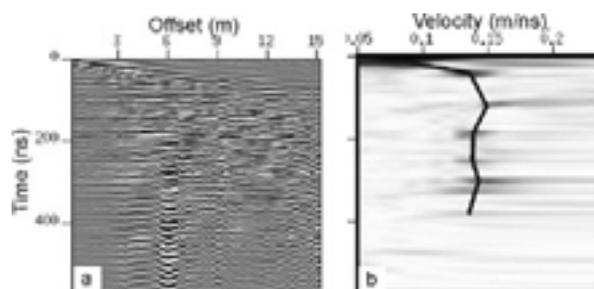


Figure 4.15 : (a) Common mid points and (b) corresponding semblance diagram

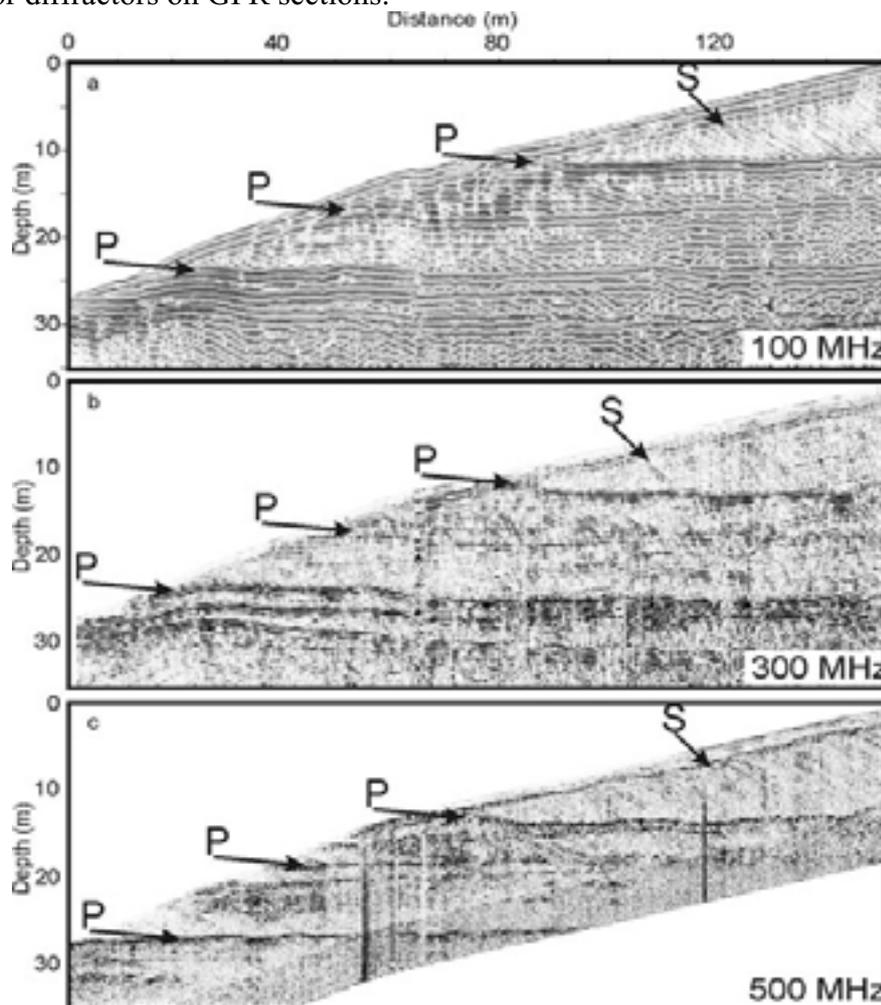
### II.3.b. GPR campaign

GPR was initially designed to quickly image ground structures and to detect subsurface objects for geological, geotechnical, or hydrogeological applications [Olhoeft, 1996]. For that reason, it is widely used in monostatic mode, i.e. the transmitter and the receiver antennas located at the same place. The basic principle of the acquisition scheme can be summarized as follows: a radar impulsion is emitted by the transmitter, which determines the central frequency and the bandwidth of the signal. The wave propagates into the ground and is recorded at the receiver, after it has been reflected and diffracted by the soil dielectric contrasts.

In order to study heterogeneous medium with GPR, we need to analyze both coherent and incoherent signals. Depending on their size, respectively larger or smaller than the incident signal wavelength, these heterogeneities can be considered as reflectors or scatterers. Therefore, for a given bandwidth, the medium can be modeled 1) by large structures detected by lower frequencies and producing reflectors on radargrams, and 2) by local variations of dielectric parameters affecting higher frequencies so that wave amplitude and phase diffusion is observed [Ushakov and Ushakov, 1993].

Classical GPR acquisition and processing techniques can be used to estimate large-scale propagation parameters – velocity  $V$  and attenuation  $\alpha$  -, which are themselves related to the dielectric ones – dielectric permittivity  $\epsilon$ , electric conductivity  $\sigma$  and magnetic permeability  $\mu$ . At first approximation, the site can be modeled by horizontal layers, and therefore velocity changes with depth can be approximated from Normal Move Out (NMO) analysis applied on Common Mid Points (CMP) records [Tillard and Dubois, 1995]. Classical

monostatic profiles can also be recorded to localize high impedance structures appearing as reflectors or diffractors on GPR sections.



**Figure 4.16 :** GPR image of the Pyla dune. P indicates Paleosoil and S the sedimentary patterns inside the upper sand layer that could correspond to an interface between dry and wet sand

We carried out a geophysical campaign where different monostatic profiles and CMP records were acquired at several frequencies. CMP records were spread according to the North-South direction, so that the topography and paleosoil layers can be considered as horizontal structures. Figure 4.15 shows CMP measurements with the corresponding semblance diagrams resulting from NMO analysis. The velocities calculated from the semblance vary from 0.08 to 0.15 m/ns. Highest values are in good agreement with those obtained for high silicated dry materials, for which values of dielectric permittivity around 6 were observed [Olhoeft, 1981]. Low values could correspond to the water saturated superficial layer. Monostatic radar profiles were realized along a line of about 150 m long, running West-East from the beach to the top of the dune. Different antennas of 100, 300 and 500 MHz were selected to test the frequency effects on the backscattered signal (Fig.4.16a-c). Data were processed with the radar Unix Code [Grandjean and Durand, 1999], using standard algorithms such as amplitude recovering, frequency filtering, and topographic corrections. All profiles indicate a very good penetration of the signal, defined as the maximum depth where signal is stronger than noise. Paleosoils appear clearly as horizontal

high-reflective layers. Between them, sedimentary patterns related to the dune dynamic displacement are visible. They were probably generated by the combination of wind and erosion processes. The signal penetration is estimated to 30 meters after time axis has been converted to depth using the NMO velocities. This limit corresponds to the alios soil, which acts as a strong reflective layer because its moisture content. For that reason, whatever the frequency, the signal is stopped at this level and the penetration dependence on frequency cannot be observed.

These data also show an increasing resolution with frequency since internal structural patterns of the dune are much more detailed for high frequency profiles than for low frequency ones.

So far, GPR techniques reveal subsurface structures and allow radar wave velocity estimation, but are not adapted for studying attenuation effects. Attenuation processes, which are much more difficult to characterize, can have two origins: the first one is related to dielectric relaxation and conductive losses, and the second one is due to wave diffusion on local dielectric variations as discussed before. To study these processes, numerical simulations can be performed, until a good match between the observed and the calculated attenuation curves is achieved. Such simulations are interesting to translate propagation parameters ( $V$ ,  $\alpha$ ) into dielectric ones ( $\epsilon$ ,  $\sigma$ ,  $\mu$ ). The approach is presented in the next section.

### II.3.c. Permittivity measurements

Permittivity measurements were performed for various soil samples of the Pyla dune using HP4192A and HP 8510 analyzers. Results presented in Table 2 were obtained for dry samples in the 0.2-4 GHz frequency range. It appears that permittivity values remain constant over the considered frequency range and that all considered materials have a very low loss tangent. It has to be noticed that the measured permittivities are somewhat lower than classical values found in literature [*Olhoeft*, 1981]. This can be explained by the fact that we used a system characterizing natural samples (i.e. we do not compact samples) which keep their original porosity and contain voids. The dielectric contrast between sand, paleosoil and alios is small and cannot explain the high reflectivity observed for alios and paleosoils in both SAR and GPR data. It means that the dielectric contrast between the dune sand and the buried structures is mainly due to a difference in water content: the alios and paleosoils act as water tanks retaining the streaming water.

Soil sample	Upper sand layer	Paleosoil #4	Alios
$\epsilon'$	3.25	3.50	4.11
$\epsilon''$	0.05	0.12	0.15
$\tan\delta$	0.015	0.034	0.036

Tableau 4.2 : Permittivity measurements of dry soil samples

## II.4. GPR and SAR simulations

### II.4.a. GPR

In order to understand microwave interactions observed for GPR data, radar wave propagation in complex geological structures was simulated. In the last few years, several physical models based on ray tracing [Powers, 1995; Cai and McMechan, 1995], finite differences [Moghaddams et al., 1991] or pseudo-spectral methods [Carcionne, 1996], have been developed to solve this problem. The modeling method used here was conceived to simulate GPR experiments in 3D heterogeneous and dispersive media, without increasing significantly computation times. Because the GPR is running in monostatic mode, the algorithm uses the exploding reflector principle [Claerbout, 1985], where the up going field  $E^+$  diffracted from the local sources and recorded to the receiver is only considered, providing that velocities are divided by two. The calculated GPR signal derives from the convolution of the propagated electric field  $E^+(x,y,z,t)$  by the dielectric contrast distribution of the ground  $R(x,y,z)$ , leading to:

$$\mathbf{E}(k_x, k_y, z=z-\Delta z, \omega) = \mathbf{R}(k_x, k_y, z) \cdot \mathbf{E}^+(k_x, k_y, z, \omega) \cdot e^{-ik_z \Delta z} \quad (4.22)$$

where  $k_x, k_y, k_z$  are the wave numbers in the  $x$ ,  $y$  and  $z$  direction, and  $\omega$  is the angular frequency.

Antenna radiation patterns of the transmitter and receiver are implemented using the analytical solution from Arcone [1995]. The implementation of this model was performed by using a phase shift technique [Gazdag, 1978; Stoffa et al., 1990] in the  $\omega$ - $k$  domain [Bitri and Grandjean, 1998] which provides low computation times without neglecting main physical processes of radar waves propagation [Grandjean et al., 2000].

MODELS	1		2		3		4		5	
Layers	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Thickness (m)	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Dielectric permittivity $\epsilon_0$	6	10	6	10	6	10	6	10	6	10
Magnetic permeability $\mu$	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Q factor	10	10	25	10	200	10	25	10	25	10
Deviation $\delta$ (%)	5	5	5	5	5	5	5	1	5	10

**Tableau 4.3 : Description of models used to calculate attenuation curves of Figure 4.17.**

(Model 2 is the reference. Models 1, 2, 3 and 4, 5 refer respectively to Q and  $\delta$  variation effects.)

In this algorithm, the medium can be parameterized according to a three dimensional grid, so that both large dielectric structures – such as geological layers – or local heterogeneities – such as local variations of dielectric parameters – can be introduced. Frequency, bandwidth, polarization mode of the signal, and antenna diagram patterns can also be stipulated.

To focus our attention on the origins of the attenuation processes, we first simulate a series of synthetic data for the different cases presented in Table 3. The basic model is composed of two horizontal layers, in which either the factor  $Q$  or the local variations of

dielectric parameters can vary. These local variations are introduced according to a uniform probability density function controlled by the deviation  $\delta$  so that:

$$x^*(x, y, z) = x(x, y, z)[1 + \text{rnd}() * \delta], \quad x = \varepsilon_0(x, y, z), \mu(x, y, z), Q(x, y, z) \quad (4.23)$$

$\text{rnd}()$  being the random function varying between  $-1$  and  $1$ ,  $x$  and  $x^*$  corresponding respectively to dielectric parameters in the homogeneous and in the perturbed case. The interface roughness can also be introduced in the same way by stipulating the deviation  $\delta$  to be applied at the  $z$ -coordinate of each point defining the interface:

$$p_i^*(x, y, z) = p_i(x, y, z[1 + \text{rnd}() * \delta]) \quad (4.24)$$

Following that scheme, synthetic GPR data are calculated and the corresponding attenuation curve, taken as the instantaneous amplitude  $A_i$  averaged on the  $N$  traces of the profile, are computed with [Grandjean and Gourry, 1996]:

$$P(t) = 20 \log \left[ \frac{1}{N} \sum_N A_i(t) \right] \quad (4.25)$$

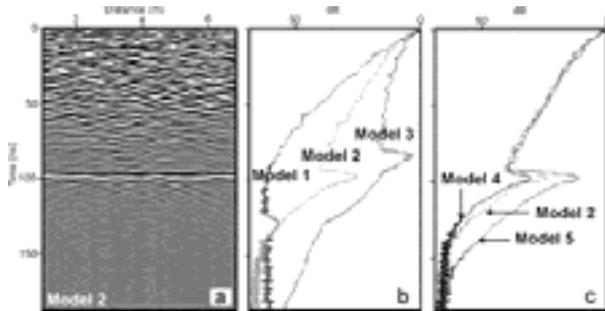
Figure 4.17 shows the synthetic GPR section calculated for the three arbitrary dielectric models described in Table 3. The attenuation curves of the backscattered power calculated for each model are shown, model 2 being taken as reference. The contribution of increasing dielectric losses is illustrated by the curves 1 to 3 where  $Q$  is set to 10, 25 and 200 in the first layer. It is clear that the backscattered power available at a specific time is lower when the  $Q$  factor is low, i.e. the loss tangent is high. The contribution of wave diffusion losses is illustrated by the curves 4 and 5, where the reflected power returned from the interface between layers 1 and 2 – at time 100 ns – is decreasing when the deviation  $\delta$  is increasing in layer 1. As it is demonstrated within this example, dielectric losses and wave diffusion can both be involved in attenuation processes. This was integrated in the GPR modeling of the Pyla dune.

The model of the dune takes into account the topography, the paleosoils and the dielectric features of each layer in term of dielectric constant, magnetic permeability, interface roughness, and the statistical variations of these parameters. Some *a priori* data were used to build the first model to be tested: the velocity gradient with respect to depth resulting from the NMO analysis, and the electrical resistivity  $\sigma$ , estimated around 2000  $\Omega \cdot \text{m}$  from electrical measurements of sand. Both of these indications constraint the global permittivity and  $Q$  factor if it is assumed in first approximation that [Davis and Annan, 1989]:

$$\varepsilon_0 \approx \varepsilon' = \left( \frac{c}{V} \right)^2 \quad \text{and thus } Q \approx \frac{\varepsilon_0 \omega}{\sigma}, \quad (4.26)$$

$c$  being the radar wave velocity in void. The source signal was set to 500 MHz with a bandwidth of 500 MHz to compare the simulations with the observed 500 MHz GPR profile, but also to be within the range of SAR P and L-bands. Since the real part of the permittivity values was deduced from CMP measurements, the attenuation model was estimated by trial and error according to the phenomenon described above and shown in figure 4.17. This was performed so that the synthetic data could match the observed ones. Table 4 summarizes the end values of the different parameters (mean dielectric constant values obtained from GPR simulation differ from values presented in Table 2, since the in-situ materials are not dry). Figure 4.18 shows their spatial distribution and the corresponding synthetic image after the

topography has been taken into account. Observed and calculated GPR profiles (Figs. 4.16c and 4.18d) as well as their related attenuation curves (Figs. 4.19a and 4.19b) show that the model can explain both the reflective structures of the Pyla dune and the backscattered power. The dune can be described as a multi-layered medium where metric layers of paleosoils ( $\epsilon_0=8$ ,  $Q=10$ ) are inserted in a dry sand material ( $\epsilon_0=5.5$ ,  $Q=100$ ). A subsurface layer of wet sand ( $\epsilon_0=15$ ,  $Q=10$ ) is introduced to explain both the high reflective part of the signal and the low wave velocity observed in the NMO analysis of the first 50 nanoseconds. Considering these results describing more than 40 meters of the Pyla dune's subsurface, we can consider that some of the backscattered patterns observed in SAR images certainly result from ground structures located in the first few meters. This is confirmed by the model presented in the next section.

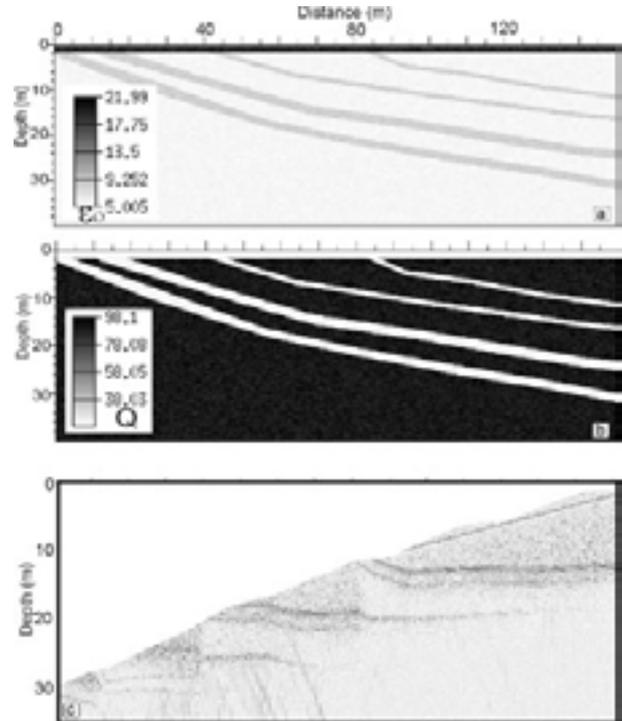


**Figure 4.17 : Synthetic GPR section**

(a) Synthetic GPR section calculated with model 2 parameters of table III. (b) Attenuation curves of synthetic data with Model 1, 2, 3 showing the effect of dielectric losses on the backscattered power. (c) Attenuation curves of synthetic data, calculated with Model 2, 4, 5 parameters showing the effect of ground heterogeneity on attenuation

	Subsurface wet sand	Dry sand	Paleosoils
Mean diel. Constant $\epsilon_0$	15-20	5.5	24
Mean mag. perm. M	1	1	1
Mean Q factor	20	100	10
Deviation $\delta$ (%)	5	5	5
Layer roughness (m)	0.005	0.005	0.005

**Tableau 4.4 : Description of the 500-MHz GPR model**



**Figure 4.18 : (a)  $\epsilon_0$ , (b) Q spatial distribution and (c) 500 MHz synthetic GPR image of the Pyla dune.**

NMO velocities were used for the time-to-depth conversion.

### II.4.b. SAR

In this section, we describe the simulation of the RAMSES backscattered co-polarized signal using a two-layer surface and volume scattering model. The subsurface structure geometry and its dielectric parameters were derived from GPR data (cf. previous section), and the surface roughness information was measured using the laser profiler.

#### II.4.b.i. Single layer scattering model

As smooth to medium rough surfaces are considered here, the Integral Equation Model (IEM) proposed by *Fung* [1992] can be used. The single layer scattering model considers a

single homogeneous layer characterized by its dielectric constant ( $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$ ), albedo ( $a = \kappa_s / \kappa_e$ ), optical depth ( $\kappa_e d$ ), and surface roughness (cf. Fig.4.20). The surface autocorrelation function (a Gaussian function is assumed here), height standard deviation  $\sigma$ , and correlation length  $L$ , describe the surface roughness. The  $L$  parameter depends on the profile length considered and was shown to be very critical for the IEM model [Davidson *et al.*, 1998 b; Dierking, 1999; Baghdadi, 2000].

The IEM model validity range is expressed by the following conditions:

$$k\sigma < 3 \quad \text{and} \quad k\sigma kL < 1.5 \sqrt{|\varepsilon|} \quad (4.27)$$

where  $k$  is the wave number of the incident plane wave ( $k = 2\pi/\lambda$ ).

Only the single scattering term will be considered here, which is a valid approximation when dealing with HH and VV polarizations. We shall also use the Fresnel transmission coefficients since we have small values for the dielectric constant (GPR measurements of permittivity profiles show that  $5 < |\varepsilon| < 20$  for dry sand and paleosoils).

The total backscattered power  $\sigma_{pp}^0(\theta)$  is the sum of a surface scattering term  $\sigma_{Spp}^0(\theta)$  and a volume scattering term  $\sigma_{Vpp}^0(\theta)$  [Fung, 1994]:

$$\sigma_{pp}^0(\theta) = \sigma_{Spp}^0(\theta) + \sigma_{Vpp}^0(\theta) \quad (4.28)$$

where  $pp = \text{HH}$  or  $\text{VV}$ , and:

$$\sigma_{Spp}^0(\theta) = \frac{k}{4} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} |I_{pp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(2k \sin(\theta))}{n!} \quad (4.29)$$

$$\sigma_{Vpp}^0(\theta) = \frac{3}{4} \frac{\kappa_s}{\kappa_e} T_{1pp} T_{t1pp} \cos(\theta) \left( 1 - e^{-\frac{2\kappa_e d}{\cos(\theta_i)}} \right) \quad (4.30)$$

with:  $\sin(\theta) = \sqrt{|\varepsilon|} \sin(\theta_i)$ ,

$$I_{pp}^n = (2k \cos(\theta) \sigma)^n f_{pp} e^{-k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} + \frac{(k \cos(\theta) \sigma)^n}{2} [F_{pp}(-k \sin(\theta)) + F_{pp}(k \sin(\theta))],$$

and  $W^{(n)}(-2k \sin(\theta)) = \sqrt{\frac{\pi}{n}} L e^{-\frac{(kL \sin(\theta))^2}{n}}$ , which is the Fourier transform of the  $n^{\text{th}}$

power of the Gaussian surface correlation function.

For single scattering, the cross-polarized returns, i.e. HV and VH, are zero, which is not the case for the subsurface structures of the Pyla dune (e.g. Fig.4.10b). However, the intensity of the backscattered cross-polarized signal is weak (-28 dB) compared to the co-polarized signal (-15 dB), and we can consider at the first order that most of the backscattered energy is present in HH and VV polarizations.

#### II.4.b.ii. Two-layers scattering model

We consider now a smooth layer of dielectric constant  $\varepsilon_1 = \varepsilon_1' - i\varepsilon_1''$  and thickness  $d$  covering a rougher layer of dielectric constant  $\varepsilon_2 = \varepsilon_2' - i\varepsilon_2''$  [Elachi, 1984] as represented in Fig.4.21.

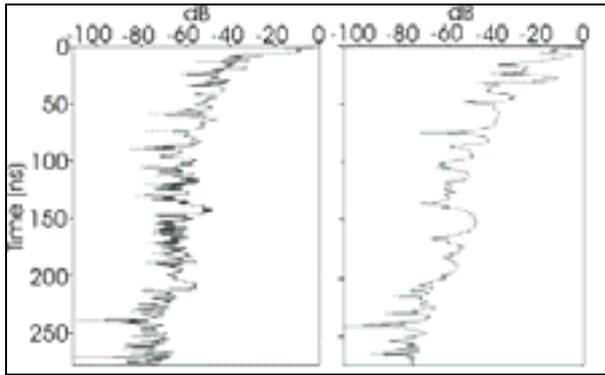


Figure 4.19 : Mean attenuation curves calculated from (a) the observed 500MHz profile and (b) the synthetic 500MHz profile

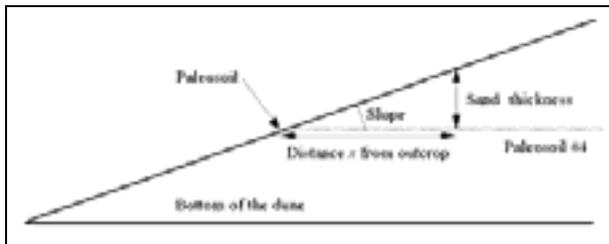


Figure 4.22 : Sketch of the geometry of paleosol #4 buried in the Pyla dune

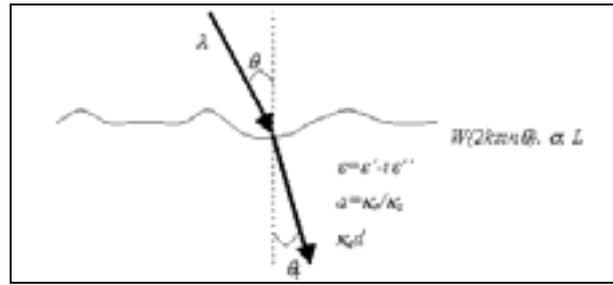


Figure 4.20 : Geometry of the single layer scattering problem

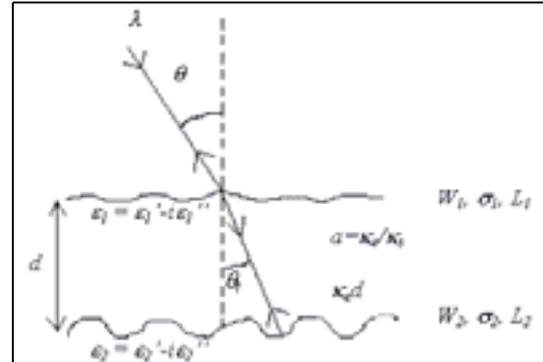


Figure 4.21 : Geometry of the two-layers scattering problem

Considering the first order radiative transfer solution, the total backscattered power  $\sigma_{pp}^0(\theta)$  can be written as [Fung, 1994]:

$$\sigma_{pp}^0(\theta) = \sigma_{S1pp}^0(\theta) + \sigma_{V1pp}^0(\theta) + \sigma_{S2pp}^0(\theta) + \sigma_{SVpp}^0(\theta) \quad (4.31)$$

where  $\sigma_{S1pp}^0(\theta)$  is the surface scattering term from the top layer given by (4.29),  $\sigma_{V1pp}^0(\theta)$  is the volume scattering term in the first layer given by (4.30),  $\sigma_{S2pp}^0(\theta)$  represents the non-coherent scattering from the bottom layer attenuated by the first layer. It can be approximated by:

$$\sigma_{S2pp}^0(\theta) = \frac{\cos(\theta)}{\cos(\theta_t)} T_{1pp} T_{t1pp} e^{-\frac{2\kappa_1 d}{\cos(\theta_t)}} \sigma_{Spp}^0(\theta_t) \quad (4.32)$$

where  $\sigma_{Spp}^0(\theta_t)$  is the surface scattering term for the lower layer evaluated using (4.29) and parameters of the layer medium. Finally,  $\sigma_{SVpp}^0(\theta)$  is the interaction term between volume inhomogeneities and the lower layer, which is neglected here (the upper sand layer is considered homogeneous).

As previously, we consider here only the single scattering term for each layer, that is the cross-polarized returns are zero.

### II.4.b.iii. Model parameters

GPR experiments showed that paleosols are mainly horizontal (Fig.4.16). We considered the paleosol #4 in the southern part of the Pyla dune, which is almost entirely covered by a sand layer whose thickness varies linearly from zero to several tens of meters (NE oriented structure in the southern part of the dune in Fig.4.10b).

The site geometry allows derivation of the first sand layer thickness in a very simple way as represented in Figure 4.22: the sand layer thickness  $d$  at a distance  $x$  from the paleosoil outcrop is  $x \tan(\alpha)$ , where  $\alpha$  is the dune slope ( $\alpha=15^\circ$ ).

The two-layer model parameters are estimated as follows. The permittivity of the first layer (dry sand) and of the second layer (paleosoil) are obtained from analysis of GPR profiles (cf. Table 4), that is  $\varepsilon_1=5.5 - 0.05i$  and  $\varepsilon_2=24.0 - 2.4i$ . The first layer albedo  $a$  is set to 0.01, since it is composed of homogeneous sand with a high extinction coefficient and a low scattering coefficient. RAMSES L-band SAR operates at a frequency of 1.6 GHz that is a wavelength  $\lambda=18.7$  cm, and the incidence angle is  $55^\circ$ , that is a local incidence angle  $\theta=40^\circ$ . For surface roughness parameters, we consider a Gaussian autocorrelation function for both layers since they are smooth surfaces. For the first sand layer, we take  $\sigma_1=0.55$  cm and  $L_1=25$  cm. These values were derived from laser profiler measurements. For the second paleosoil layer, we take  $\sigma_2=1.5$  cm and  $L_2=10$  cm. These values were estimated from hand-dug pits that show the sand-paleosoil interface.

#### II.4.b.iv. Comparison between model and experimental data

Figure 4.23 presents a close view of paleosoil #4 in the RAMSES HH scene, showing the strong radar return at the outcrop, which then gently decreases when the thickness of the covering sand layer increases.

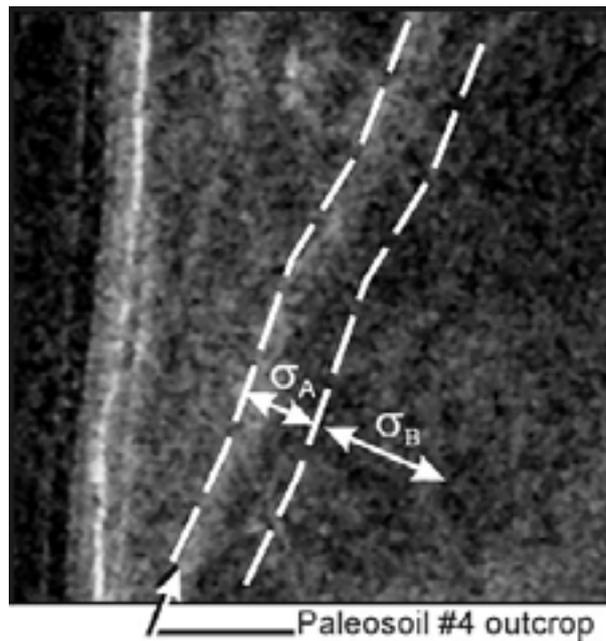


Figure 4.23 : RAMSES HH close view of paleosoil #4 and interpretation.  $\Sigma_A$  : 2-layers zone (subsurface effect);  $\sigma_B$  : single-layer zone (thick sand layer)

The backscattered power  $\sigma_A$  from the two-layers zone can be expressed after (4.31):

$$\sigma_A = \sigma_{S1pp}^0 + \sigma_{V1pp}^0 + \sigma_{S2pp}^0 + \sigma_{SVpp}^0 \quad (4.33)$$

while the backscattered power  $\sigma_B$  from the single layer zone (it can be seen as a two-layer zone with a first layer thickness  $d \rightarrow \infty$ ) can be expressed after (4.28):

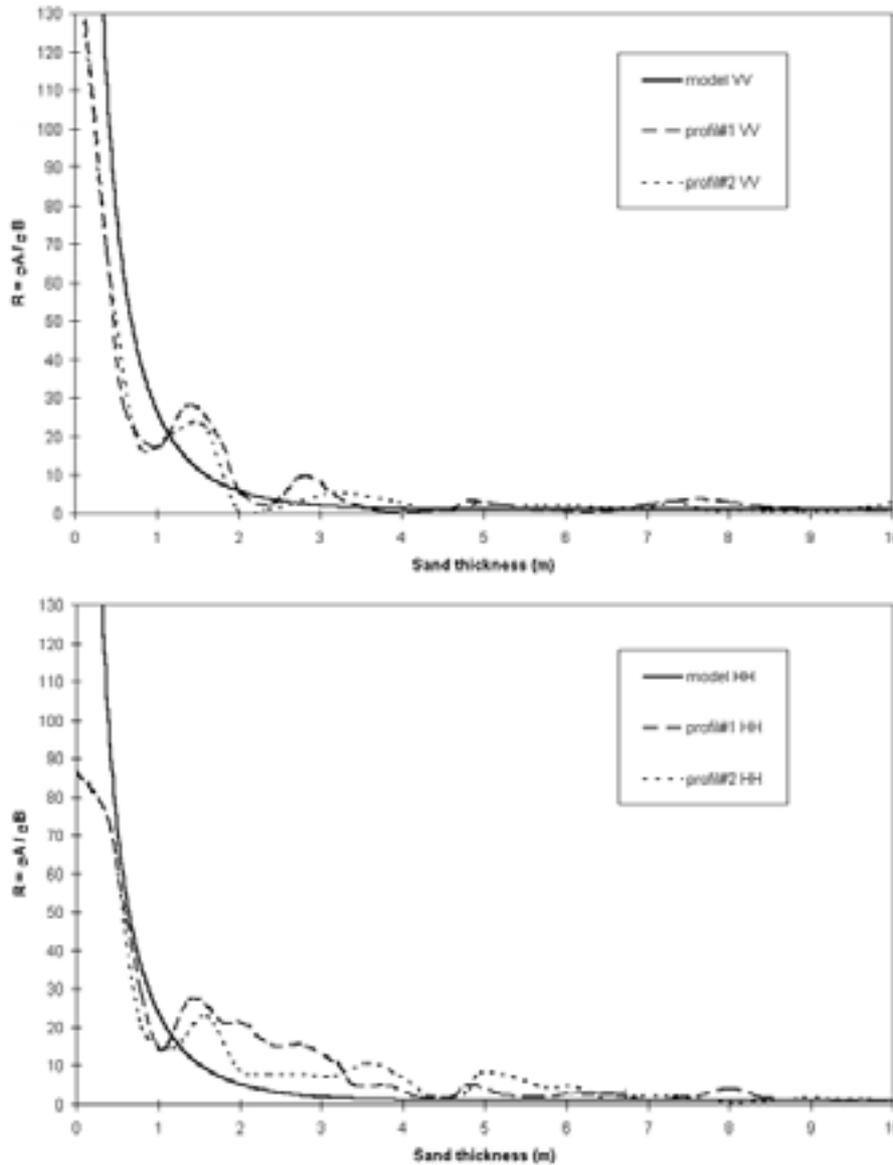
$$\sigma_B = \sigma_{S1pp}^0 + \sigma_{V1pp}^0 \quad (4.34)$$

Let us consider the quantity  $R$  defined as (after [Elachi, 1984]):

$$R = \frac{\sigma_A}{\sigma_B} = 1 + \frac{\sigma_{S2pp}^0 + \sigma_{SVpp}^0}{\sigma_{S1pp}^0 + \sigma_{V1pp}^0} \quad (4.35)$$

We can express  $R$  as a function of the upper sand layer thickness  $d$ , with  $R(d) \rightarrow 1$  when  $d \rightarrow \infty$ , all other parameters being set as previously described.

Figure 4.24 shows variation of  $R$  as a function of the top layer thickness  $d$  for both HH and VV polarizations. The solid line corresponds to the theoretical value computed using (4.35) for the chosen model parameters. The dash lines correspond to experimental data derived from two RAMSES image profiles crossing the paleosoil #4 location.



**Figure 4.24 : Variation of parameter  $R = \sigma_A/\sigma_B$  with respect to the upper layer thickness  $d$  (model in solid line, experimental data in dash lines) for HH (top) and VV (bottom) polarizations**

We can see a good agreement between theory and experimental data. The RAMSES L-band SAR can detect subsurface structures covered by sand to a depth of several meters, up to 4 meters according to solid lines in Fig.4.24. This penetration depth is coherent with results of previous studies performed in Egypt using SIR-C L-band data [Schaber *et al.*, 1986, 1997], but we present here a more quantitative approach. Further theoretical developments are

needed to take into account the cross-polarized return and explain the phase difference between HH and VV channels observed in Fig.4.11. One should notice again that this phase difference  $\phi_{HH-VV}$  allows to detect the paleosoil #4 signature down to a larger depth than when only considering HH or HV return: we estimated a penetration depth of 6.5 m from Fig.4.11.

## II.5. Conclusion

The objective of this work was to evaluate the capabilities of L-band radar systems to penetrate soils in order to obtain information about subsurface structures (moisture) and related dielectric parameters. The Pyla dune was explored as a first test site to develop our methodology.

Evidence of subsurface scattering was derived from polarimetric analysis of AIRSAR and RAMSES L-band data. The high resolution of RAMSES images allowed recognition of subsurface structures in the cross-polarized signal, related to buried paleosoils. GPR was successfully used to validate the presence of subsurface structures. Physical models for GPR wave propagation in heterogeneous dispersive medium was developed to estimate the Pyla dune dielectric parameter distributions. Both large-scale structures and local variations of dielectric parameters are considered to respectively model the wave reflection and diffraction. Dielectric losses and wave diffusion are taken into account in attenuation processes. Several metric horizontal layers of paleosoils located inside a sandy material compose the Pyla dune. The dielectric permittivity varies from 5 for dry sand to 24 for wet paleosoils, with a value around 17 in the wet superficial sand layer. Q factor is around 100 in the dry sand, but drops to 10 in paleosoils. These results were combined to surface roughness measurements to constrain a two-layer IEM model. We show that pure volume scattering in the upper sand layer is weak, the main backscattered signal being produced by a subsurface scattering process on the buried paleosoils. This process generates a phase difference between HH and VV channels, which could be due to a permittivity anisotropy in the covering sand layer.

L-band SAR simulation shows that a penetration of 4 meters is needed to explain some of the bright patterns observed in SAR images. This penetration depth corresponds to twenty times the SAR wavelength. This result confirms that an airborne SAR in the P-band frequency range (around 400 Mhz) could detect buried structures or moisture down to 10 meters in arid regions. While the penetration depth is here much smaller than GPR, such a system could nevertheless investigate large areas with a relatively high efficiency.

Our first results open the way to new applications of radars for Earth observation, in particular for mapping the surface and subsurface soil characteristics, such as water content, geological layers, buried objects and heterogeneities. A new airborne sensor, named SETHI P-band, which combines nadir looking, side looking and polarimetric capabilities, is currently under development at ONERA as an offspring of the RAMSES system [Grandjean *et al.*, 1999]. It will offer a new facility to the remote sensing community to evaluate the high potentials of the P-band for various applications: subsurface imaging, water detection, biomass evaluation, ice sounding, ocean study, and archeology in arid regions.

*Acknowledgments* : The authors would like to acknowledge DGA and ONERA for allowing the use of RAMSES data, NASA/JPL for providing AIRSAR data, and ESA for lending the laser profiler. We also thank the PIOM laboratory for permittivity measurements. This work has the BRGM contribution number 40.

## II.6. References

- [1] Abdelsalam, M. G., and R. J., Stern, Mapping Precambrian structures in the Sahara Desert with SIR-C/X-SAR radar: The Neoproterozoic Keraf Suture, NE Sudan, *J. Geophys. Res.*, vol. 101, no. E10, pp. 23063-23076, 1996.
- [2] Arcone, S. A., Numerical studies of the radiation patterns of resistively loaded dipoles, *Applied Geophys.*, vol 33, no 1-3, pp. 39-52, 1995.
- [3] Baghdadi, N., Ph. Paillou, G. Grandjean, P. Dubois, M. Davidson, Relationship between Profile Length and Roughness Parameters for Natural Surfaces, *Int. Journal of Remote Sensing*, 2000, in press.
- [4] Barbin, Y., F., Nicollin, W., Kofman, V., Zolotarev, and V., Glotov, Mars 96 GPR program, *Applied Geophys.*, vol 33, no 1-3, pp. 27-38, 1995.
- [5] Berlin, G. L., M. A., Tarabzouni, A. H., Al-Nazer, K. M., Sheikho, and R. W., Larson, SIR-B subsurface imaging of a sand-buried landscape: Al Labbah Plateau, Saudi Arabia, *IEEE Trans. Geoscience And Remote Sensing*, vol GE-24, no 4, pp. 595-602, 1986.
- [6] Bitri, A., and G., Grandjean, Frequency-wavenumber modeling and migration of 2D GPR data in moderately heterogeneous dispersive media, *Geophysical Prospecting*, vol 46, pp. 287-301, 1998.
- [7] Boutry, J.-M., ONERA Airborne SAR Facilities, *2<sup>nd</sup> International Airborne Remote Sensing Conference*, San Francisco, USA, 24-27 June, 1996.
- [8] Cai, J., and C. A., McMechan, Ray-based synthesis of bistatic ground-penetrating radar profiles, *Geophysics*, vol 60, pp. 87-96, 1995.
- [9] Carcione, J. M., Ground-penetrating radar numerical modeling applied to engineering problems, *European J. of Environ. And Engineering Geophys.*, vol 1, pp. 65-82, 1996.
- [10] Claerbout, J. F., *Imaging the Earth's interior*. Blackwell Scientific publication, 398p, 1985.
- [11] Dabbagh, A. E., G. A., Khattab, and M. A., Khan, Detection of sand-covered geologic features in the Arabian Peninsula using SIR-C/X-SAR data, *Remote Sens. Environ.*, no 59, pp. 375-382, 1997.
- [12] Davidson, M., T., Le Toan, M., Borgeaud, T., Manninen, Measuring the roughness characteristics of natural surfaces at pixels scales, *Proceedings of IGARSS'98*, Seattle, USA, pp. 1200-1202, 1998 a.
- [13] Davidson M., T. Le Toan, F. Mattia, T. Manninen, P. Borderies, I. Chenerie, and M. Borgeaud, A validation of multi-scale surfaces roughness description for the modelling of radar backscattering from bare soil surfaces, *Proc. 2<sup>nd</sup> International workshop on*

- Retrieval of Bio- & Geo-physical Parameters from SAR Data for Land Applications*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, pp. 395-400, 1998 b.
- [14] Davis, J. L., and P. A., Annan, Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, vol 37, pp. 531-551, 1989.
- [15] Dierking W., Quantitative Roughness Characterisation of Geological Surfaces and Implications for radar Signature Analysis, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, no. 5, pp. 2397-2412, 1999.
- [16] Elachi, C., L. E., Roth, and G. G., Schaber, Spaceborne radar Subsurface Imaging in Hyperarid Regions, *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-22, no. 4, pp. 383-388, 1984.
- [17] Elmore, W., and M. Heald, *Physics of Waves*, New York: Dover, 1985.
- [18] Farr, T. G., C., Elachi, P., and Hartl, Microwave penetration and attenuation in desert soil: a field experiment with the Shuttle imaging radar, *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-24, no. 4, pp. 590-594, 1986.
- [19] Fung, A. K., Z. Li, and K. S. Chen, Backscattering from a Randomly Rough Dielectric Surface, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 30, no. 2, pp. 356-369, 1992.
- [20] Fung A. K., *Microwave Scattering and Emission Models and their Applications*. Artech House, Norwood, MA, 1994.
- [21] Gazdag, Z., Wave equation migration with the phase-shift method, *Geophysics*, vol 43, pp. 1342-1351, 1978.
- [22] Grandjean, G., and J.C., Gourry, GPR data processing for 3D fracture mapping in a marble quarry (Thassos, Greece), *J. Applied Geophys.*, vol 36, pp. 19-30, 1996.
- [23] Grandjean, G., and H., Durand, 1999, Complete package for GPR data processing, *Computer and Geosciences*, vol 25, pp. 141-149, 1999.
- [24] Grandjean, G., P., Paillou, P., Dreuillet, P., Dubois, J. C., Souyris, N., Baghdadi, and J., Achache, radar penetration in soils: towards a new system for subsurface Earth observation, *Proc. Of Working group on Calibration and Validation SAR Workshop, CEOS*, 26-29 Oct. Toulouse, France, 1999.
- [25] Grandjean, G., Gourry, J.C. and Bitri, A., in press. Evaluation of GPR techniques for civil-engineering applications: study on a test site., *Applied Geophys.*, 2000.
- [26] Moghaddams, M., E.J., Yannakakis, and W.C., Chew, Modeling of the subsurface interface radar, *J. Electromag. Waves App.*, vol 5, pp. 17-39, 1991.
- [27] Olhoeft, G. R., Electrical properties of rocks. In *Physical properties of rocks and minerals*, Touloukian Y.S. and Ho C.Y. Eds, McGraw-Hill, vol II-2, pp. 257-329, 1981.
- [28] Olhoeft, G. R., Application of ground-penetrating radar, *6<sup>th</sup> Int. Conf. On Ground-Penetrating radar*, Sendai, Japan, pp. 1-4, 1996.
- [29] Powers, M. H., *Dispersive Ground Penetrating radar modeling in 2D*. PhD thesis, Ohio State University, 1995.
- [30] Rignot, E., Backscatter model for the unusual radar properties of the Greenland ice sheet, *J. Geophys. Res*, vol 100-E5, pp. 9389-9400, 1995.
- [31] Schaber, G. G., J. F. McCauley, C. S. Breed, and G. R. Olhoeft, Shuttle Imaging radar: Physical controls on signal penetration and subsurface scattering in the Eastern Sahara,

- IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-24, no. 4, pp. 603-623, 1986.
- [32] Schaber, G. G., J. F. McCauley, and C. S. Breed, The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt, *Remote Sensing of the Environment*, vol. 59, pp. 337-363, 1997.
- [33] Stoffa, P., J., Fokkema, R., De Luna Freire, and W., Kessinger, Split-step Fourier migration, *Geophysics*, vol 55, pp. 410-421, 1990.
- [34] Tillard, S. and J. C., Dubois, Analysis of GPR data: wave propagation velocity determination, *Geophys. Prospecting*, vol 33, no 1-3, pp. 77-92, 1995.
- [35] Turner, G., and A. F., Siggins, Constant Q attenuation of subsurface radar pulses, *Geophysics*, vol 59, pp. 215-223, 1994.
- [36] Ulaby, F. T., R. K. Moor, and A.K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. 1-2-3, Norwood MA, Artech House. 1981, 1982, 1986.
- [37] Ulaby, F. T., Dobson, M. C., *Handbook of radar Scattering Statistics for Terrain*, Artech House, 1989.
- [38] Ulaby, F. T., C. Elachi, radar *Polarimetry for Geoscience Applications*, Artech House, 1990.
- [39] Ushakov, D. G., and M. G., Ushakov, Experimental study of dilatation wave scattering at the rough interface, *Russian J. Geol. Geophys.*, vol 34, no 2, pp. 98-106, 1993.

### III. $\Phi_{HH-VV}$ , un indicateur d'humidité ?

Les résultats publiés (cf. Fig.4.11) indiquent, comme nous le montre la figure 4.25, que les affleurements de paléosol présentent une différence de phase notable en bande L entre HH et VV. Si l'on s'en réfère à la figure 4.11, cette différence augmente avec l'épaisseur de sable puis diminue et s'annule, à cause de l'extinction du signal occasionnée par le sable traversé. De plus, le degré de corrélation entre HH et VV reste suffisamment fort dans cette zone, ce qui rend l'information de phase pertinente. Associée au paléosol,  $\Phi_{HH-VV}$  nous permet d'en suivre la présence et ce, sous une épaisseur de sable plus importante qu'avec les simples indicateurs radiométriques  $\sigma_{HH}$  ou  $\sigma_{HV}$ . Comprendre ce déphasage est donc un enjeu important car il pourrait constituer une signature caractéristique de l'humidité de subsurface en contexte aride.

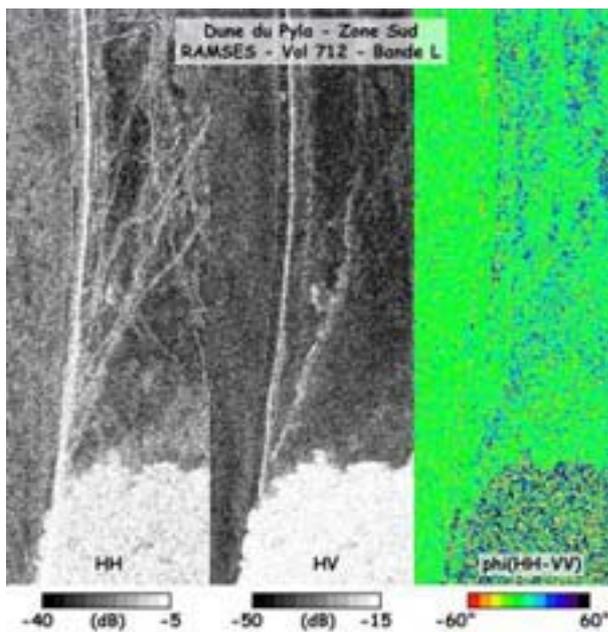


Figure 4.25 : Comparaison des structures vue en radiométrie et en différence de phase

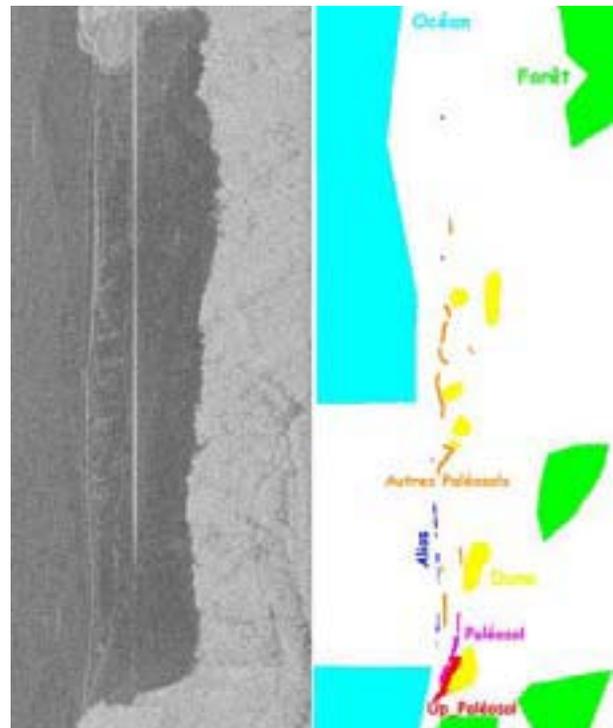


Figure 4.26 : Cartographie des zones d'intérêt sur la dune du Pyla

#### III.1. Analyse polarimétrique et mise en évidence du déphasage

Nous appuyant sur les résultats des missions terrains décrites aux chapitres précédents, nous avons classifié les formations observées dans les images radar de la dune en fonction des cibles naturelles auxquelles elles se rapportent, afin d'y étudier plus précisément la statistique des caractéristiques polarimétriques. Les zones ainsi sériées sont localisées sur la dune du

Pyla dans la figure 4.26. Dénommées « paléosol » ou « autres paléosols », elles correspondent à leurs affleurements immédiats, tandis que les régions désignées par « up\_paleosol » correspondent aux lieux où le paléosol est en limite de détectabilité radiométrique, sous les premiers mètres de sable. Les régions étiquetées « dune » désignent des zones sans affleurement de paléosol, où la seule réponse provient de la surface du sable. A des fins de comparaison, nous avons également considéré des zones « océan » et « forêt ».

Quelques résultats des études polarimétriques, réalisées sur les données RAMSES bande L (vols 610 et 712), sont reportés dans les figures 4.27 à 4.32. De manière générale, les niveaux d'énergies co-polaires et cross-polaires des paléosols affleurant sont plus importants que ceux de la dune, qui présente un très faible niveau moyen. Les différences restent toutefois assez faibles en ce qui concerne les rapports polarimétriques et il en est de même des figures issues de la synthèse de polarisation (cf. Fig.4.33 à 4.36). On note, sur les figures 4.29 et 4.30, que l'océan présente des distributions très piquées, avec une très faible dépolarisation (HV/VV) et un faible rapport HH/VV, cohérents avec un mécanisme de rétrodiffusion surfacique sur un milieu d'indice élevé. Au contraire, la forêt présente des distributions très larges, avec un fort taux de dépolarisation qu'explique une interaction de type volumique, plus aléatoire. Les trois surfaces qui nous intéressent : « dune », « paléosol » et « up\_paléosol » présentent des caractéristiques intermédiaires entre les cas « océan » et « forêt ». En plus d'une réponse cross-polaire plus importante lorsque le paléosol contribue au signal (« paléosol » et « up\_paléosol ») que lorsqu'il est indétecté (« dune »), ces différentes régions se distinguent essentiellement les unes des autres par la distribution de leurs déphasages entre HH et VV. Les figures 4.31 et 4.32 montrent en effet, d'une part, que la valeur moyenne de  $\Phi_{HH-VV}$  du paléosol recouvert (up\_paléosol) est supérieure d'environ  $10^\circ$  à celle de la dune ou du paléosol affleurant et, d'autre part, que la distribution de  $\Phi_{HH-VV}$  pour la région « up\_paléosol » est plus large et asymétrique vers les valeurs positives de différence de phase.

Considérant la géométrie du problème (paléosol recouvert par une épaisseur croissante de sable) et invariance par translation (cf. Chapitre 2), nous avons réitéré nos analyses en calculant des moyennes polari- et phasi-métriques à épaisseur constante de sable, plutôt que par zone d'intérêt, dont les contours sont ici définis par une intervention humaine et donc subjective. Le but est d'évaluer la variation de ces paramètres avec la profondeur du paléosol (cf. Fig.4.37 à 4.44). Les profils, extraits des images RAMSES 610L et 712L, confirment l'existence d'un déphasage lorsque le paléosol s'enfonce sous le sable et étendent ce constat à d'autres paléosols que celui étudié dans l'article, y compris à l'aliou (cf. Fig.4.40), qui est un autre exemple de strate humide enfouie. L'autre résultat important, tiré de ces profils, est que  $\Phi_{HH-VV}$  des paléosols enfouis reste à un niveau élevé, entre  $20^\circ$  et  $50^\circ$  au-dessus du niveau de la dune, alors que les coefficients de rétrodiffusion en amplitude se confondent avec le niveau moyen de la dune. Nous avons donc mis en évidence une signature caractéristique en bande L des paléosols humides enfouis et il reste à tenter de comprendre le phénomène à l'origine de la différence de phase.

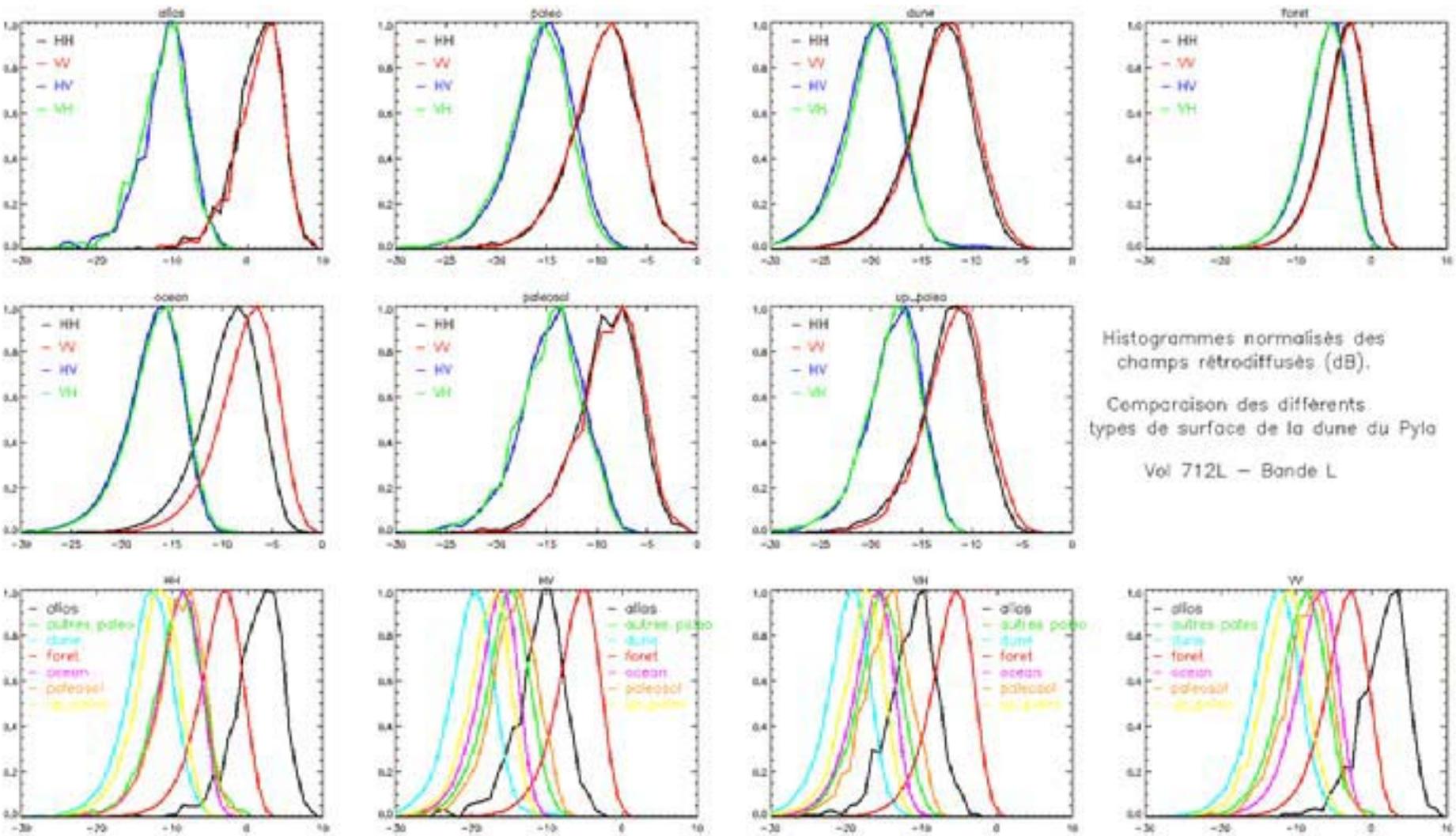


Figure 4.27 : Distribution des mesures polarimétriques pour les zones d'intérêt du Pylo – Vol 712L

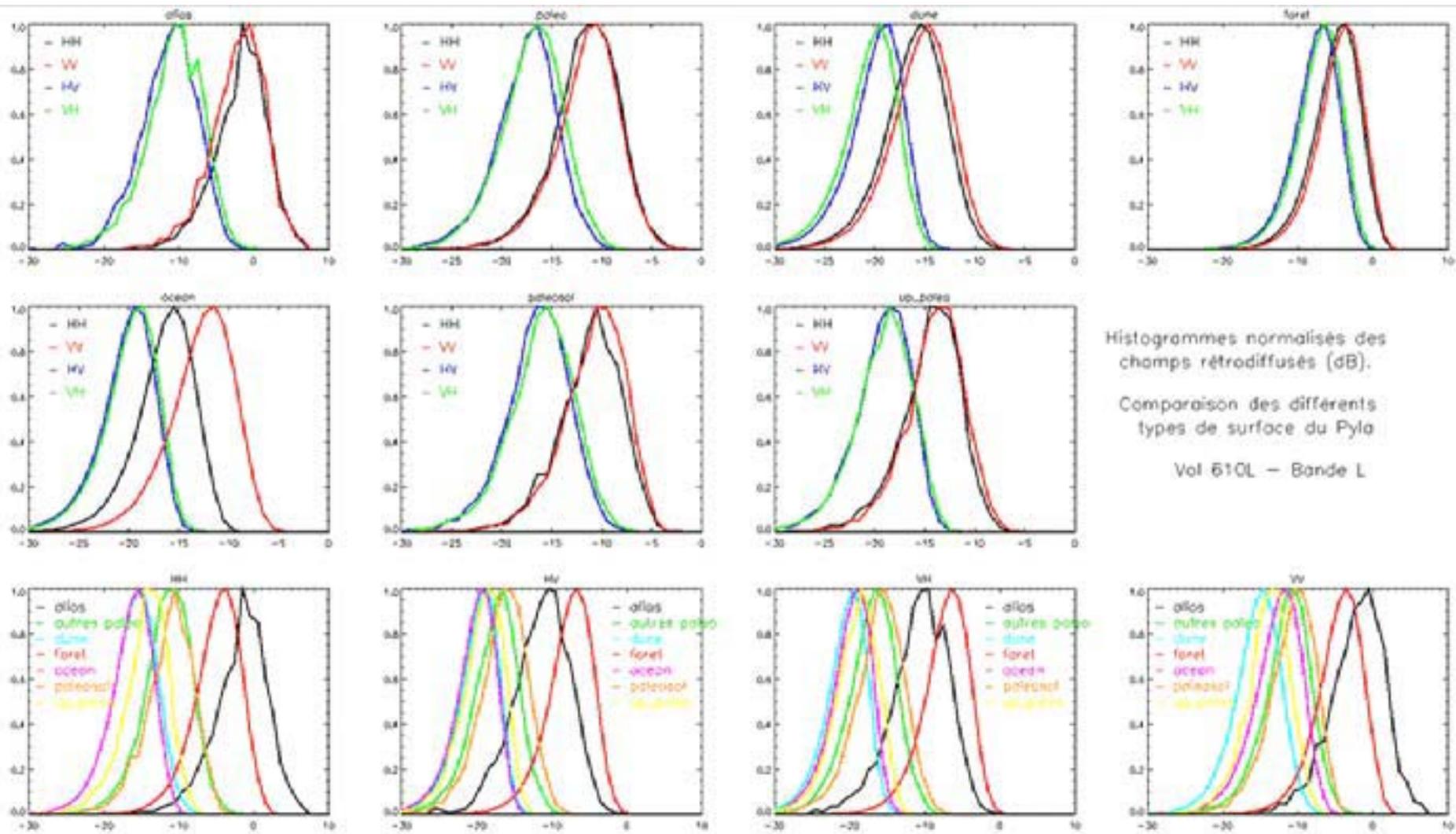


Figure 4.28 : Distribution des mesures polarimétriques pour les zones d'intérêt du Pyla – Vol 610L

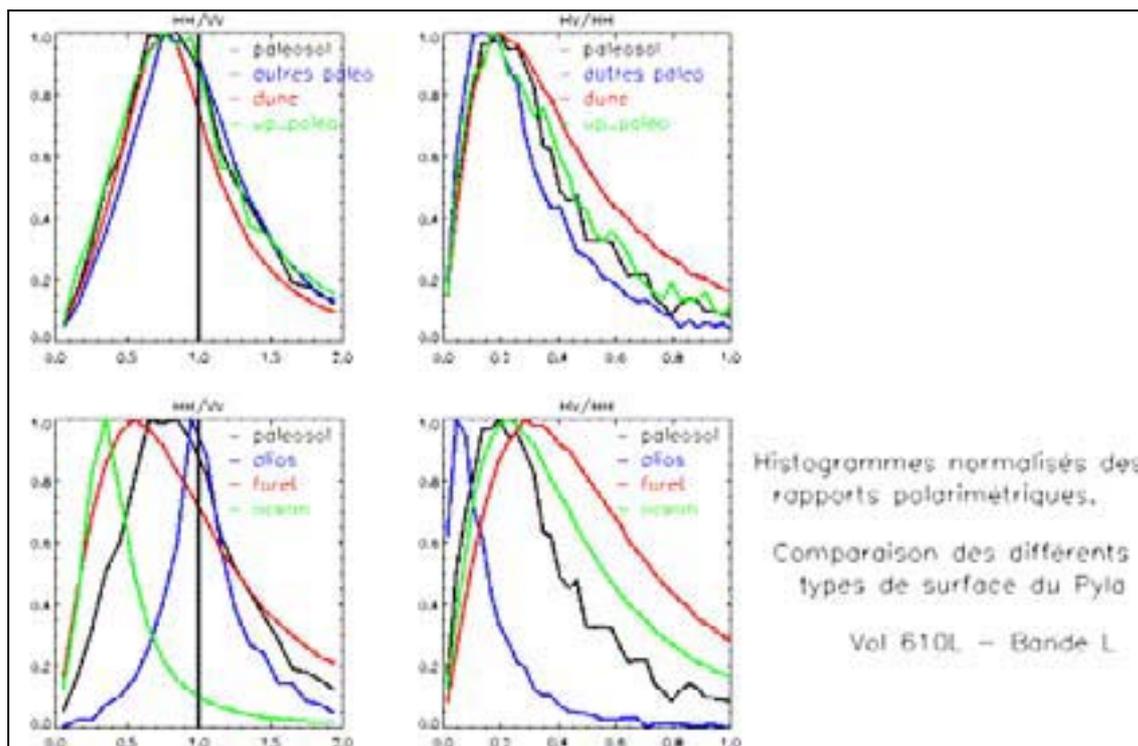


Figure 4.29 : Comparaison des rapports polarimétriques – Pyla – RAMSES 610L

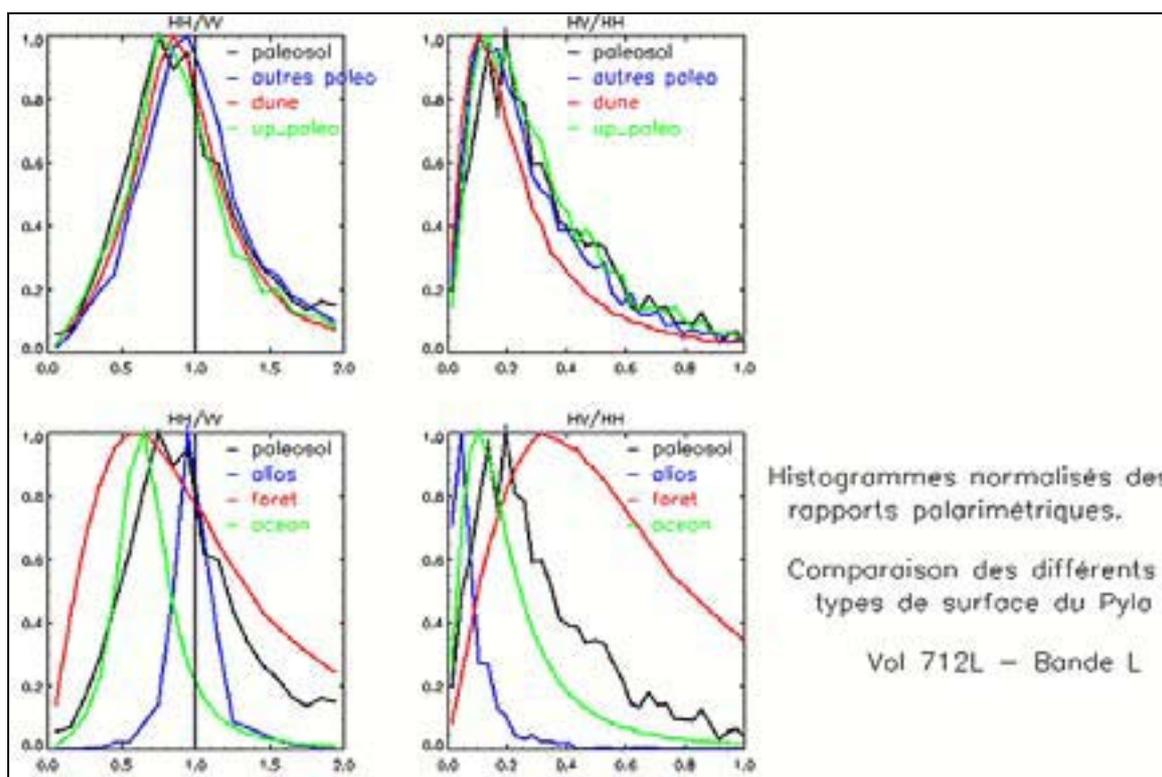


Figure 4.30 : Comparaison des rapports polarimétriques – Pyla – RAMSES 712L

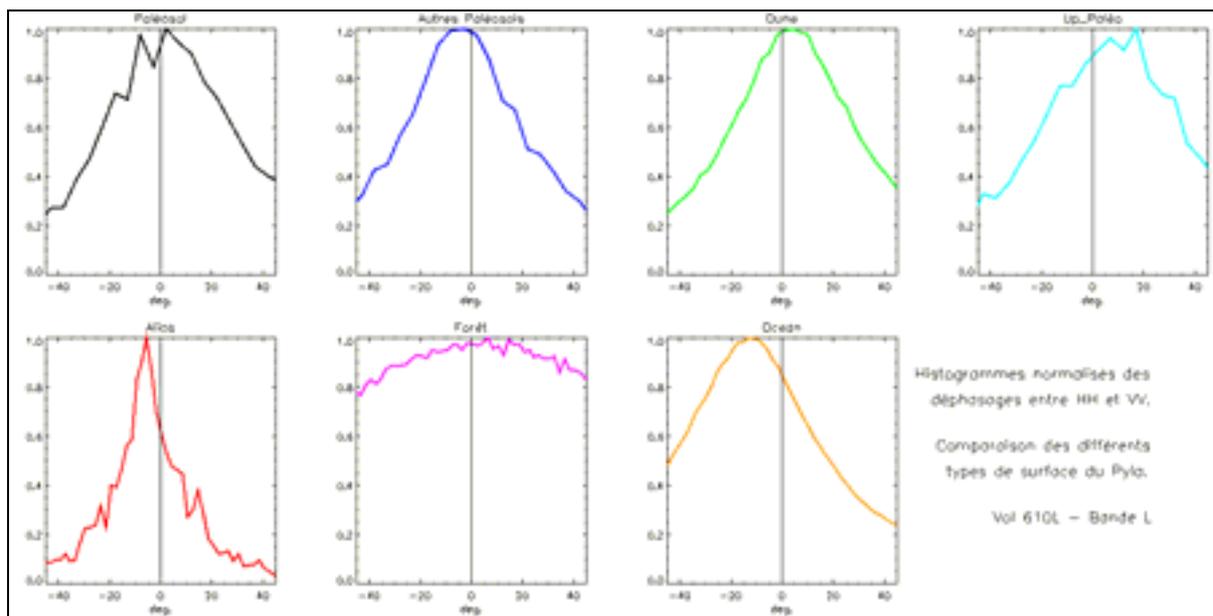


Figure 4.31 : Distributions des déphasages HH-VV sur le Pyla – RAMSES 610L

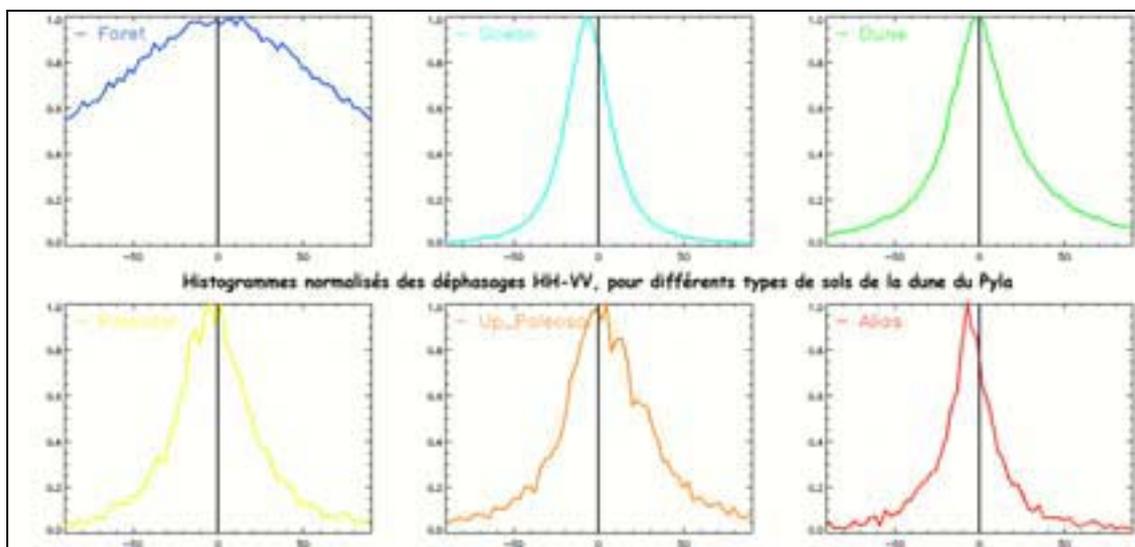


Figure 4.32 : Distributions des déphasages HH-VV sur le Pyla – RAMSES 712L

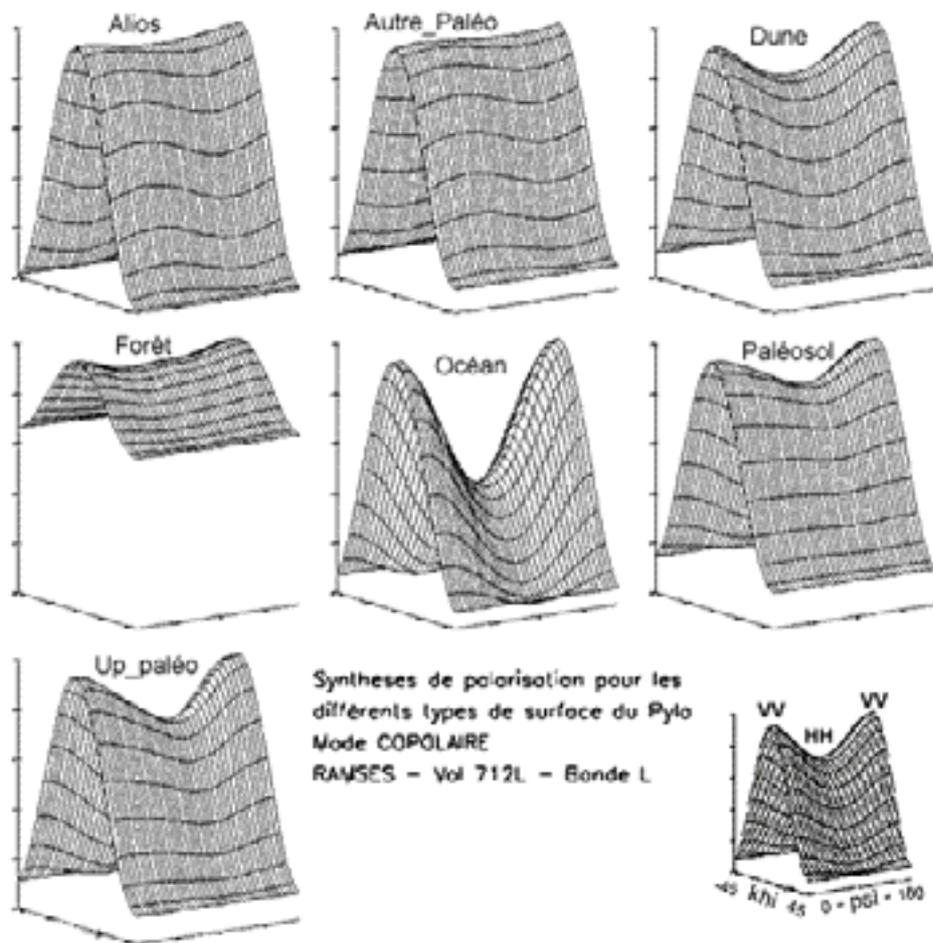


Figure 4.33 : Synthèses de polarisation copolaires sur différents types de surface du Pyla – RAMSES 712L

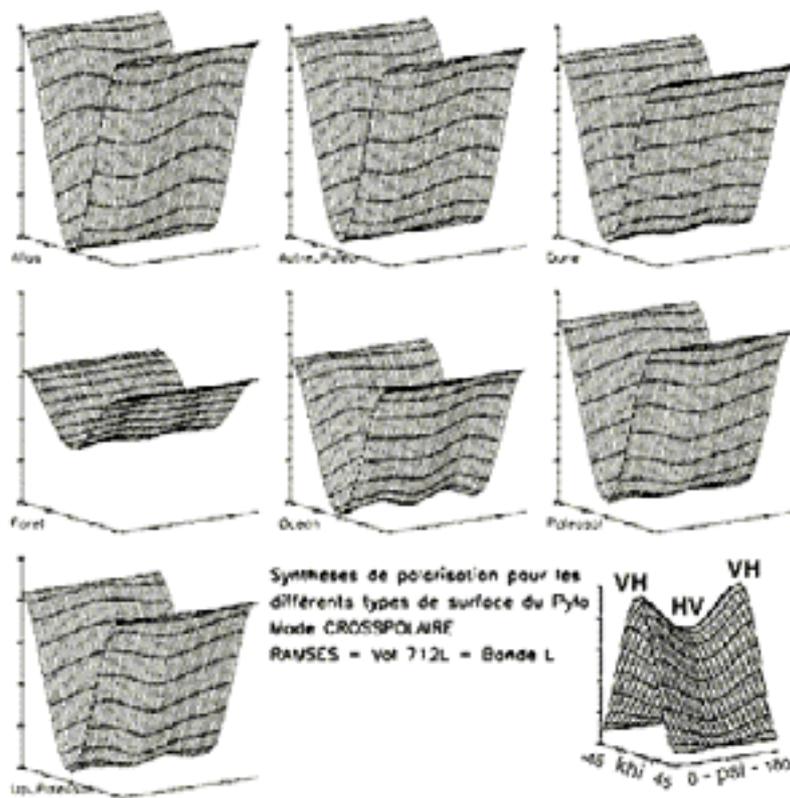


Figure 4.34 : Synthèse de polarisation crosspolaires sur le Pyla – RAMSES 712L

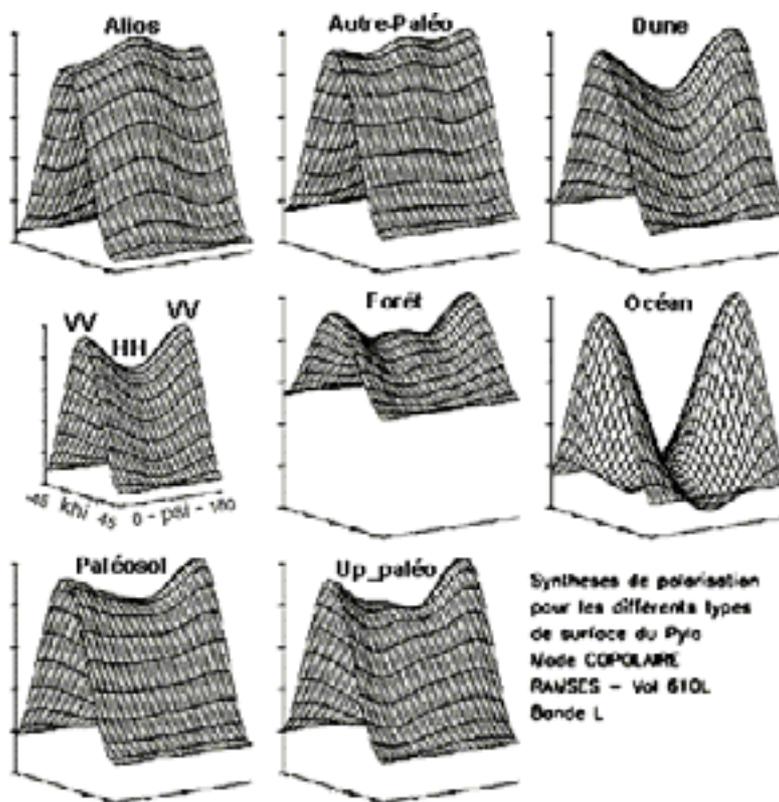


Figure 4.35 : Synthèses de polarisation copolaires sur différents types de surface du Pyla – RAMSES 610L

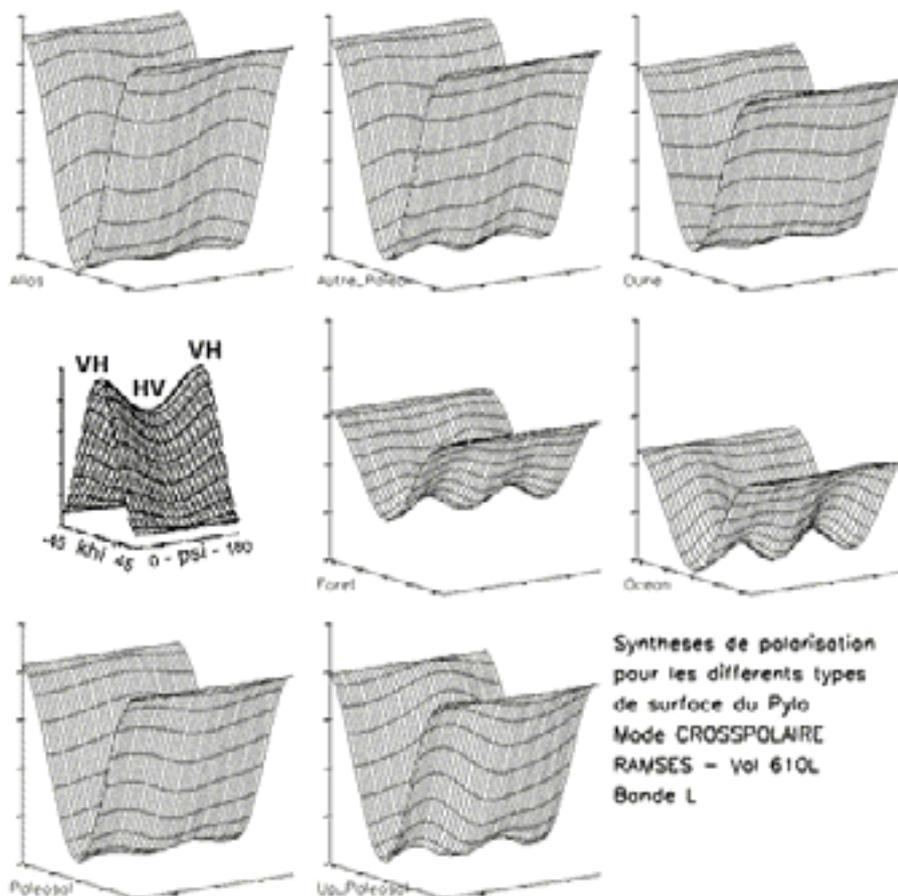


Figure 4.36 : Synthèses de polarisation crosspolaires sur le Pyla – RAMSES 610L

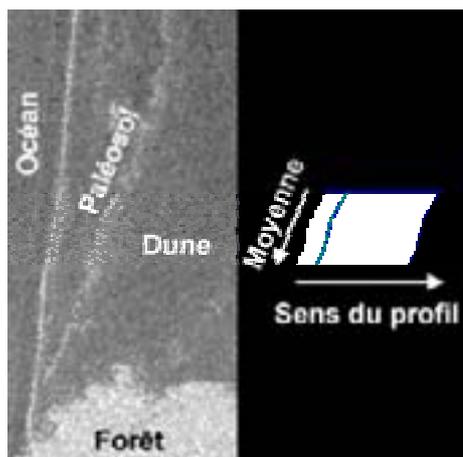


Figure 4.37 : Localisation du profil 1 – 712L

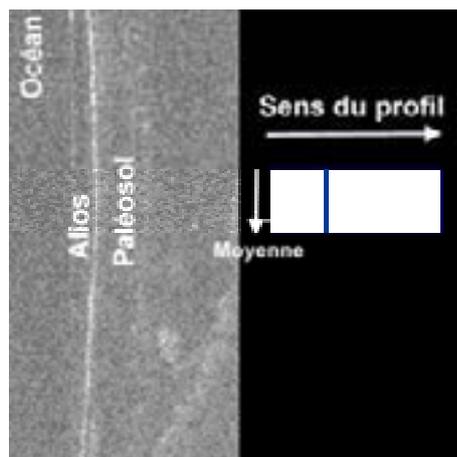


Figure 4.38 : Localisation du profil 2 – 610L

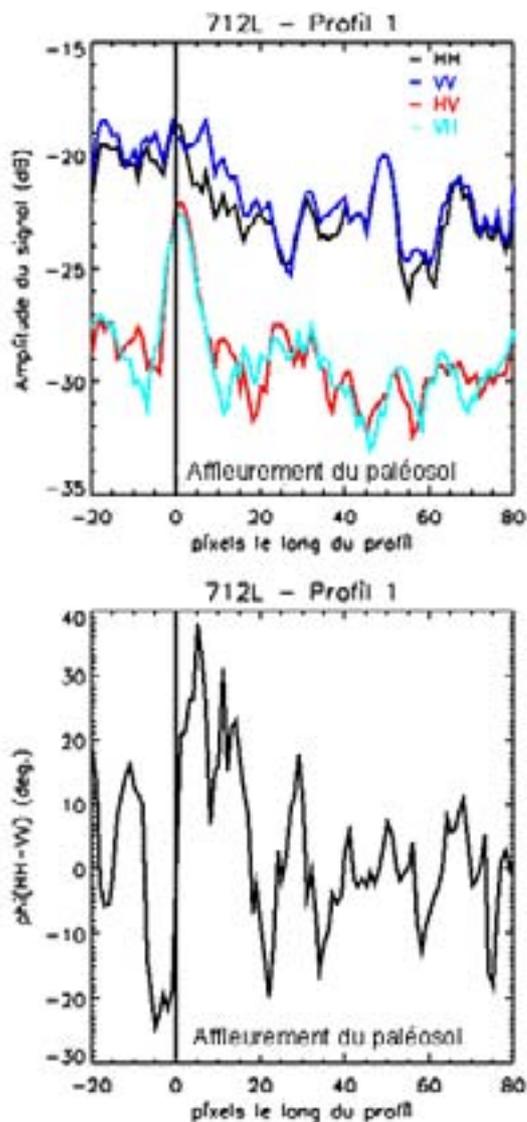


Figure 4.39 : Evolutions comparées des coefficients de rétrodiffusion avec la différence de phase, profil 1 – 712L

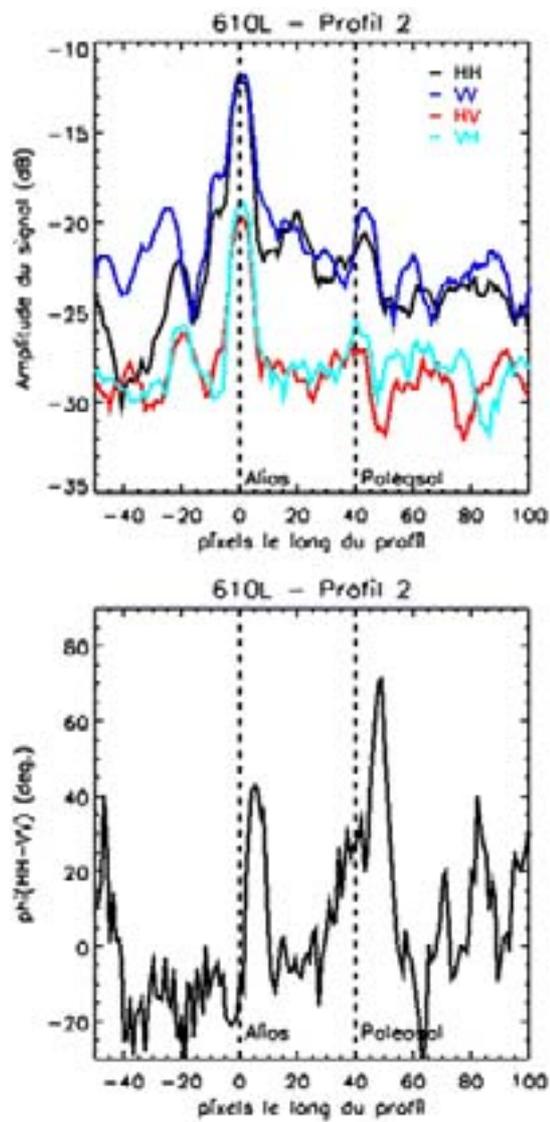


Figure 4.40 : Evolutions comparées des coefficients de rétrodiffusion avec la différence de phase, profil 2 – 610L

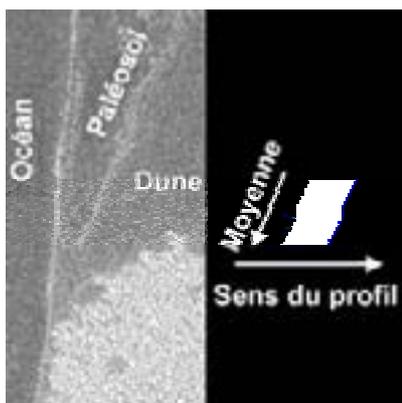


Figure 4.41 : Localisation du profil 3 – 610L

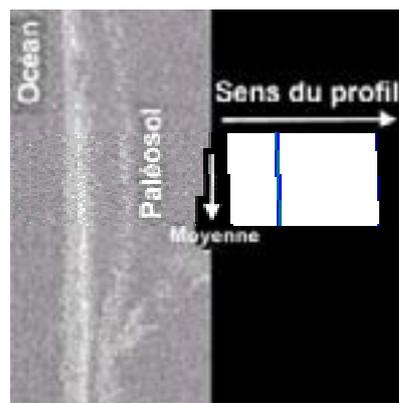


Figure 4.42 : Localisation du profil 4 – 610L

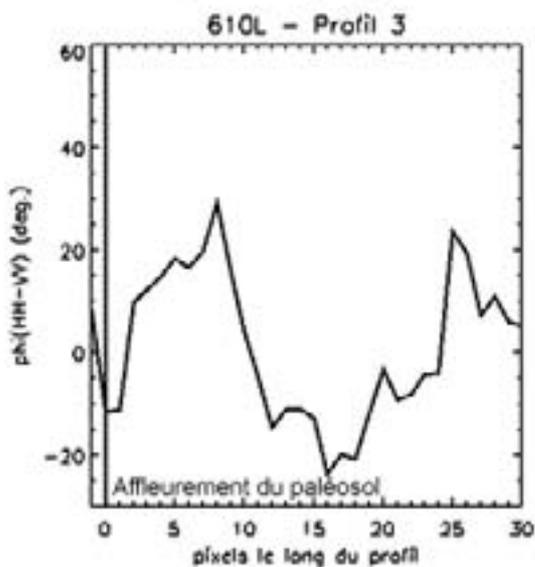
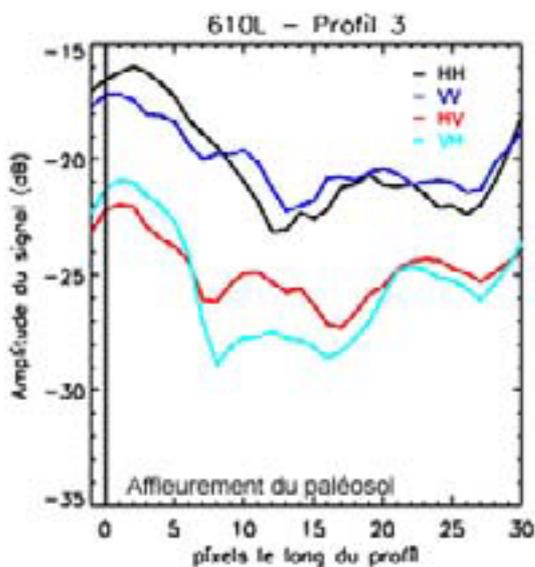


Figure 4.43 : Evolutions comparées des coefficients de rétrodiffusion avec la différence de phase, profil 3 – 610L

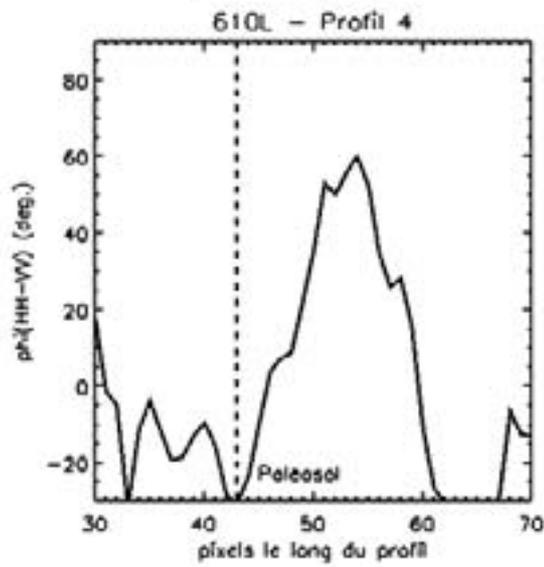
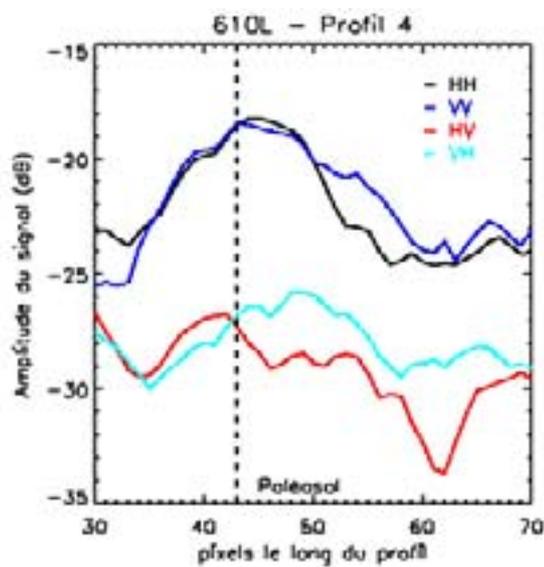


Figure 4.44 : Evolutions comparées des coefficients de rétrodiffusion avec la différence de phase, profil 4 – 610L

### III.2. Hypothèses et interprétations physiques

Si les modèles théoriques décrits précédemment permettent de simuler les coefficients de rétrodiffusion, ils ne rendent pas compte, en revanche, de la phase associée au signal. Bien que la phase associée à un mode polarimétrique soit uniformément distribuée sur  $[-\pi ; \pi]$  (Davenport et Root, 1958), la différence de phase entre les modes parallèles, elle, n'est pas aléatoire et sa densité de probabilité est fortement dépendante des paramètres de la cible (Oh et al., 1993). Rappelons le formalisme de matrice de rétrodiffusion  $[S]$  :

$$[S] = e^{i\varphi_{vv}} \begin{bmatrix} |S_{vv}| & |S_{hv}| e^{i\varphi_x} \\ |S_{vh}| e^{i\varphi_x} & |S_{hh}| e^{i\varphi_c} \end{bmatrix} \quad (4.36)$$

où  $\varphi_x = \varphi_{vh} - \varphi_{vv}$  (4.37)

et  $\varphi_c = \varphi_{hh} - \varphi_{vv}$  (4.38)

Comme l'illustrent les figures 4.45 et 4.46, le déphasage cross-polaire,  $\varphi_x$ , montre un histogramme relativement plat et n'est donc porteur que de peu d'information sur les structures étudiées. Par ailleurs,  $\varphi_x$  est affecté du faible rapport signal-sur-bruit des modes cross-polaires, c'est pourquoi nous ne nous intéresserons qu'à reproduire  $\varphi_c$ .

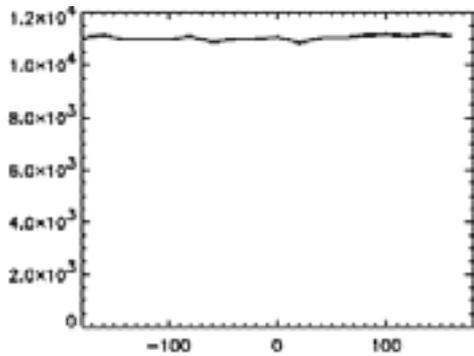


Figure 4.45 : Distribution de la différence de phase cross-polaire pour la région de la dune

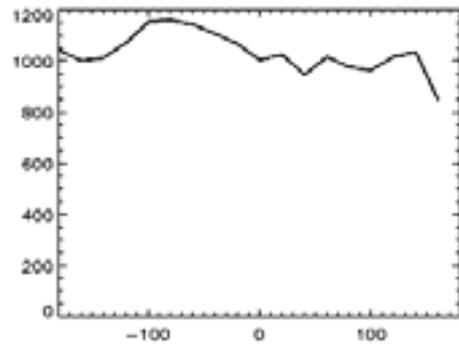


Figure 4.46 : Distribution de la différence de phase cross-polaire pour la région des affleurements

Le fait que  $\varphi_c$  évolue avec l'épaisseur de sable recouvrant le paléosol pourrait laisser penser que le déphasage est provoqué par la traversée de cette première couche. Les milieux étant diélectriques à pertes, les coefficients de transmission de Fresnel (4.39) et (4.40) sont complexes, ce qui ajoute un terme de phase à l'onde qui franchit une interface (cf. Fig.4.47) :

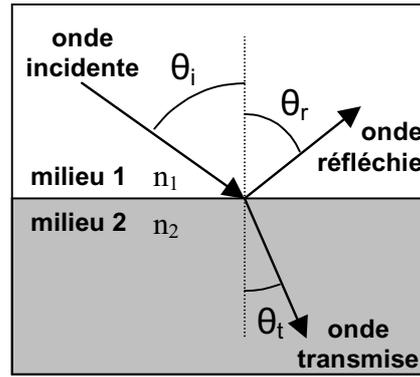


Figure 4.47 : Réflexion, réfraction sur une interface

$$T_V = \frac{2n_1 \cos \theta_i}{n_2 \cos \theta_i + n_1 \cos \theta_t} A_V \quad (4.39)$$

$$T_H = \frac{2n_1 \cos \theta_i}{n_1 \cos \theta_i + n_2 \cos \theta_t} A_H \quad (4.40)$$

$$R_V = \frac{n_2 \cos \theta_i - n_1 \cos \theta_t}{n_2 \cos \theta_i + n_1 \cos \theta_t} A_V \quad (4.41)$$

$$R_H = \frac{n_1 \cos \theta_i - n_2 \cos \theta_t}{n_1 \cos \theta_i + n_2 \cos \theta_t} A_H \quad (4.42)$$

où  $n_1 = \sqrt{\varepsilon'_1 - j \varepsilon''_1}$  et  $n_2 = \sqrt{\varepsilon'_2 - j \varepsilon''_2}$  sont les indices des milieux 1 et 2.  $A$  est l'amplitude complexe du champ incident,  $T$  du champ transmis et  $R$ , celle du champ réfléchi.

L'onde incidente effectuant un trajet aller-retour dans le sable après s'être réfléchi sur le paléosol, elle reperd, en repartant vers l'antenne, les déphasages successifs accumulés à l'aller en pénétrant les différentes strates de sable. La stratification du sable recouvrant le paléosol n'est donc pas responsable du déphasage, pas plus qu'une éventuelle anisotropie qui privilégierait une polarisation par rapport à l'autre. En effet, la différence de phase observée correspondrait à une différence de marche exigeant une anisotropie beaucoup trop faible pour qu'elle soit envisageable de façon suffisamment régulière dans un milieu naturel :

$$\Phi_{HH-VV} = \Delta\Phi = \frac{2\pi d}{\lambda} \cdot \Delta n_r \quad (4.43)$$

où  $d$  est la distance parcourue dans le sable, soit deux fois l'épaisseur recouvrant le paléosol et  $\Delta n_r$ , la différence d'indice entre les polarisations H et V :  $\Delta n_r = n_H - n_V$ . Une rapide application numérique nous donne une valeur typique :

$$\Delta n_r \sim 0.005 \quad (4.44)$$

L'hypothèse d'une réflexion sur un gradient (modèle WBK), évoquée dans l'article reproduit dans ce chapitre, ne satisfait pas non plus à l'explication du déphasage. En effet, dans cette approximation, la dimension caractéristique du gradient d'humidité doit être grande devant la longueur d'onde, or les études de terrain ont montré que les transitions entre les

interfaces sont nettes et bien inférieures à la longueur d'onde en bande L d'une part et, d'autre part, que le sable recouvrant le paléosol est relativement homogène d'un point de vue diélectrique.

G.Nesti et D.Tarchi (Nesti et al., 1995, 1998) font état d'expérimentations sur les variations de phase en fonction de l'humidité des sols, mais leurs études ne concernent que l'évolution de la phase absolue d'un canal et non la différence de phase entre deux modes polarimétriques. A noter que cet effet est d'ailleurs utilisé dans l'industrie pour déterminer l'humidité de certains matériaux, comme le bois par exemple (Ben Slima et al., 1999 ; Trabelsi et al., 2000 ; Zhang, 1999 et Okamura, 2000).

Nous en sommes donc arrivés à la conclusion que le déphasage a lieu au niveau du paléosol. En effet, si l'on se réfère à l'étude menée au chapitre 2, partie I.1, le paléosol qui affleure est relativement sec (cf. site A, Fig.2.4 et 2.10) alors qu'il est humide lorsqu'il est recouvert. Ceci s'explique par le fait que l'épaisseur de sable masquant le paléosol empêche l'eau de s'évaporer. Le long du profil, tiré en s'éloignant de l'affleurement du paléosol (cf. Fig.4.37 à 4.44),  $\varphi_c$  n'augmente donc pas avec l'épaisseur de sable, mais apparaît en fait avec l'humidité croissante du paléosol, avant de décroître et disparaître lorsque l'atténuation provoquée par le sable nous en fait perdre le signal radar rétrodiffusé.

Les coefficients complexes de réflexion de Fresnel (4.41) et (4.42), à l'interface sable/paléosol, sont insuffisants pour reproduire le déphasage observé de plusieurs dizaines de degré, on calcule en effet  $\varphi_c \sim 0.5^\circ$  ! Le modèle empirique développé par Oh, Sarabandi et Ulaby (Oh et al., 1993), tient compte des caractéristiques diélectriques et de la rugosité des interfaces rencontrées pour calculer cette différence de phase. Il nous a permis de reproduire des valeurs acceptables comparativement aux grandeurs relevées.

Les travaux de Sarabandi (1992) et Oh et al. (1993) ont montré que la distribution des différences de phase copolaires, enregistrées sur une cible étendue, pouvaient être entièrement décrites par deux termes :  $\alpha$  et  $\zeta$  (cf. Fig.4.48).  $\alpha$  renseigne sur la largeur de la distribution et  $\zeta$  est la valeur de  $\varphi_c$  au maximum de sa distribution. D'un point de vue théorique, ils dépendent des éléments de la matrice de Mueller (cf. chap.1 part.III) :

$$\alpha = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{(\mathbf{M}_{33} + \mathbf{M}_{44})^2 + (\mathbf{M}_{34} - \mathbf{M}_{43})^2}{\mathbf{M}_{11}\mathbf{M}_{22}}} \quad (4.45)$$

$$\zeta = \tan^{-1} \left[ \frac{\mathbf{M}_{34} - \mathbf{M}_{43}}{\mathbf{M}_{33} + \mathbf{M}_{44}} \right] \quad (4.46)$$

Empiriquement, ces paramètres s'écrivent :

$$\alpha = [1 - 0.2(\sin \theta)^{A(\mathbf{ks}, \Gamma_o)}](\cos \theta)^{B(\mathbf{ks}, \Gamma_o)} \quad (4.47)$$

$$\zeta = \tan^{-1} [2.6 \theta^2 \mathbf{ks} e^{-1.6 \sin \theta \mathbf{ks}}] \quad (4.48)$$

où 
$$\mathbf{A}(\mathbf{ks}, \Gamma_o) = (16.5\Gamma_o + 5.6)e^{-41.6 \mathbf{ks} \Gamma_o^2} \quad (4.49)$$

et 
$$\mathbf{B}(\mathbf{k}s, \Gamma_0) = 8.1\Gamma_0 k s e^{-1.8ks} \quad (4.50)$$

Dans ces relations,  $\Gamma_0$  est le coefficient de réflexion de Fresnel à incidence normale (1.21),  $s$  est l'écart-type des hauteurs,  $k$  le nombre d'onde dans le milieu et  $\theta$  l'angle d'incidence.

Les expressions (4.47) et (4.48) de ces valeurs, utilisées avec les rugosités et les caractéristiques diélectriques des interface air/sable et sable/paléosol conduisent à un écart d'environ  $20^\circ$  entre  $\varphi_c^{\text{sable}}$  et  $\varphi_c^{\text{paléosol}}$ , dont l'ordre de grandeur est cohérent avec les observations précédentes. De même, les distributions synthétiques de  $\varphi_c$  (cf. Fig.4.49) présentent quelques similarités avec les distributions observées dans les images RAMSES bande L (cf. Fig.4.31 et 4.32).

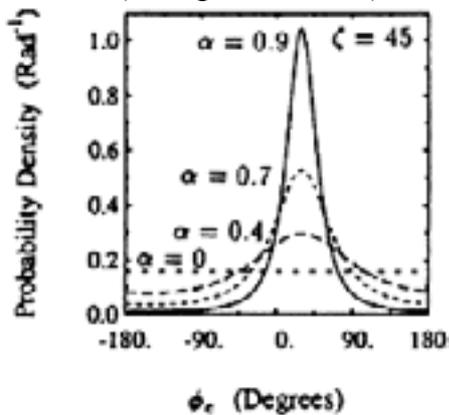


Figure 4.48 : Distributions de  $\varphi_c$  à  $\zeta$  constant (Oh et al., 1993)

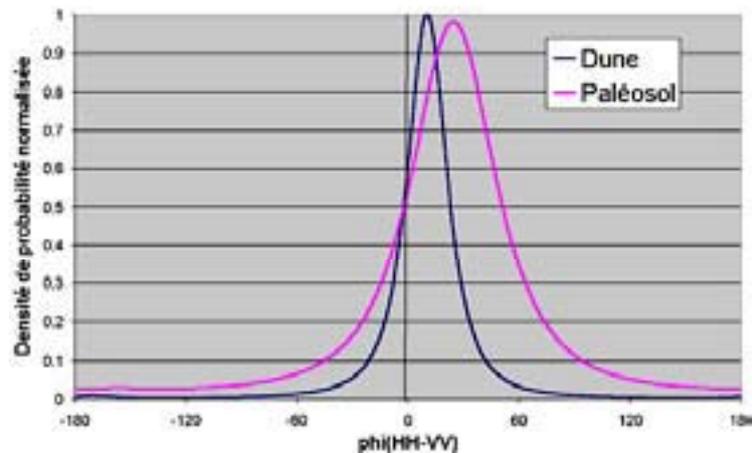


Figure 4.49 : Distributions de  $\varphi_c$  calculées avec les paramètres des strates dune et paléosol et le modèle de Oh et al. (1993)

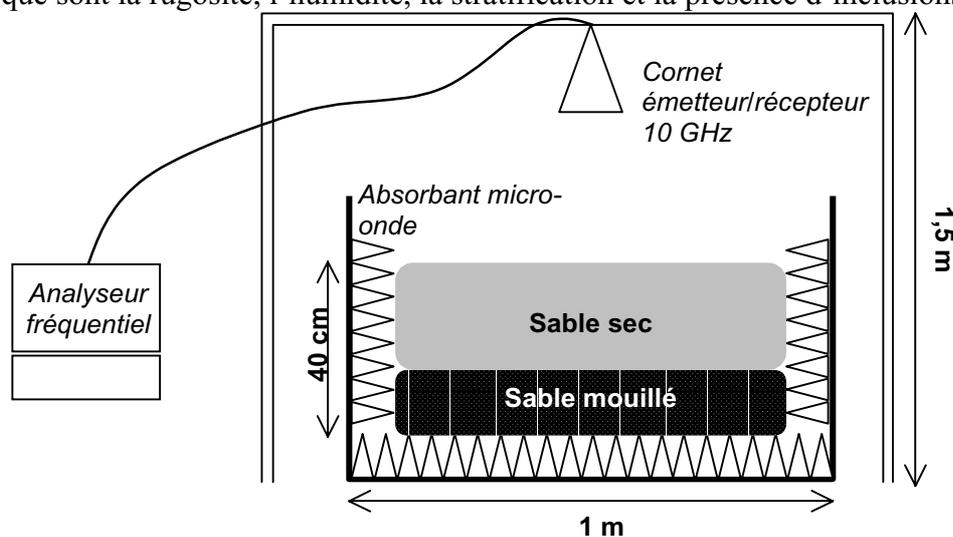
### III.3. Expérimentations in situ

Si le modèle empirique donne un ordre de grandeur acceptable pour le déphasage  $\varphi_c$ , il est insuffisant pour expliquer les valeurs importantes prises dans certains profils. Sa formulation (4.47) et (4.48) ne tient pas compte de la longueur de corrélation et son énoncé est purement descriptif, aucune explication physique n'étant avancée pour expliquer les déphasages observés. La nature des sols utilisés lors des expérimentation de Oh diffère du cas du Pyla et, ainsi que nous l'a appris la mission terrain décrite au chapitre 2, le paléosol ne saurait d'ailleurs être décrit comme une simple couche rugueuse homogène. Rappelons en effet qu'il est constitué d'une matrice de sable humide et noir, dont les caractéristiques diélectriques avoisinent  $\varepsilon = 10 - 0.5j$ , et dans laquelle est inclus un ensemble de débris carbonneux, aux constantes diélectriques bien plus élevées :  $\varepsilon = 25 - 2.5j$ .

#### III.3.a. Etudes préalables en laboratoire

Il importe donc d'identifier les paramètres responsables des déphasages observés et c'est dans ce but que nous avons développé un ensemble de protocoles expérimentaux. Les premiers ont consisté à reproduire expérimentalement en laboratoire l'interaction onde

radar / dune à une échelle réduite, avec un cornet émetteur/récepteur et un analyseur fréquentiel. Le principe est illustré par la figure 4.50, où le bac servant de cible fut rempli successivement de différentes configurations de sable sec et humide, afin d'isoler chacun des paramètres que sont la rugosité, l'humidité, la stratification et la présence d'inclusions.



**Figure 4.50 : Schéma de l'expérimentation montée en laboratoire pour reproduire l'interaction onde/dune à échelle réduite (facteur ~ 10)**

Du fait de la taille réduite du bac-cible, nous n'avons pu procéder qu'à des visées verticales, rendant impossible la discrimination entre les deux polarisations H et V. Ce protocole monostatique, fonctionnant à des longueurs d'onde plus courte que la bande L ( $f \sim 10$  GHz), a essentiellement permis de s'assurer de la stabilité de la mesure de la phase, mais était inadapté pour enregistrer une contribution subsurfacique, du fait des faibles performances de pénétration à 10 GHz. Ceci nous a conduit à mettre au point une expérimentation sur site, avec des cornets fonctionnant entre 1 et 2 GHz permettant l'étude du phénomène in situ.

### III.3.b. Un protocole bistatique

Le principe est le suivant : deux cornets, l'un émetteur, l'autre récepteur, sont fixés à l'arrière d'un véhicule, à 1.5 m du sol (cf. Fig.4.51 et 4.52). Leur inclinaison est ajustable, de même que leur orientation. Nous pouvons ainsi les faire fonctionner en polarisation H ou V et reproduire les deux configurations polarimétriques parallèles HH et VV, ainsi que les configurations orthogonales HV et VH. Nous avons réalisé des points de mesure sur la partie Sud de la dune, espacés de 5 m le long d'un profil (cf. Fig.4.54), afin de suivre l'évolution du signal en fonction de l'épaisseur de sable et confirmer expérimentalement le déphasage observé. La localisation de ce profil correspond à des acquisitions GPR réalisées lors de la couverture systématique du paléosol 4 dans le Sud de la dune (cf. chapitre 2 partie II.2), ainsi qu'aux extractions réalisées dans les images RAMSES bande L (cf. Fig.4.37). Les cornets étaient espacés d'environ 1.30 m et le niveau de contamination a été estimé en les pointant vers le ciel, d'où ne pouvait revenir aucun écho. Ce niveau est d'environ  $-60$ dB, ce qui reste très inférieur au niveau moyen des mesures effectuées.



Figure 4.51 : Electronique d'acquisition. Analyseur fréquentiel (à droite), amplificateur (à gauche)



Figure 4.52 : Protocole bi-statique 1-2 GHz lors des mesures in situ de juin 2002

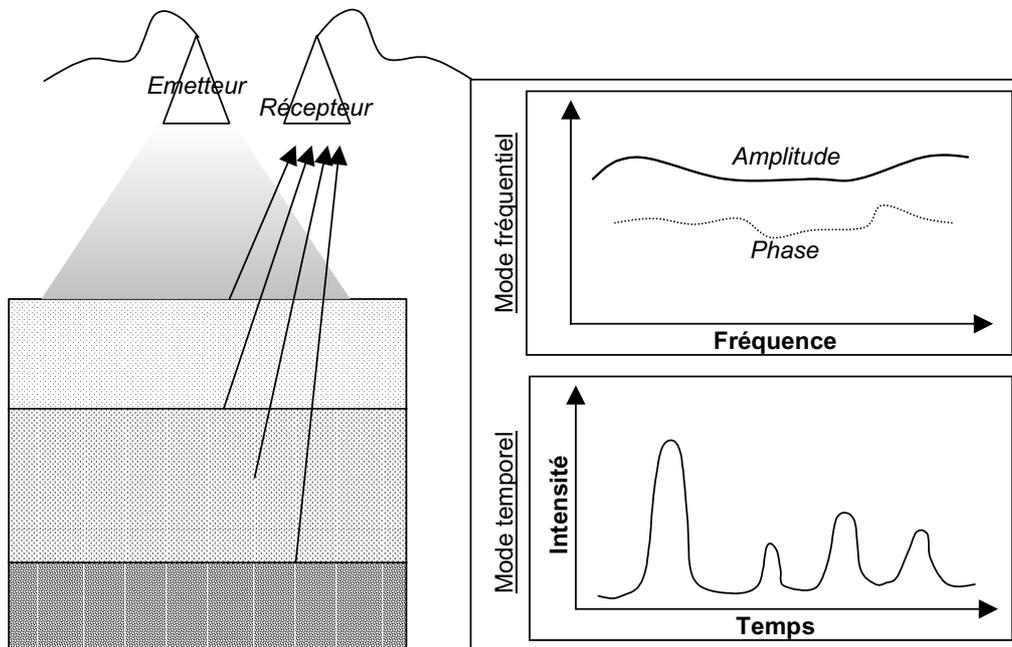


Figure 4.53 : Schéma de fonctionnement et d'acquisition des mesures

Avec une telle configuration, le cornet récepteur balaie les réponses du sol dunaire sur une gamme de fréquence de 1.2 à 1.6 GHz. En mode fréquentiel, il intègre la réponse de la surface de la dune, ainsi que les contributions des strates qu'elle recèle et d'éventuels diffuseurs volumiques (cf. Fig.4.53). Il fournit une valeur complexe relative au champ diffusé par la surface et la mesure ainsi effectuée s'apparente à l'information contenue dans un pixel d'image SAR. De plus, l'analyseur fréquentiel était doté d'une carte pour fonctionner en mode temporel et nous avons relevé la présence puis suivi l'évolution de quatre échos (pics) différents en provenance de la surface et subsurface de la dune. Ils sont reportés dans la figure 4.55, où l'on visualise l'évolution du temps de retour des signaux en fonction de la localisation du point de mesure, le long du profil.

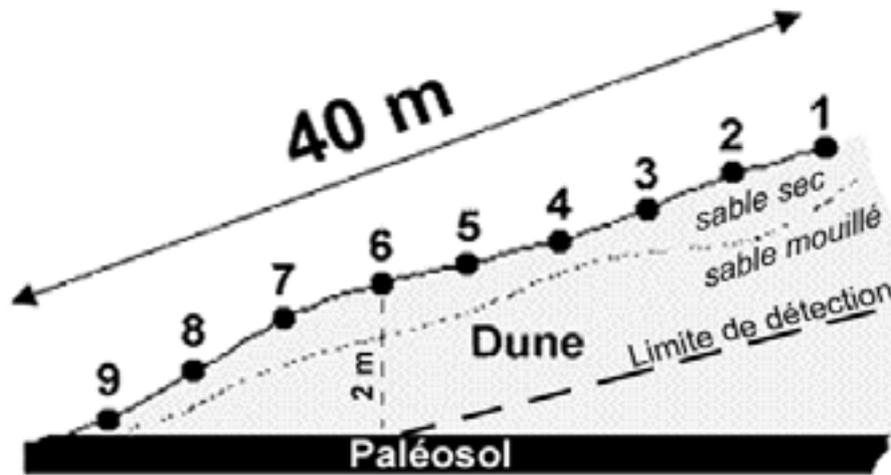


Figure 4.54 : Géométrie des acquisitions

### III.3.c. Décorrélation fréquentielle et profondeur de pénétration

Travaillant sur la pénétration de l'onde radar dans les couverts neigeux, Nashashibi, Sarabandi et Ulaby (Nashashibi et al., 1994) ont extrait un paramètre  $B_d$  (ou la largeur de bande de décorrélation) de la réponse fréquentielle, qui peut être relié aux propriétés physiques du milieu sondé. Considérant un analyseur de fréquence fonctionnant sur une largeur de bande  $B$ , ils définissent une fonction d'auto-corrélation fréquentielle pour les  $N_s$  échantillons spatiaux et les  $N_f$  points de fréquence :

$$\mathbf{R}(\mathbf{k}) = \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} \left[ \frac{1}{(N_f - k)} \sum_{j=1}^{N_f - k} (P_{i,j} - \bar{P})(P_{i,j+k} - \bar{P}) \right] \quad (4.51)$$

Dans cette définition,  $P_{i,j}$  est la puissance reçue du  $i^{\text{ème}}$  échantillon spatial au  $j^{\text{ème}}$  point de fréquence et  $\bar{P}$  est la puissance moyenne reçue pour l'ensemble des échantillons et des points de mesure fréquentiels.  $k$  représente l'indice de décalage dans les points de fréquence et la fonction d'auto-corrélation normalisée  $\rho(k)$  (4.52) conduit à la définition de la largeur de bande de décorrélation  $B_d$  (4.53) précitée.

$$\rho(k) = \frac{\mathbf{R}(k)}{\mathbf{R}(0)} \quad (4.52)$$

$$\mathbf{B}_d = \Delta f \cdot k_0 \quad (4.53)$$

où  $k_0$  est le décalage fréquentiel pour lequel  $\rho(k_0) = e^{-1}$ . Leurs travaux stipulent que, de manière générale, la décorrélation fréquentielle des champs rétrodiffusés est une conséquence des différences de chemin optique entre le radar et les multiples diffuseurs du milieu. L'application de ce procédé à nos mesures, qui ne contiennent qu'un échantillon spatial par acquisition et 201 points de fréquence entre 1.2 et 1.6 GHz, conduit au tableau (4.5).

On constate que l'on peut classer les points de mesure en deux groupes, l'un dont la largeur de bande de décorrélation  $B_d$  se situe autour de 100 MHz (points 2 à 6), et l'autre pour lequel  $B_d$  est environ deux fois plus faible (points 7 à 9). Compte-tenu de la géométrie du

problème (cf. Fig.4.54) et des pics successivement enregistrés (cf. Fig.4.55), nous interprétons cette distinction comme la résultante de la contribution ou de la non-contribution du paléosol enfoui. En effet, mettant à part le point 3 pour lequel d'autres analyses montrent que les enregistrements sont douteux (cf. Fig.4.56 et 4.57), les points 2 à 5 ont en commun que le paléosol est trop profond pour y être sondé et qu'il est en limite de détection pour le point 6. Dans ces cas de figure, l'onde incidente interagit essentiellement avec l'épaisseur de sable recouvrant le paléosol. Cette dernière strate est en revanche suffisamment proche de la surface pour contribuer au signal aux points de mesure 7, 8 et 9.

	$k_0$	$B_d$ (MHz)
Point n°2	46	9.20e+07
Point n°3	20	4.00e+07
Point n°4	46	9.20e+07
Point n°5	52	1.04e+08
Point n°6	50	1.00e+08
Point n°7	15	3.00e+07
Point n°8	29	5.80e+07
Point n°9	25	5.00e+07

Tableau 4.5 : Evolution de la largeur de bande de la décorrélation fréquentielle le long du profil de mesures

Nous avons donc d'un côté une interaction avec un volume sableux et de l'autre, une interaction du même type à laquelle s'ajoute une interaction surfacique sur le paléosol, dans lequel la pénétration est moins efficace, ce qui se traduit par deux valeurs de  $B_d$  typiquement différentes.

### III.3.d. Variations temporelles des échos de subsurface successifs au cours des acquisitions

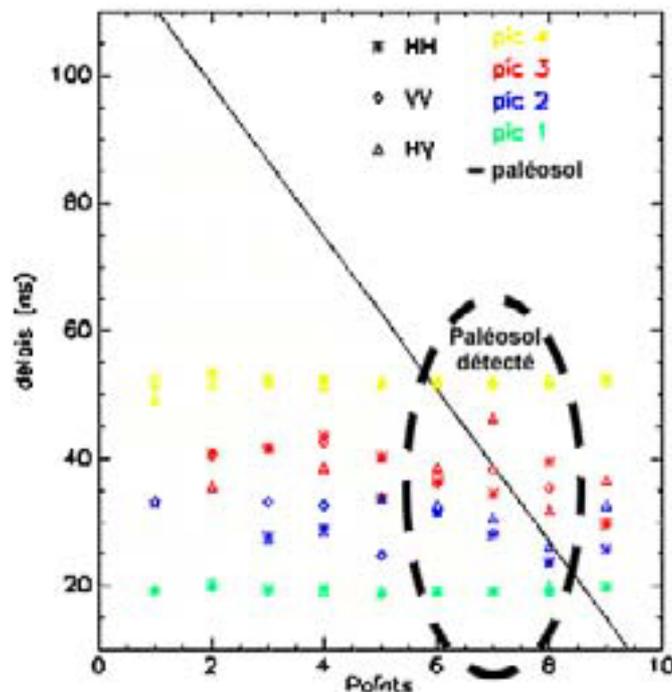


Figure 4.55 : Résultat des acquisitions en mode temporel

Le paléosol (trait plein noir) a été reporté sur l'échelle temporelle d'après les enregistrements GPR réalisés auparavant. Les coordonnées GPS des extrémités du profil sont : 0641151-4937717 et 0641126-4937787 en UTM30. Le pic 1, stable dans le temps quelle que soit la polarisation utilisée, est interprété comme étant le signal réfléchi par la surface de la dune. Présentant les mêmes caractéristiques de stabilité temporelle, le pic 4 est une réflexion parasite, de même que le pic 2 (résonance). Le pic 3, quant à lui, nous permet de suivre la transition entre le sable sec et le sable mouillé sur les premiers points du profil (du point 1 au point 6). Cette interprétation provient à la fois de la conversion délais-profondeur et des profils GPR obtenus lors des précédentes sorties terrain. On estime que notre système présenté aux figures 4.51 et 4.52 permet une profondeur de pénétration de 2 mètres.

Lorsque cette interface est rejointe par le paléosol, à partir du point 6, nous constatons que les modes HH et VV ne renvoient plus d'échos simultanés (points entourés), alors qu'ils étaient confondus jusque là (cf. Fig.4.55). Convertis en retard de phase, ces délais de réponse mettent en évidence le rôle du paléosol dans la différence phase entre les modes HH et VV. Cette conclusion se retrouve dans l'analyse en mode fréquentiel, présentée dans la figure 4.56, où sont tracées les différences de phase entre HH et VV pour chaque point de mesure, en fonction de la fréquence.

Nous n'exploiterons pas les points 2 et 3 qui présentent des comportements douteux. Par ailleurs, les résonances étant trop nombreuses entre 1.4 et 1.6 GHz, nous n'exploitons que la partie 1.2 à 1.4 GHz du spectre. Considérant les points 4 et 5, d'une part, où le paléosol est trop profond pour que sa contribution intervienne, et les points 6, 7 et 8, d'autre part, où le paléosol est suffisamment proche pour être détecté, nous nous focalisons sur la bande encadrant 1.3 GHz (en grisé sur les figures 4.56 et 4.57), où la corrélation entre les modes HH et VV semble la plus stable (cf. Fig.4.56). Nous retrouvons alors un écart d'une vingtaine de degrés entre la différence de phase provenant de la dune sans le paléosol et la différence de phase intégrant la présence du paléosol enfoui. Le point 9 se rapproche d'ailleurs des points 4 et 5 car, à cet endroit, le paléosol émerge à la surface. Il est donc relativement sec, ce qui le rend similaire au sable d'un point de vue diélectrique (cf. Chapitre 2, section I.1) et le mécanisme de rétrodiffusion n'inclut plus de composante subsurfacique.

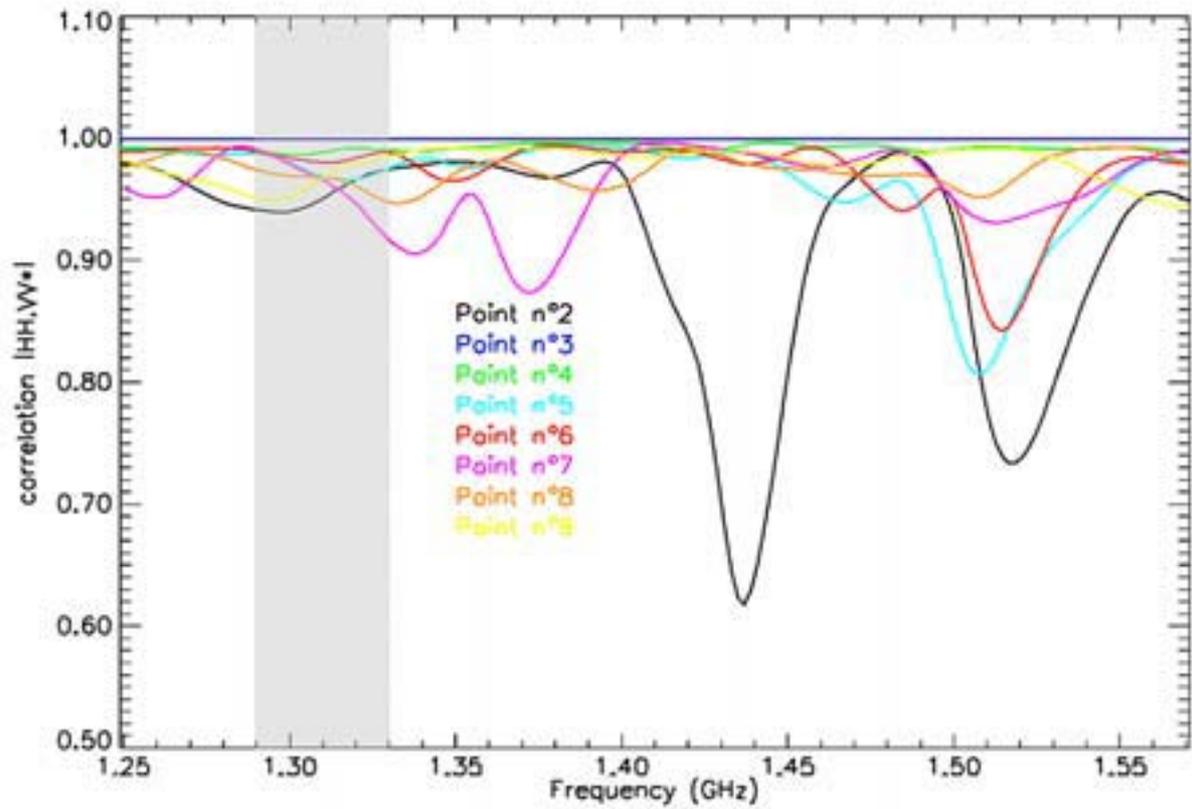


Figure 4.56 : Variation fréquentielle de la corrélation entre HH et VV pour chacun des points de mesure

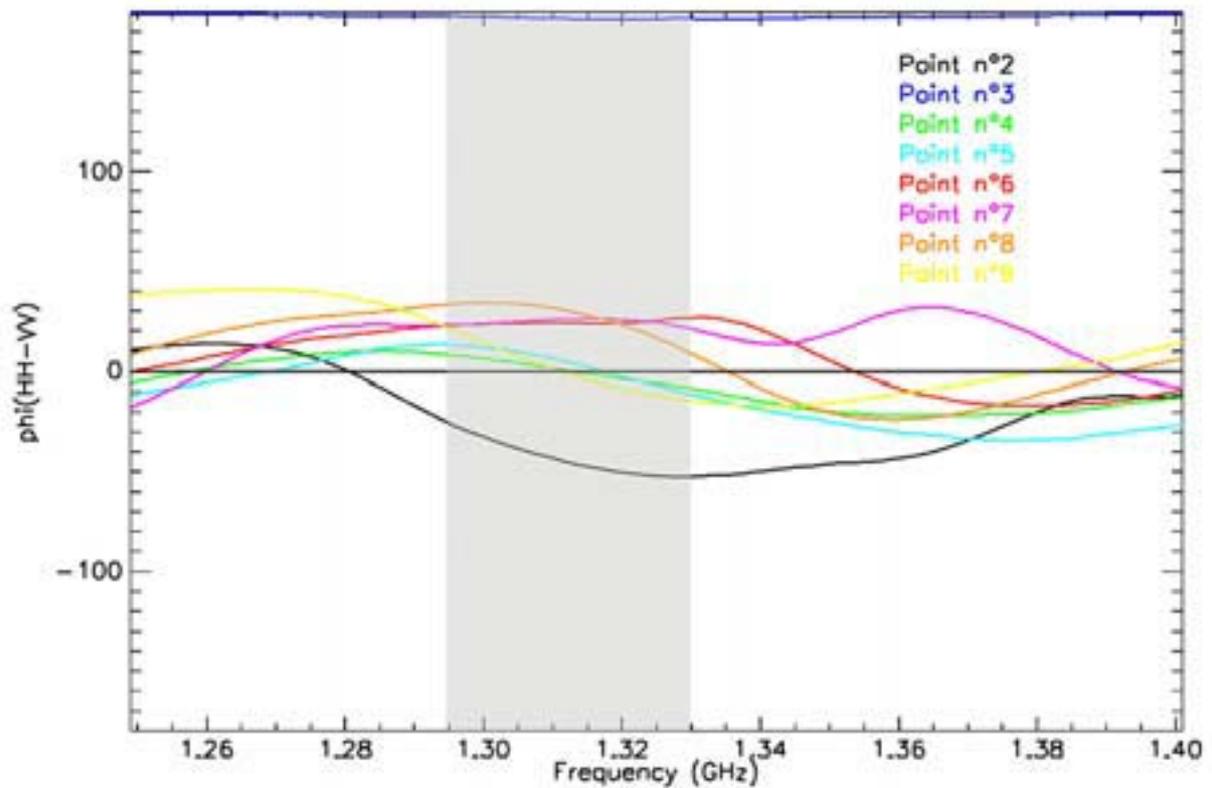


Figure 4.57 : Variation fréquentielle du déphasage entre HH et VV pour chacun des points de mesure

### III.4. Conclusions

Ces études ont permis, pour la première fois sur un site naturel, de mettre en évidence un comportement particulier de la différence de phase entre HH et VV, lié à la présence d'une zone humide dans la subsurface. Le paramètre  $\varphi_c$  pourrait donc à ce titre être considéré comme un indicateur d'humidité du sous-sol lors de futures études polarimétriques de zones arides.

Ce paramètre prend des valeurs notables pouvant atteindre quelques dizaines de degrés et qui ont été confirmées par des expérimentations in situ. Il est peut-être encore trop tôt pour généraliser le cas du Pyla à l'ensemble des couches humides de subsurface que l'on peut rencontrer dans les zones arides, mais les résultats sont encourageants. Bien que le phénomène n'ait pas été modélisé de façon formelle, nous avançons l'hypothèse que les inclusions contenues dans le paléosol jouent également un rôle dans la construction de cette différence de phase, impliquant un processus de rétrodiffusion volumique, en plus du processus surfacique correctement reproduit par les modèles empirique de Oh et théorique (IEM) de Fung.

L'autre résultat important est que cette information de phase est encore visible dans le signal provenant de la subsurface, alors même que son amplitude est noyée dans la contribution surfacique de la dune. Appliquée au cas du Pyla en bande L, cet effet double les performances de pénétration en portant la limite de détection de 3 m, si l'on ne considère que  $\sigma_o$ , à environ 6 m en utilisant l'information portée par  $\varphi_{HH-VV}$  (cf. Fig.4.11 et 4.40 par exemple).

## IV. Bande P

### IV.1. Performances attendues

Les études conjointes SAR + GPR ont montré l'efficacité de la bande L pour explorer les premiers mètres sous la surface des zones arides. Ainsi que nous le laisse envisager l'équation (1.24), contrôlant la profondeur de pénétration, l'utilisation d'un capteur à plus basse fréquence doit permettre d'atteindre des performances de sondage plus importantes (environ 1.7m en bande L et 5.4m en bande P). Elle stipule en effet que la profondeur de pénétration croît comme la longueur d'onde. Cette tendance a d'ailleurs été validée expérimentalement avec les radars sondeurs lors des missions in situ en Egypte et au Pyla et nous la retrouvons dans la figure 4.58, qui témoigne de l'extinction du signal provenant du paléosol en fonction de sa profondeur sous le sable. On y lit une extinction d'environ 5 dB/m à 900 MHz (cf. Fig.4.58) et de 3 dB/m à 500 MHz, toutes respectivement en bon accord avec

l'atténuation simulée grâce au modèle IEM deux couches (cf. chapitre 4, partie II.4.b), en isolant la contribution de la couche enfouie (cf. Fig.4.59).

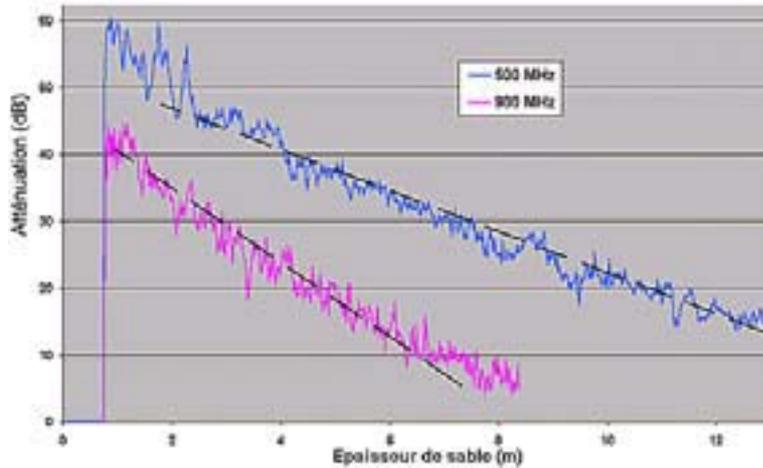


Figure 4.58 : Extinction du paléosol dans les profils GPR – Pyla 2001 (calibration relative)

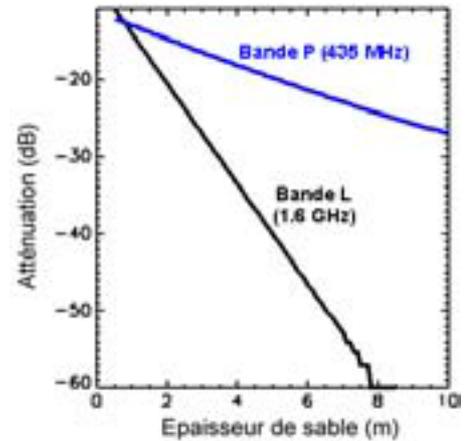


Figure 4.59 : Atténuation simulée du signal diffusé par le paléosol (IEM)

De même que nous avons reproduit en bande L l'extinction du paléosol avec le modèle à deux couches basé sur l'IEM (cf. Fig.4.24 et 4.60), nous avons simulé ce que pourrait être la réponse en bande P d'une telle configuration. La grandeur R (4.35), dont les graphes de la figure 4.61 nous montrent la décroissance en bandes L et P en fonction de la profondeur, est définie comme le rapport entre la somme des contributions surfaciques et sub-surfaciques, d'une part, et le signal rétrodiffusé par la surface uniquement, d'autre part (cf II.4.b).

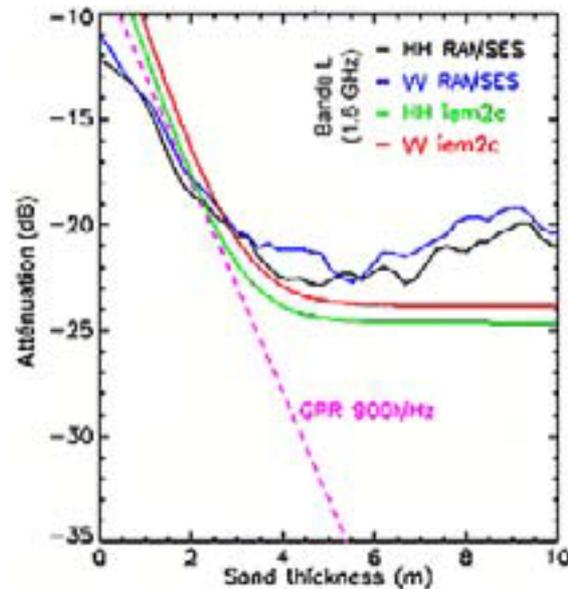


Figure 4.60 : Comparaison du signal bande L mesuré (RAMSES) et simulé (IEM), provenant du bicouche sable+paléosol, avec son atténuation en fonction de l'épaisseur de sable (GPR 900 MHz)

La droite d'extinction issue des profils GPR à 900 MHz (cf. Fig. 4.58) et incluse dans la figure 4.60 (en rose) a été extraite de données non calibrées de manière absolue. Elle a donc été translatée pour apparaître en superposition des courbes théoriques et expérimentales sur la figure 4.60 et seule l'information sur la pente de l'extinction doit être considérée.

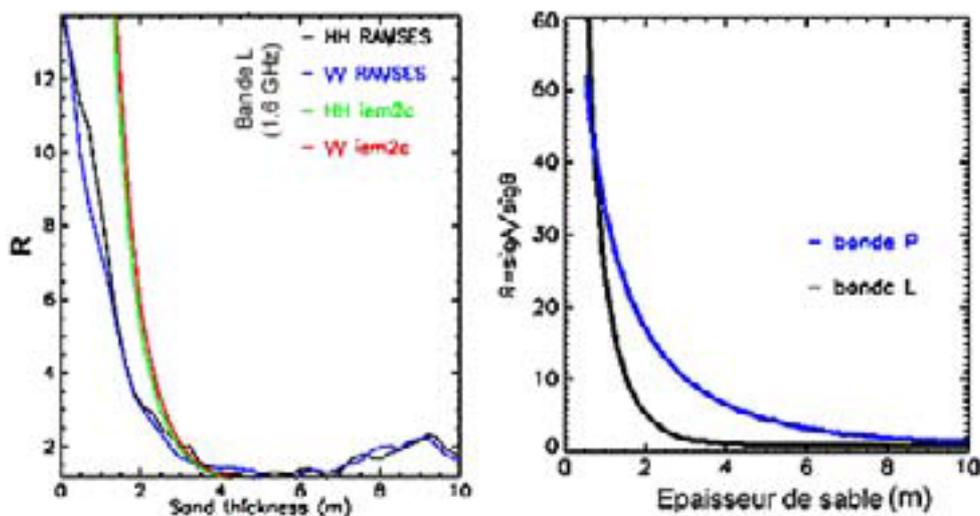


Figure 4.61 : Evolution du rapport R (4.35) avec l'épaisseur de sable en bandes L (1.6 GHz) et P (435 MHz).

En plus du bon accord déjà évoqué entre le modèle à deux couches basé sur l'IEM et les données RAMSES, la figure 4.61 confirme que l'on peut attendre de bonnes performances de sondage en bande P. La courbe en bande P (figure de droite), réalisée avec des valeurs calculées grâce au modèle pré-cité, décroît plus lentement et indique en effet que le rapport R est détectable jusqu'à environ 8 m. Elle semble cependant laisser supposer également que le contraste est moins marqué entre le paléosol et la dune.

## IV.2. Observations RAMSES bande P

Les données en bande P à 435 MHz, nouvellement acquises par le système RAMSES, n'ont malheureusement pas exhibé le paléosol de façon aussi nette qu'il apparaissait en bande L (cf. Fig.4.62, le rond blanc localise un même repère à chaque longueur d'onde). On devine ça et là les affleurements sur l'image 302P en mode HH (cf. Fig.4.63), mais sur une largeur moyenne de deux à trois pixels maximum. Compte-tenu de la résolution moyenne de capteur bande P, qui est d'environ deux mètres, le paléosol n'est au mieux détecté que sous un mètre de sable ! Il n'était donc pas possible de renouveler les études réalisées pour la bande L afin de suivre l'évolution des paramètres polarimétriques avec l'épaisseur de sable (cf. Fig.4.37 à 4.44).

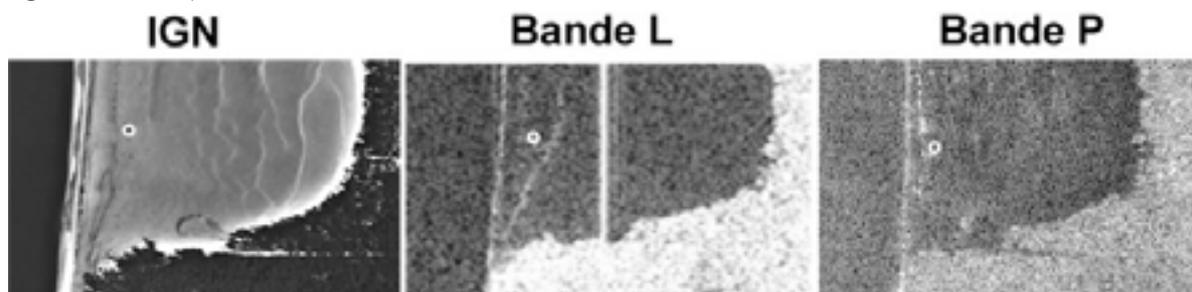


Figure 4.62 : Absence des paléosols en bande P

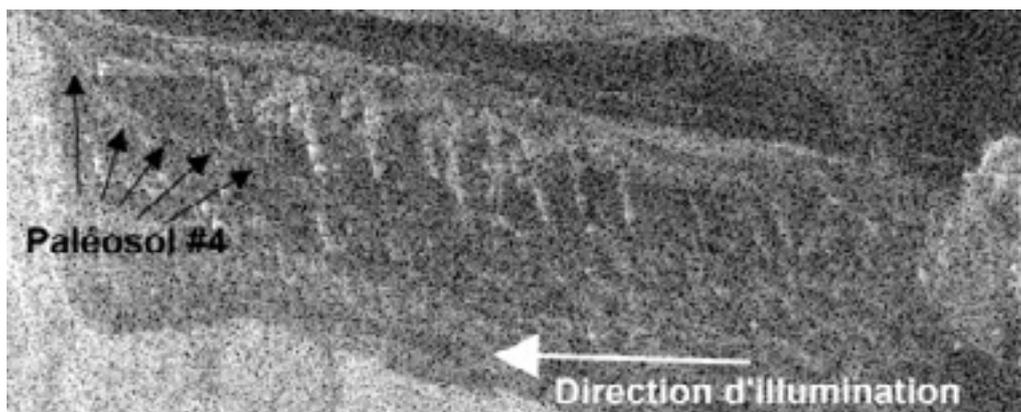


Figure 4.63 : Image en amplitude de la dune (HH) – vol 302P

Les structures brillantes, visibles verticalement au centre de la dune dans la figure 4.63, pourraient être les flancs de structures sculptées par le vent dans le sable de la dune. En effet, l'incidence particulière de cette acquisition est relativement perpendiculaire à ces formations, ce qui rend le processus de réflexion très efficace.

### IV.3. Interprétation et discussion

La composition trichromique présentée Fig.4.64 montre que le mécanisme de rétrodiffusion lié aux paléosols affleurant ne semble pas dépolariiser l'onde incidente. C'est un argument supplémentaire pour dire que la longueur d'onde de 69cm est trop grande devant les dimensions caractéristiques des interfaces rencontrées dans le Pyla (rugosité, inclusions charbonneuses...) pour envisager un processus efficace de rétrodiffusion et expliquer ainsi l'absence des paléosols en bande P. En effet, cette fréquence offre vraisemblablement un plus fort pouvoir de pénétration, mais les structures de subsurface, qui apparaissent lisses à cette longueur d'onde (cf. Fig.4.5), ne diffusent pas le signal incident.

La surestimation des performances de détection, envisagées avec le modèle théorique à deux couches (cf. Fig.4.61), est certainement liée au fait que nous sommes en limite de validité du modèle IEM (cf. Fig.4.5). Enfin, les résultats, pourtant prometteurs, obtenus avec le GPR à 500 MHz, ne peuvent pas être directement reliés au signal enregistré par le SAR car nous étions alors en visée normale et le contraste diélectrique suffisait à renvoyer une énergie conséquente vers l'antenne. N'oublions pas également que le paléosol ne mesure que 15 à 30 cm d'épaisseur, ce qui est bien inférieur à la longueur d'onde de la bande P ( $\lambda \sim 70$  cm) et limite encore l'efficacité de l'interaction.



Figure 4.64 : Trichromie polarimétrique en bande P sur le Pyla – RAMSES 302P

## Chapitre 5 Perspectives et applications

Les études réalisées sur les deux sites tests ont permis de démontrer le fort potentiel de la télédétection radar dans l'exploration des subsurfaces en contexte aride, qu'il s'agisse d'interfaces géologiques ou de sous-couches humides. Cette technique est encore dans une phase exploratoire et nos travaux originaux laissent entrevoir des champs d'application très vastes, pour des domaines thématiques très variés. Nous nous proposons ici d'en évoquer quelques-uns et d'envisager quelques perspectives liées au développement technologique de la méthodologie employée.

### I. Perspectives technologiques

#### I.1. Le multi-spectral

Ainsi que nous l'avons vu, le choix de la longueur d'onde sélectionne la nature des acteurs du processus de rétrodiffusion. En effet, une surface rugueuse ne présente pas la même efficacité de rétrodiffusion face à la bande X ( $\lambda \sim 3\text{cm}$ ) qu'à la bande P ( $\lambda \sim 70\text{cm}$ ). L'étude précise des différentes réponses spectrales renseigne alors sur la taille caractéristique des éléments de terrain : graviers, galets, rochers... Il en va de même pour une couche de diffuseurs volumiques qui arrêtera les courtes longueurs d'onde alors qu'elle serait transparente aux plus grandes, permettant ainsi à l'impulsion radar d'interagir avec les strates plus profondes.

De manière plus générale, les basses fréquences sont synonymes de performances de sondage plus importantes dans le cas de milieux diélectriques homogènes, trouvant la voie à l'exploration des structures les plus profondes. Cette conclusion pourrait être hâtive si l'on ne considérait pas qu'elle nécessite un processus de rétrodiffusion efficace à ces grandes longueurs d'onde, imposant une interface enfouie très rugueuse ou présentant un fort contraste diélectrique, sur une épaisseur suffisante. On voit bien, en effet, qu'aucune conclusion n'aurait pu être tirée de l'exploration de la subsurface du Pyla par télédétection radar si la dune n'avait pas été imagée en bande L et que l'on n'avait eu accès qu'à la bande P (si ce n'est qu'il n'y avait rien à voir ne subsurface !).

Dès lors, des missions d'exploration comme Pacrim 2 prend tout son intérêt (<http://www.crsgis.unsw.edu.au/pacrim.htm>), en permettant d'utiliser l'instrument AIRSAR pour imager simultanément une même zone à trois fréquences différentes (C, L et P) et en mode polarimétrique complet (HH, HV, VH et VV). Ce système SAR aéroporté, financé par la NASA et bon nombre de pays de la zone pacifique, offre cependant une résolution inférieure au système RAMSES : 5 à 10 mètres contre 1 à 2 mètres pour l'imageur de l'ONERA (cf. comparaison Fig.4.7 et 4.9). Le projet en cours d'utilisation systématique de capteurs SAR multifréquences (bandes L+P par exemple), au-dessus d'un territoire en région désertique aride, comme l'Égypte, apportera sans nul doute un lot complet d'informations uniques et très précieuses sur la nature et la géométrie de strates enfouies dans les dix premiers mètres du sous-sol, voire même sur des structures encore plus profondes comme le laissent envisager les profils GPR réalisés à Bir Safsaf.

## I.2. L'effet Brewster

Les angles de visée du système RAMSES varient généralement entre 40 et 50°. En augmentant encore l'incidence, de façon à la rendre plus rasante localement, on peut théoriquement faire interagir l'onde radar et le sol au voisinage de l'incidence de Brewster et profiter ainsi de la transmission totale du champ polarisé verticalement. En effet, l'angle de Brewster est défini comme l'angle pour lequel la réflexion du champ polarisé parallèlement au plan d'incidence est nulle. Ceci signifie que la quasi-intégralité de la puissance émise par l'antenne en mode V est transmise dans le sous-sol et est disponible pour interagir avec les structures enfouies. Cet angle est défini comme suit :

$$\tan \theta_{\text{Brewster}} = \sqrt{\epsilon_r'} \quad (5.1)$$

Pour des contextes géologiques arides tels que nous les avons rencontrés au Pyla et surtout à Bir Safsaf, l'incidence requise pour attaquer la surface sous l'angle de Brewster est d'environ 62° (pour un  $\epsilon_r'$  du sable sec de 3.5) et l'onde est transmise avec un angle de 28° par rapport à la normale locale. C'est une seconde particularité de la technique car, dans le cas d'interfaces parallèles, la composante verticale transmise se réfléchit sur la structure enfouie avec une incidence suffisamment proche de la normale pour que la rétrodiffusion soit efficace. Le contraste, en mode VV, entre les régions vierges de structures enfouies (ou présentant des structures trop profondes) et les régions d'où émerge un signal subsurfacique doit donc être d'autant plus grand à cette incidence spécifique.

Ne disposant pas de données calibrées, nous n'avons pu que vérifier qualitativement cette hypothèse de fonctionnement avec la bande P sur la dune du Pyla. Rappelons la géométrie du problème : le paléosol, horizontal, est recouvert du sable de la dune, dont la surface fait un angle d'environ 15° par rapport à la structure humide enfouie. Le vol 508P a imagé la dune avec un angle de visée de 55°, en survolant la forêt et en visant l'océan, ce qui occasionnait un angle local d'incidence avec la surface du sable d'environ 70° environ (cf. Fig.5.1). Du fait de la géométrie particulière du site, l'onde transmise se réfléchit sur le

paléosol avec une incidence résultante de  $15^\circ$ , très proche de la normale, augmentant encore les chances de récupérer du signal de la subsurface.

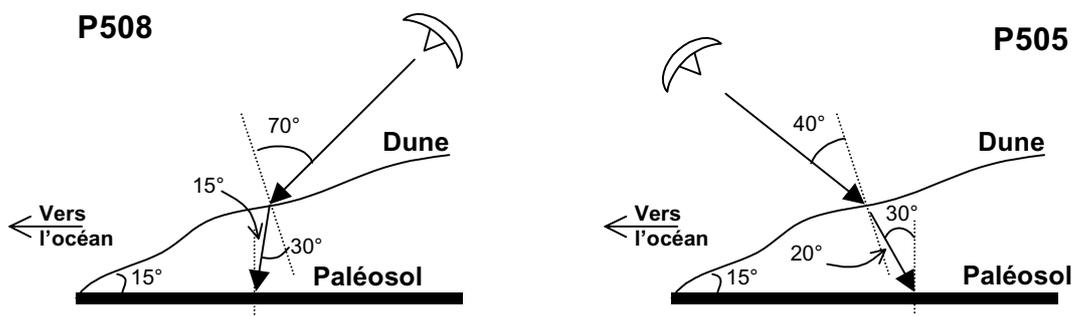


Figure 5.1 : Géométrie des acquisitions 508P (incidence de Brewster) et 505P

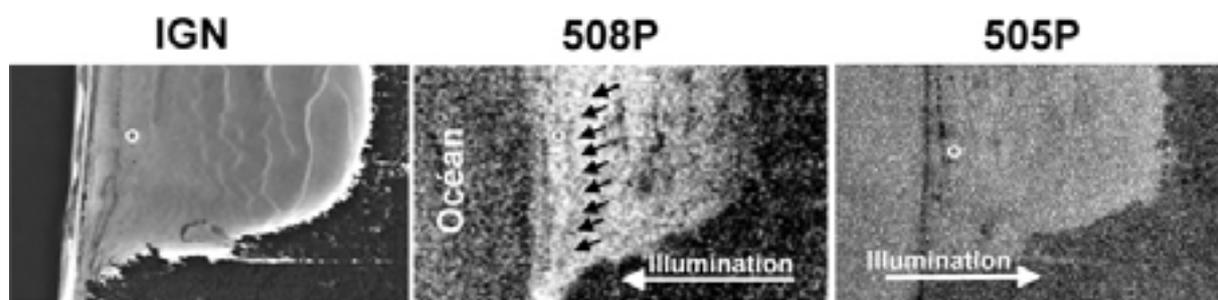


Figure 5.2 : Comparaison des acquisitions RAMSES 508P (Brewster – échelle de gris inversée) et 505P (en mode VV) avec une vue de la dune en visible

L'acquisition SAR dans cette configuration proche de Brewster révèle la présence du paléosol en bande P, alors qu'il était quasiment indécélable dans les autres acquisitions. Nous pouvons le suivre grâce aux flèches noires sur la figure 5.2 (centre), où les images RAMSES (VV) sont présentées en inverse vidéo, les tons noirs correspondant à un signal rétrodiffusé important et les tons blancs à l'absence de rétrodiffusion. Du fait du sens d'illumination, le flanc Est de la dune est éclairé (cf. Fig.5.3), alors qu'il était dans l'ombre radar sur les autres acquisitions bandes L et P, excepté le vol 302P qui était transverse Est-Ouest. Nous notons également, sur les images exposée dans la figure 5.3, que la dune est entièrement noire dans les modes cross-polaires, confirmant l'hypothèse que le paléosol est trop lisse à cette fréquence pour dépolariser l'onde incidente.

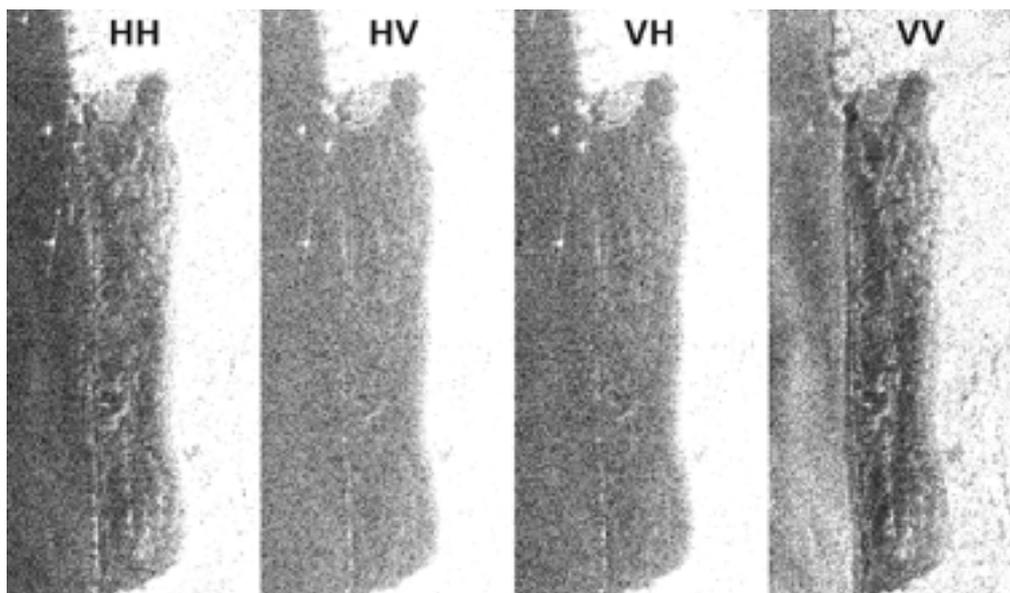


Figure 5.3 : Polarimétrie sur la dune, en bande P et à incidence de Brewster – vol 508P

Une telle géométrie d'acquisition aurait certainement été plus profitable encore en bande L, fréquence pour laquelle le paléosol présente une rétrodiffusion efficace. Sans les quantifier, nous pouvons déjà apprécier les apports de la visée à une incidence proche de Brewster pour sonder les sous-sols arides.

### I.3. Interférométrie polarimétrique

Si la polarimétrie permet de distinguer les différents types de mécanismes de rétrodiffusion intervenant dans une région donnée, elle est insuffisante pour fournir des informations sur la localisation spatiale (le long de la ligne de visée) des foyers de rétrodiffusion. Cette capacité à fournir la troisième dimension est la particularité de l'interférométrie et la combinaison de ces deux techniques doit permettre de discriminer verticalement les différentes contributions d'une interaction multicouche.

Cette approche a récemment été développée pour l'étude des couverts végétaux : champs de culture et forêts (Sagués et al., 2000 ; Woodhouse et al., 2002 ; Kasilingam et al., 2002). En effet, dans ce type de cible, en effet, plusieurs mécanismes de rétrodiffusion se conjuguent : la diffusion volumique du feuillage, la réflexion en double-rebond sur les branches et la réflexion sur le sol (cf. Fig.1.16).

Considérant les vecteurs-cibles,  $\vec{k}_1$  et  $\vec{k}_2$  (1.48), de chacune des images du couple interférométrique, on peut construire une matrice complexe de cohérence interférométrique,  $[\Gamma]$ , à partir des matrices de covariance :

$$[\mathbf{T}_{11}] = \langle \vec{k}_1 \cdot \vec{k}_1^* \rangle \quad (5.2)$$

$$[\mathbf{T}_{22}] = \langle \vec{\mathbf{k}}_2 \cdot \vec{\mathbf{k}}_2^* \rangle^T \quad (5.3)$$

qui contiennent l'information polarimétrique de chaque image prise individuellement

$$\text{et } [\mathbf{\Omega}_{12}] = \langle \vec{\mathbf{k}}_1 \cdot \vec{\mathbf{k}}_2^* \rangle^T \quad (5.4)$$

qui contient l'information polarimétrique et interférométrique.  $\Gamma$  s'écrit :

$$[\Gamma] = [\mathbf{\Omega}_{12}] ./ \sqrt{[\mathbf{T}_{11}] .* [\mathbf{T}_{22}]} \quad (5.5)$$

où les opérateurs ./ et .\* indiquent des opérations terme à terme entre les différentes matrices. Les cohérences interférométriques pour chacune des combinaisons dans la base (H,V), se retrouvent dans le module de  $[\Gamma]$  :

$$|[\Gamma]| = \begin{bmatrix} \gamma_{hh-hh} & \gamma_{hh-hv} & \gamma_{hh-vv} \\ \gamma_{hv-hh} & \gamma_{hv-hv} & \gamma_{hv-vv} \\ \gamma_{vv-hh} & \gamma_{vv-hv} & \gamma_{vv-vv} \end{bmatrix} \quad (5.6)$$

et dont l'argument renferme l'ensemble des phases interférométriques :  $\Phi_{\text{interféro.}} = \arg([\Gamma])$ . Dans le cas de cibles naturelles, avec des couples suffisamment corrélés temporellement et spatialement (i.e. courte ligne de base), les plus fortes corrélations se retrouvent pour les termes de configuration polarimétrique identiques entre les deux images (termes diagonaux de  $|[\Gamma]|$ ).

En appliquant les transformations décrites au chapitre 1 pour la synthèse de polarisation, on peut recalculer  $[\Gamma]$  pour toutes les configurations polarimétriques  $(\psi, \chi)$  de l'espace des angles de rotation et d'ellipticité :

$$|[\Gamma](\psi, \chi)| = \begin{bmatrix} \gamma_{xx-xx} & \gamma_{xx-xy} & \gamma_{xx-yy} \\ \gamma_{xy-xx} & \gamma_{xy-xy} & \gamma_{xy-yy} \\ \gamma_{yy-xx} & \gamma_{yy-xy} & \gamma_{yy-yy} \end{bmatrix} \quad (5.7)$$

La visualisation de  $\gamma_{xx-xx}(\psi, \chi)$  montre autant de maxima que de mécanismes de rétrodiffusion distincts et l'on peut alors calculer la phase interférométrique,  $\Phi_{\text{interféro.}}(\psi_{\text{max}}, \chi_{\text{max}})$ , associée à chacun d'entre eux. Cette information de phase localise le centre du foyer de rétrodiffusion et l'on peut ainsi calculer la localisation verticale des différents mécanismes de rétrodiffusion.

Dans les cas explorés au cours de nos études, le Pyla et Bir Safsaf, nous avons rencontré des structures de subsurface qui présentaient des mécanismes de rétrodiffusion, et donc des signatures polarimétriques, sensiblement différents des réponses provenant de la surface qui les recouvrait. Ne disposant pas de couples interférométriques, nous n'avons pu appliquer cette technique à nos sites. Néanmoins, il est vraisemblable que l'interférométrie polarimétrique permette d'évaluer la profondeur des structures enfouies, dont l'analyse polarimétrique nous renseigne sur la nature, comme elle permet d'estimer la hauteur des

plantes par l'écart entre le centre de phase du feuillage (rétrodiffusion volumique) et le centre de phase du sol (rétrodiffusion surfacique).

## II. Applications potentielles

Tout au long de ce mémoire, nous avons insisté sur le fait que nos études se déroulaient en contexte aride. La présence d'eau, en effet, limite fortement la propagation des micro-ondes sous la surface et le critère d'aridité est à ce titre une condition nécessaire à la mise en France de techniques radar pour explorer le sous-sol. Cette condition n'est toutefois pas suffisante car les roches peuvent parfois présenter des propriétés électriques et magnétiques qui s'opposent également à la propagation du signal radar comme ce peut être le cas en contexte géologique volcanique (Heggy et al., 2001).

La dune du Pyla est typiquement un site test et les études qui y ont été menées n'avaient qu'une vocation de validation de méthodologie et de démonstration de faisabilité. Les déserts de sable, tels que celui rencontré sur le site de Bir Safsaf, constituent en revanche une cible de choix pour la mise en œuvre des techniques SAR basse fréquence, à la fois pour cartographier la géologie du sous-sol et pour détecter l'humidité de sub-surface.

Les applications potentielles couvrent un large éventail de thématiques dont nous allons évoquer quelques exemples et qui reposent sur la combinaison du SAR et du GPR. Le choix de la plate-forme, avion ou satellite, pourra se faire en fonction de la résolution et de la couverture désirées.

### II.1. Gestion des ressources naturelles

En associant l'analyse polarimétrique d'images SAR à des observations in situ avec le GPR, ainsi que nous avons procédé en Egypte, il est possible de constituer une première ébauche de carte géologique de la sub-surface des zones désertiques. L'information disponible à ce jour reste très limitée, car reposant essentiellement sur des photo-interprétations de données visibles et quelques missions ponctuelles d'extraction d'échantillons. Une connaissance nouvelle et plus complète, issue du radar, de la géologie serait très précieuse pour la prospection minière et pétrolière, car elle peut fournir un ensemble d'indicateurs nécessaires à la désignation de sites à plus ou moins fort potentiel de gisement. Sans la détecter directement, c'est la même démarche qui peut être utilisée pour chercher l'eau dans la subsurface et guider la mise en place de puits dans les zones arides ainsi que le propose un programme commercial de Spot Image (Frech, 2000).

## II.2. Paléohydrographie terrestre et ... martienne ?

En plus de la géologie du proche sous-sol, de la prospection minière et de la gestion des ressources en eau, la télédétection radar basse fréquence permet, en milieu aride, de visualiser la topographie de la roche mère cachée sous le sable. Comme cela fut montré dans le cas égyptien par Schabert et McCauley (1986), les anciens réseaux hydrologiques sont alors accessibles et c'est toute l'histoire climatique d'un continent qui peut être appréhendée. Cette considération pourrait être élargie au cas martien, s'il s'avérait que de l'eau liquide a bien coulé à sa surface. Les techniques basses fréquences aideront certainement alors à lever le voile de la poussière régolitique, qui masque l'essentiel de la surface martienne et son éventuel réseau paléo-hydrographique (Paillou et al., 2001).

## II.3. Archéologie

Revenant sur Terre, sous le sable du désert égyptien par exemple, c'est également l'archéologie qui peut être intéressée par un tel outil. Un capteur aéroporté fournira la résolution suffisante pour repérer de manière directe des fondations de cités enfouies dans le sable. Par satellite, à plus grande échelle, la cartographie de la paleo-hydrographie guidera indirectement les scientifiques vers des sites archéologiques potentiels. On suppose en effet que les foyers de civilisation se sont développés préférentiellement sur les rivages des étendues d'eau ou sur les berges des grands fleuves. De plus, les très récentes découvertes concernant nos ancêtres (Brunet et al., 2002) laissent à penser que l'Afrique centrale pourrait être le point de départ de la colonisation humaine aussi, la cartographie de ces régions à basse fréquence contribuera certainement à définir les futurs sites de fouille.

## II.4. Gestion du territoire

Plus proche de nous dans le temps, c'est l'aménagement du territoire et la gestion des risques naturels qui seraient bénéficiaires du potentiel de la télédétection radar BF. La cartographie du site égyptien à ces longueurs d'onde a en effet dévoilé tout un réseau de faille fracturant le socle rocheux, et témoignant ainsi des contraintes tectoniques locales. Grâce à l'expertise de nos collègues du BRGM, les études réalisées sur Bir Safsaf ont, par exemple, mis à jour des failles actives qui n'étaient pas encore cartographiées.

Pour finir, nous citerons le projet « pharaonique » d'aménagement du territoire égyptien, du nom de Toshka, qui consiste à creuser une deuxième vallée du Nil, reliant Assouan à Alexandrie ! L'image de la figure 5.4 montre le début du creusement du canal depuis le lac Nasser. Là encore, l'accès à la connaissance du sous-sol, tel que le permet la télédétection radar BF, serait un atout considérable pour les ingénieurs responsables des de la définition du futur tracé du canal.

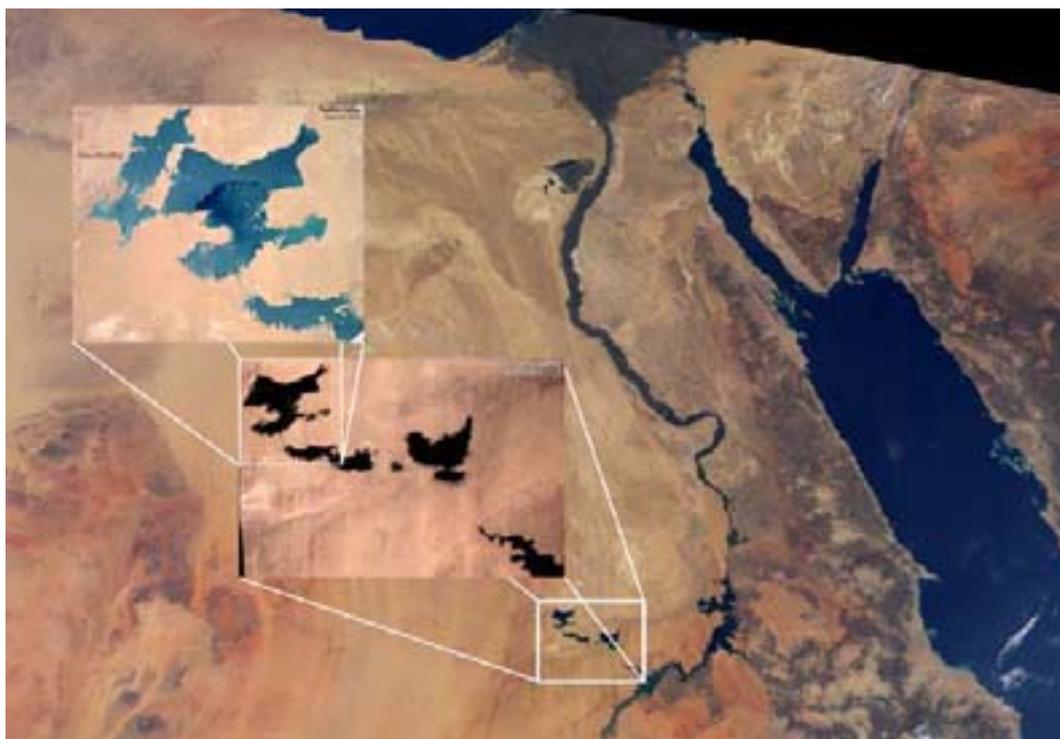


Figure 5.4 : Projet égyptien « Toshka » de dérivation du Nil

## II.5. BIOMASCA

BIOMASCA (BIOMASS monitoring mission for Carbon Assessment) est un projet de mission radar, soumis à l'ESA et mené par Thuy Le Toan (CESBIO). Le système SAR proposé fonctionnera en bande P, à 435 MHz, en mode polarimétrique total et opérera à 23° d'incidence. La résolution est de 100m, pour une largeur de fauchée de 50 km en mode full-polar et 120 km en mode polarimétrique simple et l'ensemble serait lancé en 2009.

L'objectif principal de ce projet est d'étudier la végétation et d'estimer les biomasses, en particulier des forêts boréales et tropicales, pour contribuer à la compréhension du cycle du carbone sur Terre. Les objectifs secondaires concernent les zones inondables, l'humidité du sous-sol, l'océanographie, les régions polaires et les zones arides. Nos travaux s'inscrivent dans la ligne logique des études préalables à cette mission, pour ce qui est de la couverture des zones arides, et nos résultats indiquent que la cartographie de ces régions permettra d'en apprendre beaucoup sur ces « continents » cachés et méconnus.

## Conclusion

Disposant de données SAR spatiales et aéroportées, nous avons vérifié la capacité de la télédétection radar basse fréquence (bandes L et P) à imager la subsurface en contexte aride. Nous avons travaillé sur deux sites tests pour nos études : la dune du Pyla (France – 33) et la région de Bir Safsaf dans le sud de l’Egypte. Chacun de ces deux sites présente une couche de sable relativement sèche et transparente aux micro-ondes, masquant différents types de structures de subsurface. Il s’agit de sous-couches humides (paléosols) dans le cas de la dune du Pyla et d’interfaces géologiques dans le cas égyptien.

A partir d’une méthode originale de combinaison du radar géologique GPR avec le SAR imageur, nous avons validé l’aptitude SAR bande L à retrouver l’information décrivant le sous-sol en zone aride. Les missions GPR nous livrent la géométrie du problème et, complétées par des analyses d’échantillons en laboratoire, elles nous permettent de relier les signatures polarimétriques, observées dans les images SAR, à des configurations de terrain. Nous avons ainsi fait la démonstration des performances du SAR orbital pour identifier la nature des interfaces géologiques enfouies sous la surface du désert égyptien.

La configuration géométrique particulière de la dune du Pyla est telle que ses paléosols sont enfouis sous une épaisseur croissante de sable. Forts de la connaissance GPR du terrain, nous avons modélisé et reproduit l’extinction du paléosol en SAR bande L et ainsi conclu sur les performances de sondage de tels systèmes. Elles tournent autour de 3 mètres pour le radar imageur aéroporté de l’ONERA, fonctionnant en bande L à 1.6 GHz. Parallèlement, toujours sur la dune, nous avons mis en évidence un comportement particulier de la différence de phase entre les mode HH et VV pour les paléosols. Partiellement reproduite avec un modèle empirique puis étudiée expérimentalement sur le site, cette information permet de suivre le paléosol sous une profondeur plus importante de sable que la simple information radiométrique, jusqu’à 5 mètres environ. Il est très possible qu’elle soit un traceur de l’humidité de subsurface, même si des études plus poussées s’avèrent nécessaires pour expliquer ce phénomène et pouvoir généraliser le cas du Pyla à la détection d’humidité en contexte aride. Si c’était bien le cas, nous pourrions alors envisager de cartographier la dynamique des poches d’eau sub-affleurantes, au niveau des oasis par exemple, à l’aide de moyens radar aéroportés ou orbitaux et ainsi guider la recherche et l’exploitation des ressources en eau pour les zones arides.

Finalement, l’exploitation d’un jeu de données acquises récemment en bande P au-dessus du Pyla n’a pas confirmé les espoirs investis dans cette basse fréquence en termes de performance de sondage. En effet, les paléosols enfouis sont à peine visibles en bande P, alors qu’ils étaient flagrants en bande L. Si la pénétration est plus importante à basse fréquence, les

---

mécanismes de rétrodiffusion au niveau des paléosols, eux, sont moins efficaces, limitant ainsi la quantité d'énergie renvoyée vers le capteur. Une acquisition à l'incidence de Brewster semble cependant dévoiler le paléosol, ouvrant une voie intéressante pour l'étude des structures enfouies profondes.

Les résultats de nos travaux concernent de nombreux domaines, couvrant un champ très vastes d'applications potentielles : la gestion des ressources en eau, la géologie du proche sous-sol, l'aménagement du territoire et l'archéologie.

## Liste des références

- Bachelier E. *Modélisation électromagnétique des effets de diffusion de surface et de volume des sols par la méthode des différences finies*  
Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure de l'Aéronautique et de l'Espace, 1999, 183 p.
- Ben Slima M., Morawski R.Z., *Calibration of a microwave system for measuring grain moisture content*  
Kraszewski A.W., Barwicz A.  
et Nelson S.O. IEEE Transactions on Instrumentation And Measurement, vol.48, n°3, juin 1999, pp.778-783
- Bindlish R. et Barros A.P. *Subpixel variability of remotely sensed soil moisture : an inter-comparison study of SAR and ESTAR*  
IEEE Transactions on Geoscience And Remote Sensing, vol.40, n°2, p.326-337, feb. 2002
- Bitri A. et Grandjean G. *Frequency-wavenumber modelling and migration of 2D GPR data in moderately heterogeneous dispersive media*  
Geophysical Prospecting, n°46, pp.287-301, 1998
- Born M. & Wolf E. *Principles of Optics*  
sixième édition, Cambridge press, 1980, 808 p.
- Boutry J.-M. *ONERA Airborne SAR facilities*  
2<sup>nd</sup> International airborne remote sensing conference, San Francisco, USA, 24-27 juin 1996
- Brunet M., Guy F., Pilbeam D. *A new hominid from the upper miocene of Chad, central Africa*  
et al.  
Nature, 418, pp.145-151, juillet 2002
- Chen K.S., Wu T.-D., Tsay M.-K., Fung A.-K. *A note on the multiple scattering in an IEM model*  
IEEE TGARS, vol.38, n°1, janvier 2000, pp. 249-256

- Cloude S.R. et Pottier E. *A review of target decomposition theorems in radar polarimetry*  
IEEE TGARS, vol.34, n°2, mars 1996, pp.498-518
- Costes F., I.Chênerie, T.Le Toan, N.Boutier et J.Lemorton *Statistic characterization of random rough surfaces for electromagnetic scattering*  
Proceedings of PIERS, Noordwijk, Netherlands, 11-15 juillet 1994
- Davenport W.B. et Root W.L. *Random signals and noise*  
Mc Graw-Hill, N-Y, 1958
- Dérobot X. et Coffec O. *Localisation des armatures des ouvrages d'art en béton armé ou précontraint par les techniques radar*  
Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n°230, janvier-février 2001, pp.57-65
- Dierking W. *Quantitative roughness characterization of geological surfaces and implications for radar signature analysis*  
IEEE TGARS, vol.37, n°5, septembre 1999, pp.2397-2412
- Dubois P.C., Van Zyl J. et Engman T. *Measuring soil moisture with imaging radars*  
IEEE TGARS, vol.30, 1992, pp.356-369
- Fellah K. *Mesure de paramètres des sols à partir de données des satellites radar pour les applications hydrologiques*  
Thèse de l'université de Strasbourg, 1997, 213 p.
- Feynman R. *The Feynman lectures on Physics, Electromagnetism 2*  
California Institute of Technology, 1963, 416 p.
- Fortuny-Guasch J. *A novel 3-D subsurface radar imaging technique*  
IEEE TGARS, vol.40, n°2, 2002, pp.443-452
- Frech L. *Standardisation d'une offre commerciale pour la recherche d'eau souterraine par télédétection et SIG : Approche méthodologique et opérationnelle*  
Rapport de Mastère SILAT – ENSAM & INRA, 2000
- Fung A.K., Li Z. et Chen K.S. *Backscattering from a randomly rough dielectric surface*  
IEEE TGARS, vol.30(2), pp.356-369, mars 1992
- Fung A.K. *Microwave Scattering and Emission Models and their Applications*  
Artech House Remote Sensing Library, 1994, 573 p.

- Grandjean G., Ph. Paillou, Ph. Dreuillet, P. Dubois, J.-C. Souyris, N. Baghdadi, J. Achache  
***Radar penetration in soils : Towards a new system for Earth subsurface observation***  
CEOS SAR Workshop, Toulouse, France, october 1999.
- Grandjean G., Ph. Paillou, N. Baghdadi, E. Heggy, Th. August-Bernex  
***Sub-surface imaging with low frequency SAR. Field validation in France and Egypt using a Ground-Penetrating Radar***  
GPR 2002, Santa Barbara, USA, avril 2002
- Halikainen M.T., M.C.Dobson, F.T.Ulaby, M.A. El-Rayes et L.K.Wu  
***Microwaves dielectric behavior of wet soil***  
IEEE TGARS, GE-23(1), janvier 1985, pp. 25-45
- Heggy E., P. Paillou, G. Ruffie, J.-M. Malezieux, F. Costard et G. Grandjean  
***On water detection in the Martian subsurface using sounding radar.***  
ICARUS, vol. 154, n°2, pp 244-257, 2001
- Imbo P. et Souyris J.-C.  
***Assessment of partial polarimetry versus full polarimetry architectures for target analysis***  
EUSAR 23-25 mai 2000, Munich, Allemagne
- Johnson J.T., Shin R.T., Kong J.A., Tsang L. et Pak K.  
***A numerical study of the composite surface model for ocean backscattering***  
IEEE TGARS, vol.36, n°1, janvier 1998, pp.72-83
- Kasilingam D., Chen H., Schuler D., Lee J.-S.  
***Ocean wave slope spectra from polarimetric SAR images of the ocean surface***  
Proceedings of IGARSS 2000, Honolulu, pp.1110-1112
- Kasilingam D., Schuler et Lee J.-S.  
***The depolarization of radar backscatter from rough surfaces due to surface roughness and slopes***  
Proceedings of IGARSS 2001, Sydney, Australie
- Kasilingam D., Nomula M. et Cloude S.  
***A technique for removing vegetation bias from polarimetric SAR interferometry***  
Proceedings of IGARSS, 2002, Toronto, Canada
- Kim Y. et Van Zyl J.J.  
***Overview of polarimetric interferometry***  
Proceedings of IGARSS 2000, Honolulu
- Krogager E.  
***A new decomposition of the radar target scattering matrix***  
Electron. Lett., vol.26, 1990, pp.1525-1526

- Lee J.S., Krogager E., Schuler D.L., Ainsworth T.L. et Boerner W.M. ***On the estimation of polarization orientation angles induced from azimuth slopes using polarimetric SAR data***  
Proceedings of IGARSS 2000, Honolulu, pp.1310-1312
- Lee J.S., Ainsworth T.L., Schuler D.L., Kasilingam D. et Boerner W.B. ***Interpreting off-diagonal terms in polarimetric coherency matrix***  
Proceedings of IGARSS 2001, Sydney, Australie
- Lee J.-S., Schuler D.L., Ainsworth T.L., Krogager E., Kasilingam D. et Boerner W.M. ***On the estimation of radar polarization orientation shifts induced by terrain slopes***  
IEEE TGARS, vol.40, n°1, janvier 2002, pp.30-41
- Mc Cauley J.F., Breed C.S., Schaber G.G., Haynes C.V., Mc Hugh W.P., Issawi B. et El Kilani A. ***Paleodrainages of the eastern Sahara – The radar rivers revisited (SIR-A/B implications for a mid-tertiary trans-African drainage system)***  
IEEE TGARS, vol. GE-24, n°4, pp. 624-648, 1986
- Massonnet D., Rossi M., Carmona C., Adragna F., Peltzer G., Feigl K. et Rabaute T. ***The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry***  
Nature, vol. 364, pp. 138-142, 1993
- Massonnet D., Feigl K., Rossi M. et Adragna F. ***Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake***  
Nature, vol. 369, pp. 227-230, 1994
- Massonnet D., Briole P. et Arnaud A. ***Deflation of Mount Etna Monitored by Spaceborne radar Interferometry***  
Nature, Vol. 375, pp. 567-570, 1995
- Mattia F., Le Toan T., Souyris J.-C., De Carolis G., Floury N., Posa F. et Pasquariello G. ***The effect of surface roughness on multifrequency polarimetric SAR data***  
IEEE TGARS, vol.35, n°4, juillet 1997, pp.954-966
- Melon P. ***Observations des couverts végétaux par radar à basses fréquences***  
Thèse de l'université de Toulouse III, 30 mai 2002, 118 p.
- Moss C.D., Teixeira F.L., Yang Y.E. et Au Kong J. ***Finite-difference time-domain simulation of scattering objects in continuous random media***  
IEEE TGARS, vol.40, n°1, janvier 2002, pp.178-186

- Nashashibi A., Sarabandi K. et Ulaby F.T. *Estimation of penetration depth in a random medium using frequency decorrelation of the backscattered field*  
Proceedings of IGARSS 1994, Pasadena CA, USA, pp.2492-2493
- Nesti G., Tarchi D. et Rudant J.-P. *Decorrelation of backscattered signal due to moisture changes*  
Proceedings of IGARSS 1995, Florence, Italie, pp.2026-2028
- Nesti G., Tarchi D., Despan D., Rudant J.-P., Bedidi A., Borderies P. et Bachelier E. *Phase shift and decorrelation of radar signal related to soil moisture changes*  
Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications Workshop, ESTEC, Netherlands, 21-23 octobre 1998
- O'Neill K. *Broadband bistatic coherent and incoherent detection of buried objects beneath randomly rough surfaces*  
IEEE TGARS, vol.38, n°2, mars 2000, pp.891-898
- Oh Y., Sarabandi K. et Ulaby F.T. *An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces.*  
IEEE TGARS, vol.30, n°2, mars 1992, pp.370-381
- Oh Y., Sarabandi K. et Ulaby F.T. *An empirical model for phase difference statistics of rough surfaces*  
Proceedings of IGARSS 1993, Tokyo, Japon, vol.3, pp.1003-1005
- Oh Y., Sarabandi K. et Ulaby F.T. *An inversion algorithm for retrieving soil moisture and surface roughness from polarimetric radar observation*  
Proceedings of IGARSS 1994, Pasadena CA, USA, pp.1582-1584
- Okamura S. et Zhang Y. *New method for moisture content measurement using phase shifts at two microwave frequencies*  
Journal of Microwave Power and Electromagnetic Energy, vol.35, n°3, 2000, pp.175-178
- Paillou Ph., Grandjean G., Malézieux J.-M., Heggy E., Ruffié G., Piponnier D., Dubois P., Achache J. *Performance of ground penetrating radars in arid volcanic regions : consequence for Mars subsurface exploration*  
Geophysical Research Letters Vol. 28 , No. 5 , p. 911, mars 2001

- Paillou Ph., Thompson T.W. *MEEM: An Orbital Synthetic Aperture radar for Mars Exploration*  
 Plaut J.J., Rosen P.A., Hensley S., Elachi Ch., Massonnet D., Achache J. Conference on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars, Houston, Texas, abstract no.7001, 6-10 août 2001
- Paillou Ph., Th. August-Bernex, E. Heggy, Ph. Dreuillet, D. Le Coz, O. Duplessis, C. Coulombeix, P. Borderies, J.-M. Boutry, G. Grandjean, N. Baghdadi, H. Dupuis, V. Lafon, R. Garello, J.-M. Le Caillec, I. Champion, M. Dechambre, R. Chapoulie, M. Martinaud, G. Ruffié, A. Podaire, J. Achache. *The Pyla 2001 experiment: Flying the new RAMSES P-band SAR facility*  
 CORISTA-EARSeL Remote Sensing by Low-Frequency Radars, Naples, Italy, septembre 2001
- Papathanassiou K.P. et Cloude S.R. *Single-baseline polarimetric SAR interferometry*  
 IEEE TGRSS, vol.39, n°11, novembre 2001, pp.2352-2363
- Pasquali P., Holecz F., Small D. et Michel T. *Calibration and classification of SIR-C polarimetric and interferometric SAR data in areas with slope variations*  
 Proceedings of IGARSS 1997, Singapour
- Polidori L. *Cartographie radar*  
 Gordon & Breach Science Publishers, 1997, 287 p.
- Qong M., Nurmuhhammad A., Tadano T., Wakabayashi H., Shimada M. et Igarashi T. *Preliminary results from the model-based classification of airborne polarimetric SAR images*  
 Proceedings of SPIE 2000, P.327
- Rakotoarivony L. *Validation de modèles de diffusion électromagnétique : Comparaison entre simulations et mesures radar hélicoptées sur des surfaces agricoles de sol nu*  
 Thèse de l'université de Caen, 1995, 175p.
- Rignot E. *Backscatter model for the unusual radar properties of the Greenland ice sheet*  
 Journal of Geophysical Research, 1995, pp.9389-9400
- Sagués L., Lopez-Sanchez J.M., Fortuny J., Fàbregas X., Broquetas A. et Sieber A.J. *Indoor experiments on polarimetric SAR interferometry*  
 IEEE TGARS, vol.38, n02, mars 2000, pp.671-684

- Sarabandi K. *Derivation of phase statistics of distributed targets from the Mueller matrix*  
Radio Science, vol.27, sept./oct. 1992, pp.553-560
- Schaber G.G., McCauley J.F., *Shuttle imaging radar : physical controls on signal penetration and subsurface scattering in the eastern sahara*  
Breed C.S. et Olhoeft G.R. IEEE TGARS, vol.GE-24, n°4, juillet 1986, pp.603-623
- Schuler D.L., Lee J.-S., *Surface roughness and slope measurements using polarimetric SAR data*  
Kasilingam D., Nesti G. IEEE TGARS, vol.40, n°3, mars 2002, pp.687-698
- Su Z., Troch P.A. et De Troch F.P. *Estimation of surface soil moisture by inversion of SAR data, Surface scattering from random rough, bare soils, Spatial and Temporal soil moisture mapping from ERS-1/2 and J-ERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modelling for regional climate models (RCM),*  
ESA project A02-B106, 1997
- Trabelsi S., Kraszewski A.W. *Phase-shift ambiguity in microwave dielectric properties measurements*  
et Nelsonso S.O. IEEE Transactions on Instrumentation And Measurement, vol.49, n°1, février 2000, pp.56-60
- Ulaby F.T. et Elachi C. *Radar polarimetry for geoscience application*  
Artech House, 1990, 364 p.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. *Microwave Remote Sensing*  
Artech House Inc., 1981, 1982, 1986, vol.I-II-III
- Van Zyl J.J. et Kim Y. *The relationship between radar polarimetric and interferometric phase*  
Proceedings of IGARSS 2000, Honolulu, pp.1301-1303
- Williams K. et Greeley R. *Radar attenuation by sand : laboratory measurements of radar transmission*  
IEEE TGARS, vol.39, n°11, nov. 2001, pp.2521-2526
- Woodhouse I.H., Cloude S., Papathanassiou K., Hope J., Suarez J., Osborne P. et Wright G. *Polarimetric Interferometry in the Glen Affric project : results & conclusions*  
Proceedings of IGARSS 2002, Toronto, Canada

- Xu Y., Narayanan R.M., Xu X. et Curtis J.O. ***Polarimetric processing of coherent random noise radar data for buried object detection***  
IEEE, TGARS, vol.39, n°3, mars 2002, pp.467-478
- Zhang Y. et Okamura S. ***New density-independent moisture measurement using microwave phase shifts at two frequencies***  
IEEE Transactions on Instrumentation And Measurement, vol.48, n°6, décembre 1999, pp.1208-1211
- Zribi M. ***Développement de nouvelles méthodes de modélisation de la rugosité pour la rétrodiffusion hyperfréquence de la surface du sol***  
Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse III, 1998, 185p.

## Liste des illustrations

FIGURE 0.1 : ZONES ARIDES DANS LE MONDE.....	8
FIGURE 1.1 : OMBRE OPTIQUE, OMBRE RADAR.....	11
FIGURE 1.2 : FORMATION DE L'IMAGE RADAR EN 2D .....	12
FIGURE 1.3 : SYNTHÈSE D'OUVERTURE .....	14
FIGURE 1.4: CHEMIN OPTIQUE DE L'ONDE RADAR.....	16
FIGURE 1.5 : INFLUENCE DE LA PENTE LOCALE SUR L'ÉNERGIE REFLECHIE.....	17
FIGURE 1.6 : CONE DES ORIENTATIONS POSSIBLES DE LA NORMALE LOCALE .....	17
FIGURE 1.7 : INFLUENCE DE LA RUGOSITÉ SUR LA DIFFUSION D'UNE ONDE RADAR.....	18
FIGURE 1.8 : PROFIL DE RUGOSITÉ $H(x)$ ET SON IMAGE DÉCALÉE $H(x+\Delta)$ .....	19
FIGURE 1.9 : EXEMPLES DE PROFILS À FONCTION D'AUTO-CORRELATION DIFFÉRENTES ET DE MEMES $S$ ET $L_C$ .....	20
FIGURE 1.10 : DÉCOMPOSITION D'UNE ONDE PLANE.....	22
FIGURE 1.11 : PARAMÈTRES D'UNE ONDE POLARISÉE .....	23
FIGURE 1.12 : SPHERE DE POINCARÉ.....	23
FIGURE 1.13 : POLARISATIONS $H$ ET $V$ .....	24
FIGURE 1.14 : POLARIMÉTRIE RADAR SUR LE PYLA (DONNÉES RAMSES À 1.6 GHz).....	26
FIGURE 1.15 : SYNTHÈSE DE POLARISATION SUR UNE SPHERE CONDUCTRICE .....	28
FIGURE 1.16 : MÉCANISMES DE RETRODIFFUSION DANS UNE FORÊT .....	31
FIGURE 1.17 : INTERFÉROMÉTRIE MONO-PASSE .....	32
FIGURE 1.18 : INTERFÉROMÉTRIE MULTI-PASSES .....	32
FIGURE 1.19 : EXEMPLES D'INTERFÉROGRAMMES DIFFÉRENTIELS.....	33
FIGURE 2.1 : VUE D'ENSEMBLE ET APERÇU RADAR DE LA DUNE .....	35
FIGURE 2.2 : STRUCTURE INTERNE DE LA DUNE DU PYLA.....	35
FIGURE 2.3 : AFFLEUREMENT DE PALEOSOL.....	35
FIGURE 2.4 : COUPE D'UN AFFLEUREMENT DE PALEOSOL .....	36
FIGURE 2.5 : SITE B .....	36
FIGURE 2.6 : SABLES GRIS ET JAUNE .....	36
FIGURE 2.7 : RESTE DE TRONC DANS LA DUNE, VU APRES LA TEMPÊTE DE DÉCEMBRE 1999 .....	36
FIGURE 2.8 : PROFILS DIELECTRIQUES DE LA DUNE, AVANT SÈCHAGE DES ÉCHANTILLONS.....	38
FIGURE 2.9 : PROFILS DIELECTRIQUES DE LA DUNE, APRES SÈCHAGE DES ÉCHANTILLONS.....	38
FIGURE 2.10 : PROFILS D'HUMIDITÉ DE LA DUNE .....	38
FIGURE 2.11 : VARIATION EXPÉRIMENTALE DE LA CONSTANTE DIELECTRIQUE DES MATÉRIAUX DUNAIRE AVEC L'HUMIDITÉ .....	39
FIGURE 2.12 : GRANULOMÉTRIE DES DEUX PREMIÈRES COUCHES DE SABLE - PYLA .....	40

FIGURE 2.13 : PANORAMA EGYPTIEN DANS LA REGION DE BIR SAFSAF.....	40
FIGURE 2.14 : OBSERVATIONS VISIBLE (LANDSAT 7) ET RADAR (SIR-C / X-SAR) DE LA REGION DE BIR SAFSAF .....	41
FIGURE 2.15 : PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT DU GPR.....	43
FIGURE 2.16 : PROFIL GPR NON ETALONNE - DUNE DU PYLA, NOVEMBRE 2001.....	44
FIGURE 2.17 : LOCALISATION DU QUADRILLAGE GPR.....	45
FIGURE 2.18 : POINT FIXE ET RACCORD DANS UN PROFIL GPR.....	46
FIGURE 2.19 : ADAPTATION DU GAIN POUR REHAUSSER LE NIVEAU DES COUCHES PROFONDES	46
FIGURE 2.20 : FIGURE HYPERBOLIQUE OCCASIONNEE PAR UN REFLECTEUR PONCTUEL .....	46
FIGURE 2.21 : PRINCIPE DU CMP .....	47
FIGURE 2.22 : PROFIL GPR TRAITE - 500 MHZ - DUNE DU PYLA SUD .....	49
FIGURE 2.23 : PROFIL GPR TRAITE - 900 MHZ - DUNE DU PYLA SUD .....	49
FIGURE 2.24 : SOMMATION DES PROFILS GPR PARALLELES – 500 MHZ - DUNE DU PYLA 2001 .....	49
FIGURE 2.25 : VUES 3D DE LA SUBSURFACE DE LA DUNE DU PYLA .....	49
FIGURE 2.26 : DESCRIPTION ET FONCTIONNEMENT DU CAPTEUR SIR-C / X-SAR (JPL/NASA) .....	50
FIGURE 2.27 : BIR SAFSAF, REGION SUD, SIR-C 17816 - BANDE C .....	52
FIGURE 2.28 : BIR SAFSAF, REGION SUD, SIR-C 17815 - BANDE L.....	53
FIGURE 2.29 : BIR SAFSAF, REGION NORD, SIR-C 17814 - BANDE C.....	54
FIGURE 2.30 : BIR SAFSAF, REGION NORD, SIR-C 17813 - BANDE L.....	55
FIGURE 2.31 : INSTRUMENTATION SAR, ANTENNE ET ELECTRONIQUE D’ACQUISITION.....	56
FIGURE 2.32 : SYSTEME RAMSES EN VOL, LE SAR VISE PAR L’OUVERTURE LATERALE .....	57
FIGURE 2.33 : MISE EN PLACE D’UN TRIEDRE DE CALIBRATION LORS DE LA CAMPAGNE PYLA 2001 – RAMSES BANDE P .....	57
FIGURE 2.34 : POLARIMETRIE SUR LA DUNE DU PYLA, RAMSES VOL 610L .....	58
FIGURE 2.35 : POLARIMETRIE SUR LA DUNE DU PYLA, RAMSES VOL 712L .....	59
FIGURE 2.36 : POLARIMETRIE SUR LA DUNE DU PYLA, RAMSES VOL 302P .....	59
FIGURE 2.37 : POLARIMETRIE SUR LA DUNE DU PYLA, RAMSES VOL 504P .....	60
FIGURE 2.38 : POLARIMETRIE SUR LA DUNE DU PYLA, RAMSES VOL 508P .....	60
FIGURE 2.39 : POLARIMETRIE SUR LA DUNE DU PYLA, RAMSES VOL 505P .....	61
FIGURE 3.1 : TRICHROMIE POLARIMETRIQUE SUR LA REGION DE BIR SAFSAF, EGYPTE .....	62
FIGURE 3.2 : SPOT VEGETATION IMAGE OF EGYPT (SCENE V1KRN510 ACQUIRED 11/08/1999, 1 KM RESOLUTION) SHOWING THE BIR SAFSAF SITE LOCATION (CNES / SPOTIMAGE). 73	
FIGURE 3.3 : TYPICAL LANDSCAPE (SITE #1) OF THE SEDIMENTARY PLAIN IN THE BIR SAFSAF AREA (TOP), AND CLOSE VIEW OF THE SURFACE SAND SHEET (BOTTOM). .....	74
FIGURE 3.4 : THE THREE TEST SITES ON A GEOLOGICAL MAP OF THE BIR SAFSAF REGION (AFTER [SCHABER ET AL., 1997]). .....	75
FIGURE 3.5 : LOCATION OF GPR PROFILE FOR SITE #1.....	76
FIGURE 3.6 : LOCATION OF GPR PROFILE FOR SITE #2.....	77
FIGURE 3.7 : LOCATION OF GPR PROFILE FOR SITE #3.....	78
FIGURE 3.8 : SANDSTONE OUTCROPS OF THE GILF KEBIR FORMATION CORRESPONDING TO SITE #3.....	79

FIGURE 3.9 : POLARIMETRIC ANALYSIS OF SIR-C DATA FOR SITE #1 .....	80
FIGURE 3.10 : POLARIMETRIC ANALYSIS OF SIR-C DATA FOR SITE #1 .....	81
FIGURE 3.11 : POLARIMETRIC ANALYSIS OF SIR-C DATA FOR SITE #1 .....	82
FIGURE 3.12 : COMPARISON BETWEEN THE GPR TOTAL POWER ( $P_w$ ) AT 900 MHz, THE SIR-C TOTAL POWER SCATTERING COEFFICIENT $\sigma_0$ AT L-BAND, AND TOTAL POWER GPR PROFILE. .....	83
FIGURE 3.13 : CROSS SECTIONS FOR SITE #1. ....	84
FIGURE 3.14 : CROSS SECTIONS FOR SITE #2. ....	85
FIGURE 3.15 : CROSS SECTIONS FOR SITE #3. ....	86
FIGURE 3.16 : COMPARISON BETWEEN THE GPR TOTAL POWER ( $P_w$ ) AT 500 MHz, THE SIR-C TOTAL POWER SCATTERING COEFFICIENT $\sigma_0$ AT L-BAND, AND TOTAL POWER GPR PROFILE FOR SITE #3. ....	87
FIGURE 4.1 : TRICHROMIE POLARIMETRIQUE SUR LA DUNE – RAMSES BANDE L .....	91
FIGURE 4.2 : DIFFERENCE DE RUGOSITE DE SURFACE ENTRE LES PARTIES NORD ET SUD DE LA DUNE .....	91
FIGURE 4.3 : APPROXIMATION DE KIRCHOFF DU PLAN TANGENT .....	92
FIGURE 4.4 : LES QUATRE MODELES PRINCIPAUX DE RETRODIFFUSION SURFACIQUE .....	93
FIGURE 4.5 : DOMAINES DE VALIDITE DES MODELES THEORIQUES ET LOCALISATION DES RUGOSITES RENCONTREES AU PYLA (SU ET AL., 1997) .....	95
FIGURE 4.6 : LOCATION MAP OF THE STUDIED AREA (WHITE BOX), THE GPR PROFILE (BLACK LINE) AND THE CMP MEASUREMENT (BLACK CIRCLE) .....	98
FIGURE 4.7 : AIRSAR IMAGE OF THE PYLA DUNE. ORIENTATION IS 132°N AND WIDTH IS 3700M .....	99
FIGURE 4.8 : AIRSAR HV/HH RATIO FOR (A) C-BAND AND (B) L-BAND, HH-VV CORRELATION FOR (C) C-BAND AND (D) L-BAND .....	99
FIGURE 4.9 : AERIAL PHOTOGRAPHY OF (A) THE PYLA DUNE (IGN), AND RAMSES L-BAND IMAGE OF THE DUNE FOR (B) HH AND (C) HV POLARIZATION. ....	101
FIGURE 4.10 : SOUTHERN PART OF THE PYLA DUNE – (A) HH, (B) HV, (C) HV/HH, (D) HH-VV CORRELATION, (E) NON SURFACE SCATTERING MAP AND (F) PHASE DIFFERENCE I HH AND VV .....	103
FIGURE 4.11 : $\Phi_{HH-VV}$ PROFILE ACROSS THE BURIED PALEOSOIL .....	103
FIGURE 4.12 : SAND STRATIFICATIONS AND OXIDATION LAYERS ABOVE THE ALIOS.....	103
FIGURE 4.13 : RELATIONSHIP BETWEEN THE CORRELATION LENGTH AND THE PROFILE LENGTH .....	105
FIGURE 4.14 : VIEW OF SOUTHERN PART OF THE PYLA DUNE .....	105
FIGURE 4.15 : (A) COMMON MID POINTS AND (B) CORRESPONDING SEMBLANCE DIAGRAM ....	105
FIGURE 4.16 : GPR IMAGE OF THE PYLA DUNE. P INDICATES PALEOSOIL AND S THE SEDIMENTARY PATTERNS INSIDE THE UPPER SAND LAYER THAT COULD CORRESPOND TO AN INTERFACE BETWEEN DRY AND WET SAND .....	106
FIGURE 4.17 : SYNTHETIC GPR SECTION .....	110
FIGURE 4.18 : (A) $E_0$ , (B) Q SPATIAL DISTRIBUTION AND (C) 500 MHz SYNTHETIC GPR IMAGE OF THE PYLA DUNE.....	110

FIGURE 4.19 : MEAN ATTENUATION CURVES CALCULATED FROM (A) THE OBSERVED 500MHZ PROFILE AND (B) THE SYNTHETIC 500MHZ PROFILE.....	112
FIGURE 4.20 : GEOMETRY OF THE SINGLE LAYER SCATTERING PROBLEM .....	112
FIGURE 4.21 : GEOMETRY OF THE TWO-LAYERS SCATTERING PROBLEM .....	112
FIGURE 4.22 : SKETCH OF THE GEOMETRY OF PALEOSOIL #4 BURIED IN THE PYLA DUNE .....	112
FIGURE 4.23 : RAMSES HH CLOSE VIEW OF PALEOSOIL #4 AND INTERPRETATION. $\Sigma_A$ : 2-LAYERS ZONE (SUBSURFACE EFFECT); $\Sigma_B$ : SINGLE-LAYER ZONE (THICK SAND LAYER) ...	113
FIGURE 4.24 : VARIATION OF PARAMETER $R = \Sigma_A/\Sigma_B$ WITH RESPECT TO THE UPPER LAYER THICKNESS $D$ (MODEL IN SOLID LINE, EXPERIMENTAL DATA IN DASH LINES) FOR HH (TOP) AND VV (BOTTOM) POLARIZATIONS .....	114
FIGURE 4.25 : COMPARAISON DES STRUCTURES VUE EN RADIOMETRIE ET EN DIFFERENCE DE PHASE.....	119
FIGURE 4.26 : CARTOGRAPHIE DES ZONES D'INTERET SUR LA DUNE DU PYLA .....	119
FIGURE 4.27 : DISTRIBUTION DES MESURES POLARIMETRIQUES POUR LES ZONES D'INTERET DU PYLA – VOL 712L .....	121
FIGURE 4.28 : DISTRIBUTION DES MESURES POLARIMETRIQUES POUR LES ZONES D'INTERET DU PYLA – VOL 610L .....	122
FIGURE 4.29 : COMPARAISON DES RAPPORTS POLARIMETRIQUES – PYLA – RAMSES 610L..	123
FIGURE 4.30 : COMPARAISON DES RAPPORTS POLARIMETRIQUES – PYLA – RAMSES 712L..	123
FIGURE 4.31 : DISTRIBUTIONS DES DEPHASAGES HH-VV SUR LE PYLA – RAMSES 610L ....	124
FIGURE 4.32 : DISTRIBUTIONS DES DEPHASAGES HH-VV SUR LE PYLA – RAMSES 712L ....	124
FIGURE 4.33 : SYNTHESSES DE POLARISATION COPOLAIRES SUR DIFFERENTS TYPES DE SURFACE DU PYLA – RAMSES 712L.....	125
FIGURE 4.34 : SYNTHESE DE POLARISATION CROSSPOLAIRES SUR LE PYLA – RAMSES 712L	125
FIGURE 4.35 : SYNTHESSES DE POLARISATION COPOLAIRES SUR DIFFERENTS TYPES DE SURFACE DU PYLA – RAMSES 610L.....	126
FIGURE 4.36 : SYNTHESSES DE POLARISATION CROSSPOLAIRES SUR LE PYLA – RAMSES 610L .....	126
FIGURE 4.37 : LOCALISATION DU PROFIL 1 – 712L .....	127
FIGURE 4.38 : LOCALISATION DU PROFIL 2 – 610L .....	127
FIGURE 4.39 : EVOLUTIONS COMPAREES DES COEFFICIENTS DE RETRODIFFUSION AVEC LA DIFFERENCE DE PHASE, PROFIL 1 – 712L.....	127
FIGURE 4.40 : EVOLUTIONS COMPAREES DES COEFFICIENTS DE RETRODIFFUSION AVEC LA DIFFERENCE DE PHASE, PROFIL 2 – 610L.....	127
FIGURE 4.41 : LOCALISATION DU PROFIL 3 – 610L .....	128
FIGURE 4.42 : LOCALISATION DU PROFIL 4 – 610L .....	128
FIGURE 4.43 : EVOLUTIONS COMPAREES DES COEFFICIENTS DE RETRODIFFUSION AVEC LA DIFFERENCE DE PHASE, PROFIL 3 – 610L.....	128
FIGURE 4.44 : EVOLUTIONS COMPAREES DES COEFFICIENTS DE RETRODIFFUSION AVEC LA DIFFERENCE DE PHASE, PROFIL 4 – 610L.....	128
FIGURE 4.45 : DISTRIBUTION DE LA DIFFERENCE DE PHASE CROSSPOLAIRE POUR LA REGION DE LA DUNE .....	129

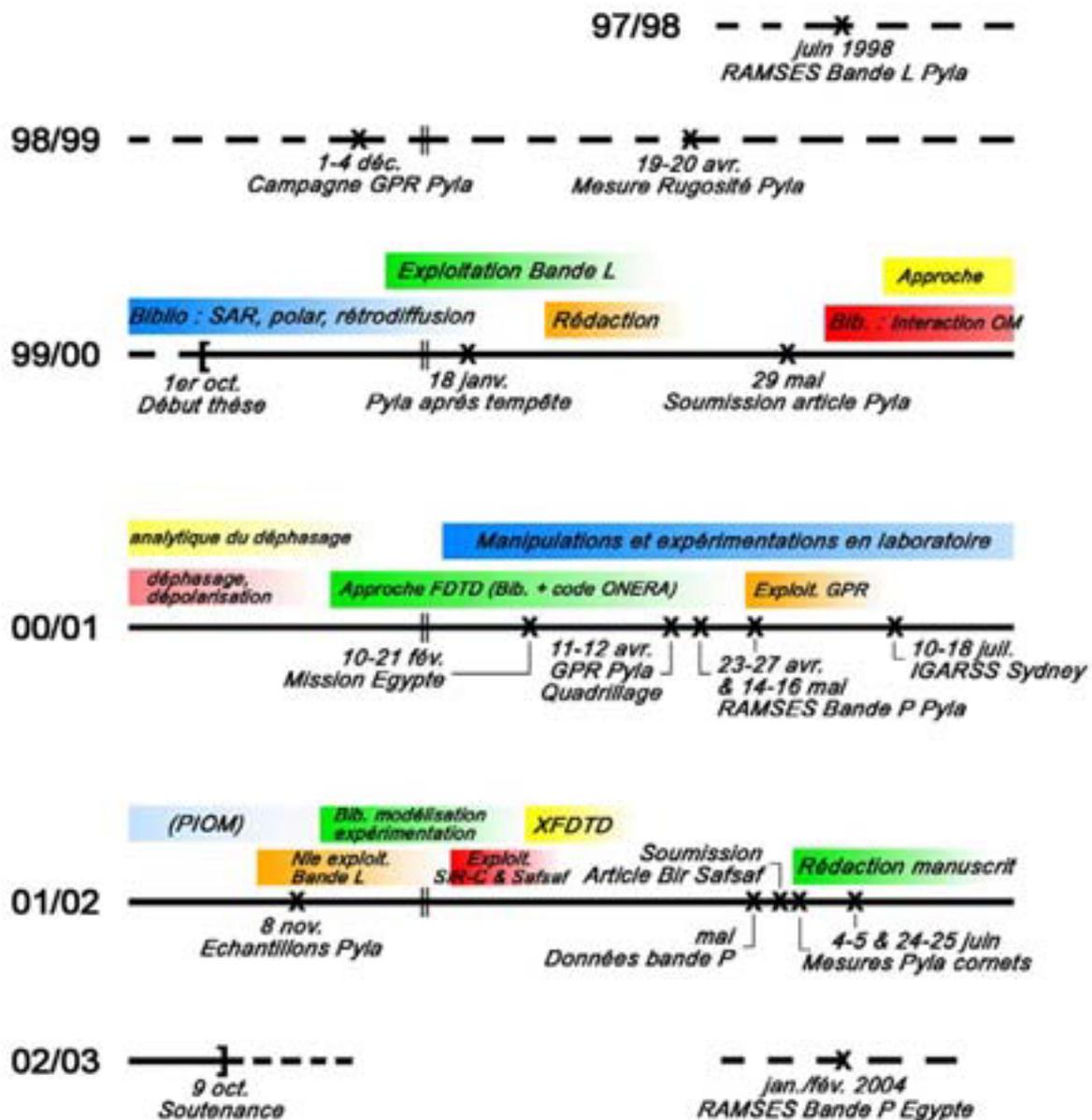
FIGURE 4.46 : DISTRIBUTION DE LA DIFFERENCE DE PHASE CROSSPOLAIRE POUR LA REGION DES AFFLEUREMENTS .....	129
FIGURE 4.47 : REFLEXION, REFRACTION SUR UNE INTERFACE.....	130
FIGURE 4.48 : DISTRIBUTIONS DE $\phi_c$ A Z CONSTANT (OH ET AL., 1993) .....	132
FIGURE 4.49 : DISTRIBUTIONS DE $\phi_c$ CALCULEES AVEC LES PARAMETRES DES STRATES DUNE ET PALEOSOL ET LE MODELE DE OH ET AL. (1993) .....	132
FIGURE 4.50 : SCHEMA DE L'EXPERIMENTATION MONTEE EN LABORATOIRE POUR REPRODUIRE L'INTERACTION ONDE/DUNE A ECHELLE REDUITE (FACTEUR $\sim 10$ ).....	133
FIGURE 4.51 : ELECTRONIQUE D'ACQUISITION. ANALYSEUR FREQUENTIEL (A DROITE), AMPLIFICATEUR (A GAUCHE).....	134
FIGURE 4.52 : PROTOCOLE BI-STATIQUE 1-2 GHz LORS DES MESURES IN SITU DE JUIN 2002..	134
FIGURE 4.53 : SCHEMA DE FONCTIONNEMENT ET D'ACQUISITION DES MESURES.....	134
FIGURE 4.54 : GEOMETRIE DES ACQUISITIONS .....	135
FIGURE 4.55 : RESULTAT DES ACQUISITIONS EN MODE TEMPOREL .....	136
FIGURE 4.56 : VARIATION FREQUENTIELLE DE LA CORRELATION ENTRE HH ET VV POUR CHACUN DES POINTS DE MESURE .....	138
FIGURE 4.57 : VARIATION FREQUENTIELLE DU DEPHASAGE ENTRE HH ET VV POUR CHACUN DES POINTS DE MESURE .....	138
FIGURE 4.58 : EXTINCTION DU PALEOSOL DANS LES PROFILS GPR – PYLA 2001 (CALIBRATION RELATIVE) .....	140
FIGURE 4.59 : ATTENUATION SIMULEE DU SIGNAL DIFFUSE PAR LE PALEOSOL (IEM).....	140
FIGURE 4.60 : COMPARAISON DU SIGNAL BANDE L MESURE (RAMSES) ET SIMULE (IEM), PROVENANT DU BICOUCHE SABLE+PALEOSOL, AVEC SON ATTENUATION EN FONCTION DE L'EPaisseur DE SABLE (GPR 900 MHz) .....	140
FIGURE 4.61 : EVOLUTION DU RAPPORT R (4.35) AVEC L'EPaisseur DE SABLE EN BANDES L (1.6 GHz) ET P (435 MHz). .....	141
FIGURE 4.62 : ABSENCE DES PALEOSOLS EN BANDE P.....	141
FIGURE 4.63 : IMAGE EN AMPLITUDE DE LA DUNE (HH) – VOL 302P .....	142
FIGURE 4.64 : TRICHROMIE POLARIMETRIQUE EN BANDE P SUR LE PYLA – RAMSES 302P ..	143
FIGURE 5.1 : GEOMETRIE DES ACQUISITIONS 508P (INCIDENCE DE BREWSTER) ET 505P.....	146
FIGURE 5.2 : COMPARAISON DES ACQUISITIONS RAMSES 508P (BREWSTER – ECHELLE DE GRIS INVERSEE) ET 505P (EN MODE VV) AVEC UNE VUE DE LA DUNE EN VISIBLE.....	146
FIGURE 5.3 : POLARIMETRIE SUR LA DUNE, EN BANDE P ET A INCIDENCE DE BREWSTER – VOL 508P.....	147
FIGURE 5.4 : PROJET EGYPTIEN « TOSCHKA » DE DERIVATION DU NIL .....	151

## Liste des tableaux

TABLEAU 1.1 : NOMENCLATURE DES BANDES DU SPECTRE MICRO-ONDE (GHz) .....	11
TABLEAU 2.1 : CARACTERISATION DIELECTRIQUE DES MATERIAUX DUNAIRES A 500 MHz .....	37
TABLEAU 2.2 : CARACTERISTIQUES DES MODELES DE GPR UTILISES .....	44
TABLEAU 2.3 : COORDONNEES UTM DU QUADRILLAGE GPR .....	45
TABLEAU 2.4 : CARACTERISTIQUES DU RADAR SIR-C / X-SAR (JPL/NASA).....	51
TABLEAU 2.5 : PARAMETRES DU SYSTEME SIR-C / X-SAR (JPL/NASA).....	51
TABLEAU 2.6 : CARACTERISTIQUES DU SYSTEME RAMSES.....	56
TABLEAU 2.7 : CARACTERISTIQUES DES IMAGES RAMSES ACQUISES SUR LA DUNE DU PYLA.	58
TABLEAU 3.1 : THE FIVE-LAYER MODEL USED TO DESCRIBE THE NEAR SURFACE STRATIGRAPHY (AFTER [MAXWELL ET AL., 2001] AND [SCHABER ET AL., 1986]). .....	70
TABLEAU 4.1 : MEASUREMENTS OF LINEAR POLARIZATION RATIOS HV/HH AND VH/VV, HH/VV RATIO, AND HH-VV PHASE DIFFERENCE $\phi_{HH-VV}$ ( $\pm$ STANDARD DEVIATION). ....	102
TABLEAU 4.2 : PERMITTIVITY MEASUREMENTS OF DRY SOIL SAMPLES .....	107
TABLEAU 4.3 : DESCRIPTION OF MODELS USED TO CALCULATE ATTENUATION CURVES OF FIGURE 4.17. ....	108
TABLEAU 4.4 : DESCRIPTION OF THE 500-MHz GPR MODEL .....	110
TABLEAU 4.5 : EVOLUTION DE LA LARGEUR DE BANDE DE LA DECORRELATION FREQUENTIELLE LE LONG DU PROFIL DE MESURES .....	136

# La thèse en chiffres

## I. Rétroplanning



## II. Ressources humaines et financières

La thèse s'est déroulée au sein de l'équipe planétologie de l'Observatoire Astronomique de Bordeaux, sous la direction de M. Paillou. Les travaux développés ont impliqué plusieurs collaborations, chaque partenaire apportant son expertise particulière. Les données RAMSES sont le fruit du travail de M. Dreuillet et de ses collaborateurs de l'ONERA. Les missions terrain se sont déroulées conjointement avec MM. Grandjean et Bagdhadi, ingénieurs au BRGM, les travaux de caractérisation centimétrique des échantillons et d'expérimentations sur la réponse des sols ont été menés à bien avec le concours de M. Ruffié, ingénieur de recherche au laboratoire PIOM (Université Bordeaux I), et l'approche numérique via la méthode de FDTD résulte d'une coopération avec Mme Bachelier, consultante à l'ONERA.

Les différents événements reportés sur le rétro-planning précédent ont été financés ou assumés matériellement par le CNES, la DGA, l'ONERA, l'INSU via le PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale), l'Université Bordeaux I et le BRGM. Le tableau suivant détaille le coût et la contribution de chacun de ces acteurs pour les principales étapes. Il ne fait en revanche pas apparaître le coût relatif à la masse salariale associée aux différents intervenants en ingénierie ou en encadrement car l'investissement temporel n'a pas été comptabilisé au fur et à mesure. Le coût total présenté sous-estime donc le coût de revient consolidé et n'a qu'une valeur indicative.

Evènement	Période	Coût	Financement
Cornets Pyla	Juin 2002	Frais missions : 4 kF Cornets : 2 x 12 kF Location analyseur : 7 kF	BQR Université Bx I CNES INSU
IGARSS	Juillet 2001	Frais missions : 30 kF	BQR Université Bx I CNES INSU
RAMSES bande P Pyla	Avril 2001	1.6 MF	DGA, ONERA (moyens matériels) CNES INSU
Quadrillage GPR Pyla	Avril 2001	15 kF	BRGM
Mission terrain Egypte	Février 2001	90 kF	CNES
Mesures rugosité Pyla	Avril 1999	5 kF	BRGM
Mesure GPR Pyla	Décembre 1998	15 kF	BRGM
Salaire Thèse (hors charges salariales)	01/10/99 – 30/09/02	Salaire brut 380 kF	CNES Région Aquitaine
Total		~ 2.235 MF, soit 340 k€	

**Résumé :** La télédétection radar a connu un grand développement ces dernières années, majoritairement pour l'observation de la Terre, mais également pour l'exploration planétaire. Alors que l'essentiel des applications à ce jour concerne l'étude des surfaces, le SAR permet, sous certaines conditions d'aridité, de scruter les sous-sols et c'est cette capacité que nous avons étudié plus en détail. L'objectif de notre travail était de valider, de façon expérimentale et théorique, un ensemble de techniques et de méthodes permettant d'étudier et de caractériser le sous-sol à distance.

A partir de l'étude de deux sites tests (le Pyla, France et la région de Bir Safsaf, Egypte), nos travaux ont permis de mettre en évidence des structures enfouies (interface géologique, humidité du sous-sol) par des signatures caractéristiques et d'évaluer les performances de tels systèmes, laissant entrevoir des champs d'applications nouveaux et très vastes : ressource en eau, cartographie géologique, archéologie, etc.

**Mots clefs :** Télédétection, Synthetic Aperture Radar (SAR), Ground Penetrating Radar (GPR), imagerie du sous-sol, radar basse fréquence, polarimétrie, études expérimentales, humidité du sous-sol

---

*Study and modelisation of low frequency SAR potentialities  
for the subsurface exploration in arid context.*

**Abstract :** Up to now, radar remote-sensing have been mostly used for Earth-Observation. It is now used in investigation projects on solar system bodies as well. Most of applications usually concern surfaces but, in arid conditions, the SAR can help sounding and analyzing the subsurface, and we particularly focused on this ability. Using experimental and theoretical approaches, the aim of our work was to validate a set of techniques and methods in order to quantitatively study and characterize the subsurface structures.

From studies performed on two test-sites (the Pyla Dune in France and the Bir Safsaf region in Egypt), we put in evidence the presence of embedded structures (geological interface, moisture) and determined their characteristics. We also estimated the penetrating performances of such systems and studied a typical signature of the subsurface moisture. Our results are of interest for a wide range of applications like water resources prospection, geological mapping, archeology, etc.

**Key words :** Remote sensing, Synthetic Aperture Radar (SAR), Ground Penetrating Radar (GPR), subsurface mapping, low frequency radar, polarimetry, experimental studies, subsurface moisture