



HAL
open science

Observation radar de Mars et Phobos avec SHARAD/MRO et MARSIS/MEX : détection d'échos proche de la surface et caractérisation orbitale

Léopold Desage

► **To cite this version:**

Léopold Desage. Observation radar de Mars et Phobos avec SHARAD/MRO et MARSIS/MEX : détection d'échos proche de la surface et caractérisation orbitale. Astrophysique [astro-ph]. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2024. Français. NNT : 2024GRALY003 . tel-04640074

HAL Id: tel-04640074

<https://theses.hal.science/tel-04640074v1>

Submitted on 9 Jul 2024

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

École doctorale : PHYS - Physique

Spécialité : Astrophysique et Milieux Dilués

Unité de recherche : Institut de Planetologie et d'Astrophysique de Grenoble

Observation radar de Mars et Phobos avec SHARAD/MRO et MARSIS/MEX : détection d'échos proche de la surface et caractérisation orbitale

Radar observation of Mars and Phobos with SHARAD/MRO and MARSIS/MEX: shallow subsurface echoes detection and orbital characterization.

Présentée par :

Léopold DESAGE

Direction de thèse :

David MOUILLET

ASTRONOME, UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

Directeur de thèse

Alain HERIQUE

MAITRE DE CONFERENCES, Université Grenoble Alpes

Co-encadrant de thèse

Rapporteurs :

CATHY QUANTIN-NATAF

PROFESSEURE DES UNIVERSITES, UNIVERSITE LYON 1 - CLAUDE BERNARD

LAURENT FERRO-FAMIL

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UNIVERSITE DE TOULOUSE

Thèse soutenue publiquement le **18 janvier 2024**, devant le jury composé de :

PIERRE BECK

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

Président

CATHY QUANTIN-NATAF

PROFESSEURE DES UNIVERSITES, UNIVERSITE LYON 1 - CLAUDE BERNARD

Rapporteure

LAURENT FERRO-FAMIL

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UNIVERSITE DE TOULOUSE

Rapporteur

ROBERTO OROSEI

ASSOCIATE PROFESSOR, ALMA MATER STUDIORUM-UNIV DI BOLOGNA

Examineur

WLODEK KOFMAN

DIRECTEUR DE RECHERCHE EMERITE, CNRS DELEGATION ALPES

Examineur

MARIE-PIERRE DOIN

DIRECTRICE DE RECHERCHE, CNRS DELEGATION ALPES

Examinatrice



RÉSUMÉ

Ce travail de thèse est articulé en deux parties distinctes. La première est motivée par l'étude du proche sous-sol martien avec SHARAD/MRO, et sera constituée d'une étude méthodologique de l'impact du choix de modèle de terrain sur les simulations pour l'interprétation des données radar. Dans un deuxième temps, nous traitons de l'analyse de l'intérieur et de l'orbite de Phobos avec les données du radar MARSIS/MEX.

Premièrement, nous souhaitons analyser le proche sous-sol des moyennes latitudes martiennes Sud dans le but d'y détecter de la glace. Pour cela, nous utilisons des données de SHARAD, un radar à bord de Mars Reconnaissance Orbiter, sondant les premières centaines de mètres sous la surface martienne à une fréquence de 20 ± 5 MHz. L'analyse de ces données est classiquement faite par comparaison avec des simulations des échos de surface en utilisant des modèles de terrain. Dans cette première partie, nous proposons une étude méthodologique de l'impact des modèles de terrain sur la simulation d'échos proches de la surface. Pour ce faire, nous prenons pour cas d'étude un potentiel réflecteur souterrain identifié dans la région de Terra Cimmeria par comparaison avec un modèle de terrain HRSC.

En réalisant une étude comparative de l'impact du modèle de terrain sur la détection de cet écho de surface, nous mettons en évidence plusieurs choses. Premièrement, nous observons que les modèles générés par altimétrie laser permettent de reproduire fidèlement les principaux échos de surface, mais que leur faible résolution ne permet pas de reproduire les structures les plus fines, complexifiant l'analyse de réflecteurs peu profonds dans des régions très rugueuses. De plus, nous montrons que les modèles de terrain optiques sont sujet à des artefacts de mesure pouvant créer des échos supplémentaires ou en masquer d'autres. En utilisant la photogrammétrie, il nous est possible de reproduire la topographie de la surface avec une bonne fidélité et un niveau de détail suffisant pour pouvoir déterminer que l'écho identifié dans notre étude de cas était en fait un écho de surface, mal reproduit par les précédents modèles de terrain. Cette étude montre aussi que la comparaison entre les simulations et les données radar permet d'estimer les erreurs sur le modèle de terrain utilisé, notamment en comparant les structures petite échelle visibles.

La deuxième partie de cette thèse est focalisée sur l'étude de Phobos avec MARSIS, un radar sur Mars Express fonctionnant à des fréquences allant de 1,8 à 5 MHz, avec une largeur de bande de 1 MHz. Le but premier cette étude est de détecter des interfaces souterraines traduisant l'hétérogénéité de l'intérieur du satellite martien, en utilisant les outils mis en place pour l'étude de Mars avec SHARAD pour traiter les données MARSIS sur Phobos. Le traitement SAR (*Synthetic Aperture Radar*) appliqué aux 35 jeux de données MARSIS a mené à une nette amélioration du rapport signal sur bruit, mais la comparaison avec des simulations faites avec différents modèles de forme n'a pas permis d'identifier d'échos de sous-sol.

Cependant, cette comparaison a mis en exergue des décalages dans la mesure de distance entre les données MARSIS et les simulations. Nous déterminons dans cette seconde partie que ces décalages sont majoritairement dus à des erreurs de détermination de l'orbite de Phobos. Les mesure des décalages orbitaux permettra ensuite de servir de points de contrôle supplémentaires pour calculer l'orbite de Phobos.

ABSTRACT

This thesis is divided in two distinct parts. The first one is motivated by the study of the shallow Martian subsurface with SHARAD/MRO, and will consist in a methodological study of the impact of the choice of terrain model on simulations for the radar data interpretation. In the second part, we study the interior and orbit of Phobos with MARSIS/MEX.

To begin with, our objective is to analyze the shallow subsurface of the southern midlatitudes of Mars with the aim of detecting shallow ice. To do so, we use data from the SHallow RADar (SHARAD) onboard Mars Reconnaissance Orbiter, which fathoms the first hundreds of meters of the Martian subsurface at a frequency of 20 ± 5 MHz. Classically, radar data is analyzed by comparing simulations of the surface echoes using terrain models. We perform a methodological study of the impact of different shape models on the detection of shallow subsurface reflectors. As a case study, we choose a potential echo detected in the shallow subsurface of Terra Cimmeria by comparison with a simulation using an HRSC terrain model. By performing a comparative study of the impact of terrain models on the detection of this echo, we show several things. First, we observe that the altimetry-based terrain models like MOLA for our case, do a great job in reconstructing the topography with a good accuracy, but their low resolution does not allow them to reproduce the smallest structures, making the analysis of shallow reflectors in rough terrain challenging. We also show that optical terrain models are sometimes prone to artefacts, that may create unwanted echoes on the simulation, or mask some real ones. Using photoclinometry, we are able to reproduce the surface topography with great fidelity and a sufficient level of detail to determine that the identified echo of our case study was in fact coming from the surface, but was undetected due to artefacts in the other optical models. This study also shows that the comparison of radar data with simulations can be used to assess the quality of terrain models, more specifically by comparing small-scale features.

The second part of this manuscript is focused on the study of Phobos with MARSIS, a radar onboard Mars Express working at several 1MHz-bands centered around frequencies from 1.8 to 5MHz. The original goal of this study is to adapt the tools we developed for the study of SHARAD data on Mars, to analyze MARSIS data on Phobos and try to detect subsurface echoes due to a possible heterogeneity in its subsurface. The Synthetic Aperture Radar (SAR) processing applied to the 35 MARSIS dataset in our possession allowed for a clear improvement of the signal-to-noise ratio, but the comparison with simulations using different shape models did not reveal any subsurface echoes.

This comparison however showed that there were some range offsets between simulations and MARSIS data. We show in this second part that these offsets are mainly due to errors in Phobos' orbit. The measurement of the orbital offsets will then be used to generate additional control points to calculate Phobos' ephemerides.

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je souhaiterais remercier Alain Herique pour m'avoir fait confiance depuis ma L3 au cours de mes différents stages, et en particulier pour cette thèse. Merci pour son encadrement sans faille, ses conseils et nos échanges fructueux. J'espère que notre collaboration continuera au cours des années à venir.

Merci aussi à David Mouillet pour son encadrement, son soutien, et ses retours toujours bienvenus. Merci à Wlodek Kofman, Sonia Zine et Yves Rogez pour tous les conseils, les discussions et pour leur aide sur le plan technique. Merci plus généralement à tous les membres de l'IPAG pour leur accueil au sein du laboratoire.

Merci à mes deux rapporteurs Cathy Quantin-Nataf et Laurent Ferro-Famil pour leurs retours sur ce manuscrit, merci aussi aux autres membres du jury pour leur intérêt et leurs retours : merci à Pierre Beck, Roberto Orosei, Wlodek Kofman, et Marie-Pierre Doin. Merci également aux membres de mon CSI pour leur suivi et leurs retours : merci à François Costard, Valérie Ciarletti et Jeremie Mougnot.

Merci à tous les doctorants de l'IPAG pour tous ces moments, ces randos et ces raclettes, un merci spécial à tous les membres de la « Team RU », pour tous ces moments au RU autour de ces repas aux saveurs plus que douteuses.

Merci à l'équipe administrative de l'IPAG sans qui tous les échanges que j'ai pu avoir lors de conférences n'auraient pas pu avoir lieu.

Un grand merci à mes parents pour m'avoir donné le goût de la science, et pour m'avoir soutenu durant toutes mes études. Merci aussi à mes frères de m'avoir soutenu durant toutes ces années.

Et bien évidemment, merci Blandine !

Table des matières

1. INTRODUCTION	7
1.1 Mars.....	7
1.1.1 Topographie et structures grande échelle	9
1.1.1 L'atmosphère martienne.....	10
1.1.2 De l'eau sur Mars	13
1.1.3 L'échelle des temps géologiques martienne	14
1.1.4 Les sondes en orbite martienne.....	14
1.2 Phobos	19
1.2.1 Structures de surface	20
1.2.2 Structure interne.....	21
1.2.3 Origine de Phobos	22
1.2.4 Missions d'observation de Phobos.....	22
2 MESURE ET TRAITEMENTS RADAR	25
2.1 La mesure radar	25
2.1.1 Représentation et appellations	26
2.1.2 Emission du signal	27
2.1.3 Signal reçu	29
2.2 Traitement des données radar	34
2.2.1 Compression d'impulsion	34
2.2.2 Correction ionosphérique	34
2.2.3 Synthèse SAR : cas général	35
2.2.4 Traitement SAR avec SPRATS	37
2.2.5 Traitement multilook	39
2.3 Simulations radar.....	41
2.4 Projection de données radar	43
Partie A : Étude radar de Mars avec SHARAD	49
3 LA GLACE D'EAU SUR MARS.....	51
3.1 Détection par analyse de la composition de la surface	51
3.1.1 Détection de neutrons	51
3.1.2 Analyse thermique	52
3.1.3 Imagerie spectrale.....	53
3.1.4 Mesure de la permittivité de la surface avec des radars	54
3.2 Analyse des structures de surface par géomorphologie.....	54
3.2.1 Les dépôts linéaires de vallées	55
3.2.2 Les tabliers de débris lobés	56
3.2.1 Les dépôts concentriques de cratères.....	56
3.2.2 Les terrains polygonaux	57
3.2.3 Les thermokarsts.....	58
3.3 Détection et quantification de glace d'eau souterraine grâce aux radars sondeurs.....	58
3.3.1 Les calottes polaires	59
3.3.2 Les moyennes latitudes.....	62
4 TRAITEMENT DES DONNÉES SHARAD ET MODÈLES DE TERRAIN	65

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

4.1	SHARAD.....	65
4.1.1	Pénétration dans le sol et limite de détection	66
4.1.2	Couverture des données SHARAD.....	66
4.1.3	Les données SHARAD	67
4.2	Orbitographie	71
4.3	MNT utilisés et méthodes d'acquisition	72
4.3.1	Modèles de terrain générés par altimétrie laser.....	72
4.3.2	Modèles de terrain générés par photogrammétrie	74
4.3.3	Références altimétriques	81
5	SIMULATIONS RADAR AVEC DES MODÈLES DE TERRAIN HAUTE RÉOLUTION.....	83
5.1	Le jeu de données SHARAD n°5128501	83
5.2	Visualisation du réflecteur par projection des données radar	85
5.3	Simulations avec un MNT MOLA et comparaison avec un MNT HRSC.....	87
5.3.1	Simulation avec MOLA	87
5.3.2	Simulation avec HRSC.....	88
5.3.3	Cartographie de la phase du signal sur un modèle de terrain	91
5.4	Impact de l'utilisation d'un MNT haute résolution : CTX.....	94
5.5	Correction du modèle de terrain HRSC par Photoclinométrie.....	96
5.5.1	Fonctionnement de la photoclinométrie	97
5.5.2	Mise en application de la photoclinométrie	98
5.5.1	Première simulation avec le modèle corrigé par photoclinométrie	101
5.5.2	Analyse statistique du modèle corrigé par photoclinométrie.....	102
5.5.3	Simulation avec un modèle filtré	104
5.5.4	Visualisation de la phase du signal à la surface.....	105
5.6	Conclusions sur les simulations radar avec des modèles haute résolution	107
	Partie B : Étude radar de Phobos avec MARSIS.....	109
6	ANALYSE DES DONNÉES MARSIS SUR PHOBOS	111
6.1	Fonctionnement de MARSIS pour l'observation de Phobos.....	111
6.2	Analyse des données MARSIS pour l'étude de Phobos	113
6.2.1	Synthèse SAR des données MARSIS	113
6.2.2	Simulations des échos de surface avec des modèles de forme	115
6.2.3	Projection sur un modèle de forme	119
6.3	Analyse systématique par simulation et projection	120
6.3.1	Jeu de données n°19451	121
6.3.2	Jeu de données n°14201	122
6.3.3	Jeu de données n°20041	123
6.3.4	Jeu de données n°14776	124
6.4	Différences entre les jeux de données	126
6.4.1	Impact de la distance sur le rapport signal sur bruit.....	126
6.4.2	Jeux de données avec des trajectoires morcelées	128
6.5	Conclusions sur l'analyse du Phobos avec les données MARSIS.....	130
7	LES DONNÉES MARSIS COMME POINTS DE CONTRÔLE ORBITOGRAPHIQUE	131
7.1	Décalage observé entre les données MARSIS et les simulations.....	131
7.2	Interprétation des mesures	136
7.2.1	Impact du modèle de forme.....	136
7.2.2	Erreur d'éphémérides sur Phobos.....	138
7.2.3	Sensibilité à un décalage global des mesures de distance.....	146

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

7.3	Conclusions sur l'orbitographie de Phobos avec les données MARSIS.....	147
8	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	149
9	PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS	153
9.1	Publications dans des revues à comité de lecture.....	153
9.2	Présentations lors de conférences internationales	153
10	BIBLIOGRAPHIE	155
Annexe A	<i>Plateformes d'acquisition de modèles de terrains.....</i>	165
Annexe B	<i>Projections cartographiques et coordonnées</i>	166
Annexe C	<i>Kernels SPICE et utilisation avec SPRATS.....</i>	168

1. INTRODUCTION

Ce travail de thèse a été réparti entre l'étude de Mars avec SHARAD, et l'étude de Phobos avec MARSIS. Ce manuscrit sera donc divisé en deux parties traitant de ces deux activités. Cette section se veut comme une introduction générale sur le contexte géologique, l'historique et les problématiques liées à Mars et Phobos.

1.1 Mars

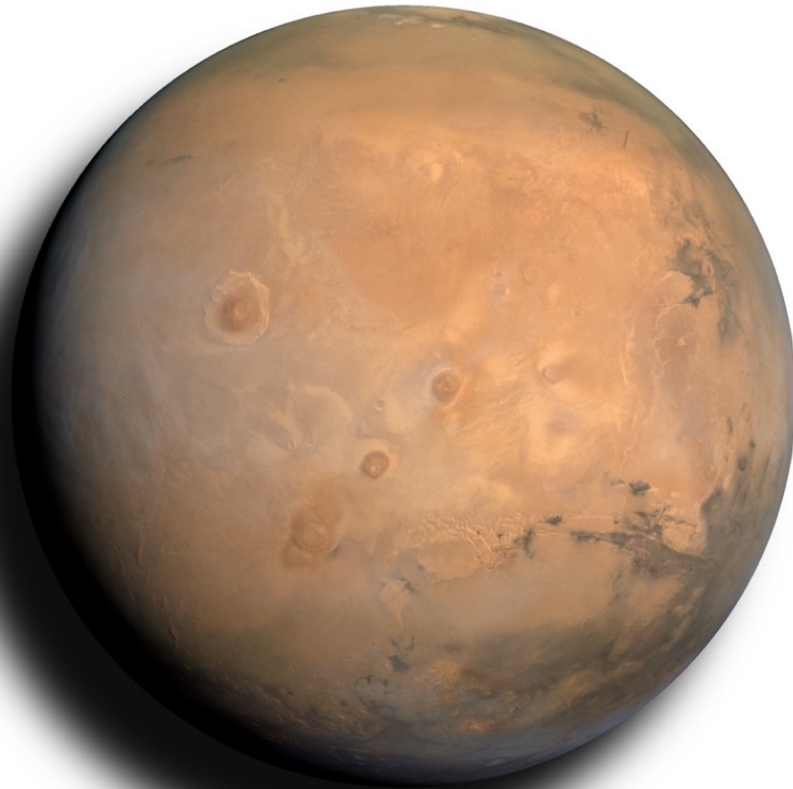


Figure 1.1. Image de Mars prise par l'instrument EXI de la sonde Emirates Mars Mission (Jones *et al.*, 2021).

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Mars est la quatrième planète du système solaire, et orbite à environ 1,5 unités astronomiques du Soleil. Ses paramètres orbitaux sont détaillés dans le tableau 1.1. Sa couleur rouge caractéristique est due à une grande quantité d'oxyde de Fer présente à sa surface. Dès le troisième millénaire avant notre ère, les sumériens mentionnaient l'existence de Mars, et son mouvement dans le ciel a été décrit par les égyptiens peu après. C'est aux alentours de l'an 1600 qu'avec les observations faites par Tycho Brahe, Johannes Kepler calcule l'orbite de Mars, et démontre que les orbites des planètes sont des ellipses, dont le soleil est un des foyers (première loi de Kepler). De nombreuses observations avec des lunettes astronomiques et des télescopes ont fait suite à celles de Brahe, amenant plus de détails au fur et à mesure de l'amélioration des télescopes.

C'est entre la fin du XIX^e et le début du XX^e siècle et le perfectionnement progressif des outils d'observations que commencent à émerger des théories sur l'existence de canaux à la surface martienne, construit supposément par une forme de vie intelligente. Ces théories étaient largement débattues dès leur apparition, et ont pu être définitivement prouvées comme fausses avec l'arrivée des sondes orbitales comme Mariner 4 en 1965, et leurs images détaillées de la surface martienne. Ces théories ont néanmoins inspiré un grand nombre de fictions qui ont fait de Mars et ses prétendus habitants un sujet commun à bien des œuvres de la culture populaire.

De nos jours, Mars est observée par plusieurs sondes orbitales (détaillées dans la section 1.1.4), nous permettant d'en apprendre plus sur sa structure, son passé et peut-être même nous permettre de détecter la présence passée de vie.

Tableau 1.1. Paramètres orbitaux et physiques de Mars.

Paramètres orbitaux	
Distance moyenne au soleil	227 939 366 km (\approx 1,5 UA)
Excentricité	0.0934
Période de révolution autour du soleil	687j terrestres (1,88 année terrestre)
Période de révolution (durée d'une journée)	24,6 h
Paramètres physiques	
Masse	$6,4 \times 10^{23}$ kg (0,15 masse terrestre)
Rayon moyen	3389,5 km (0,53 rayon terrestre)
Inclinaison de son axe de rotation	25,19°
Température moyenne à la surface	210 K
Pression moyenne à la surface	610 Pa (0,6% de la pression atm. terrestre)

1.1.1 Topographie et structures grande échelle

Lorsque l'on regarde la carte topographique de Mars faite avec les données de l'altimètre laser MOLA sur la figure 1.2, la première chose que l'on remarque est la dichotomie Nord-Sud, une différence notable d'altitude et de texture entre les deux hémisphères martiens. La différence de texture est principalement due à un plus grand nombre de cratères dans l'hémisphère Sud, témoignant d'une surface plus ancienne. Deux principales hypothèses sont proposées pour expliquer l'origine de cette dichotomie : celle d'un impact à grande échelle (Frey et Schultz, (1988); Andrews-Hanna *et al.* (2008); Marinova *et al.* (2008)), et une autre hypothèse concernant une redistribution de la masse par la convection interne dans le manteau (Roberts et Zhong, 2006). À la frontière de cette dichotomie, On observe des structures à grande échelles comme ce qui s'apparente à des vallées de débâcle. On les remarque notamment au sud de Chryse Planitia (10°N ; 30°O). Ces vallées sont pour certaines longues de plusieurs centaines de kilomètres, larges de plusieurs dizaines de kilomètres et profondes de plusieurs kilomètres. Leur formation est généralement attribuée à un écoulement violent similaire à ce que l'on peut voir sur Terre avec la débâcle résultant de la rupture d'une couche glaciaire en amont d'un cours d'eau (Carr, 2012).

D'autres structures notables sur la figure 1.2 sont les volcans. Ce sont les plus grands du système solaire, parmi lesquels le fameux Olympus Mons avec sa hauteur de plus de 22km. Les volcans martiens sont d'âges divers, allant du Noachien, il y a 4 milliards d'années, à l'Amazonien (Carr et Head, 2010). McSween (2002) a montré qu'un volcanisme était potentiellement présent il y a 150 millions d'années. Des tubes de lave ont été observés notamment grâce à HiRISE (Paris *et al.*, 2019), ces derniers pouvant être très utiles pour servir d'abri lors une éventuelle exploration humaine.

Des calottes polaires peuvent aussi être observées en bas de la figure 1.2, similaires à ce que l'on peut voir sur Terre. Leur structure et formation seront détaillées dans la section 3.3.1.

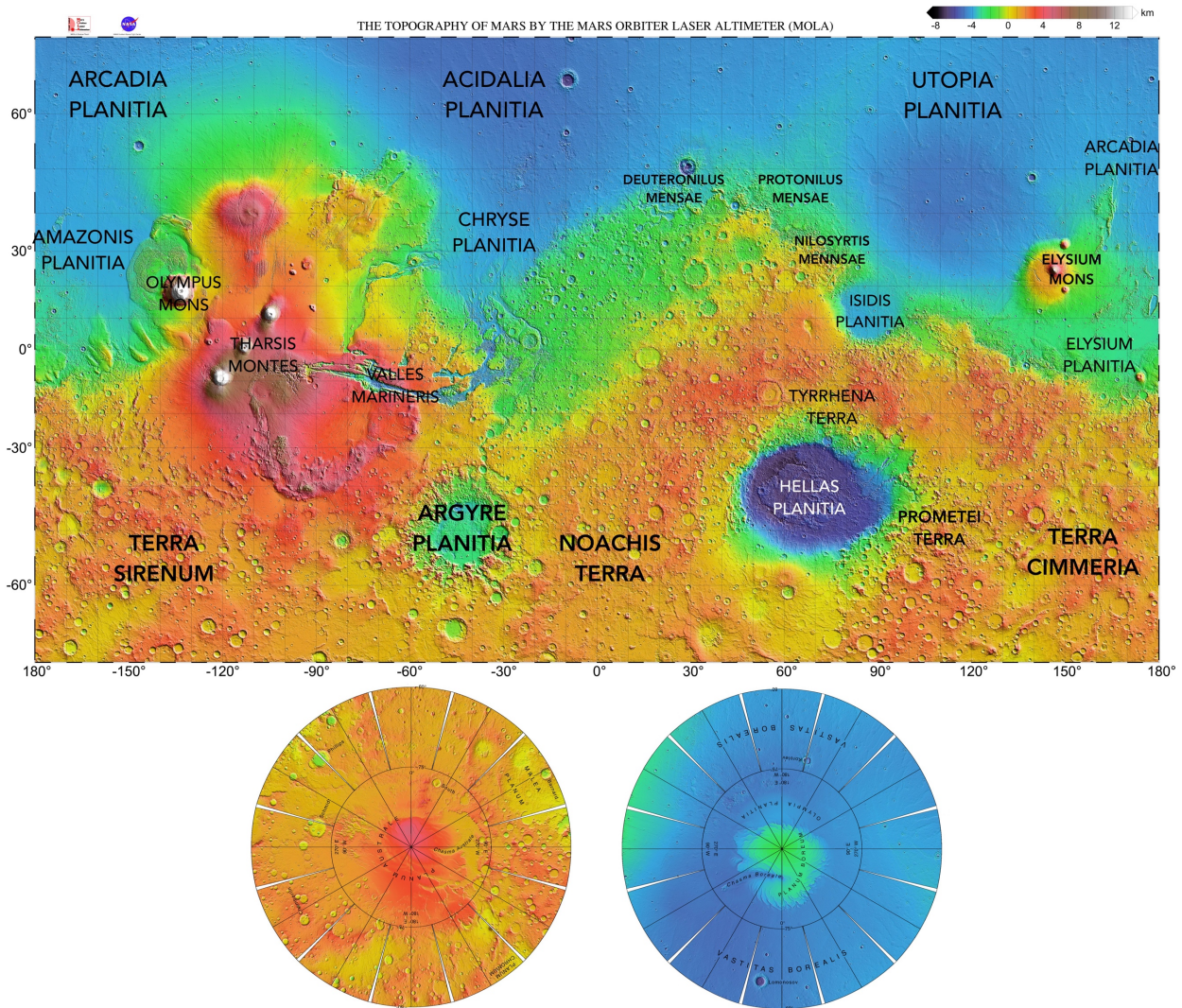


Figure 1.2. Carte topographique de Mars basée sur des données MOLA, avec le nom des différentes régions dont une partie sera évoqué dans ce manuscrit de thèse. Les pôles Nord et Sud sont représentés sur le bas de la figure. Crédit : MOLA/NASA

1.1.1 L'atmosphère martienne

1.1.1.1 *La basse atmosphère*

L'atmosphère martienne est ténue, avec une pression moyenne à la surface avoisinant les 600Pa, à peine 1% de la pression atmosphérique terrestre. Elle est composée à 96% de dioxyde de carbone, 1,9% d'argon, 1,9% de diazote, 0,15% de dioxygène, et d'autres gaz en faible quantité comme de la vapeur d'eau (0,03%) (Mahaffy *et al.*, 2013). Ces valeurs sont des valeurs moyennes sur l'année, mesurées proche de l'équateur par le rover Curiosity. La composition de l'atmosphère peut beaucoup varier au cours des saisons, notamment celle du CO₂. Par exemple en hiver dans l'hémisphère Sud, 25% du dioxyde de carbone contenu dans l'air se condense autour du pôle Sud jusqu'à des latitudes atteignant parfois 50° sur une épaisseur comprise entre quelques centimètres et un mètre (voir figure 1.3). Cette condensation fait diminuer la concentration de dioxyde de carbone dans l'air de 25%, et

augmenter la concentration de l'argon d'un facteur 6, selon les mesures de GRS à bord de Mars Odyssey (Sprague *et al.*, 2004).

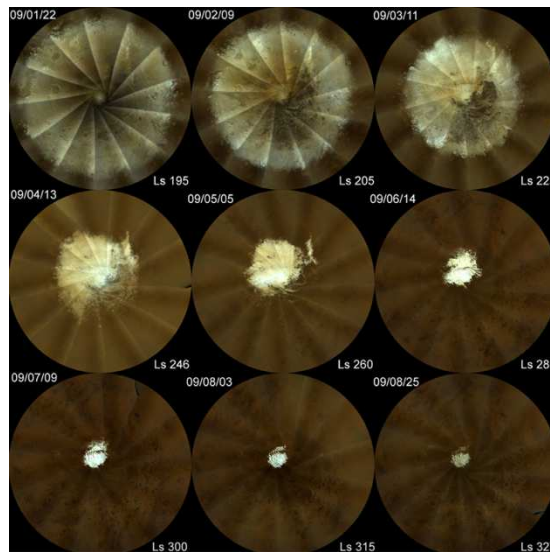


Figure 1.3 Évolution de la calotte polaire Sud entre l'hiver (en haut à gauche) et l'été (en bas à droite), prises avec des données de l'instrument MARCI à bord de MRO. Figure tirée de Calvin *et al.* (2017).

La poussière est très présente dans l'atmosphère martienne. Elle est soulevée par le vent, et est présente parfois à l'échelle locale, sous forme de « dust devils », des colonnes de poussières se formant à la surface (figure 1.4.a), ou à plus grande échelle lors de tempêtes globales, recouvrant parfois presque la totalité de la planète d'un nuage de poussière (figure 1.4.b).

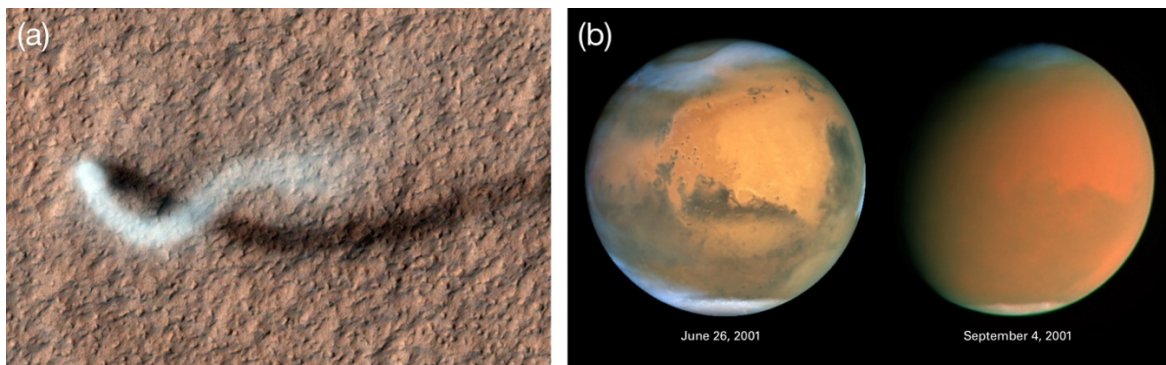


Figure 1.4. (a) « Dust devil » capturé par l'instrument HiRISE en 2012. Crédit : NASA/JPL-Caltech/Univ. Of Arizona. (b) Tempête globale sur Mars capturée par le télescope spatial Hubble en 2001.

1.1.1.2 L'ionosphère

Le champ magnétique Martien est bien différent de celui de la Terre car c'est un champ résiduel, qui n'est pas uniforme (Connerney *et al.*, (2005); Safaeinili *et al.*, (2007), figure 1.5). De plus, la distance de Mars au Soleil fait que l'interaction du vent solaire avec l'ionosphère y est différente. L'ionosphère martienne a été mesurée par des instruments d'abord par occultation radio par les premières sondes en orbite martiennes, avec lesquels des profils de densité ont été obtenus, puis grâce à l'instrument MARSIS à bord de Mars Express et son mode spécifique pour le sondage de l'ionosphère, qui a permis des mesures précises de densité d'électrons et de structure de l'ionosphère martienne. L'ionosphère martienne affecte particulièrement les radars orbitaux dont les données sont prises de jour, et en particulier le radar MARSIS avec sa fréquence entre 1,8 et 5MHz. Dans cette thèse, nous étudierons des données SHARAD acquises de nuit pour lesquelles l'ionosphère n'a peu ou pas d'impact, et les données MARSIS sur Phobos pour lesquelles l'ionosphère n'aura pas d'impact non plus compte-tenu de l'altitude du radar au moment du survol de Phobos.

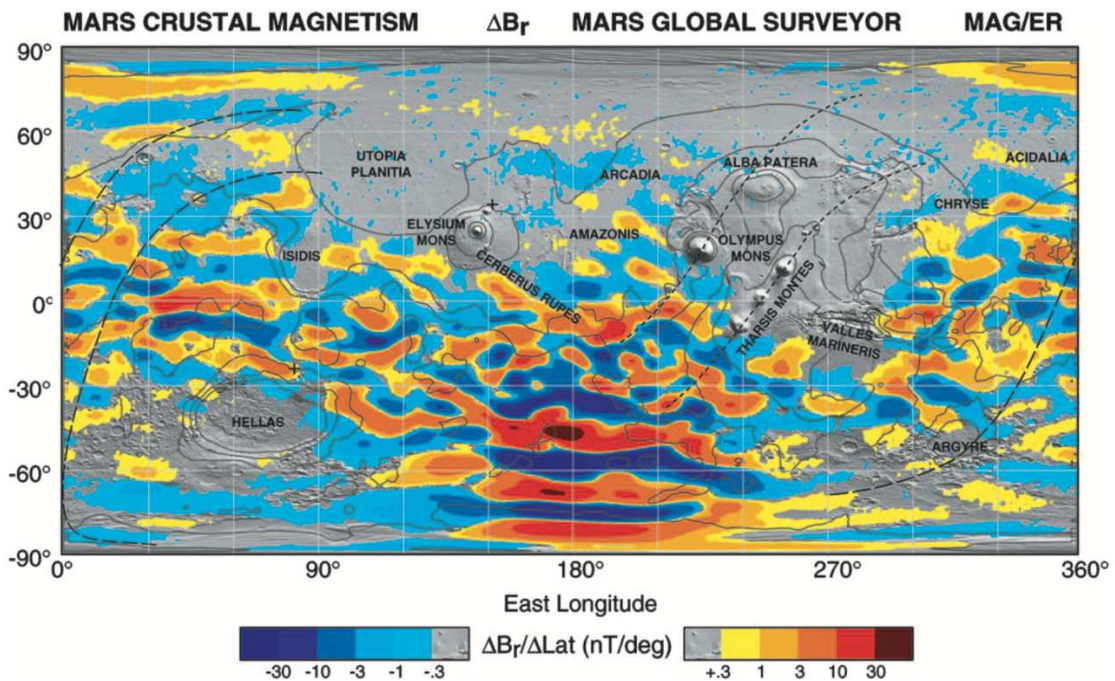


Figure 1.5. Carte du champ magnétique résiduel martien mesuré à l'aide de l'instrument MAG/ER à bord de Mars Odyssey (figure extraite de Connerney et al. (2005)).

1.1.2 De l'eau sur Mars

De nombreuses structures géologiques telles que des lits de rivière, des deltas ou des vallées de débâcle, nous laissent penser que de l'eau liquide s'écoulait par le passé à la surface de Mars (figure 1.6). La différence de topographie entre les deux hémisphères laisse aussi penser qu'un océan pourrait avoir un jour recouvert l'hémisphère Nord (Baker *et al.*, 1991; Parker *et al.*, 1993; Clifford, 2001). Les conditions climatiques actuelles ne permettent malheureusement pas à de l'eau liquide d'être stable à la surface martienne, mais l'eau reste néanmoins très présente sur la planète.

L'eau martienne a été détectée en petite partie dans l'atmosphère sous forme de vapeur, mais principalement et de manière abondante sous forme de glace, enfouie sous une couche de poussière et de roche. Cette glace est localisée principalement aux pôles sous forme de calottes chacune épaisse de plusieurs kilomètres. On estime la quantité totale d'eau sur Mars à $4 \times 10^6 \text{ km}^3$, qui uniformément répartis sur sa surface, se rapporteraient à une couche de 34m d'épaisseur (Carr et Head, 2015). Dans cette quantité de glace sont inclus les $2,8 \times 10^6 \text{ km}^3$ contenus dans les calottes polaires (Plaut *et al.*, 2007; Mouginot, 2009; Mouginot *et al.*, 2009). L'eau a été beaucoup plus abondante sur Mars par le passé (de deux à quatre fois plus qu'aujourd'hui à la fin du Noachien il y a 3,5 milliards d'années), mais a été perdue dans l'espace avec le temps (Phillips *et al.*, 2001; Carr et Head, 2015).

Les méthodes de détection ainsi que la répartition de la glace d'eau sur Mars seront détaillées dans le chapitre 1.

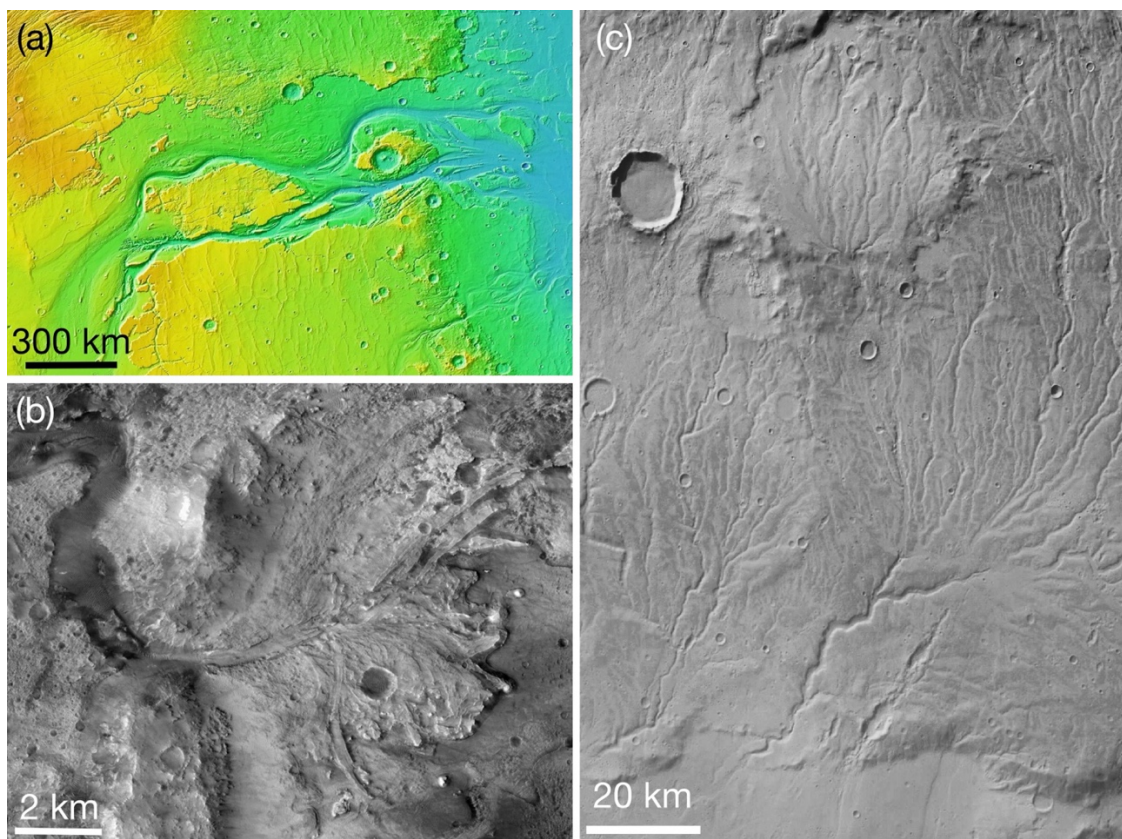


Figure 1.6. (a) Topographie MOLA des vallées débâcle à l'ouest de Chryse Planitia. (b) Image CTX n°D14_032794_1989 sur l'ouest du cratère Jezero. On voit une structure en delta, similaire à ce que l'on peut trouver sur Terre. (c) Image HRSC n°h0453_0000 sur laquelle on voit un réseau de vallées dans Warrego Valles.

1.1.3 L'échelle des temps géologiques martienne

Comme pour la Terre, l'histoire martienne est divisée en plusieurs époques. Contrairement à la Terre et pour des raisons évidentes, ces ères ne sont pas délimitées d'après une évolution de la faune et de la flore locale, mais par des changements de densité de cratères à sa surface. L'étude de ces caractéristiques a permis de définir trois principales époques : le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien (Tanaka, 1986), ayant été nommées d'après des régions martiennes qui leur sont caractéristiques. Les limites de ces époques ont par la suite été raffinées par de nouvelles données de la surface plus détaillées (Hartmann et Neukum, 2001), mais les incertitudes quant à leurs limites restent aujourd'hui relativement élevées. La figure 1.7 représente l'échelle de Neukum-Hartmann, la plus utilisée aujourd'hui, ces différentes époques, et les principales formations caractéristiques à chacune.

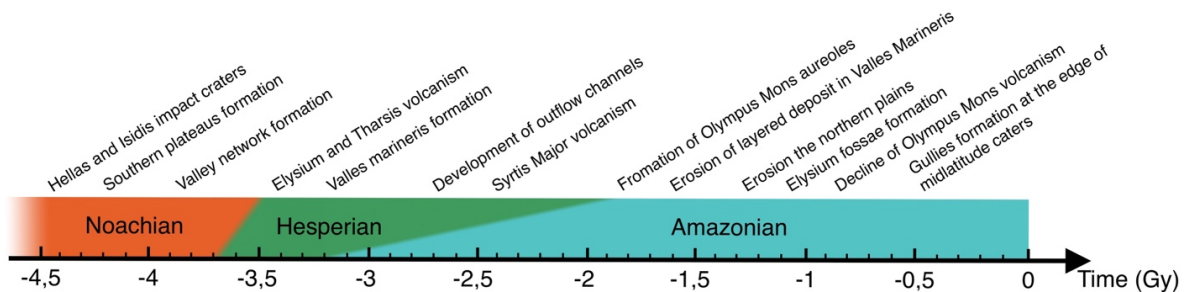


Figure 1.7. Frise chronologique de l'échelle des temps martiens proposée par Hartmann et Neukum (2001), avec les principaux événements de chaque période spécifiés au-dessus (adapté de Head *et al.*, 2001). On notera que les séparations entre les ères ne sont pas verticales, elles matérialisent l'incertitude sur la délimitation entre ces dernières.

1.1.4 Les sondes en orbite martienne

Dans cette section, nous allons traiter des sondes spatiales en orbite martiennes dont les données nous ont servies pour l'étude de Mars, ainsi que les instruments à leur bord, par ordre d'arrivée en orbite, à savoir Mars Global Surveyor, Mars Express et Mars Reconnaissance Orbiter.

1.1.4.1 Mars Global Surveyor

Mars Global Surveyor, ou MGS est une sonde américaine qui est entrée en orbite martienne en 1997, et dont la mission s'est terminée en 2006. La sonde a une orbite héliosynchrone, inclinée à 93° par rapport à l'équateur martien. Cinq instruments scientifiques sont à bord de MGS :

- MOLA : L'instrument dont les données vont directement servir à cette thèse est le « Mars Orbiter Laser Altimeter » (Zuber *et al.*, 1992). C'est un altimètre laser qui a permis de cartographier l'entièreté de la surface martienne à une résolution horizontale variant de 463m au niveau de l'équateur, à 120m au niveau des pôles. L'instrument a fonctionné de l'insertion en orbite à 2001, quand le laser a dysfonctionné.
- MOC : La « Mars Orbiter Camera » (Malin *et al.*, 1992) a permis grâce à ces trois caméras d'imager une grande partie de la surface martienne. Les instruments de MOC comportent une caméra haute résolution, produisant des images d'une large résolution variant de 1,5 à 12m, une caméra de contexte à une résolution de 230m, et une autre servant à imager la surface à intervalle régulier, avec une résolution plus faible de 7,5km.
- TES : Le « Thermal Emission Spectrometer » (Bandfield *et al.*, 2000) est un imageur hyperspectral, collectant des données dans l'infrarouge thermique (entre 6 et 50 μm), dans le visible et le proche infrarouge (0,3 à 2,9 μm). L'instrument a été utilisé pour cartographier la composition géologique de la surface martienne à une résolution horizontale de 3km, et une résolution spectrale de 0.1 cm^{-1} .
- MAG/ER : Le « MAGnetometer and Electron Reflectometer » (Acuña *et al.*, 1999) est un magnétomètre permettant de mesurer le champ magnétique résiduel martien.
- USO/RS : Le « UltraStable Oscillator » est une horloge précise, qui sert aussi à mesurer les variations de champ gravitationnel.

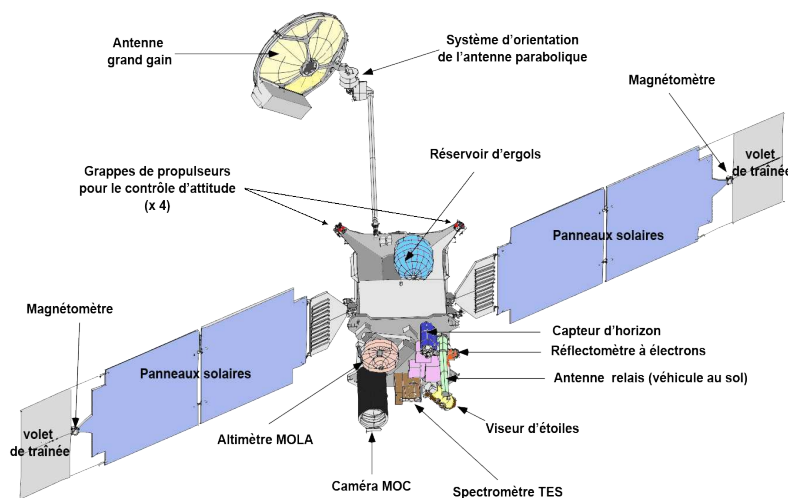


Figure 1.8. Schéma des instruments de MGS (crédit : NASA/JPL)

1.1.4.2 Mars Express

Mars Express (MEX) est une sonde de l'ESA entrée en orbite martienne à la fin de l'année 2003. Elle a une orbite très elliptique dont le périhélie se situe à 300 km d'altitude, et l'apogée à 10100 km au-dessus de la surface martienne. MEX a à son bord sept instruments scientifiques dont :

- HRSC : L'instrument « High-Resolution Stereo Camera » (Neukum *et al.*, 2004) permet de générer par photogrammétrie des modèles de terrain à une résolution horizontale de 50 à 100m. La caméra SCR (« Super Resolution Channel »), qui fait aussi partie de cet instrument, permet d'imager une partie plus restreinte de 2,5km de côté, avec une résolution de 2 à 3 m. Le détail de HRSC sera discuté dans la section 4.3.2.2.1.
- MARSIS : « Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding » (Picardi *et al.*, 2003) est un radar basse fréquence fonctionnant entre 1,8 et 5 MHz, permettant de sonder le sous-sol martien sur plusieurs kilomètres avec une résolution radiale d'environ 150m. Plus de détails sur cet instrument seront apportés dans le chapitre 1.
- OMEGA : L'« Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité » (Bellucci *et al.*, 2006) est un spectromètre imageur fonctionnant dans le visible et proche infrarouge (de 0,38 à 1,05 μ m et de 0,93 à 5,1 μ m). Les données produites par OMEGA ont une résolution spatiale comprises entre 2 et 5km pour la plupart, et certains jeux de données ont une résolution plus élevée à 350m. L'instrument est utilisé pour caractériser la composition de la surface martienne.
- SPICAM : L'« Ultraviolet and Infrared Atmospheric Spectrometer » (Bertaux *et al.*, 2006) est un spectromètre utilisé pour mesurer les caractéristiques de l'atmosphère martienne. Il fonctionne dans l'infrarouge (1,1 à 1,7 μ m) et dans l'ultraviolet (118 – 320nm)
- MaRS : La « Mars Radio Science experiment » (Pätzold *et al.*, 2004) est comme son nom l'indique un instrument de radio science, fonctionnant à 8,4 et 2,3GHz. Cet instrument a servi à déterminer la structure verticale de l'atmosphère et de l'ionosphère par occultation radio, ainsi qu'à mesurer le champ gravitationnel martien.

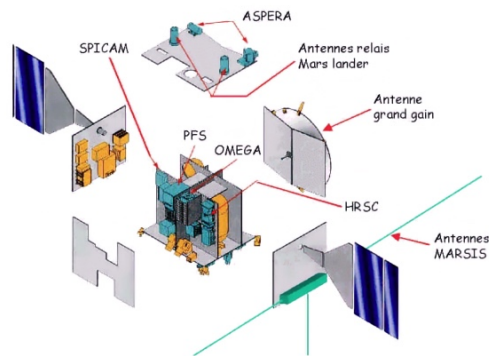


Figure 1.9. Vue éclatée des instruments à bord de MEX (crédit : CNES)

1.1.4.3 Mars Reconnaissance Orbiter

MRO, pour « Mars Reconnaissance Orbiter » est une sonde de la NASA arrivée en orbite martienne en 2006. La sonde est en orbite héliosynchrone à une altitude comprise entre 250 et 320 km. MRO comporte six instruments scientifiques :

- SHARAD : Le « SHallow RADar » (Seu *et al.*, 2004) est un radar basse fréquence (20 ± 5 MHz) sondant les premières centaines de mètres du sous-sol martien à une résolution verticale de 15 m. Plus de détails seront apportés sur SHARAD dans la section 4.1.
- CTX : « ConTeXt camera » (Malin *et al.*, 2007) est un imageur permettant de cartographier la planète dans le visible à une résolution horizontale de 6 m. Il permet d'apporter du contexte aux images prises par HiRISE, présenté ci-après. Plus de détail sur cet instrument sont présents dans la section 4.3.2.2.2.
- HiRISE : « High Resolution Imaging Science Experiment » (McEwen *et al.*, 2007) est un imageur permettant de capturer des zones restreintes de la surface martienne (6 km) à une résolution de 30 cm. La section 4.3.2.2.3 traitera plus en détail de cet instrument.
- CRISM : L'instrument « Compact Reconnaissance Imaging Spectrometers for Mars » (Pelkey *et al.*, 2007) est un spectromètre visible et infrarouge (362 à 3920 nm) permettant de cartographier les minéraux présents à la surface martienne, avec une résolution spatiale de 18 ou 36 m.
- MARCI : Le « Mars Color Imager » (Bell *et al.*, 2009) est un imageur en couleur, cartographiant Mars avec une résolution allant de 1 à 10 km, lui permettant d'imager de larges zones à intervalle régulier, de sorte à produire une carte météorologique globale de la planète et en étudier l'évolution sur différentes échelles de temps.
- MCS : « Mars Climate Sounder » (McCleese *et al.*, 2007) permet de mesurer les conditions atmosphériques sur Mars, telles que la température, l'humidité et la quantité de poussière dans l'atmosphère. L'instrument sonde l'atmosphère dans le visible et l'infrarouge entre 0,3 et 45 μ m.

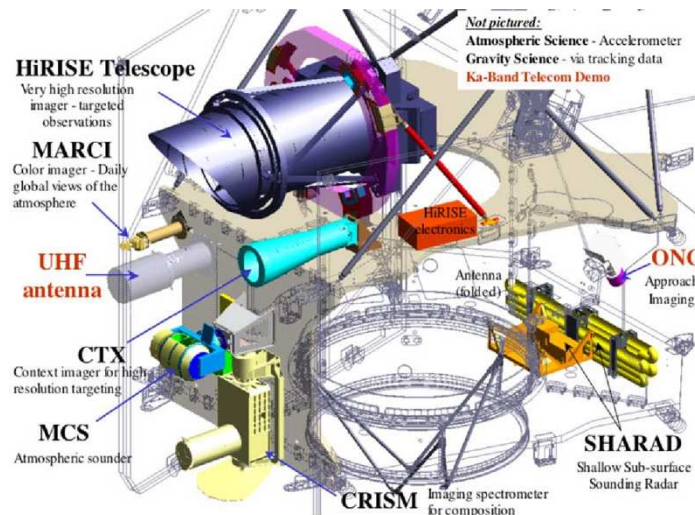


Figure 1.10. Schéma des instruments à bord de MRO extrait de Zurek et Smrekar (2007).

1.1.4.1 Autres sondes en orbite martiennes

Dans cette section, nous allons passer en revue les autres sondes actuellement en orbite martienne et leurs principaux objectifs scientifiques.

- 2001 Mars Odyssey : Lancée en 2001, cette sonde a pour objectifs de cartographier l'abondance de différents éléments à la surface, ainsi que d'estimer la quantité d'hydrogène présent dans le proche sous-sol. De plus Mars Odyssey permet d'acquérir des spectres de la surface avec une haute résolution spatiale et spectrale.
- MAVEN : la sonde « Mars Atmosphere and Volatile Evolution » (MAVEN) lancée en 2014 permet de mesurer la composition de la haute atmosphère et de l'ionosphère martienne, dans le but de comprendre l'origine de l'échappement atmosphérique martien.
- ExoMars Trace Gas Orbiter : Lancée en 2017, cette sonde permet entre autres de caractériser les gaz présents à l'état de trace dans l'atmosphère martienne tel que le méthane ou la vapeur d'eau, et leur évolution dans le temps au cours des saisons. Elle permet aussi d'imager la surface martienne à une résolution horizontale de 5m dans des longueurs d'onde allant de l'infrarouge au visible.
- Emirates Mars Mission – Hope : Cette sonde lancée récemment en 2021 a pour principaux objectifs l'étude de l'atmosphère et du climat martiens, la caractérisation de l'impact du climat sur l'échappement atmosphérique et l'étude de l'évolution de l'atmosphère avec les saisons.
- Tianwen 1 : Lancée en 2021 également, cette sonde a pour objectifs l'étude de la structure géologique et de la composition de Mars et de son sous-sol, ainsi que l'étude du champ magnétique martien.

1.2 Phobos

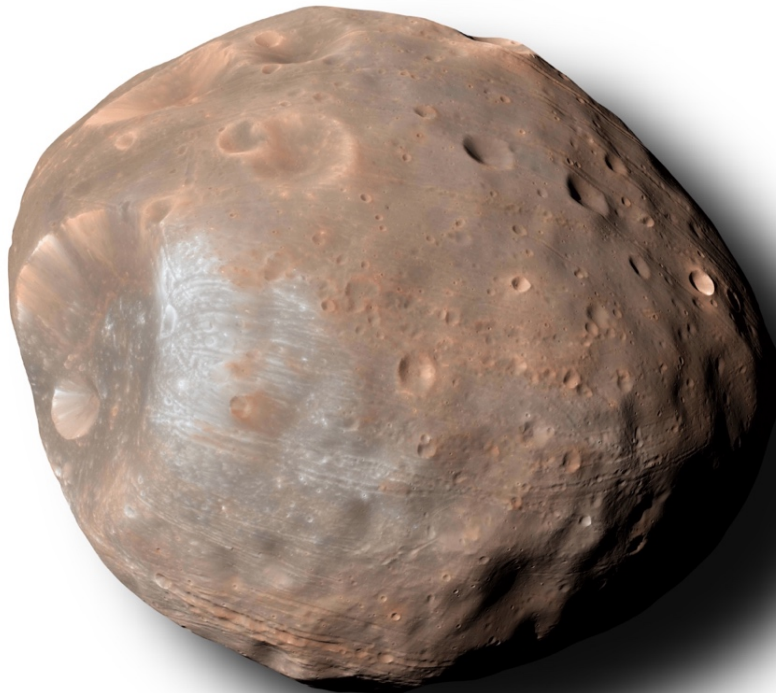


Figure 1.11. Image de Phobos prise par l'instrument HiRISE, à bord de Mars Reconnaissance Orbiter. Crédit : NASA/JPL-Caltech/University of Arizona.

Phobos est le plus grand des deux satellites naturels de Mars, devant Déimos. C'est aussi la lune martienne dont l'orbite est la plus basse, avec une altitude moyenne au-dessus de la surface martienne d'environ 6 000 km. Ses principaux paramètres orbitaux et physiques sont recensés dans le tableau 1.2. Phobos a été découverte en 1877 par l'astronome américain Asaph Hall, une semaine environ après la découverte de Déimos. Sa faible masse ne lui permettant pas de maintenir une forme sphérique, Phobos a une géométrie irrégulière (26 km * 23 km * 18 km (Willner *et al.*, 2014)). Son orbite est quasi-équatoriale, et synchrone, c'est-à-dire qu'elle présente toujours la même face à Mars, de la même manière que la Lune avec la Terre. Depuis la première image de Phobos prise depuis l'orbite martienne par Mariner 7 en 1969, de nombreuses sondes ont permis l'étude du satellite martien, particulièrement de sa formation, son origine et sa composition. Ces sondes seront détaillées dans la section 1.2.4.

Tableau 1.2 Caractéristiques orbitales et physiques de Phobos

Paramètres orbitaux	
Demi-grand axe	9376 km
Excentricité	0,0151
Inclinaison de l'orbite	1,09°
Période orbitale autour de Mars	7 h 39 min 12 s
Période de révolution	7 h 39 min 12 s (rotation synchrone)
Paramètres physiques	
Masse	$1,0 \times 10^{16}$ kg
Dimensions	26 km * 23 km * 18 km
Inclinaison de son axe de rotation	0°
Albedo dans le visible	0,071
Densité moyenne	1,872 kg/m ³

1.2.1 Structures de surface

En observant les images de la surface de Phobos (voir figure 1.11), on distingue deux principaux types de structure : des cratères et une série de lignes parallèles.

La surface de Phobos est recouverte d'environ 1600 cratères, de taille variant de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Le plus grand d'entre eux, Stickney (visible sur la gauche de la figure 1.11), mesure environ 8 km de diamètre et s'est formé il y a entre 2 et 4 milliards d'années (Schmedemann *et al.*, 2014). La détermination de l'âge de la surface de Phobos est, comme pour Mars, basée sur le comptage de cratères, mais elle dépend aussi de l'évolution de son orbite discutée plus tard dans la section 1.2.3. La forme des cratères à la surface de Phobos a permis d'estimer l'épaisseur du régolite de la lune martienne entre 5 et 100m (Basilevsky *et al.*, 2014).

Sur la figure 1.11, on remarque aussi une série de sillons parallèles, larges de quelques centaines de mètres, et longs de plusieurs kilomètres. La carte de ces sillons est représentée sur la figure 1.12. Depuis leur découverte en 1977, plusieurs scénarios sont proposés pour expliquer leur formation. Le premier se base sur l'existence de failles plus ou moins profondes, dont l'origine peut être une déformation de Phobos due à des forces de marée (Weidenschilling, 1979; Dobrovolskis, 1982), ou des forces de traînée déformant la lune martienne lors de sa possible capture (Thomas *et al.*, 1979). Ces failles pourraient aussi avoir été créées ou élargies suite à l'impact qui a créé le cratère Stickney (Thomas *et al.*, 1979). Cependant, les avancées dans l'imagerie de Phobos et dans la modélisation de ces différentes hypothèses ont favorisé l'émergence d'une nouvelle famille de théories au profit de l'ancienne, qui considèrent ces sillons comme des chaînes d'impacts créés par les éjectats d'un plus gros impact. Deux scénarios coexistent sur l'origine des éjectats, et ne sont pas incompatibles. L'un considère les éjectats venant de l'impact ayant donné naissance au cratère Stickney (Murray et Heggie, 2014; Ramsley et Head, 2019), et l'autre, les éjectats

suite à des impacts sur Mars. D'après l'article de Murray et Heggie (2014), le second scénario, à savoir celui d'éjectats venant d'impacts martiens, entrant en collision avec Phobos, est celui qui reproduit le mieux les sillons observés. Cependant, Ramsley et Head (2013) ont publié une étude dans laquelle ils testent cette hypothèse en modélisant les orbites des éjectats venant d'impacts sur Mars, et montrent par plusieurs points que la forme des sillons n'est pas compatible avec la distribution des éjectats martiens.

L'utilisation de données radar notamment de MARSIS sur Mars Express pourrait permettre, en sondant l'intérieur de Phobos, de déterminer la structure interne de ces sillons et ainsi de contraindre les scénarios expliquant leur formation.

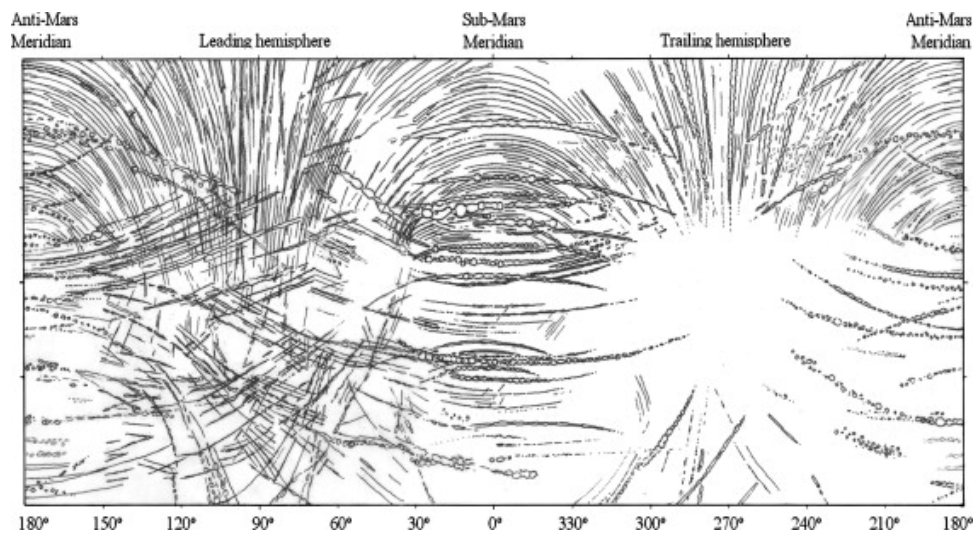


Figure 1.12. Carte des sillons observés sur Phobos. Extrait de (Murray, 2011)

1.2.2 Structure interne

La structure interne de Phobos n'a pour le moment pas été déterminée avec certitude, et sa connaissance pourrait nous donner des informations cruciales concernant son origine et sa formation. Jusqu'à maintenant, elle a pu être contrainte grâce à plusieurs types de mesures. Le premier est l'étude du moment d'inertie, comme mesuré par Lainey *et al.* (2021). En effet, l'excentricité de Phobos, même très faible, génère un mouvement de libration, c'est-à-dire d'oscillation autour de son axe de rotation. L'étude de ce mouvement peut permettre de contraindre la répartition de la masse à l'intérieur de Phobos. De plus, d'éventuelles différences entre le centre de figure — c'est-à-dire le centre géométrique — et le centre de masse peuvent aussi être les témoins d'une répartition inhomogène de la masse à l'intérieur de la lune martienne. Ainsi, lors d'un survol de Phobos, l'analyse des perturbations de la trajectoire de la sonde par le champ gravitationnel de la lune permet de mesurer ce dernier, et donc de contraindre la composition interne de Phobos. Grâce à ses nombreux survols, Mars Express a permis de tirer des conclusions sur la structure interne de Phobos, allant de modèles très homogènes, à des modèles légèrement inhomogènes (Rosenblatt, *et al.*, 2010; Rambaux *et al.*, 2012; Pätzold *et al.*, 2014). Le sondage radar avec MARSIS, qui pourrait révéler des structures internes, n'a cependant pour l'instant pas détecté d'interface sous la surface traduisant une inhomogénéité.

Jusqu'à maintenant, de nombreux survols ont été faits dont la majeure partie par MEX, et une mission dédiée comme prochainement *Mars Moon eXploration* (MMX) en 2024, nous permettra de mesurer ces paramètres avec plus de précision, et alors de contraindre davantage la composition de Phobos.

1.2.3 Origine de Phobos

Deux principaux scénarios coexistent quant à la formation de Phobos : la capture d'un astéroïde, ou une accréation autour de Mars.

Les spectres de la surface de Phobos, ainsi que sa morphologie et sa densité sont similaires à ceux des astéroïdes de type C et D (Rivkin, 2002; Rosenblatt, 2011). C'est ce qui a donné naissance à l'hypothèse d'une capture d'astéroïde (Murchie et Erard, 1996; Rivkin, 2002). Selon cette hypothèse, Phobos serait entré en orbite suite au ralentissement par l'atmosphère martienne. Cette dernière étant tenue de nos jours, Phobos aurait donc été capturé relativement tôt dans l'histoire martienne lorsque son atmosphère était plus dense. Cependant, l'orbite quasi circulaire et équatoriale de Phobos rendent les conditions de capture très spécifiques et peu probables.

L'autre hypothèse expliquant l'origine de Phobos est celle d'une accréation venant d'un disque de débris en orbite martienne (Rosenblatt, 2011; Rosenblatt *et al.*, 2016; Hesselbrock et Minton, 2017). Cette hypothèse permet d'expliquer l'orbite actuelle de Phobos ainsi que celle de Déimos plus simplement, mais il reste à expliquer la présence d'un disque de débris autour de Mars. L'origine la plus probable du disque de débris serait un ou plusieurs impacts à grande échelle, éjectant une grande quantité de matériaux martiens en orbite (Craddock, 2011; Rosenblatt *et al.*, 2016; Hesselbrock et Minton, 2017). Cet impact à grande échelle fait aussi partie de l'explication de l'origine de la dichotomie martienne (cf. 1.1.1).

1.2.4 Missions d'observation de Phobos

Jusqu'à maintenant, aucune sonde spatiale n'a orbité directement Phobos, mais les différentes missions martiennes ont parfois permis à des instruments de l'étudier (Duxbury *et al.*, 2014). La première a été Mariner 7 en 1969. Cette sonde a capturé trois images de Phobos, mais la distance était telle que seule la dimension approximative et l'albédo ont pu être déterminés à l'époque. Ensuite, Mariner 9 est arrivée en orbite martienne en 1971, et n'était pas destinée à l'observation de Phobos. Cependant, une tempête globale sur Mars durant un mois a empêché la sonde d'en imager la surface, changeant alors temporairement son centre d'intérêt pour Phobos. La sonde s'en est approché à une distance minimale d'un peu moins de 6000 km, et a produit quelques centaines de clichés (voir figure 1.13) permettant de déterminer l'orbite de Phobos, sa période de rotation, sa forme, et ses structures de surface (Pollack *et al.*, 1972).

C'est en 1976 que la sonde Viking 1, première mission dont l'observation de Phobos faisait partie des objectifs scientifiques principaux, a imagé Phobos dans le visible, l'infrarouge, et l'ultraviolet à une distance minimale allant jusqu'à 880 km (Veverka et Duxbury, 1977). La résolution des images produites par Viking 1 a notamment permis

d'identifier les sillons présents à sa surface, et de faire un inventaire plus détaillé de la distribution et de la taille des cratères à la surface de Phobos. Les images de la surface prises par Viking ont récemment été utilisées pour générer des modèles de forme (Ernst *et al.*, 2023).

Après son insertion en orbite martienne en 1989, la sonde soviétique Phobos 2 a imagé la majeure partie de Phobos et a mesuré des spectres infrarouges de sa surface (Sagdeev et Zakharov, 1989). La sonde a aussi permis de mesurer plus précisément la masse de Phobos ainsi que sa densité. Il était prévu qu'un atterrisseur se pose à sa surface. Malheureusement, le contact avec la sonde a été perdu peu avant, précipitant la fin de la mission. Les images fournies par cette sonde sont aussi utilisées de nos jours pour la production de modèles de forme.

Durant la Phase de freinage de Mars Global Surveyor en 1997, l'imageur MOC, le spectromètre TES et l'altimètre laser MOLA (cf. 1.1.4.1) ont acquis des données de Phobos, et plus tard dans la mission, l'ombre de Phobos a été étudié avec MOLA pour contraindre son orbite (Bills *et al.*, 2005). De manière très ponctuelle, les instruments HiRISE et CRISM à bord de MRO (cf. 1.1.4.3) ont observé Phobos depuis l'orbite basse produisant néanmoins pour HiRISE des images très détaillées de la surface de la lune martienne (figure 1.11).

La sonde qui va particulièrement nous intéresser pour cette thèse, et celle qui a le plus observé Phobos est Mars Express (MEX, cf. 1.1.4.2). Grâce à son orbite quasi polaire très elliptique, la sonde croise l'orbite de Phobos tous les sept mois environ, à une distance comprise entre 45 km et 400 km. Ces passages rapprochés au-dessus de la lune martienne permettent aux instruments à bord, détaillés dans la section 1.1.4.2, de capturer des données de Phobos. Des sondages radar ont aussi été effectués grâce à l'instrument MARSIS, dont les données seront détaillées dans le chapitre 1. Les images de l'instrument HRSC couvrant une grande partie de la surface, elles ont été utilisées pour générer des modèles de terrain. L'instrument SRC, avec sa haute résolution a aussi permis de contraindre davantage l'orbite de Phobos (Lainey *et al.*, 2021) pour atteindre la précision actuelle de l'ordre de 300m.

Prochainement (en 2024 selon le plan actuel), devrait être lancée la mission *Martian Moons eXploration* (MMX) de l'agence spatiale japonaise (JAXA), qui a pour objectif d'étudier les lunes martiennes (Nakamura *et al.*, 2021; Kuramoto *et al.*, 2022), en particulier Phobos autour de laquelle la sonde orbitera, et sur laquelle un atterrisseur se posera afin de rapporter des échantillons de la surface sur Terre. L'objectif principal de MMX est de déterminer l'origine des lunes martiennes, donc de trancher entre les deux scénarios présentés section 1.2.3. La sonde embarquera sept instruments à bord, lesquels sont résumés dans le tableau 1.3. Un rover sera aussi embarqué, et déployé à la surface de Phobos pour l'analyser avec ses instruments à bord à savoir une caméra de navigation, une caméra filmant les roues et leur interaction avec le régolithe, un spectromètre à effet Raman et un radiomètre infrarouge (Michel *et al.*, 2022).

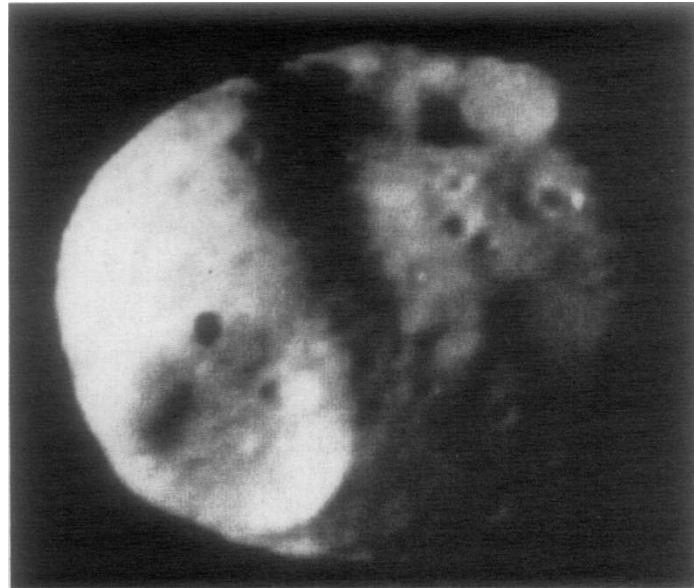


Figure 1.13. Image de Phobos prise par la sonde Mariner 9 à une distance de 10399 km (Pollack et al., 1972).

Tableau 1.3. Instruments à bord de MMX (lancement prévu en 2024)

Nom de l'instrument	Type d'instrument	Référence
TENGOO	Imageur dans le visible (30cm de résolution)	Kameda <i>et al.</i> , (2021)
OROCHI	Caméra multispectrale grand angle (390-950 nm)	Kameda <i>et al.</i> , (2021)
LIDAR	LIDAR (à une longueur d'onde de 1,064 μ m)	Senshu <i>et al.</i> , (2021)
MIRS	Spectromètre dans le proche-infrarouge (0,9-3,6 μ m)	Barucci <i>et al.</i> , (2021)
MEGANE	Spectromètre gamma et neutrons (200keV-20MeV)	Chabot <i>et al.</i> , (2021)
CMDM	Compteur de poussières	Kobayashi <i>et al.</i> , (2018)
MSA	Spectromètre de masse	Yokota <i>et al.</i> , (2021)

2 MESURE ET TRAITEMENTS RADAR

Dans ce chapitre, nous allons décrire le fonctionnement général des radars sondeurs basse fréquence dits à synthèse d'ouverture (*Synthetic Aperture Radar, SAR*), le traitement de leurs données et les problématiques spécifiques à notre utilisation de ces dernières. Nous allons ainsi détailler le traitement à l'aide de SPRATS, une suite d'outils de traitement de données développée à l'IPAG (Gassot *et al.*, 2020), et les outils mis en places. Le fonctionnement détaillé des deux radars utilisés dans cette thèse, à savoir MARSIS/MEX ($1,8\pm 1\text{MHz}$ – $5\pm 1\text{MHz}$) et SHARAD/MRO ($20\pm 5\text{ MHz}$), sera décrit plus tard, dans les parties correspondantes.

2.1 La mesure radar

Les radars (RADio Detection And Ranging) se basent sur la réflexion d'ondes électromagnétiques sur des interfaces diélectriques. Ceux qui vont nous intéresser ici sont les radars sondeurs basses fréquences dits monostatiques, constitués d'une seule antenne qui va servir à la fois d'émetteur et de récepteur. Le fonctionnement du sondage radar se fait donc en deux temps : une phase d'émission (Tx) et une phase de réception (Rx). Ce cycle est répété à intervalle régulier, appelé « Pulse Repetition Interval » (PRI). Lors de la phase d'émission, un signal radar est envoyé. Il va ensuite se réfléchir sur les interfaces diélectriques à la surface et dans le sous-sol, puis revenir au radar. Après une durée prédéterminée dépendant de l'altitude du radar, la fenêtre de réception (fenêtre d'écoute) s'ouvre, et les signaux réfléchis sont enregistrés. Ce fonctionnement est illustré sur la figure 2.1. Notre but ici est d'utiliser les radars basses fréquences SHARAD et MARSIS pour caractériser respectivement le sous-sol de Mars et Phobos. La description faite ici se concentrera donc sur ce scénario et ces radars.

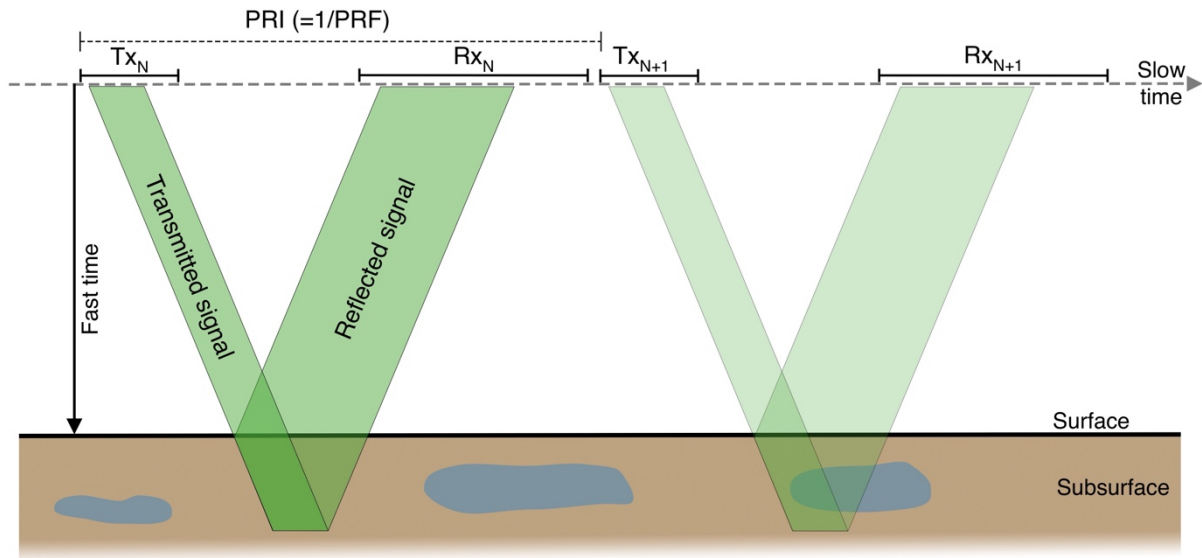


Figure 2.1. Schéma de fonctionnement du sondage radar.

2.1.1 Représentation et appellations

On représente classiquement les données radar sous forme de radargramme, qui sont la juxtaposition des fenêtres de réception successives, de sorte à former un profil (figure 2.2). Les deux dimensions d'un radargramme sont appelées « temps court » (*fast-time*) pour la dimension verticale, exprimée en μs , et « temps long » (*slow-time*) pour la dimension horizontale, exprimée en kilomètres (figure 2.3.a). Les appellations « temps court » et « temps long » ne sont pas les seules utilisées pour décrire les différentes directions associées au radar. Selon ce que l'on regarde et de quel niveau de traitement des données on parle, on va utiliser différentes directions et terminologies. Lorsque l'on se place sur une carte avec une projection de la trace au sol, on va utiliser les directions « *along-track* » (le long de la trajectoire) et « *across-track* » (perpendiculaire à la trajectoire, cf. figure 2.3.b). Lorsque l'on traite des données radar brutes, on va le plus souvent utiliser les directions « *range* » (distance) et « *Doppler* » (figure 2.3.c), qui sont les deux grandeurs principales auxquelles on est sensible avec les radars. Le « *range* » correspond à la direction radiale par rapport au radar. La direction « *Doppler* » correspond à la direction dans laquelle la vitesse relative d'un point par rapport au radar varie. Une autre direction que nous allons utiliser est le nadir, qui correspond à la verticale du radar vers le bas.

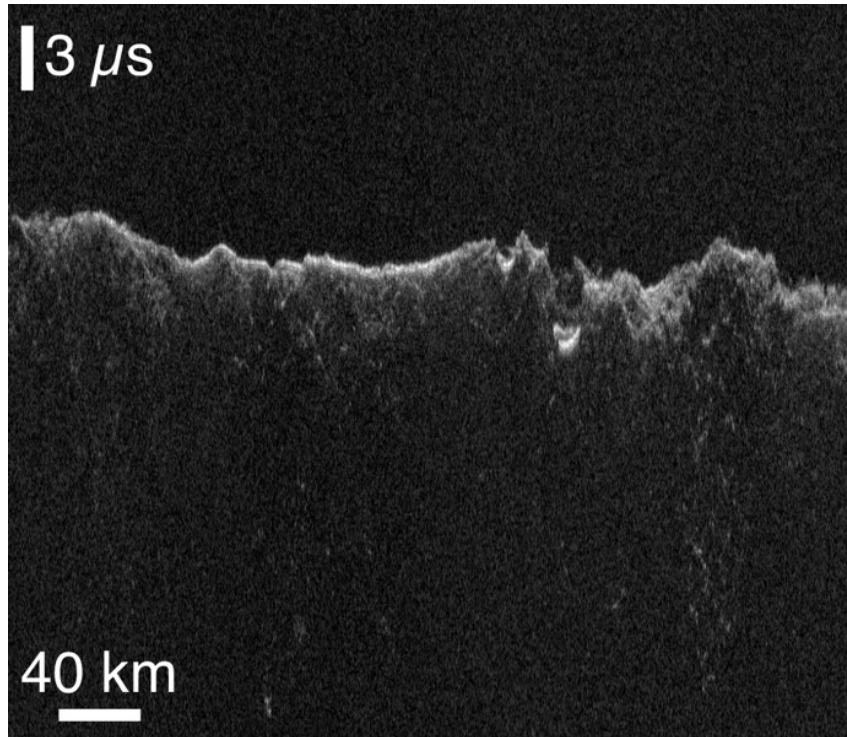


Figure 2.2. Exemple de radargramme, extrait du jeu de données SHARAD n° 214501

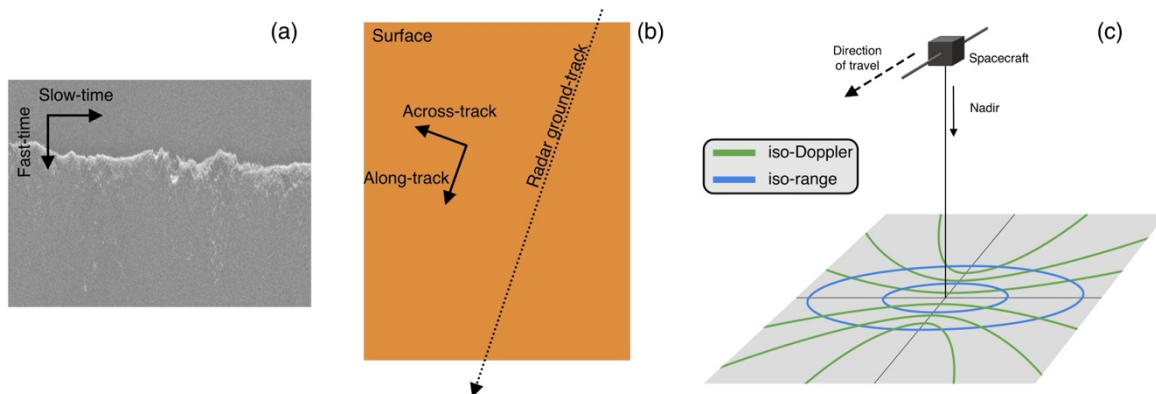


Figure 2.3. Illustration des différentes directions utilisées pour le traitement et l'analyse des données radar.

2.1.2 Emission du signal

2.1.2.1 Le « chirp »

Le signal émis par les radars peut prendre plusieurs formes, mais celui qui concerne SHARAD et MARSIS est le *chirp* (« gazouilli » en français). Le *chirp* consiste en un signal modulé en fréquence dans le temps. Les radars qui nous intéressent dans ce travail de thèse utilisent un chirp linéaire. Le signal émis a pour équation :

$$S(t) = A(t) \exp\left(-j\pi \frac{B}{\tau} t^2\right) \quad 2.1$$

Avec $S(t)$ le signal émis, $A(t)$ l'enveloppe du signal variant de $-\tau/2$ à $+\tau/2$, B la largeur de bande du signal, τ la durée de l'impulsion et t le temps. Un exemple du signal temporel pour un chirp est visible sur la figure 2.4.

Sans cette modulation en fréquence, la résolution temporelle du radar serait égale à la durée du signal émis. Cette modulation permet, en connaissant la forme du signal émis, de comprimer le signal reçu par filtrage adapté. On verra par la suite que résolution temporelle pour un radar utilisant un *chirp* dépend de la largeur de la bande (2.2.1).

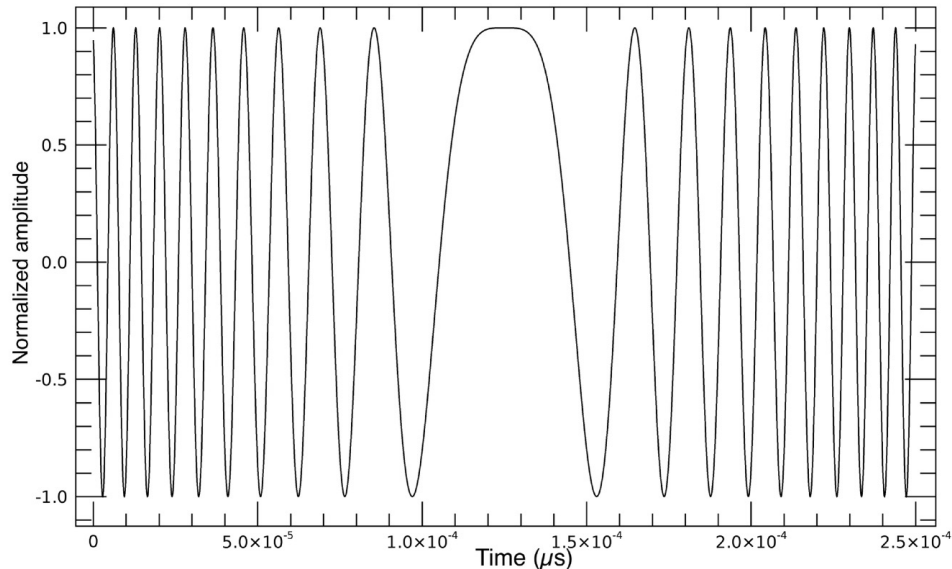


Figure 2.4. Exemple de partie réelle d'un signal de type *chirp* en représentation temporelle.

2.1.2.2 Échantillonnage en temps long

MARSIS et SHARAD sont des radars à synthèse d'ouverture dont les lobes d'antenne très larges illuminent une grande partie de la surface, la forme de ce dernier conférant à ces radars une faible résolution horizontale. La synthèse d'ouverture, ou synthèse SAR, consiste à utiliser la propriété de cette configuration à observer une cible à la surface pendant une longue durée pour synthétiser une antenne virtuelle à partir des différentes positions d'observations (figure 2.5). L'idée est d'utiliser le déplacement du radar, qui va faire qu'une cible au sol va d'abord s'en rapprocher, pour s'en éloigner. Ce mouvement crée une hyperbole sur les données radar pour chaque réflecteur. De plus, l'évolution de la distance donne lieu à une évolution de la phase du signal reçu, qui peut être utilisée pour comprimer le signal en azimuth, créant une antenne synthétique (Curlander and McDonough, 1991). En utilisant le théorème de Shannon, on déduit que pour échantillonner correctement le signal en Doppler, il faut que la fréquence d'échantillonnage du signal dans cette direction soit supérieure à la largeur de la bande Doppler, c'est-à-dire à la différence de fréquence entre les deux points de la surface à l'extrémité du lobe d'antenne le long de la direction de déplacement du radar. Cette bande Doppler dépend de l'ouverture du lobe d'antenne θ_a , de la vitesse du radar v , et de la longueur d'onde du radar λ que l'on peut approximer par (Moreira *et al.*, 2013) :

$$B_d \approx \frac{2v\theta_a}{\lambda} \quad 2.2$$

Avec :

$$\theta_a = \lambda/d_a \quad 2.3$$

Avec d_a la longueur de l'antenne réelle.

On obtient d'après la condition d'échantillonnage :

$$PRF \geq \frac{2v}{d_a} \quad 2.4$$

On a donc une condition sur la fréquence d'échantillonnage, que l'on appelle ici PRF pour *Pulse Repetition Frequency*, égale à l'inverse de la PRI. Dans le cas de SHARAD par exemple avec une antenne de 10m et une vitesse de 3,45km/s, on trouve une PRF minimale de 690Hz (la PRF réelle de SHARAD est de 700.28Hz).

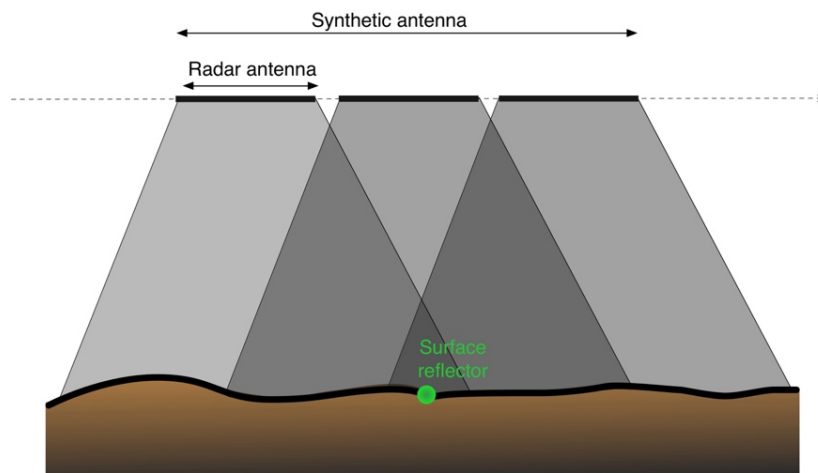


Figure 2.5. Illustration de l'antenne synthétique et de l'antenne réelle illuminant une cible à la surface pendant plusieurs fenêtres d'émission successives.

2.1.3 Signal reçu

2.1.3.1 *Réflexion spéculaire et diffusion*

On distingue la puissance reçue par le radar en deux catégories : la puissance cohérente, et la puissance incohérente.

La puissance cohérente est le résultat de la réflexion spéculaire du signal radar sur une surface plate à l'échelle de la longueur d'onde. Cette réflexion se faisant selon la loi de Snell-Descartes, la surface doit être perpendiculaire à la ligne de visée pour que le signal revienne au radar (figure 2.6). Dans le cas de MARSIS et SHARAD, radars à basse fréquence, la surface martienne est peu rugueuse à l'échelle de leurs longueurs d'onde, donc la majeure partie du signal résulte de la réflexion spéculaire sur la surface. La plus grande portion de la surface orientée perpendiculairement à la ligne de visée, c'est-à-dire là d'où vient la majeure partie de l'énergie réfléchiée pour ces radars, se trouve généralement à leur verticale, d'où l'appellation « nadir-looking » pour ce type de configuration.

La puissance incohérente est la rétrodiffusion du signal par une surface rugueuse à l'échelle de la longueur d'onde : on peut décrire cette surface comme une série de diffuseurs ponctuels, de phases et d'amplitudes aléatoires. Le signal reçu par le radar va être la somme des signaux reçus de tous ces diffuseurs incohérents entre eux (Kong, 2000). La diffusion par

une surface rugueuse renvoie l'énergie sur une gamme d'angles très large, ce qui fait qu'elle peut être reçue par le radar même pour des angles de visée élevés (figure 2.6). Pour un SAR classique haute fréquence (avec une longueur d'onde centimétrique), la majeure partie de la puissance reçue vient de la rétrodiffusion, du fait de la rugosité de la surface à l'échelle de la longueur d'onde.

Dans la pratique, la puissance reçue par le radar est la somme des puissances cohérentes et incohérentes, et on se trouve dans un régime qui est un mélange entre réflexion spéculaire et rétrodiffusion, tendant vers l'une ou l'autre selon la surface sondée et la fréquence du radar.

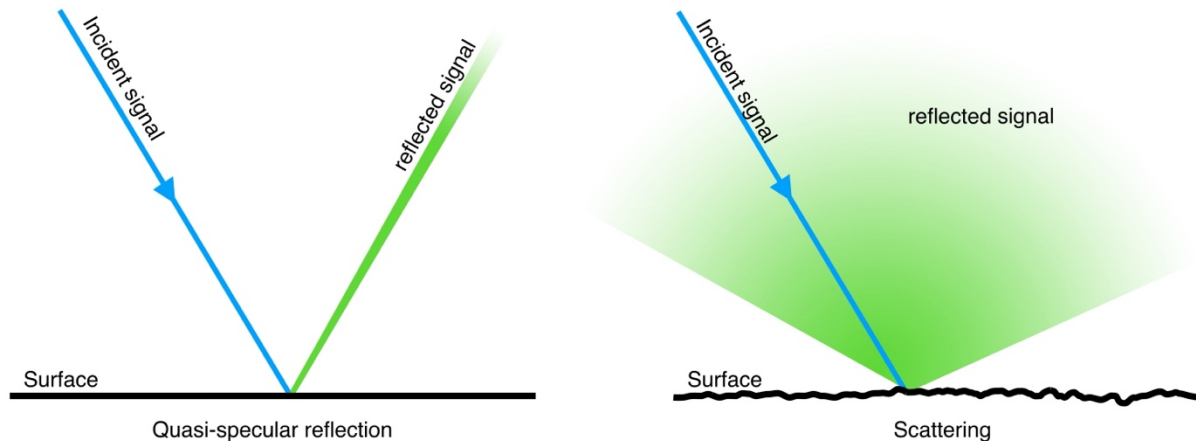


Figure 2.6 Réflexion quasi-spéculaire sur une surface plane, et comparaison avec une diffusion sur une surface rugueuse.

2.1.3.2 La zone de Fresnel

On se place toujours dans le cadre de MARSIS et SHARAD, pour lesquels la réflexion à la surface est principalement spéculaire. Pour caractériser l'étendue de la zone au nadir de laquelle la majeure partie de l'énergie réfléchie provient, on utilise le concept de zone de Fresnel : elle constitue la région de la surface autour du nadir, au sein de laquelle les échos s'additionnent par interférences constructives.

Considérons une zone plane de grande dimension devant la longueur d'onde du radar, placée à une grande distance devant cette même longueur d'onde. La réflexion du signal radar sur la surface peut être considérée comme spéculaire et peut être assimilée à la somme des signaux réfléchis sur des réflecteurs infinitésimaux constituant la surface. Sur la figure 2.7 sont représentés le radar et la surface en question. La distance D_1 correspond à la distance entre le radar et le point au nadir, et la distance D_2 correspond à la distance entre le radar et le point le plus éloigné de la zone de Fresnel de rayon R . Le déphasage entre les signaux réfléchis aux points P_1 et P_2 est donné par :

$$\Delta\varphi = 2\pi \frac{D_2 - D_1}{\lambda} \quad 2.5$$

Les signaux venant des réflecteurs P_1 et P_2 ne sont plus cohérent dès lors que leur déphasage est supérieur à $\pi/2$, c'est-à-dire lorsque :

$$D_2 - D_1 = \frac{\lambda}{4} \quad 2.6$$

D'après le schéma figure 2.7, et l'équation 2.6, on a géométriquement :

$$R^2 = \left(D_1 + \frac{\lambda}{4}\right)^2 - D_1^2 \quad 2.7$$

$$\Leftrightarrow R^2 = D_1 \frac{\lambda}{2} + \frac{\lambda^2}{16} \quad 2.8$$

Étant donné la condition $D_1 \gg \lambda$ posée précédemment, on obtient :

$$R = \sqrt{\frac{D_1 \lambda}{2}} \quad 2.9$$

Autrement dit, pour un radar situé à une hauteur h et fonctionnant à une longueur d'onde λ , la taille de la zone de Fresnel est donnée par :

$$D_F = 2 \sqrt{\frac{h \lambda}{2}} \quad 2.10$$

Pour le cas de SHARAD à une altitude de 300km, on obtient une zone de Fresnel de 3km de diamètre. Pour la bande 3 de MARSIS sur Phobos, à une altitude de 200km, la zone de Fresnel mesure environs 5km de diamètre.

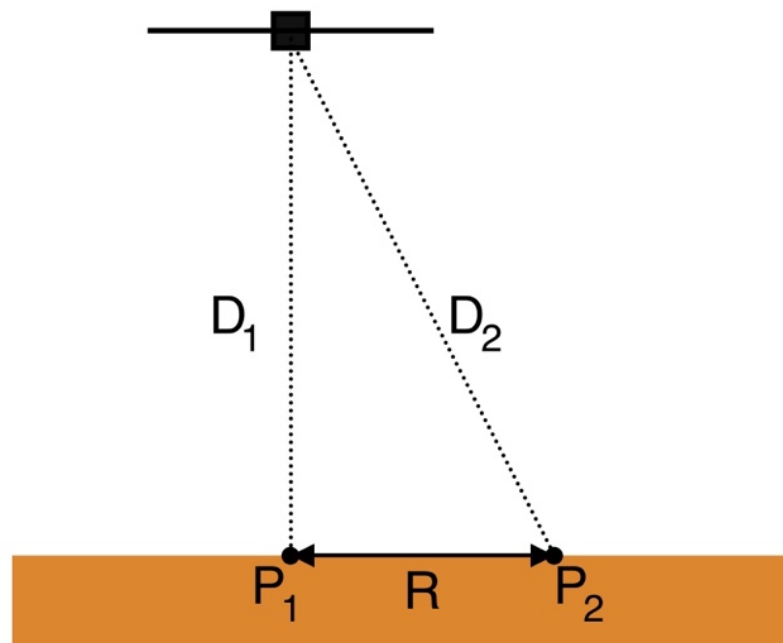


Figure 2.7. Illustration des grandeurs utilisées pour calculer la taille de la zone de Fresnel.

2.1.3.3 *L'équation du radar*

L'équation du radar est la relation fondamentale dressant un bilan de puissance sur le trajet aller-retour d'une onde émise par le radar. Elle relie la puissance reçue par le radar en fonction de la puissance transmise, et des différents paramètres physiques caractérisant le radar et s'exprime de la manière suivante pour un radar monostatique et une surface ponctuelle (cas diffusif) :

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \sigma_0}{(4\pi)^3 R^4} \quad 2.11$$

Avec P_r et P_t respectivement les puissances reçues et transmises, G le gain de l'antenne, λ la longueur d'onde, σ_0 la section efficace de la cible, et R la distance à la cible. Dans le fonctionnement réel de MARSIS et SHARAD, la réflexion est majoritairement spéculaire, se faisant sur une surface constituant la zone de Fresnel. En intégrant l'équation 2.11 sur l'ensemble de la zone de Fresnel, pour une surface plane, on obtient alors le bilan de puissance suivant :

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 R_F^2}{(4\pi)^2 (2R)^2} \quad 2.12$$

Avec R_F le coefficient de réflexion de la cible (coefficient de Fresnel).

2.1.3.4 *Discrimination des réflecteurs de surface*

De par la largeur du lobe d'antenne de MARSIS et SHARAD, le signal radar se réfléchissant sur la surface peut venir de zones plus ou moins éloignées du nadir. Comme l'illustre la figure 2.8, un écho venant de la surface, loin du nadir pourrait arriver en même temps qu'un écho souterrain. Étant donné que l'on mesure principalement la puissance cohérente, ces échos dits off-nadir viennent de surfaces inclinées dans la direction du radar. Ces échos de surface sont appelés « clutter » (échos « parasites »). Le clutter perturbe l'interprétation des données radar dans le sens où l'on s'intéresse ici aux échos de sous-sol. Sur la figure 2.9 sont représentés un jeu de données SHARAD pris sur un cratère, ainsi que sa trace au sol. Sur les données radar, on constate que des échos semblent venir du sous-sol. Ils sont cependant dus à des réflexions à la fois sur le fond du cratère au nadir, et sur les bords en dehors du nadir. Il nous faut donc un moyen pour pouvoir séparer la composante du signal radar venant de la surface de celle venant du sous-sol. Cette séparation est classiquement faite de manière visuelle en comparant les données radar à des données simulées.

Pour notre utilisation de SHARAD, la difficulté résidera dans le fait que l'on s'intéresse à des réflecteurs peu profonds. En effet, les réflecteurs peu profonds arrivent avec le même retard que des réflecteurs de surface très proche du nadir, la sensibilité aux petites erreurs de modèles de terrains va donc être accrue (chapitre 1).

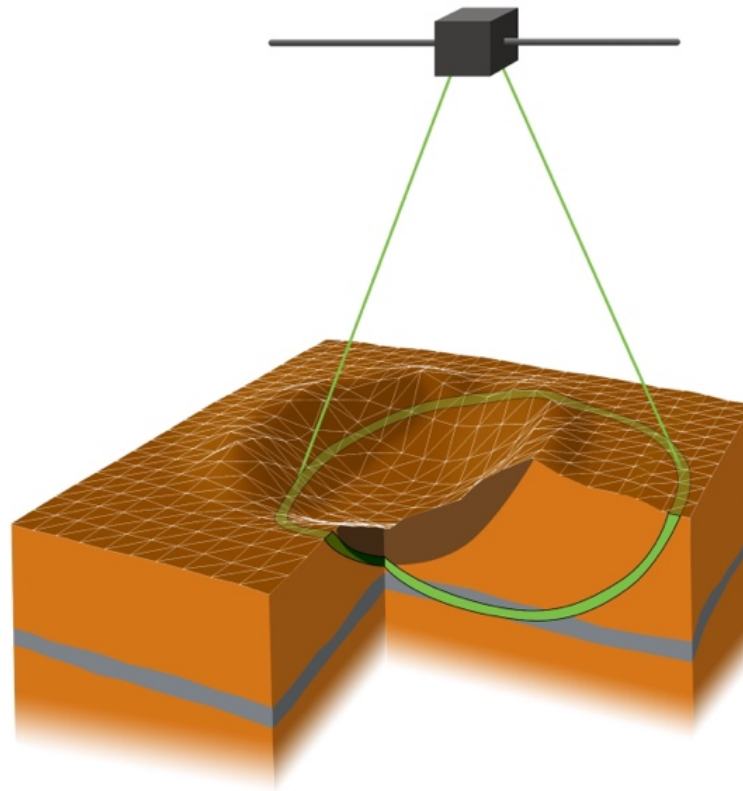


Figure 2.8. Schéma d'observation radar d'un cratère. En vert est tracé un contour iso-range, c'est-à-dire que tous les échos qui viennent du contour vont arriver en même temps au radar.

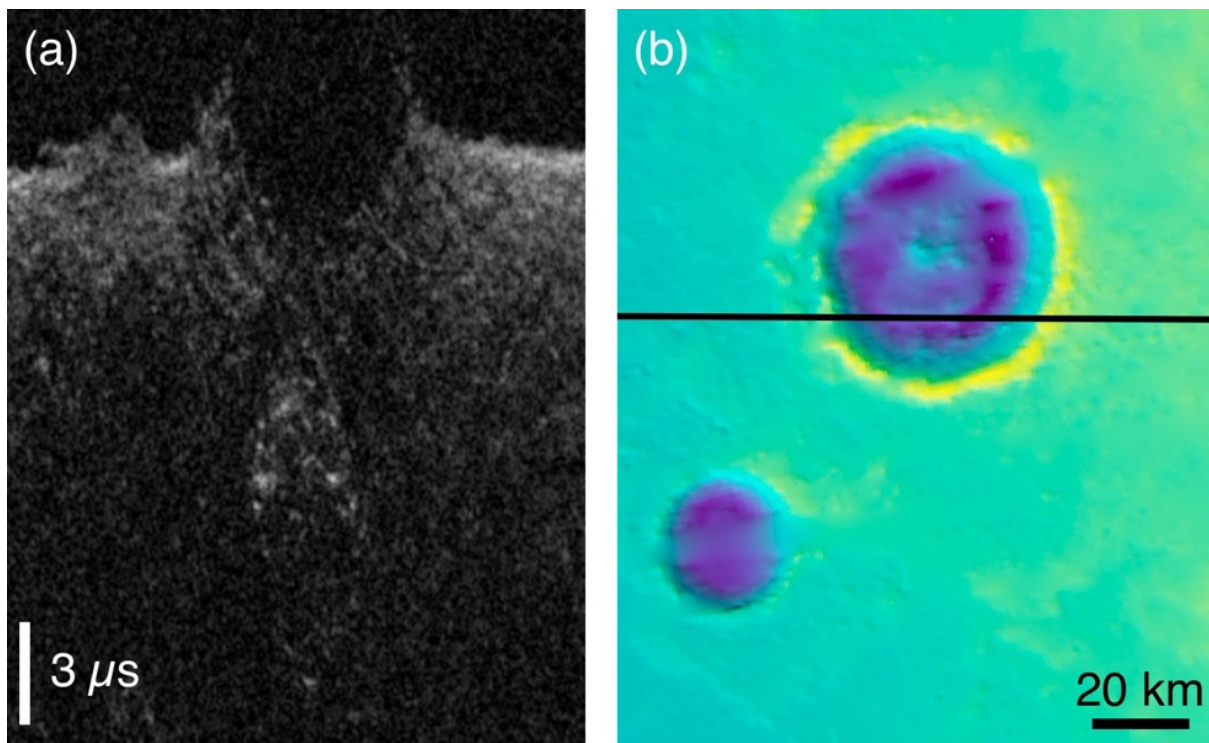


Figure 2.9. Extrait du jeu de données SHARAD n°2025101 sur le cratère Bonestell dans Acidalia Planitia à gauche, et trace au sol sur un modèle de terrain MOLA à droite. On remarque les échos venant du bas et du bord du cratère sur les données SHARAD.

2.2 Traitement des données radar

2.2.1 Compression d'impulsion

Le signal émis par le radar sous forme de chirp suppose un traitement supplémentaire des données avant leur utilisation. En effet, chaque réflecteur va renvoyer le chirp émis, et le signal brut capté par le radar ne peut pas être interprété tel quel. La connaissance de la forme du signal émis va nous permettre de compresser ce signal (compression d'impulsion, ou compression en *range*). Cette opération est faite dans le domaine spectral, en multipliant le signal par le complexe conjugué du chirp. Cette compression permet d'augmenter la résolution verticale, pour obtenir (Cook, 1960):

$$\rho_R = \frac{cK}{2B} \quad 2.13$$

Avec c la vitesse de la lumière dans le vide, K un facteur d'élargissement dû à la fenêtre de pondération utilisée, et B la bande du signal. Le résultat de la compression pour le sondage d'une surface ponctuelle est un sinus cardinal. Les lobes secondaires sur le signal comprimé en temps court sont réduits par l'application d'une fenêtre de pondération en fréquence, dans notre cas un Hanning.

2.2.2 Correction ionosphérique

Pour l'observation de Mars (entre autres), le signal radar doit traverser l'ionosphère, dont la majeure partie se situe entre 140 et 200km d'altitude. Le signal la traverse à l'aller et au retour. Cette propagation à travers le plasma constituant l'ionosphère à plusieurs effets : une absorption du signal, une distorsion de phase et une rotation du plan de polarisation par effet Faraday (Safaenili *et al.*, 2007). L'effet qui va nous intéresser ici est la distorsion de phase, car c'est elle qui a le plus d'impact sur la mesure et elle peut être corrigée par un traitement au sol. Cette distorsion se caractérise par un étalement ainsi qu'un décalage du signal en temps court (figure 2.10). Dans la pratique, pour SHARAD, on corrige cette distorsion par une méthode appelée « Phase Gradient Autofocus » (Campbell *et al.*, 2011). Cependant, les données SHARAD sont majoritairement acquises la nuit lorsque l'ionosphère est peu présente. La totalité des jeux de données que nous utilisons ici ont été acquis dans cette configuration. MARSIS avec sa fréquence de 1.8 à 5MHz est plus proche de la fréquence plasma de l'ionosphère martienne et y est donc plus sensible, mais pour cette étude et le cas de l'observation de Phobos, nous nous trouvons dans une configuration où il n'y a pas d'ionosphère entre le radar et la cible, nous n'appliquons donc pas non plus de correction ionosphérique.

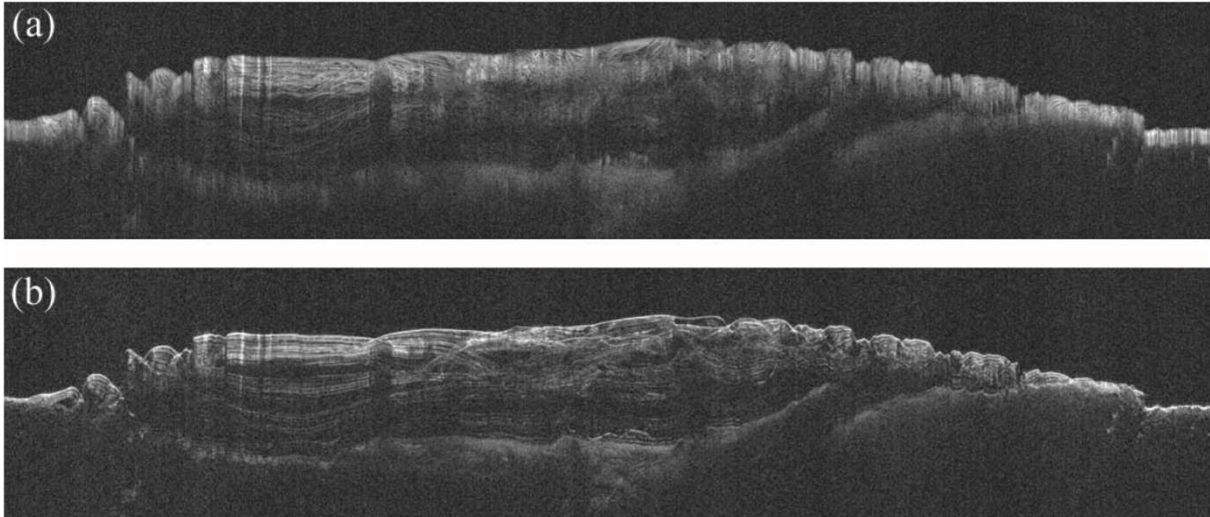


Figure 2.10. Profil SHARAD n°846602. (a) Profil avant correction ionosphérique. (b) Profil après correction ionosphérique. Figure extraite de Campbell et al., (2011).

2.2.3 Synthèse SAR : cas général

L'étape suivante dans le traitement du signal est la compression en Doppler, ou compression azimutale : la synthèse SAR (Curlander et McDonough, 1991). Lors de l'observation d'une cible par le radar, celle-ci va s'en approcher puis s'en éloigner, ce qui va créer une hyperbole sur le radargramme. La variation de la distance relative entre un réflecteur à la surface et le radar crée une rotation de la phase du signal. On peut alors isoler un réflecteur par compression azimutale, et focaliser l'énergie reçue de la réflexion autour du point où la phase est stationnaire, correspondant au sommet de l'hyperbole. Pour un radar large bande, pour lequel l'étendue en range de l'hyperbole est supérieure à une cellule de résolution, la synthèse SAR se fait classiquement en deux étapes : la correction de la géométrie de l'hyperbole en temps court de sorte à créer une droite de range constant pour avoir une séparabilité entre le range et l'azimut, puis la compression azimutale par filtrage adapté.

Afin de comprendre le fonctionnement de la compression azimutale, on peut calculer la différence de phase du signal reçu et du signal émis, dans la configuration décrite sur la figure 2.11. Pour un réflecteur situé sur la surface au point P, à une distance y du point au Nadir, dans la direction de déplacement du radar, cette différence de phase s'exprime comme :

$$\Delta\phi = 2\pi\nu t_D \quad 2.14$$

Avec ν la fréquence centrale du signal et t_D le temps de parcours de l'onde, s'exprimant comme :

$$t_D = \frac{2R(y)}{c} \quad 2.15$$

Et :

$$y = v_R t \quad 2.16$$

On a alors :

$$\Delta\phi = 4\pi \frac{R(y)}{\lambda} \quad 2.17$$

Avec $R(y) = R_0 * \sqrt{\left(1 + \frac{y^2}{R_0^2}\right)}$, et considérant que $R_0 \gg y$, on obtient alors :

$$\Delta\phi \approx \frac{4\pi R_0}{\lambda} + \frac{2\pi y^2}{\lambda R_0} \quad 2.18$$

Le signal reçu en fonction de la position y du réflecteur peut donc s'écrire :

$$s(y) \approx e^{-j\frac{4\pi R_0}{\lambda}} e^{-j\frac{2\pi y^2}{\lambda R_0}} \quad 2.19$$

On reconnaît dans le second terme l'expression d'un *chirp*, qui peut ensuite être comprimé par filtrage adapté de la même manière que ce que l'on fait pour la compression d'impulsion.

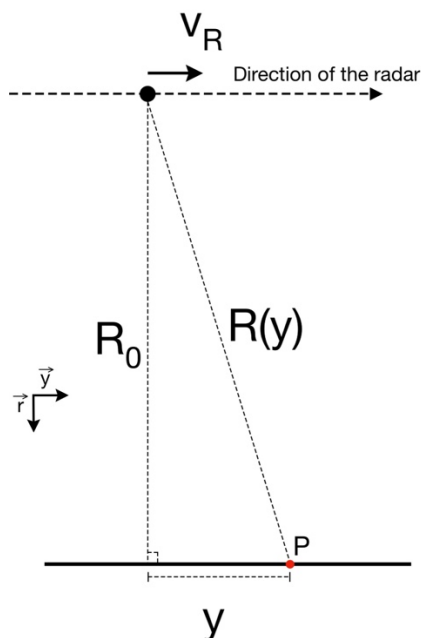


Figure 2.11. Schéma décrivant la géométrie de l'observation pour un réflecteur au point P.

Le résultat de la synthèse SAR d'un jeu de données SHARAD est présenté sur la droite de la figure 2.12. La synthèse SAR permet d'améliorer la résolution du radar le long de sa trajectoire, qui s'exprime pour un radar observant au Nadir (Brown et Porcello, 1969) :

$$\rho_A \approx \frac{\lambda_c h}{2L} \quad 2.20$$

Avec λ_c la longueur d'onde centrale du radar, h son altitude, et L la longueur de l'antenne synthétique. Pour SHARAD et une durée de synthèse de deux seconde, correspondant à une antenne synthétique de 6,9km, on obtient une résolution azimutale d'environ 300m. Cette résolution est à comparer avec la zone de Fresnel qui mesure environ 3km pour SHARAD. On utilisera par la suite le terme de zone de Fresnel effective, pour exprimer la zone de Fresnel que l'on a comprimée en azimut, résultant en une ellipse de 300m*3km pour SHARAD.

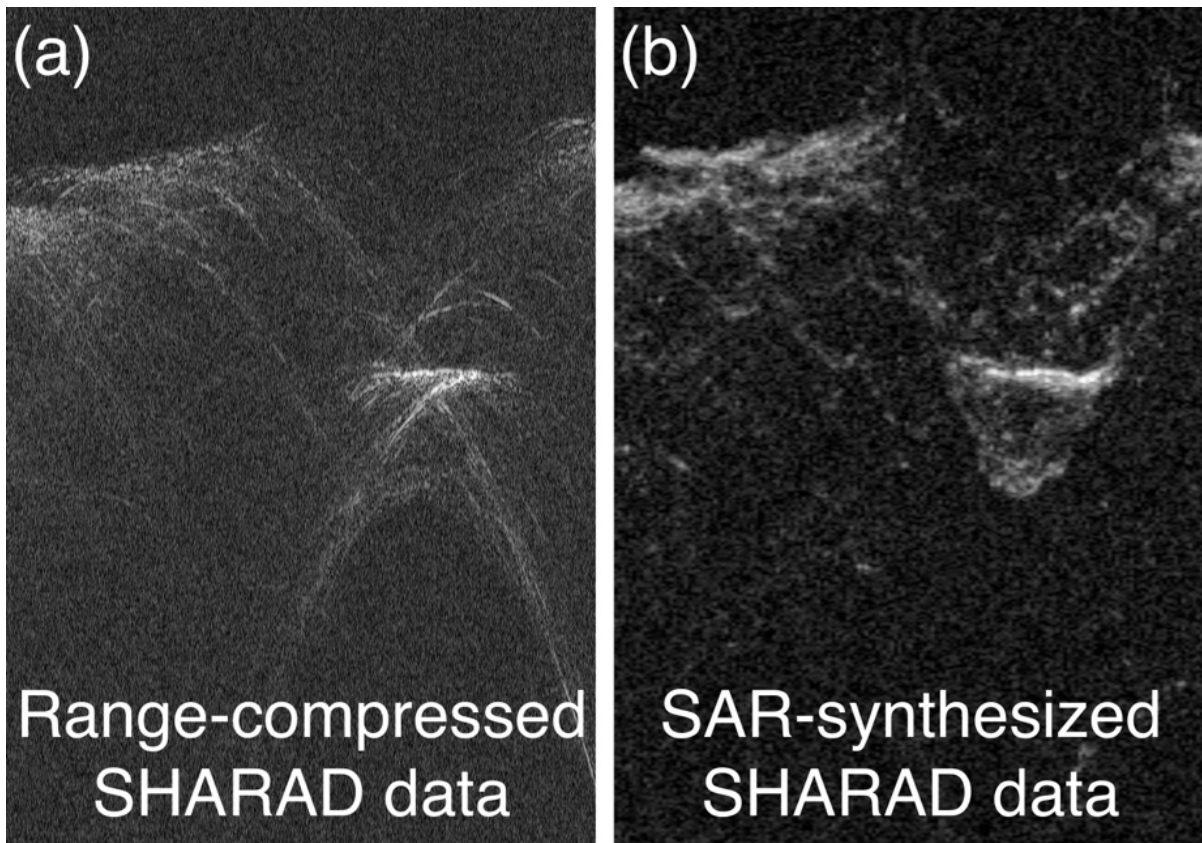


Figure 2.12. (a) : Jeu de données SHARAD n°5128501 pour lequel seule la compression d'impulsion a été faite. On remarque la série d'hyperboles. (b) : Compression Doppler (synthèse SAR) des données de gauches. En plus d'une interprétation plus simple des données, on constate une amélioration du rapport signal sur bruit.

2.2.4 Traitement SAR avec SPRATS

En pratique, pour effectuer la synthèse SAR d'un signal radar réel ou simulé, nous utilisons SPRATS, une suite d'outils développée à l'IPAG (Gassot *et al.*, 2020), héritée à l'origine du traitement radar dans des scénarios d'observations de petits corps (astéroïdes et comètes). Ces scénarios d'observation impliquent des géométries dans lesquelles les approximations faites dans des cas d'observation de la Terre peuvent arriver à leur limite, notamment l'hypothèse de séparabilité entre le *range* et le Doppler, permettant le traitement SAR classique présenté plus haut. Le choix a par conséquent été fait pour SPRATS d'utiliser un mode de traitement SAR s'affranchissant de cette hypothèse, appelé migration de Kirchhoff, formalisée dans Schneider, 1978. L'idée est de compenser le retard temporel et la phase en même temps, ce qui revient à rétro-propager le signal radar sur une série de points dans l'espace, pouvant être agencés de n'importe quelle manière. Le plus souvent, ces points constituent un plan de coupe, ou la topographie de la surface sondée. Cette méthode de type « brute force », bien que plus longue en temps de calcul, permet une plus grande latitude sur le choix de la géométrie.

La synthèse d'un jeu de données réel ou simulé se fait en utilisant la trajectoire du radar et de ses paramètres (PRF, bande, ...), ainsi qu'un groupe de points dans l'espace, constituant la surface ou le volume sur lequel on veut synthétiser le signal, appelé « zone

SAR ». Pour l'observation de Mars par exemple, on s'intéresse aux réflecteurs souterrains, on va donc choisir une zone SAR radiale qui coupe la surface martienne dans le plan orbital du radar, comme illustré par la figure 2.13. Dans cette configuration, le résultat obtenu est une cartographie des échos radar comme s'ils venaient tous du plan de synthèse, autrement dit un radargramme classique. On peut toutefois utiliser n'importe quelle autre surface telle qu'un modèle de terrain par exemple, on verrait alors les endroits de la surface susceptibles de renvoyer du signal au radar.

Une des tâches accomplies au début de cette thèse a été de configurer module de synthèse SAR intégré à SPRATS à l'observation de Mars avec SHARAD, en développement de nouvelles fonctions permettant notamment pour créer des zones SAR correspondant à notre géométrie d'observation. La première étape a été de pouvoir sélectionner la longueur de l'antenne synthétique, sous forme d'un temps d'intégration en secondes. Le but derrière cette implémentation est de pouvoir appliquer le même traitement aux données simulées (ou aux données SHARAD brutes), qu'aux données de références du PDS (cf. 4.1.3). L'algorithme fonctionne en découpant la zone SAR en tranches radiales (en temps court sur le radargramme) de largeur réglable. Pour chaque tranche, on extrait la portion en temps long qui correspond au temps d'intégration, et qui se situe de part et d'autre de la tranche radiale. La synthèse SAR se fait sur cette tranche, puis l'algorithme passe à la tranche suivante, jusqu'à parcourir l'ensemble de la trajectoire. La figure 2.14 illustre le fonctionnement de cette synthèse SAR par morceaux.

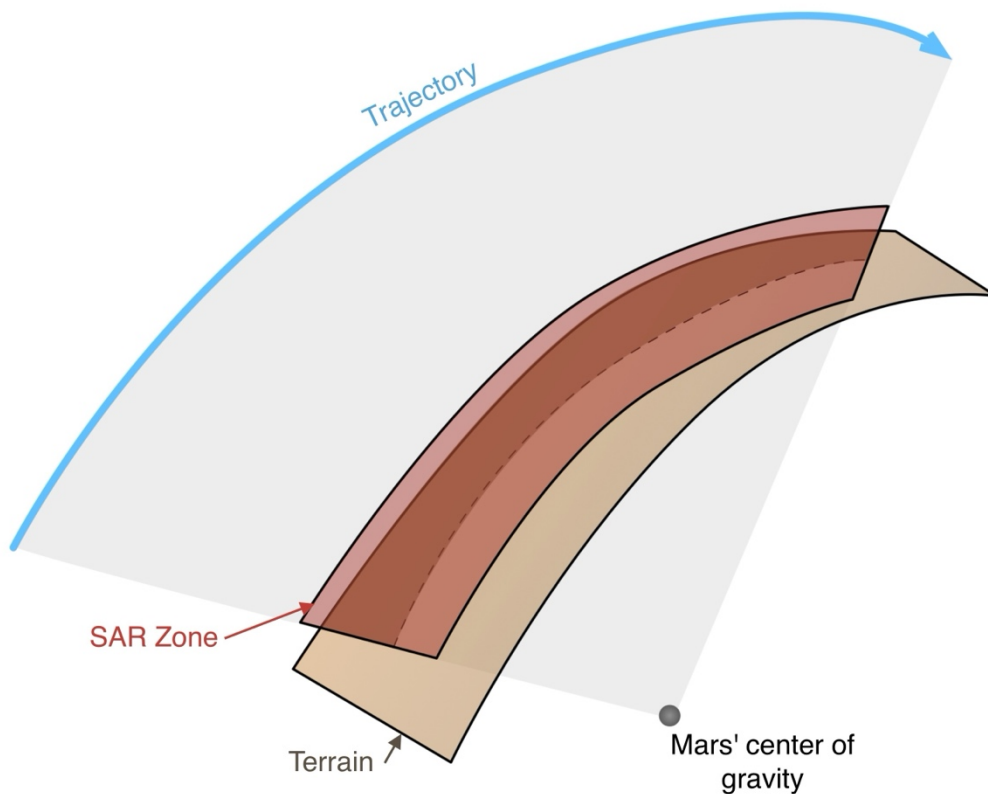


Figure 2.13. Zone SAR utilisée sur Mars pour la synthèse de données SHARAD.

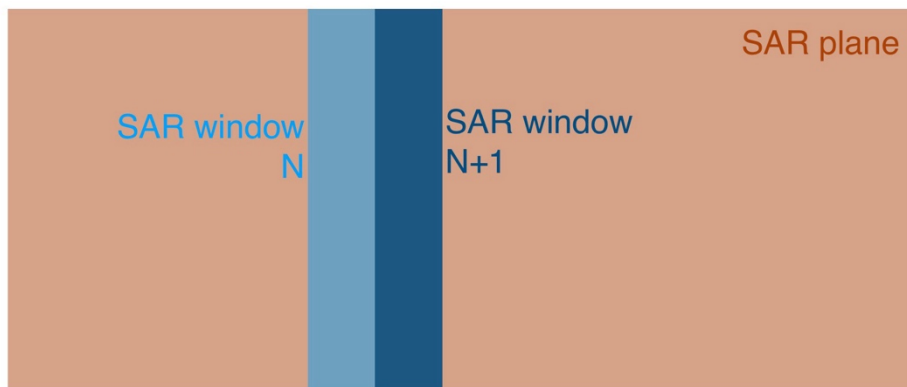


Figure 2.14. Schéma du fonctionnement de la synthèse dite « par morceaux »

2.2.5 Traitement multilook

Comme nous l'avons vu précédemment, une partie de l'énergie reçue par MARSIS et SHARAD provient de la rétrodiffusion du signal sur la surface. On peut décrire cette composante comme la somme des signaux venant de diffuseurs ponctuels de module et de phase aléatoires. Au sein de chaque cellule de résolution du radar, le signal reçu est la somme de ces signaux ponctuels : la phase du signal capté par le radar a une moyenne nulle, mais la puissance reçue étant la somme quadratique des signaux, elle suit donc une loi de probabilité de moyenne et de variance non nulle (Curlander et McDonough, 1991). La puissance reçue pour chaque cellule de résolution du radar constitue alors une réalisation de cette variable aléatoire : la mesure radar pour une surface rugueuse donne donc lieu à un bruit statistique appelé speckle.

Afin de réduire la variance de la distribution de signal et ainsi avoir une meilleure lisibilité des données, on peut moyenner la puissance après synthèse sur plusieurs échos consécutifs en temps long. Cela revient à découper le signal avant synthèse en temps long en plusieurs bandes Doppler et à sommer en puissance le résultat de la synthèse pour chaque

bande. Ce traitement, appelé « multi-look », est largement utilisé dans l'analyse radar (Oliver et Quegan, 1998). Il a toutefois l'inconvénient de dégrader la résolution azimutale et peu aussi dégrader légèrement la résolution en range. Le paramétrage du multilook est un compromis entre la réduction du speckle et la résolution. Une comparaison entre différents paramètres multilook est présentée sur la figure 2.15, où on remarque la réduction des échos ponctuels uniformément répartis sur le radargramme.

Ce traitement multilook a été implémenté dans SPRATS pour le scénario d'observation martienne, décrit par le schéma sur la figure 2.16. À titre d'exemple, nous décrivons ici le fonctionnement pour 3 looks. L'antenne synthétique est découpée en trois parties, et la synthèse est faite sur une même zone SAR pour chacune d'entre elles. Ensuite, les résultats de synthèse sont sommés en puissance pour obtenir le produit final.

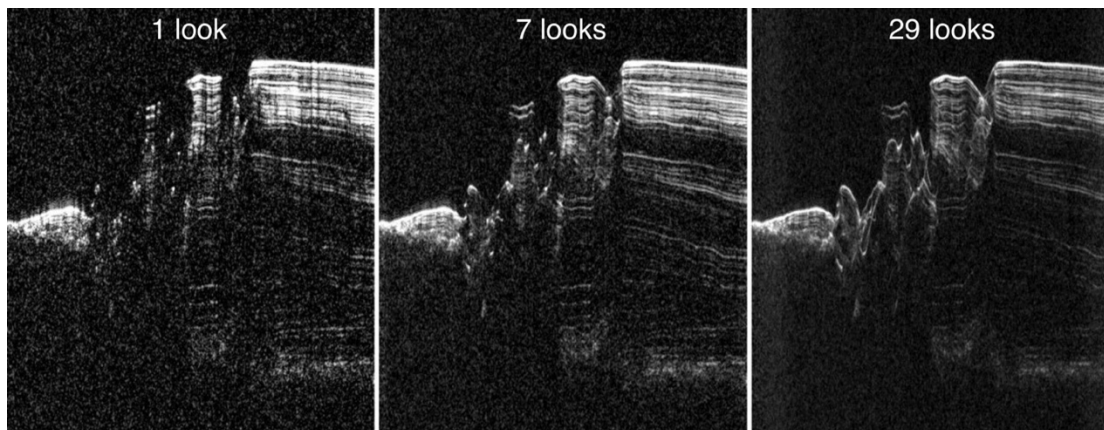


Figure 2.15. Comparaison entre différents paramètres multi-look pour le jeu de données SHARAD n°1058901 (tiré de Campbell *et al.* (2014)).

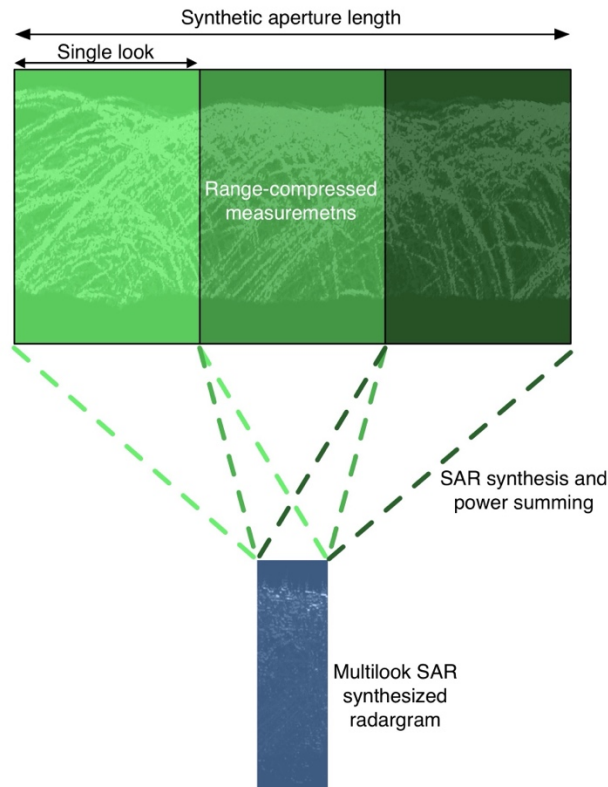


Figure 2.16. Schéma représentant le fonctionnement du traitement multilook avec SPRATS pour trois looks.

2.3 Simulations radar

Les simulations radar consistent à estimer le signal reçu de la surface, pour pouvoir ensuite visuellement éliminer des données radar et détecter des interfaces souterraines. Il existe deux philosophies de simulation différentes : les simulations cohérentes et incohérentes. Le point commun de ces deux méthodes est l'utilisation d'un modèle de terrain décrit par des facettes élémentaires, et des données de trajectoire du radar, afin de produire un radargramme de manière à pouvoir le superposer aux données radar. La différence entre les deux méthodes réside dans la manière d'obtenir ce signal réfléchi.

Les simulations cohérentes sont celles que nous utilisons dans SPRATS. Le détail de ces simulations est présenté dans Nouvel *et al.* (2004) et Berquin *et al.* (2015). Elles sont basées sur le principe de Huygens-Fresnel, qui permet de décrire le signal reçu de la surface comme celui reçu d'une série d'émetteurs, matérialisés par les facettes constituant la surface du modèle de terrain. Le champ reçu par le radar est donc la somme cohérente du signal reçu de chaque facette du modèle de terrain. On simule pour chaque position du radar le signal reçu de la surface, jusqu'à parcourir l'entièreté du profil. Le résultat de cette simulation est un radargramme de même forme que les données radar sur lesquelles on a effectué la compression d'impulsion, à savoir que chaque réflecteur crée une hyperbole sur le radargramme. Un exemple de radargramme en sortie de simulation est présenté sur la figure 2.17.a. Une fois les données simulées, il faut les compresser en azimuth en appliquant le traitement SAR décrit plus haut. L'application de ce traitement de la même manière qu'avec

les données réelles permet un rendu au plus proche. La force des simulations cohérentes réside principalement dans le fait que l'on reproduit la physique de la réflexion et de la diffusion des ondes électromagnétiques sur la surface. Bien que l'on simule principalement la composante spéculaire du signal réfléchi, avec un modèle de terrain suffisamment résolu pour reproduire les structures petite échelle devant la longueur d'onde, on peut aussi simuler la puissance diffusée, et reproduire l'effet de speckle caractéristique des données de SAR. Ce phénomène est bien visible sur la figure 2.18.a ainsi que sur les données réelles, mais a tendance à rendre les données moins lisibles. Toujours avec un modèle dont la résolution est suffisante pour reproduire des structures à l'échelle de la longueur d'onde ou plus petites, on peut aussi simuler la puissance diffusée par une surface, en plus de la réflexion spéculaire. Cela permet encore une fois une comparaison plus fine entre les simulations et les données réelles.

Sur les simulations incohérentes au contraire, comme sur l'exemple présenté figure 2.18.b, cette granularité n'est pas visible, et le résultat est plus lisse. On voit aussi sur la comparaison avec la simulation cohérente que cet aspect lisse se retrouve aussi en temps court : lorsque l'on s'éloigne de l'écho de surface vers le bas, on remarque une diminution progressive de la puissance. Cela est dû à la manière dont la simulation est faite. Pour les simulations incohérentes, on somme de manière incohérente la puissance reçue de chaque facette avec une pondération selon l'angle azimutal, de sorte à privilégier les échos des facettes se trouvant dans la direction du zéro-doppler (perpendiculaire à la direction de déplacement du radar). La puissance reçue de chaque facette est déterminée par leur orientation par rapport à la ligne de visée. Cette mesure est faite pour chaque position successive du radar, créant ainsi le radargramme simulé. Les simulations incohérentes ont, en plus d'un rendu plus lisse facilitant parfois l'interprétation, l'avantages de nécessiter un faible temps de calcul comparé aux simulations cohérentes. Elles ne représentent toutefois pas la physique de la réflexion des ondes électromagnétiques en particulier le signal rétrodiffusé par une surface rugueuse, ce qui peut être limitant pour une analyse comparative de puissance de signal par exemple.

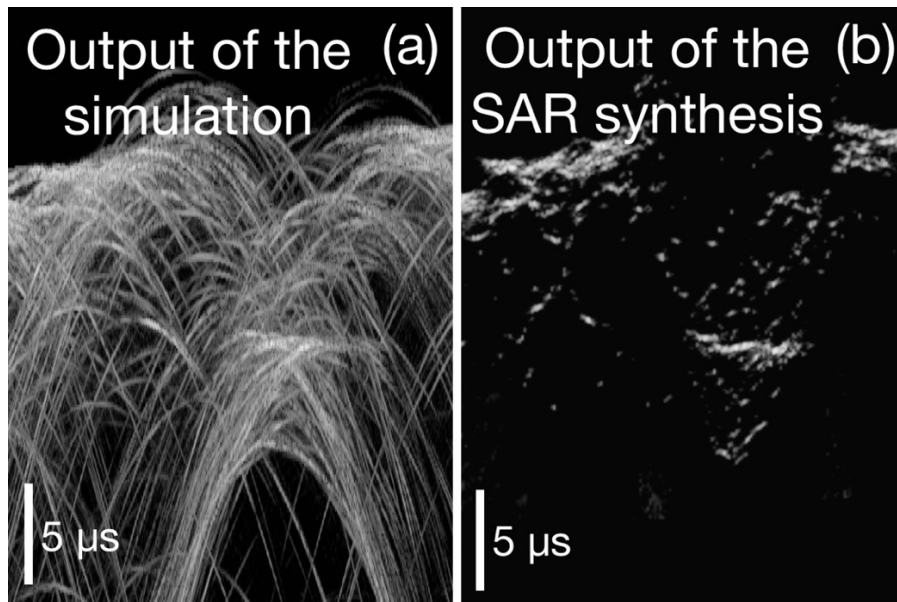


Figure 2.17. Radargrammes des deux étapes pour une simulation cohérente. (a) Données en sortie de simulation, avec la série d’hyperboles caractéristiques. (b) Données après synthèse, les paraboles ont été comprimées.

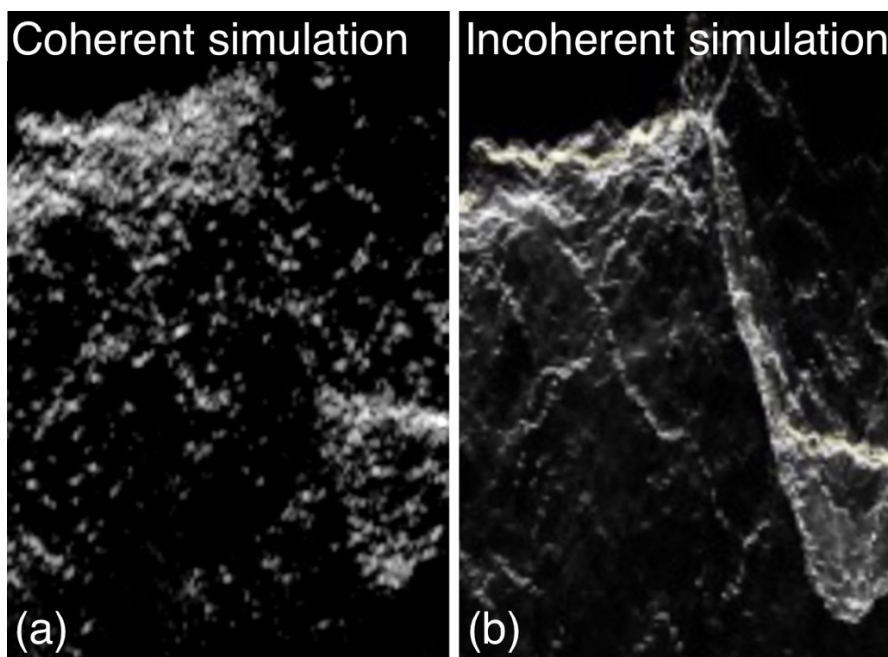


Figure 2.18. (a) Simulation cohérente faite avec SPRATS, utilisant un modèle de terrain HRSC pour le jeu de données SHARAD n°5128501, et comparaison avec une simulation cohérente (b) faite avec le même modèle de terrain (Adeli *et al.*, 2019).

2.4 Projection de données radar

Afin de discriminer un écho souterrain d’un écho de surface, on peut aussi utiliser la projection des données radar sur un modèle de terrain : les échos dont la forme projetée est corrélée avec des structures de surface sont des échos de surface, et les autres viennent probablement du sous-sol. Le principe de la projection se base sur le fait qu’avec la synthèse

SAR, tous les échos sont centrés sur le zéro-Doppler. Cela veut dire qu'une tranche en temps court dans les données synthétisées correspond à des échos sur la surface, alignés avec le zéro-Doppler, donc distribués selon une ligne perpendiculaire à la direction de déplacement du radar. Pour projeter un jeu de données sur un modèle de terrain, on détermine pour chaque point de la surface, sa position équivalente sur le radargramme. Cette position dépend de la distance entre le point de la surface et le radar (position sur l'axe « temps courts »), et aussi de sa projection sur la trajectoire (position sur l'axe « temps longs »). Pour calculer les coordonnées du point équivalent sur le radargramme, on détermine premièrement sa position en temps longs par projection du point à la surface sur la trace au sol (figure 2.19.a). L'indice en temps court est calculé en mesurant la distance entre le point de la surface et le point de la trajectoire correspondant à la position en temps longs calculée précédemment (figure 2.19.b). Ainsi, en parcourant toute la surface du modèle de terrain, on parvient à y projeter les données radar. Un exemple de jeu de données SHARAD projeté sur la surface martienne est présenté sur la figure 2.20.

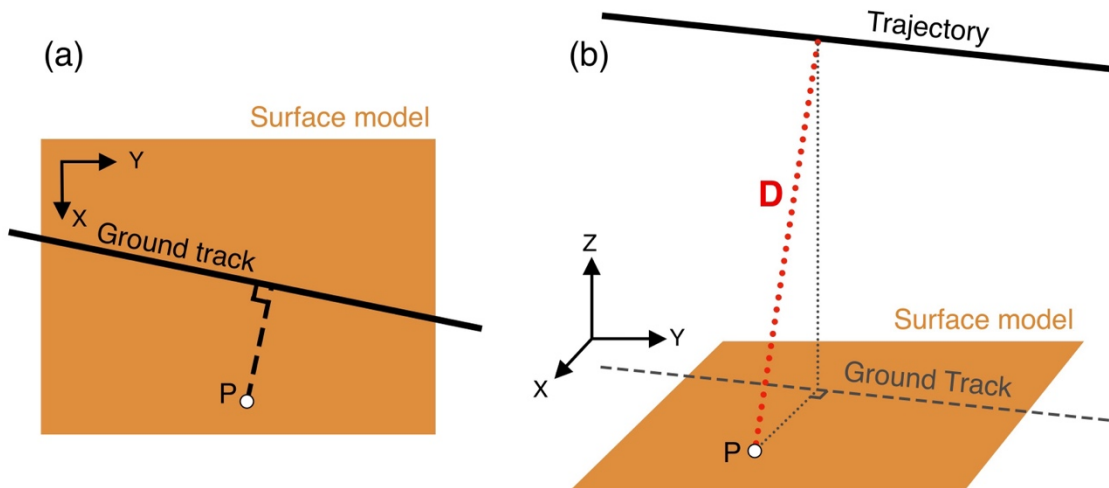


Figure 2.19. Schéma décrivant la géométrie de la projection de données radar sur un modèle de forme.

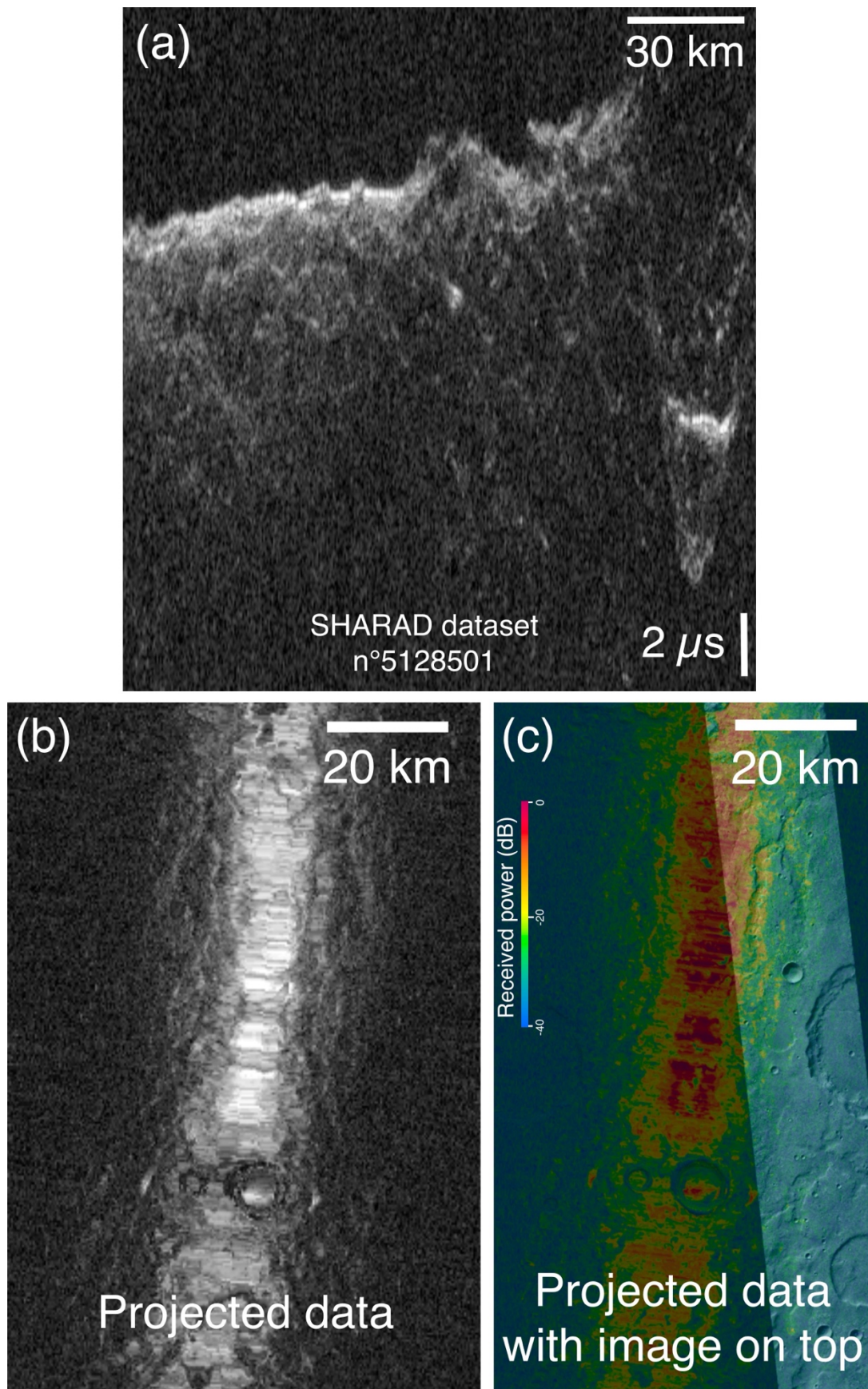


Figure 2.20. Exemple de projection du jeu de données SHARAD n°5128501. (a) : Données radar synthétisées. (b) : Projection des données sur un modèle de terrain HRSC. (c) : Projection des données avec une image CTX par-dessus.

Sans s'affranchir entièrement des erreurs de MNT, la projection est peu sensible aux erreurs à petite échelle, qui peuvent dégrader la qualité des simulations comme on le verra par la suite. Notre objectif avec pour l'étude de Mars avec SHARAD étant de détecter des interfaces dans le proche sous-sol (les premières dizaines de mètres), les échos de surface arrivant en même temps que ceux des réflecteurs peu profonds viennent géométriquement d'une zone proche du Nadir. On se trouve donc dans une zone pour laquelle les angles entre les normales aux facettes et notre ligne de visée sont très faibles, rendant le résultat de simulation très sensible aux erreurs de modèle de terrain. La projection n'étant sensible qu'à la distance aux facettes et non à l'angle comme la simulation, elle va s'avérer très utile pour lever des ambiguïtés dans notre cas.

Une fois les données projetées, nous pouvons les afficher sous forme d'image géoréférencée, et les étudier dans un Système d'Information Géographiques (SIG). L'idée est de pouvoir superposer à cette projection, des images de la surface, sur lesquelles il est plus facile de voir des structures que sur un MNT. Cet outil de projection est très utile pour l'analyse de données radar pour plusieurs raisons. Premièrement, le temps de calcul nécessaire est fortement réduit par rapport à une simulation. Cela permet de balayer une large zone, et/ou de vérifier rapidement les réflecteurs pour lesquels on aurait un doute en regardant le radargramme. De plus, l'ajout d'une image haute résolution sur les données projetées permet d'avoir une idée même sur les plus petits réflecteurs, de savoir s'ils viennent de la surface ou du sous-sol.

Le principal problème lorsque l'on projette des données radar sur un modèle de terrain est une éventuelle erreur sur le recalage temporel des données radar ou sur l'altitude globale du modèle. En effet, une petite erreur radiale d'une des parties peut mener à des résultats inexacts (voir figure 2.21). Ainsi, il convient de faire de légers ajustements manuels en s'aidant de structures de surface nettement identifiables sur les données radar comme repère.

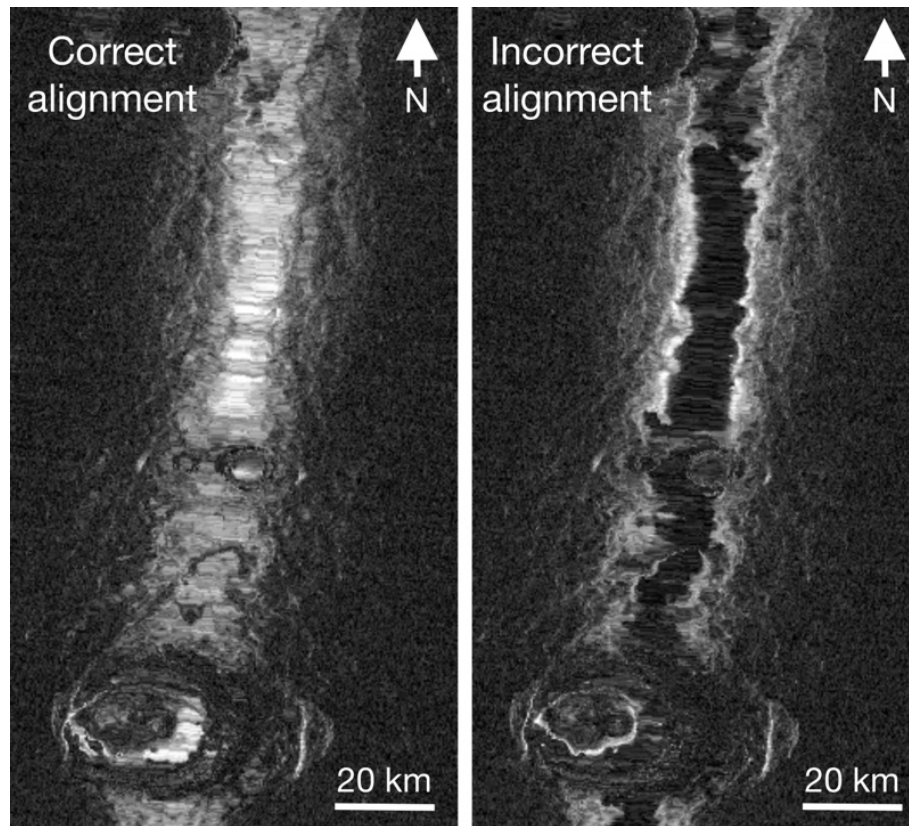


Figure 2.21. Comparaison entre deux projections du jeu de données SHARAD n°5128501 sur un MNT HRSC. À gauche, les données ont été correctement projetées. À droite, l'impact d'un décalage incorrectement compensé sur la projection.

Partie A : Étude radar de Mars avec SHARAD

L'objectif de cette partie est l'étude du proche sous-sol martien avec SHARAD, plus particulièrement la recherche de réflecteurs proche de la surface traduisant la présence de glace. Jusqu'à lors, la plupart des études radar avec SHARAD et MARSIS ont détecté des réflecteurs souterrains profonds (de 100m à quelques centaines de mètres sous la surface, jusqu'à même plusieurs kilomètres pour les calottes polaires). Des études de la surface martienne avec d'autres méthode comme la détection de neutrons ou la géomorphologie ont montré que de la glace se trouvait dans le proche sous-sol martien, jusqu'au moyennes latitudes. Cependant, pour les moyennes latitudes Sud, peu d'études radar ont détecté des réflecteurs proches de la surface, du fait de la rugosité accrue du terrain. Dans cette partie, nous nous proposons d'étudier les premières dizaines de mètres sous la surface des moyennes latitudes Sud martienne avec SHARAD, et des simulations haute résolution. Avant cela, nous traiterons de la détection de la glace d'eau martienne avec différentes méthodes.

3 LA GLACE D'EAU SUR MARS

Estimer la quantité et la répartition de la glace d'eau sur Mars permet deux choses : premièrement, de mieux contraindre les modèles climatiques et comprendre l'évolution de la planète ; et deuxièmement, d'avoir des informations supplémentaires pour le choix de sites d'atterrissage en vue d'une éventuelle utilisation *in situ*. La glace d'eau martienne est de nos jours répartie entre les calottes polaires, et les moyennes latitudes. Étant données les conditions de pression et de température actuelles, la glace d'eau n'est pas stable à la surface aux moyennes latitudes. Toutefois, l'inclinaison martienne n'a pas toujours été celle qu'elle est aujourd'hui (25°). En effet, contrairement à la Terre dont l'axe de rotation est stabilisé par la Lune, l'axe de rotation martien varie chaotiquement, et a parfois atteint jusqu'à 60° (Laskar *et al.*, 2004). Ces phases de forte obliquité ont permis aux conditions de formation de la glace d'eau à la surface des moyennes latitudes d'être réunies (Madeleine *et al.*, 2009). Bien qu'une partie de cette glace se soit sublimée lors des phases de faible obliquité, une autre partie a été recouverte par de la poussière et a été préservée dans le sous-sol à différentes profondeurs jusqu'à lors (Bryson *et al.*, 2008; Schorghofer et Forget, 2012). De plus, des épisodes de débâcle ont par le passé amené une grande quantité d'eau à se déverser dans les plaines du Nord, notamment durant l'Hespérien, puis à geler rapidement à l'échelle des temps géologique (Carr et Head, 2019). Cette glace a ensuite été recouverte périodiquement lors des épisodes de débâcle suivants, la protégeant de la sublimation. Avec le temps, une partie de ce réservoir de glace s'est sublimée et redéposée sur les pôles, ou a été éjectée de l'atmosphère martienne. Une autre partie a été recouverte par des roches et de la poussière, et reste conservée sous la surface des plaines du Nord.

Les instruments en orbite martienne (cf. 1.1.4) ont permis par divers moyens de cartographier et caractériser la glace d'eau sur Mars. Dans ce chapitre, nous allons détailler ces moyens et leurs résultats, pour à la fois détecter de la glace présente proche de la surface, formée récemment, et de la glace enfouie sous la surface.

3.1 Détection par analyse de la composition de la surface

Dans cette section, nous présentons la détection et caractérisation de la glace d'eau sur Mars par analyse de la surface, par détection de neutrons, analyse thermique et imagerie spectrale, mais aussi par la mesure de la permittivité de la surface avec des radars.

3.1.1 Détection de neutrons

Les rayons cosmiques bombardant la surface martienne contribuent à l'éjection de neutrons des noyaux atomiques situés à la surface et dans le proche sous-sol martien (jusqu'à un mètre). Les atomes d'hydrogène, par collision élastique, ralentissent les neutrons de manière plus conséquente que les autres atomes. En mesurant le flux de neutrons et leur

répartition en énergie par spectrométrie gamma, on peut donc en déduire la composition du premier mètre du sous-sol martien, et notamment la quantité d'atomes d'hydrogène. La cartographie de ce flux de neutrons venant de la surface martienne avec le « Neutron Spectrometer » de l'instrument GRS (Gamma Ray Spectrometer) à bord de Mars Odyssey a permis à Feldman *et al.* (2002) de dresser une cartographie de la présence d'atomes d'hydrogène dans le premier mètre du sous-sol martien, convertie en contenance équivalente en eau. L'hypothèse ici est que la majeure partie des atomes d'hydrogène sont sous forme d'eau, mais cette méthode ne nous permet pas de le déterminer.

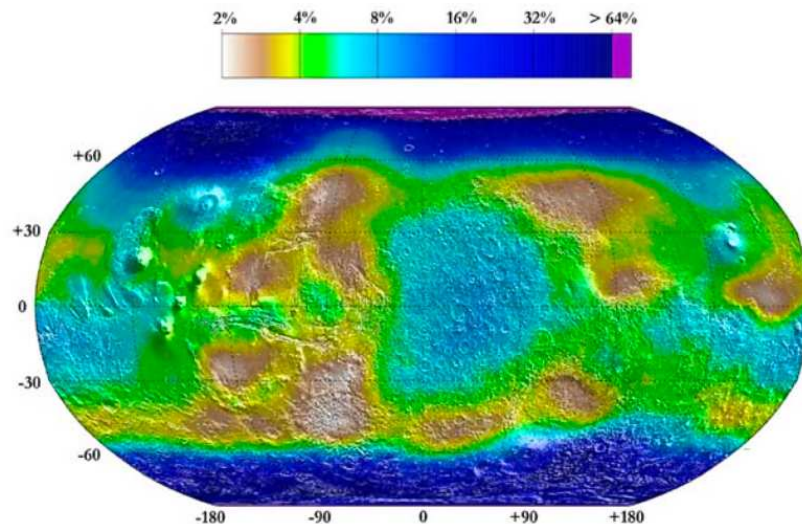


Figure 3.1. Carte de l'abondance équivalente d'eau pour la mesure de l'hydrogène dans le premier mètre du sous-sol martien avec l'instrument MONS sur Mars Odyssey (Feldman, 2004)

3.1.2 Analyse thermique

L'inertie thermique d'une surface peut nous donner des indices sur sa composition, et sur la composition du sous-sol sur les premiers centimètres à mètres selon le matériau. L'utilisation de mesures infrarouges comme avec les instruments THEMIS/MO (Thermal Emission Imaging System) (Christensen *et al.*, 2003) et TES/MGS (Thermal Emission Spectrometer) (Bandfield *et al.*, 2000) a permis de mesurer l'inertie thermique de Mars en comparant les images de jour à celles prises de nuit. L'analyse des données de ces instruments a permis de détecter la présence de glace sous des dunes de sable dans les hautes latitudes Nord (Putzig *et al.*, 2014 et figure 3.2), mais aussi de confirmer la présence de glace aux moyennes latitudes déduite de la détection de neutrons par l'instrument GRS (Bandfield, 2007).

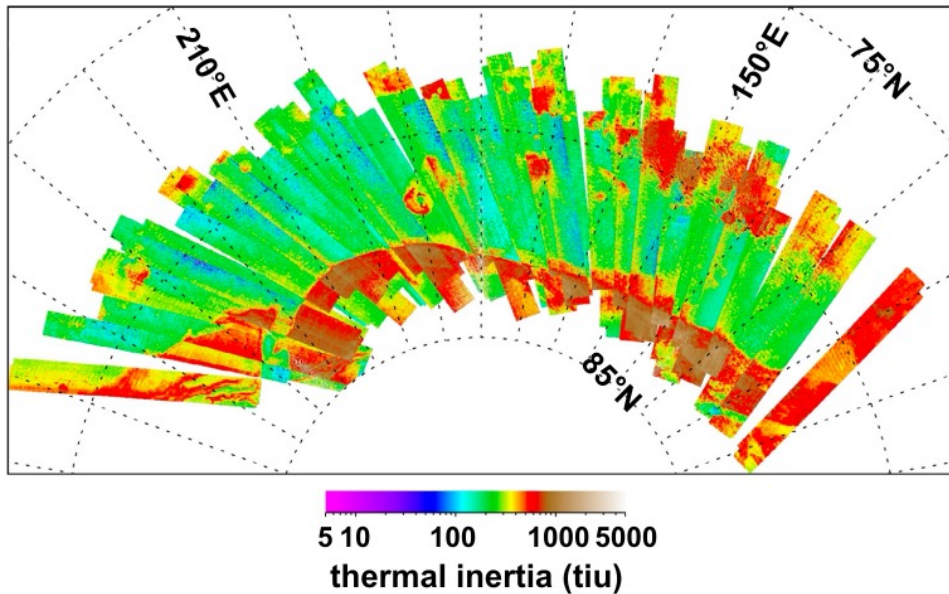


Figure 3.2. Carte de l'inertie thermique du proche sous-sol martien autour du pôle Nord, en « tiu » ($\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{1/2}$). On remarque des zones de différentes inerties selon leur composition. Figure extraite de Putzig *et al.* (2014).

3.1.3 Imagerie spectrale

Les imageurs spectraux permettent entre autres de cartographier à grande échelle certains éléments chimiques ou traceurs témoignant de la présence d'eau, situés en surface. Par exemple, l'instrument CRISM à bord de MRO permet de réaliser des images avec une résolution spatiale de 100 à 200m, mesurant pour chaque point un spectre de 362 à 3920nm. Les mesures réalisées avec cet instrument ont par exemple permis à Cull *et al.* (2010) de détecter de la glace d'eau saisonnière autour du site d'atterrissage de la sonde Phoenix, à 68°N, et d'autres dépôts de glace permanents sur les faces Nord de certains cratères de la région, comme on peut le voir sur la Figure 3.3.

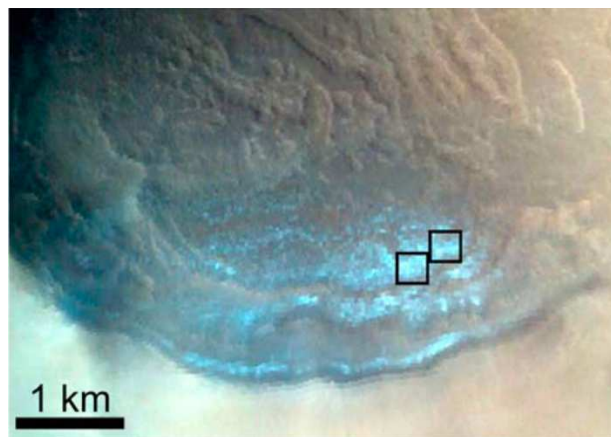


Figure 3.3. Image composite tirée des données CRISM sur Heimdal Crater, issue de Cull *et al.*, (2010), sur laquelle on voit en bleu des dépôts permanents de glace d'eau.

3.1.4 Mesure de la permittivité de la surface avec des radars

Les radars sondeurs MARSIS et SHARAD nous permettent de sonder l'intérieur de Mars, mais permettent aussi, par la mesure de la puissance du premier écho, et la calibration par la rugosité de la surface, une estimation de la permittivité de la surface, et donc d'en contraindre la composition. Ce travail a été fait avec MARSIS, notamment par Mouginot *et al.*, (2010), et avec les données SHARAD, pour lesquelles la correspondance entre la réflectivité et la rugosité a été faite pour des régions avec une faible rugosité (Grima *et al.*, 2012).

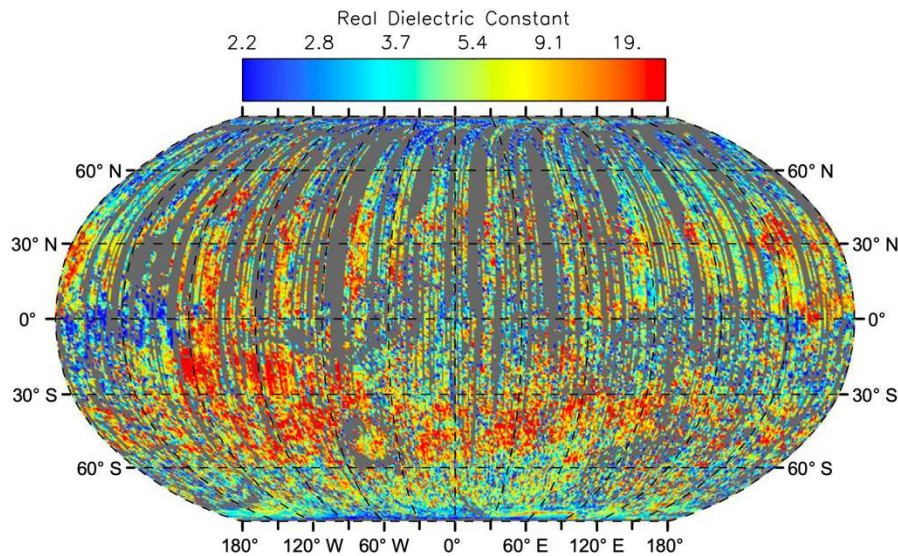


Figure 3.4. Carte de réflectivité radar pour MARSIS, corrigée par la rugosité pour en déduire une estimation de la permittivité de la surface. Image issue de Mouginot *et al.*, (2010).

3.2 Analyse des structures de surface par géomorphologie

La géomorphologie consiste à analyser les structures de surface à l'aide d'images, souvent prises depuis l'orbite. Pour la détection de glace, en faisant un parallèle avec les structures glaciaires visibles sur Terre, on identifie un certain nombre de familles de structures traduisant la présence de glace souterraines, dont nous allons détailler une partie par la suite. De nombreux instruments ont contribué aux études géomorphologiques, mais une grande partie des études récentes utilisent les images de l'instrument CTX, car elles ont une résolution de 6m et elles couvrent la quasi-totalité de la surface martienne, ou celles venant de l'instrument HiRISE pour leur résolution de 30cm. De plus, HiRISE et son imagerie en couleur permet plus d'interprétation que l'imagerie en noir et blanc de CTX. La figure 3.5 montre une image HiRISE sur laquelle on voit un cratère datant de moins d'un an, autour duquel on remarque des éjectats bleutés, interprétés par l'analyse de l'image et de spectres mesurés par l'instrument CRISM comme étant de la glace d'eau (Dundas *et al.*, 2023). L'utilisation de modèles de terrain est souvent faite pour compléter les images de la surface, et ainsi mieux comprendre les écoulements visqueux de la glace d'eau par exemple. L'étude

géomorphologique permet d'étudier des dépôts de glace très récents, mais aussi des structures liées à la présence passé de glace d'eau. Dans cette section, nous allons détailler certaines des structures traduisant la présence récente de glace, et d'autres liées à une présence plus ancienne.

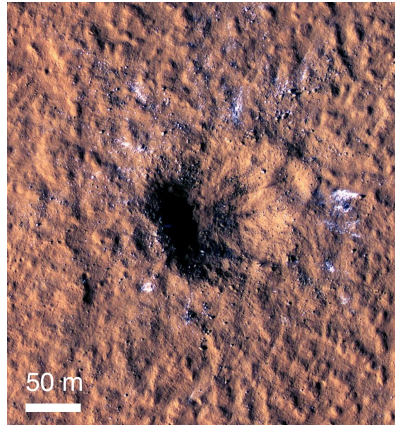


Figure 3.5. Image HiRISE (réf. ESP_073077_2155) d'un cratère d'impact dans la région d'Amazonis Planitia datant de 2021, autour duquel on remarque des tâches bleutées, interprétées par Dundas *et al.* (2023) comme étant de la glace d'eau.

3.2.1 Les dépôts linéaires de vallées

Les LVF, pour « Lineated Valley Fills », sont des structures que l'on trouve dans des vallées glaciaires, à des latitudes moyennes et hautes. Elles se forment suite à l'écoulement visqueux de glace par gravité, et sont aussi observable sur Terre. La figure 3.6 montre une image prise par l'instrument HiRISE, et l'image d'un glacier terrestre à titre de comparaison. Il a été montré que ces structures contiennent une grande quantité de glace, recouverte par une fine couche de débris (Morgan *et al.*, 2009).

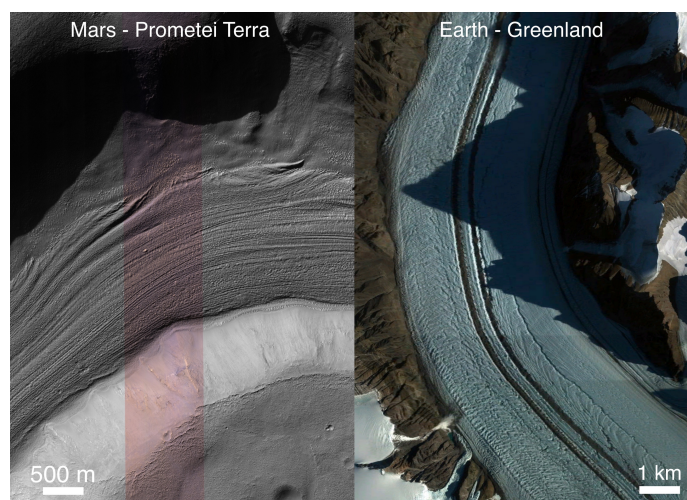


Figure 3.6. Comparaison entre des structures d'écoulement visqueux sur Mars (gauche) avec l'image HiRISE ESP_052138_1435 prise sur Prometei Terra, dans les moyennes latitudes Sud, et une image prise d'un glacier au Groenland (droite).

3.2.2 Les tabliers de débris lobés

Les LDA, pour « Lobate Debris Aprons » sont des structures le plus souvent aux abords des plateaux, et particulièrement sur les « mesas » dans Deuteronilus et Protonilus Mensae. Ces tabliers de débris sont généralement dus à l'érosion de falaises, qui crée des amas de sable et de poussières, piégeant de la glace en leur sein. La figure 3.7 montre un exemple de LDA avec une image prise avec l'instrument CTX. Les LDA, à l'instar des LVF contiennent une grande proportion de glace (Morgan *et al.*, 2009).

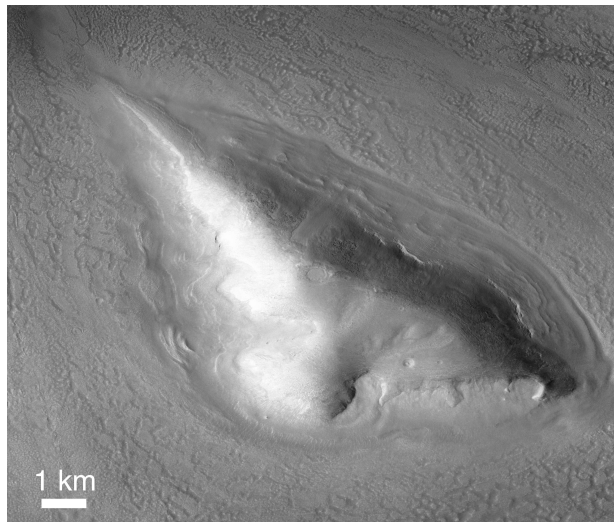


Figure 3.7. Structures d'écoulements lobés autour d'un plateau de Protonilus Mensae. Image CTX F19_043042_2252

3.2.1 Les dépôts concentriques de cratères

Les CCF, pour « Concentric Crater Fills », sont des structures communes des régions proches des pôles. Elles sont dues à la sublimation progressive de la glace contenue à l'intérieur des cratères (Levy *et al.*, 2010). En effet, une fois la glace sublimée, les matériaux restant dans le cratère subissent des contraintes qui suivent sa forme, créant donc des anneaux concentriques comme on peut le voir sur la figure 3.8. Ces structures sont souvent la trace d'une présence passée de glace, c'est-à-dire qu'une grande partie de la glace initialement contenue à l'intérieur s'est sublimée.

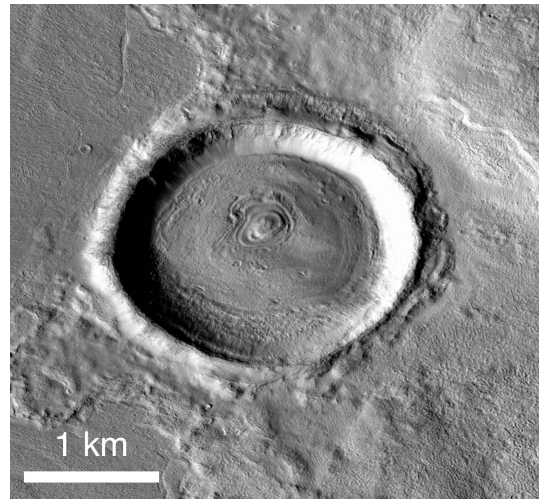


Figure 3.8. Structure de type CCF dans un cratère de la région d'Elysium Planitia. Image CTX P03_002134_2157.

3.2.2 Les terrains polygonaux

Les terrains polygonaux sont présents dans les hautes latitudes martiennes (cf. figure 3.9) et sont fortement ressemblants à des structures visibles sur Terre dans le permafrost. De manière équivalente à la formation des CCF, les structures polygonales sont dues à la sublimation de la glace précédemment présente sous la surface de ces régions. Les images haute résolution notamment celles prises par HiRISE contribuent à leur identification.

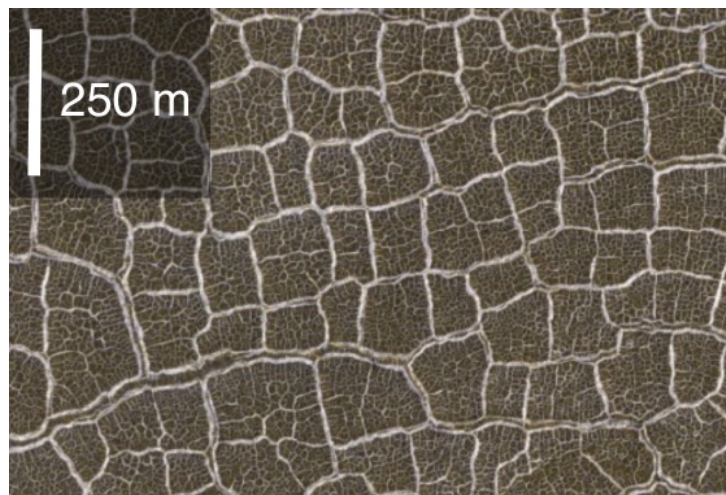


Figure 3.9. Structures polygonales au Nord d'Acidalia Planitia, extrait de l'image HiRISE n°07372_2475

3.2.3 Les thermokarsts

Les thermokarsts sont des structures que l'on trouve aussi sur Terre, dans des régions de pergélisol. Elles sont dues à l'effondrement d'une partie du sol, fragilisé par la fonte d'une partie de la glace le composant. Des structures très similaires sont présentes sur Mars (Costard et Kargel, 1992), et traduisent la présence passée de glace dans le sous-sol martien. Un exemple de thermokarst présent sur Utopia Planitia est montré sur la figure 3.10.

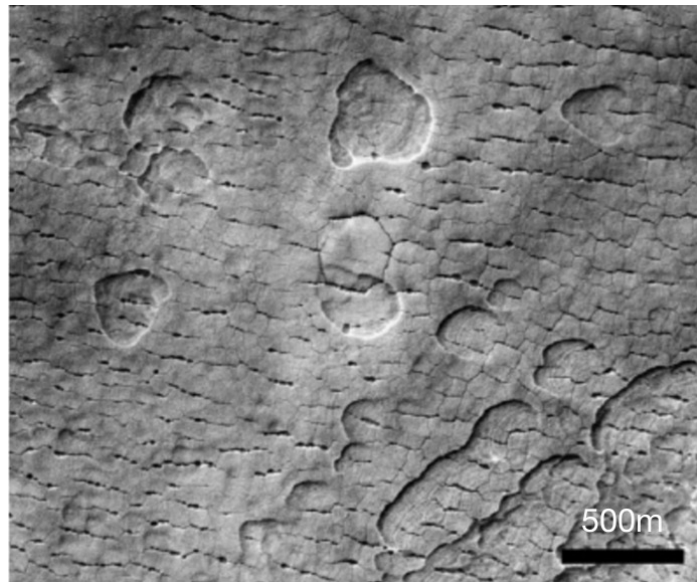


Figure 3.10. Image MOC de Thermokarsts sur Utopia Planitia. Figure extraite de Soare *et al.* (2008).

3.3 Détection et quantification de glace d'eau souterraine grâce aux radars sondeurs

Les méthodes et instruments utilisés pour détecter la présence de glace sur Mars présentés dans les sections précédentes (3.1 et 3.2) permettent de déduire sa présence, à la surface et dans le très proche sous-sol. Cependant, ces méthodes ne permettent pas de directement détecter la glace souterraine, et encore moins d'en mesurer la quantité. Les radars en orbite martienne, permettent de sonder le sous-sol martien et de détecter, par des différences de contraste diélectrique, de la glace souterraine à des profondeurs allant de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres sous la surface.

Les deux radars en orbite martienne sont le « SHallow RADar » (SHARAD) à bord de MRO (Seu *et al.*, 2007), et MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding, Picardi *et al.*, (2003)). L'analyse des données de ces instruments sera décrite dans les chapitres suivants. Dans cette section, nous allons passer en revue les principaux résultats des radars sondeurs en orbite martienne pour la détection de glace souterraine.

3.3.1 Les calottes polaires

Les calottes polaires sont le premier endroit auquel on pense lorsque l'on parle de glace d'eau sur Mars. Ces régions sont propices à la formation de glace durant leurs hivers respectifs, l'inclinaison de l'axe de rotation de Mars de 25° mettant les régions polaires à l'ombre du soleil une partie de l'année martienne. Au cours du temps, des phases d'accumulation et d'érosion/sublimation ont contribué à la formation puis à la disparition successive des couches constituant les calottes polaires, les dépôts de poussière ralentissant la disparition de ces dernières. Ces processus forment ainsi une stratigraphie au cours du temps, qui peut être analysée grâce aux radars sondeurs.

De nombreux travaux d'analyse de données MARSIS puis SHARAD, ont permis d'en apprendre plus sur la structure, la composition et le volume des calottes polaires (Byrne, 2009; Grima *et al.*, 2009; Mouginot *et al.*, 2009; Selvans *et al.*, 2010; Orosei *et al.*, 2015; Lalich *et al.* 2019). Ces calottes sont divisées en trois unités géologiques : la calotte résiduelle (RIC, *residual ice cap*), le dépôt stratifié (PLD, *polar layered deposit*), et la base de la calotte (BU, *basal unit*). La RIC est la partie superficielle de la glace polaire, et contrairement à la glace située plus bas en latitude, subsiste toute l'année martienne. Le PLD est situé sous la RIC et est principalement constituée de glace d'eau et de poussière (entre 2 et 10% (Grima *et al.*, 2009)). Enfin, la BU est comme son nom l'indique à la base de la calotte, contient une grande fraction de poussière et a été formée durant une période où les conditions climatiques martiennes étaient drastiquement différentes (Byrne et Murray, 2002).

Grâce au radar MARSIS et sa fréquence de fonctionnement variant entre 1,8 et 5 MHz lui permettant de sonder le sous-sol martien à plusieurs kilomètres, la base des calottes polaires Nord et Sud a pu être détectée. Ces observations, ont permis d'estimer la quantité totale de glace d'eau comprise dans les calottes polaires à environ $3 \times 10^6 \text{ km}^3$, équivalent à une couche de 22m recouvrant la surface martienne (Plaut *et al.*, 2007). Sur la figure 3.11, on peut voir une carte de l'épaisseur de la calotte polaire Sud, en utilisant les données MARSIS. On remarque sur cette figure un cercle noir autour du pôle, matérialisant la zone dans laquelle aucune données MARSIS n'a été prise due à l'orbite de MEX. En 2018, un écho souterrain très brillant a été détecté dans les données MARSIS, sur une zone d'une vingtaine de kilomètres de large, sous la calotte polaire Sud (Orosei *et al.*, 2018). Cette réflexion intense pourrait être compatible avec un lac souterrain d'eau liquide, mais cette idée est pour l'instant encore débattue.

SHARAD, avec sa résolution verticale de 15m, dix fois supérieure à MARSIS, permet de sonder les calottes polaires moins profondément, mais avec une meilleure résolution lui permettant de distinguer la stratigraphie des calottes polaires. Sur la figure 3.12 est représenté un jeu de données SHARAD pris au-dessus de la calotte polaire Nord. Sur ce radargramme, on peut voir des lignes horizontales suivant la topographie de la surface. Ces lignes, qui sont les témoins de l'évolution climatique martienne, sont dues aux différentes phases de dépôt et de sublimation de la glace, recouverte parfois par des couches de poussière (Nerozzi et Holt, 2018).

Grâce à la couverture très dense des données SHARAD proche des pôles, Foss *et al.* (2017) ont réalisé une cartographie en trois dimensions des calottes (voir figure 3.13). Ce jeu de données permet de réaliser des coupes dans l'espace selon n'importe quel plan, et de visualiser les réflecteurs radar. Ces données 3-D sont notamment utilisées pour étudier les creux spiraux, particulièrement visibles proche du pôle Nord (voir figure 3.14). Ces structures ont évolué avec le temps et se sont déplacées. Cette évolution a pu être retracée par l'analyse de la stratigraphie souterraine avec SHARAD dans de nombreuses études (Smith et Holt, 2010; Smith *et al.*, 2013; Bramson *et al.*, 2019), et est due en partie à des cycles de sublimation et de condensation de la glace selon les conditions de température, de pression et d'ensoleillement.

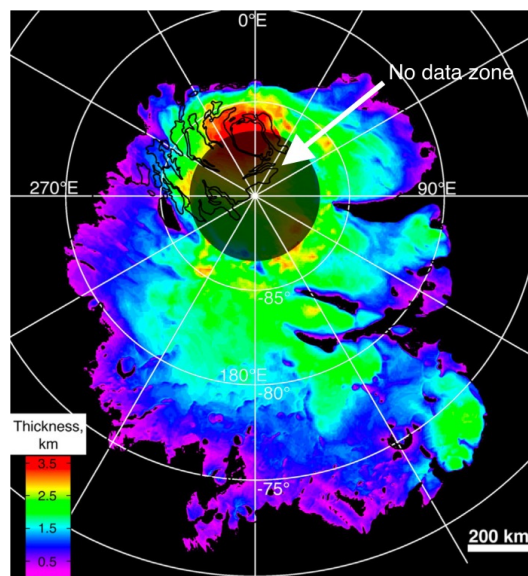


Figure 3.11. Carte de l'épaisseur de la calotte polaire Sud, d'après des données MARSIS (Plaut *et al.*, 2007)

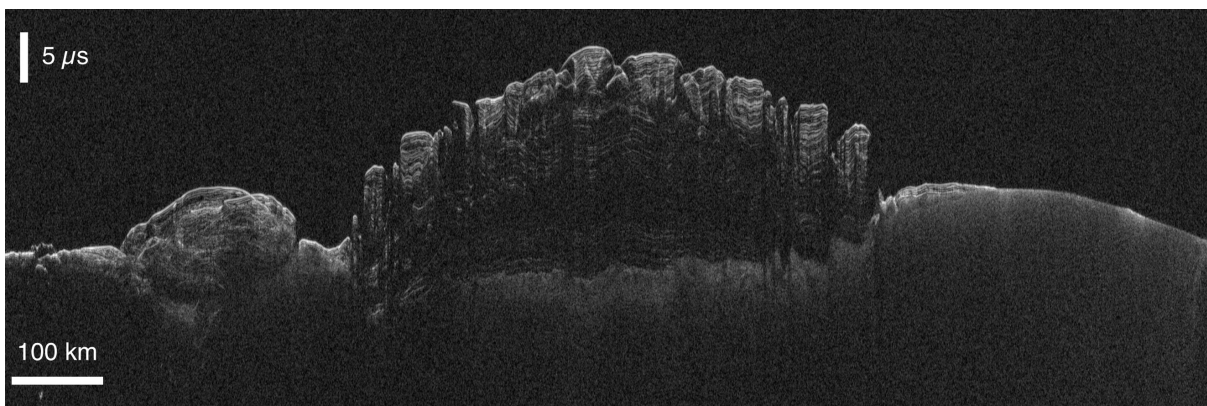


Figure 3.12. Jeu de données SHARAD n°0349802, sur lequel on peut voir la stratification de la glace de la calotte polaire Nord. On distingue aussi un réflecteur faible et diffus en dessous des réflecteurs plus brillants au centre, correspondant à la base de la calotte polaire.

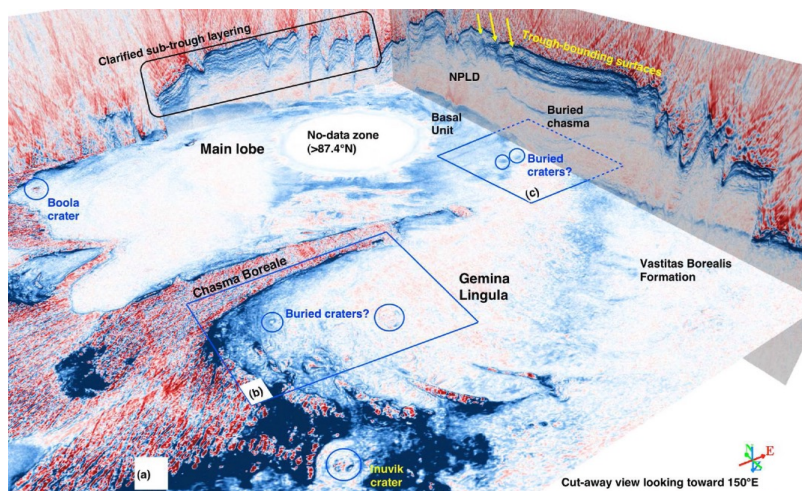


Figure 3.13. Coupe en trois dimensions de la calotte polaire Nord sondée par SHARAD. Sur ce jeu de données, il est possible de sélectionner n'importe quel plan dans l'espace et ainsi obtenir un radargramme. L'intérêt réside aussi dans la possibilité de réaliser des plans de coupe horizontaux, ce qui n'est pas possible avec des radargrammes individuels. Figure extraite de Foss *et al.*, (2017).

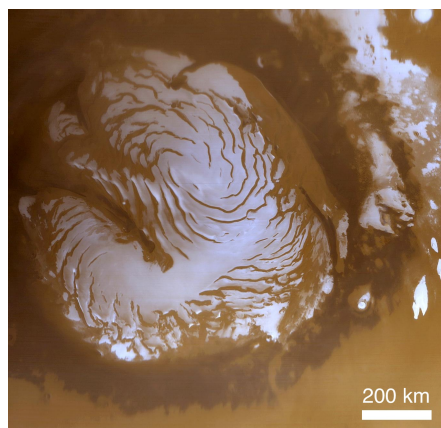


Figure 3.14. Image de la calotte polaire Nord prise en 2000 par l'instrument MOC/MGS. Crédit : NASA/JPL/MSSS.

Les radars permettent de sonder le sous-sol, mais la mesure de la puissance de l'écho venant de la surface peut aussi être utilisée pour en extraire les propriétés de rugosité, et de permittivité. La puissance d'un écho radar dépend du contraste diélectrique de l'interface sur laquelle il se réfléchit, mais aussi de la rugosité de la surface en question. La cartographie de la puissance de l'écho principal a été effectuée pour MARSIS (Mouginot *et al.*, 2009) et pour SHARAD (Grima *et al.*, 2012), et permet — après calibration avec les mêmes cartographies faites à partir de simulations — de mesurer la permittivité diélectrique de la surface et donc de contraindre sa composition (voir figure 3.15).

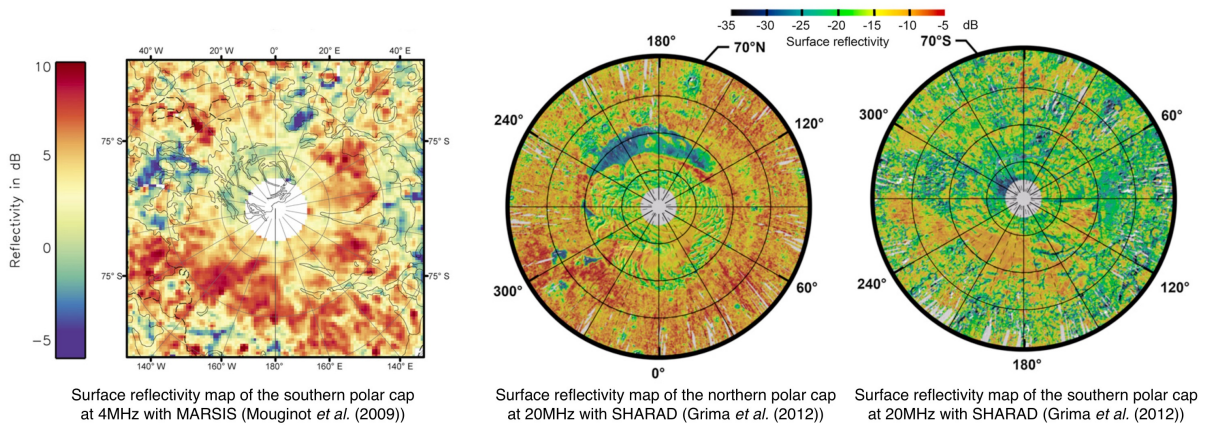


Figure 3.15. Cartographie de la réflectivité des pôles martiens avec MARSIS à gauche (Mouginot *et al.*, 2009) et avec SHARAD au milieu et à droite (Grima *et al.*, 2012).

3.3.2 Les moyennes latitudes

La majeure partie de la glace détectée par des radars aux moyennes latitudes martiennes est située dans les plaines du Nord. Ces zones sont très plates et de la glace est présente à des profondeurs de l'ordre d'une à plusieurs centaines de mètres. Ce scénario d'observation est propice à l'analyse radar, car les régions plates mènent à peu d'échos latéraux (clutter), et les réflecteurs profonds et à grande échelle sont très visibles sur les données radar car brillants et détachés temporellement des échos de surface.

Dans les moyennes latitudes Nord, Stuurman *et al.* (2016) ont étudié Utopia Planitia, une région centrée sur les coordonnées (45°N ; 110°E), et ont détecté un réflecteur souterrain étendu visible sur de nombreux jeux de données SHARAD adjacents, correspondant par les mesures de constante diélectriques à de la glace d'eau, et dont le volume total est estimé à $11000 \pm 3000 \text{ km}^3$. Ces mesures sont en accord avec les modèles climatiques et les études géomorphologiques de la région. La carte de la détection de glace tirée de cet article est visible figure 3.16. Sur Arcadia Planitia, une autre plaine des moyennes latitudes Nord, Bramson *et al.* (2015) ont cartographié les cratères en terrasse et ont étudié les données SHARAD sur ces derniers. Ils ont détecté des réflecteurs souterrains dont la mesure de la permittivité coïncide avec la présence d'un matériau composé en grande partie de glace d'eau. Ils ont estimé la quantité de glace dans cette région d'Arcadia Planitia à $37000 \pm 24000 \text{ km}^3$, ce qui est cohérent avec les modèles climatiques (Madeleine *et al.*, 2009).

Les moyennes latitudes Sud sont en revanche constituées de terrain très rugueux. En effet, la majeure partie de ces régions contient de nombreux cratères, témoignant de l'ancienneté du terrain, datant en grande partie du Noachien. Ce terrain accidenté a permis à de la glace d'y être piégée et d'avoir été détectée, principalement par géomorphologie (Dundas *et al.*, 2018; Viola et McEwen, 2018; Berman *et al.*, 2021). Contrairement aux moyennes latitudes Nord cependant, la glace détectée au sud est sous forme de zones éparées de faible étendue, et proche de la surface. Ce scénario rend l'observation radar particulièrement difficile pour trois raisons : premièrement, le terrain très accidenté crée

beaucoup d'échos de surface parasites (clutter) arrivant en même temps que les échos souterrains (figure 3.17) ; deuxièmement, le fait que la glace soit présente sous une forme peu étendue réduit la puissance des échos radar ; et enfin, l'aspect le plus important est la profondeur à laquelle se situe cette glace. En effet, les interfaces très peu profondes à l'échelle de SHARAD (quelques dizaines de mètres) créent des échos qui arrivent en même temps que des réflexions sur la surface, très proche du nadir. Dans cette région autour de la zone de Fresnel, le radar est dans une configuration où les angles entre la normale à la surface et la ligne de visée sont très faibles, donc une légère erreur d'estimation de la topographie peut masquer ou faire apparaître des échos sur la simulation, pouvant compromettre l'analyse. Ce scénario d'observation sera discuté dans le chapitre 1, où nous allons détailler l'utilisation de modèles de terrains haute résolution pour la détection d'interfaces dans les premières dizaines de mètres du sous-sol des moyennes latitudes Sud.

Dans certaines régions où les études géomorphologiques ont montré la présence de glace comme autour de Hellas Planitia, l'analyse radar n'a permis de détecter des réflecteurs souterrains qu'à des endroits ponctuels (Cook *et al.*, 2020). Sur Terra Cimmeria, Adeli *et al.* (2019) ont montré par géomorphologie que de la glace souterraine y était présente, mais leur étude radar n'a détecté qu'un réflecteur souterrain, que nous avons ensuite montré comme étant dû à un artefact de modèle de terrain (voir chapitre 1 et Desage *et al.*, (2023)). En résumé, de la glace souterraine a été détectée dans les moyennes latitudes Sud avec SHARAD, mais seulement ponctuellement. Les autres méthodes telles que la géomorphologie sont un peu plus optimistes quant à la quantité de glace présente dans ces régions.

Au total, la glace piégée sous la surface aux moyennes latitudes est estimée à un volume équivalent à une couche recouvrant totalité de la surface martienne sur une dizaine de mètres (Mouginot *et al.*, 2010).

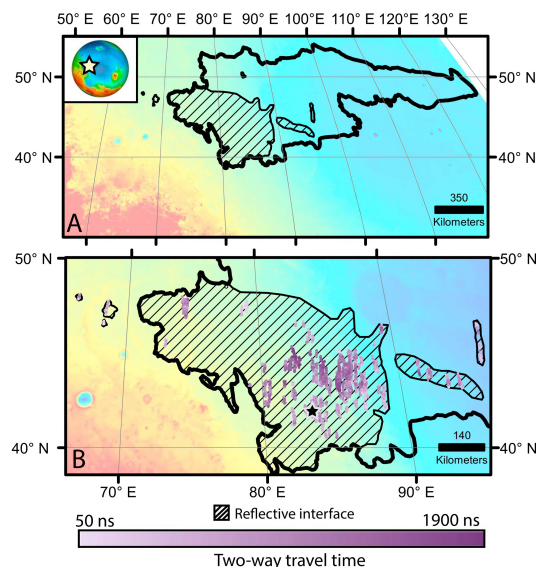


Figure 3.16. Carte de la détection de réflecteurs souterrains sur Utopia Planitia avec les données SHARAD, tirée de Stuurman *et al.* (2016).

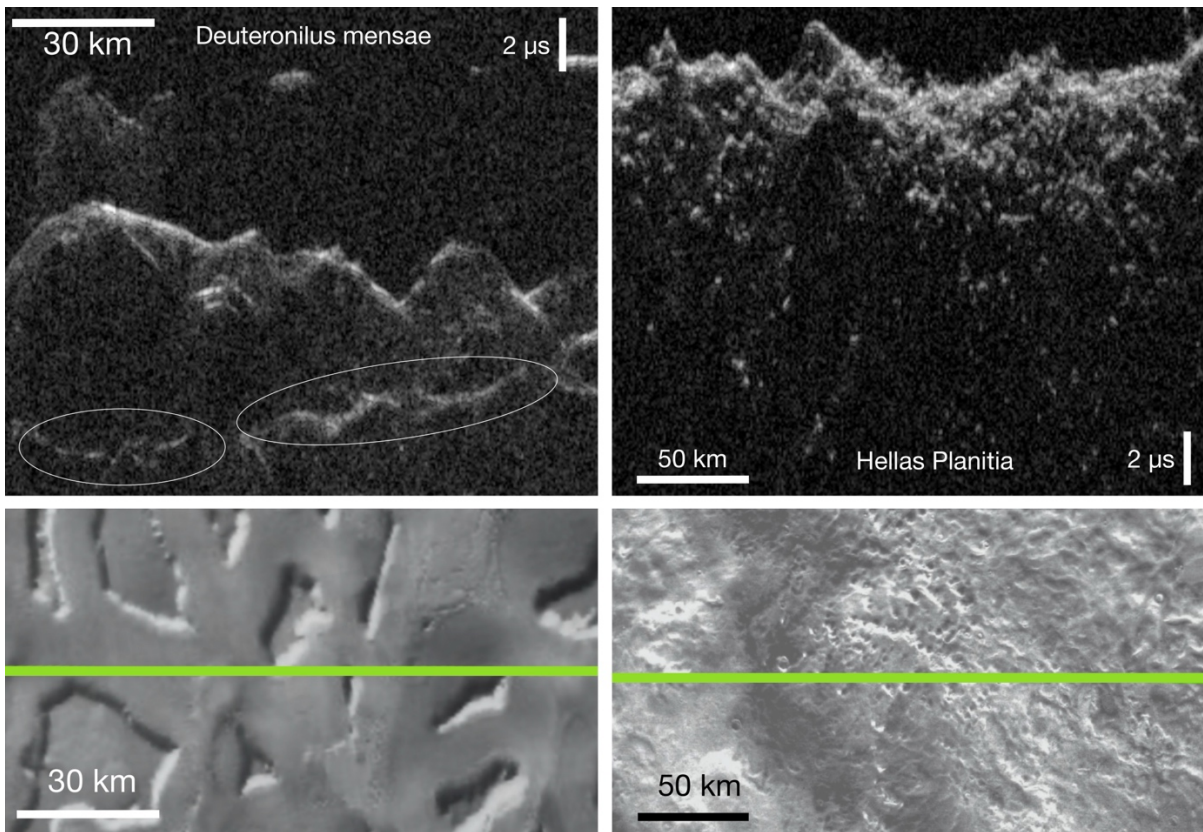


Figure 3.17. Profils SHARAD sur Deuteronilus Mensae, une région des moyennes latitudes Nord (gauche) et sur Hellas Planitia, une région des moyennes latitudes Sud (droite). On note les réflecteurs profonds matérialisés par une ellipse, qui ont été montrés comme étant des réflecteurs souterrains. Jeux de données SHARAD n°06971403 et n°06172001.

4 TRAITEMENT DES DONNÉES SHARAD ET MODÈLES DE TERRAIN

Dans ce chapitre, nous allons décrire le fonctionnement de SHARAD et le traitement de ses données. Nous allons aussi dans un deuxième temps détailler le fonctionnement et les moyens d'acquisition des modèles de terrains utilisés dans cette thèse pour l'analyse de données SHARAD.

4.1 SHARAD

Le « SHALLOW RADAR » (SHARAD) est un radar à synthèse d'ouverture, fourni par l'agence spatiale italienne (ASI) à bord de la sonde américaine Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) en orbite martienne depuis 2005 (Seu *et al.*, 2004). Le radar, constitué d'une antenne dipolaire de 10m, et émet sur une bande de 10MHz de largeur centrée sur 20MHz. En fonctionnement normal, SHARAD émet une impulsion d'une durée de 85,05 μ s, sous forme de chirp de 15MHz à 25MHz. Ses caractéristiques, résumées dans le tableau 4.1 permettent à SHARAD de sonder le sous-sol martien jusqu'à quelques centaines de mètres, avec une résolution de 15 mètres dans le vide, et 8 mètres dans des matériaux typiques martiens. Le tableau 4.2 résume les résolutions atteignables avec SHARAD pour différents matériaux présents sur Mars.

Tableau 4.1. Résumé des caractéristiques techniques de SHARAD.

Altitude nominale	255-320 km
Fréquence	20 MHz
Largeur de bande	10 MHz
PRF	700,28 Hz
Durée d'impulsion	85,05 μ s
Durée de la fenêtre d'écoute	135 μ s

Tableau 4.2. Valeurs de permittivité indicatives pour la fréquence de SHARAD, et correspondance en termes de résolution avec SHARAD pour différents matériaux martiens.

Matériau	Permittivité ϵ_r	Résolution verticale avec SHARAD (m)
Vide	1	15
Glace d'eau	3-3,1	9
Glace de CO_2	2	10,5
Basalte	9	5
Récolite martien	3,5	8

4.1.1 Pénétration dans le sol et limite de détection

Comme évoqué plus haut, SHARAD permet de sonder le sous-sol martien jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres. Cette profondeur maximale dépend de la composition du sous-sol, mais aussi de l'angle de roulis de MRO. En effet, comme le montre la figure 4.1, dû à l'agencement des instruments, le couplage entre l'antenne et la structure fait que l'antenne SHARAD a un faible gain dans la direction du Nadir, soit celle qui est utilisée en fonctionnement nominale pour le sondage. Une partie de l'énergie parvient toujours à la surface, mais si le radar était tourné de 120°, une amélioration de SNR de 10dB pourrait être observée. Des observations avec MRO tournée selon l'axe de sa trajectoire (roulis) ont été effectuées pour un angle de roulis de 28° (Campbell *et al.*, 2021), montrant des résultats concluants, à savoir une amélioration du rapport signal sur bruit d'au moins 6dB. D'autres observations avec un angle de roulis de 120°, maximisant alors le gain de l'antenne, ont pu être faites durant l'année 2023, mais les données n'ont pas encore été distribuées.

Dans certaines régions, des inclusions dans le sous-sol diffusent et/ou absorbent le signal radar et rendent l'observation profonde compliquée voire impossible avec SHARAD (Campbell *et al.*, 2015). Au contraire dans la calotte polaire Nord par exemple, SHARAD parvient pour certaines observations à observer la base de la glace située à environ 2km de profondeur.

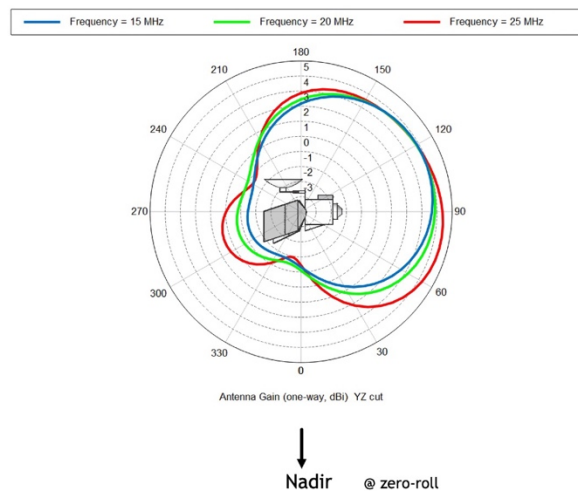


Figure 4.1. Diagramme d'émission de l'antenne de SHARAD à 15, 20 et 25 MHz. On remarque que dans la direction de sondage (à 0° sur le diagramme), le gain de l'antenne est à -1dBi, contre 4dBi au maximum à 120°.

4.1.2 Couverture des données SHARAD

L'orbite de MRO a une inclinaison de 93°, et est héliosynchrone. Cela veut dire que les zones qu'elle observe sont toujours à la même heure solaire locale pour un point donné de l'orbite. Cela permet aux instruments d'imagerie d'observer toujours dans les mêmes conditions d'éclairage. Cette orbite fait que pour SHARAD, une partie des jeux de données sont pris de jour, sur les portions d'orbite montantes (MRO se déplace d'Est en Ouest sur la carte), et d'autres de nuit, sur les portions d'orbite descendantes.

Depuis son insertion en orbite, MRO a survolé la totalité de la surface martienne, à l'exception de deux zones circulaires de 3° de rayon aux deux pôles. Les données SHARAD couvrent elles aussi toute la surface, mais à des densités variables selon les zones. Pour des raisons géométriques, les latitudes élevées sont en moyenne plus densément couvertes que l'équateur, mais certaines zones d'intérêt particulier ont une couverture plus dense (voir figure 4.2), pour des cartographies plus précises de réflecteurs, ou pour générer des jeux de données en trois dimensions comme pour les calottes polaires.

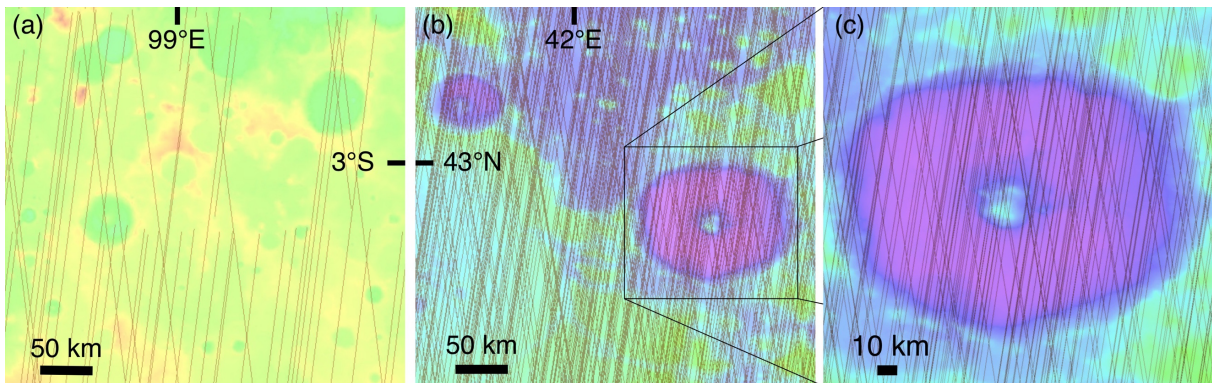


Figure 4.2. Couverture locale des données SHARAD. (a) : Zone équatoriale au sud-est d'Isidis Planitia, peu couverte par SHARAD. (b) : Zone aux moyennes latitudes Nord dans Protonilus Mensae, ayant une couverture SHARAD très dense. (c) : zoom sur le rectangle visible sur la figure (b).

4.1.3 Les données SHARAD

Les données SHARAD se trouvent sur le Planetary Data System¹ (PDS). Sur cette plateforme, les données sont disponibles sous forme non traitée (Experimental Data Record, EDR), ou avec une compression d'impulsion et un traitement SAR (Reduced Data Record).

4.1.3.1 *Traitement à bord et réduction du volume de données*

Les données RDR sont traitées à partir des données brutes EDR, pour lesquelles seuls les traitements à bord ont été effectués. Afin de réduire le volume des données transmises au sol, on procède en réglant deux paramètres : le « pre-summing » et le nombre de « bits per sample ». Ces paramètres sont propres à chaque mode de fonctionnement de l'instrument, décrit dans la documentation accessible via le PDS². Le pre-summing, consiste en une somme cohérente de plusieurs échos consécutifs. Le paramètre « bits per sample » est comme son nom l'indique le nombre de bits utilisés pour décrire chaque échantillon du signal en temps court. Il existe plusieurs modes de fonctionnement selon la combinaison de ces deux paramètres utilisés, le mode le plus courant étant le mode appelé SS19, dans lequel quatre échos sont sommés de manière cohérentes, et chaque échantillon du signal est décrit sur 8 bits.

¹ Accessible à l'adresse : <https://ode.rsl.wustl.edu/mars/datasets>

² Accessible à l'adresse suivante : https://pds-geosciences.wustl.edu/mro/mro-m-sharad-3-edr-v1/MROSH_0003/document/edrsis.pdf

4.1.3.2 Données synthétisées (RDR)

Les jeux de données SHARAD synthétisés présents sur le PDS sont de deux types différents : l'un traité par une équipe américaine (USRDR³), et l'autre traité par une équipe italienne (ITRDR⁴). Les deux produits, dont un exemple est montré sur la figure 4.3 diffèrent par plusieurs points.

Le premier réside dans le traitement en temps court, à savoir la compression d'impulsion et la correction ionosphérique. Pour les données italiennes, la compression d'impulsion est basée sur des données de calibrations prises au sol en amont du lancement, qui dépendent de la température. Cette calibration modifie l'échantillonnage du signal en temps court à 15,17kHz contre 26,67 kHz pour les données originales. On passe alors de 3600 points d'échantillonnage de la fenêtre d'écoute à 2048. Pour les données USRDR, le choix a été fait d'utiliser une correction d'impulsion avec un modèle de *chirp* théorique plutôt que les données réelles de calibration, ce qui leur permet d'avoir un échantillonnage légèrement plus précis pour plus de flexibilité lors du traitement. Le résultat est que les lobes secondaires sont plus élevés, et asymétriques, avec le lobe le plus puissant se trouvant en dessous de l'écho (voir figure 4.3). La correction ionosphérique des données italiennes (Crocchi et al., 2007) est assurée par un algorithme d'autofocus de type PGA (Phase Gradient Autofocus, Wahl et al., 1994). Pour les données américaines, elle est appliquée uniquement pour les jeux de données dont l'élévation solaire est inférieure à 100°, et est effectuée grâce à un modèle de variation de la distorsion de phase en fonction de la fréquence (Campbell et al., 2011).

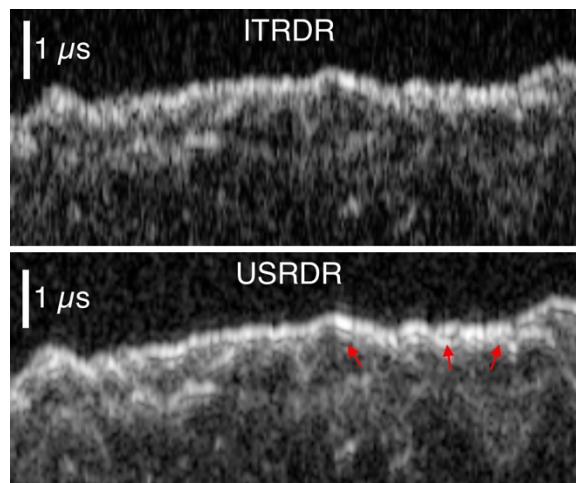


Figure 4.3. Comparaison entre les données italiennes (ITRDR) et américaines (USRDR), on remarque les lobes secondaires moins présents sur les données ITRDR (pointés sur les données USRDR par les flèches rouges), et les données dans les zones de faible signal plus détaillées pour les données américaines.

³ Documentation technique disponible sur le PDS à [cette adresse](#)

⁴ Documentation technique disponible sur le PDS à [cette adresse](#)

Le deuxième point de différence entre les données américaines et italiennes concerne le traitement en temps long et les paramètres de la synthèse : pour les données italiennes, le traitement SAR est fait avec une intégration d'un peu plus d'une seconde, et une seule fenêtre (pas de multi-look). Les données USRDR en revanche sont synthétisées avec une durée d'intégration de 8,7 secondes avec 7 looks d'un peu plus d'une seconde chacun. La résolution azimutale est la même pour les deux jeux de données, mais le traitement multi-look des données américaines diminue l'effet du speckle améliorant la lisibilité des radargrammes, comme on peut le voir sur la droite de la figure 4.4. Le traitement italien en mono-look permet toutefois un traitement moins long en termes de temps de calcul.

Enfin, le troisième point de différence entre les USRDR et les ITRDR est la géométrie du produit de sortie et les données auxiliaires fournies avec. En effet, Les radargrammes des données italiennes sont référencés par rapport à la date d'émission du signal pour chaque écho. Les fenêtres d'écoute étant ajustées à intervalle régulier, les radargrammes italiens sont donc constitués de blocs rectangulaires se décalant avec le temps de sorte à garder le premier écho sur le haut de chaque fenêtre, comme on peut le voir sur la figure 4.4. Les données américaines quant à elles, sont référencées géométriquement, sur l'aréoïde utilisé pour référencer les données MOLA (cf. 4.3.3). Les radargrammes ont tous 3600 points d'échantillonnage en temps courts, espacés de $0,0375\mu\text{s}$, le point central étant aligné sur l'aréoïde (voir figure 4.5). Cette représentation s'adapte bien à notre chaîne de traitement, car pour la synthèse, nous définissons une zone que nous référençons dans l'espace. Nous pouvons alors générer une zone de synthèse centrée sur l'aréoïde et alors obtenir un résultat directement superposable avec les données USRDR. De plus, des métadonnées contenant l'emplacement de chaque point d'échantillonnage des données synthétisées sont présentes pour chaque jeu de données SHARAD, facilitant encore l'usage. L'utilisation d'une référence temporelle pour les données ITRDR, bien qu'utile pour des mesures absolues de distance par rapport à SHARAD, s'adaptent moins facilement à notre chaîne de traitement.

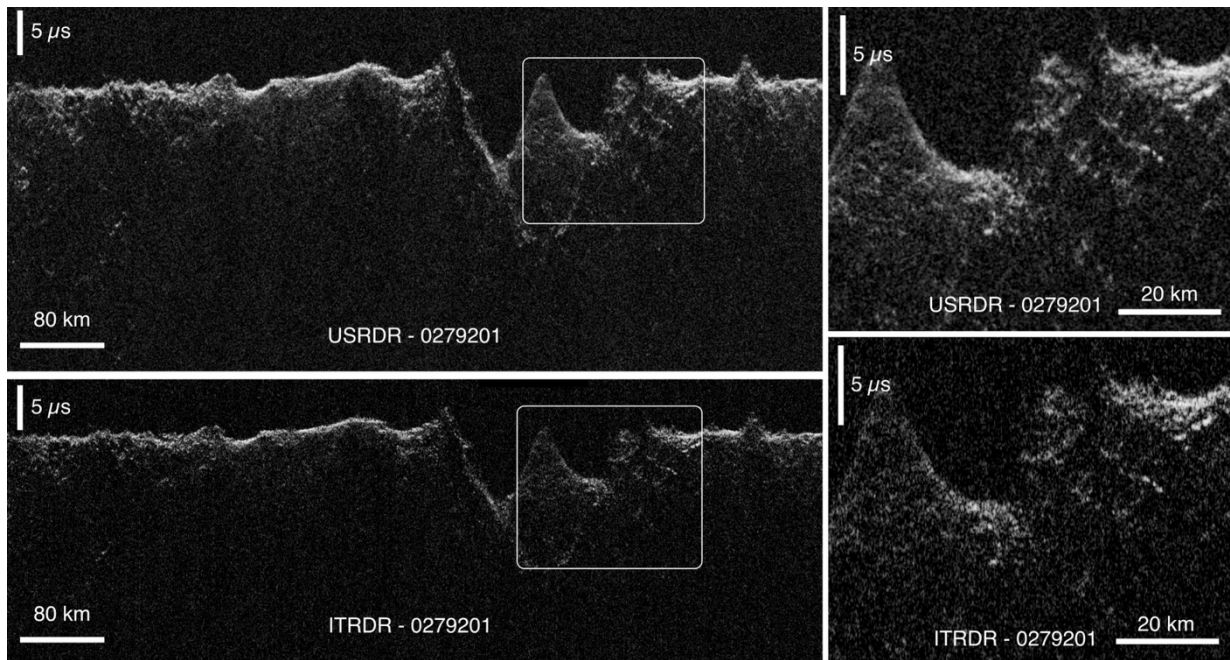


Figure 4.4. Comparaison entre les données US-RDR et IT-RDR pour le jeu de données SHARAD n°0279201. Un zoom sur la région du radargramme encadrée en blanc est présent sur la droite.

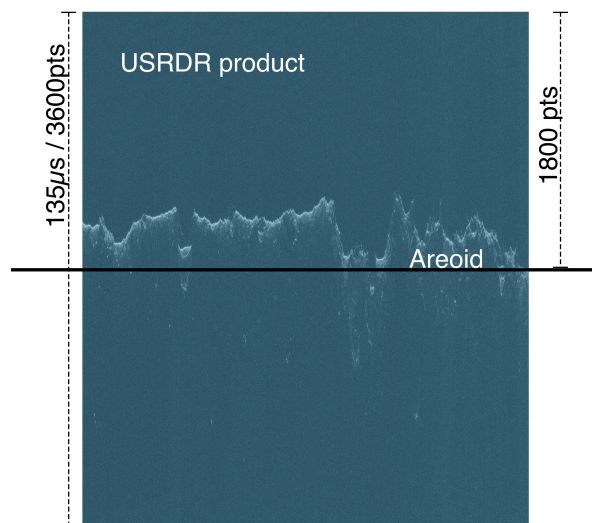


Figure 4.5. Schéma de la référence des données USRDR par rapport à l'aréoïde.

4.1.3.3 Données brutes (EDR)

Les données brutes, appelées « Experimental Data Records » (EDR), sont les données telles qu'envoyées par SHARAD, c'est-à-dire avec le seul traitement à bord appliqué (le « pre-summing » et l'ajustement du nombre de bits par échantillon).

L'intérêt pour nous d'utiliser les données EDR est d'effectuer la compression en *range* et en azimut nous-mêmes, nous permettant de régler les paramètres de la synthèse SAR à notre convenance. Nous avons donc adapté nos outils développés à l'origine pour la simulation, pour faire la synthèse des données SHARAD avec SPRATS. Les résultats de la synthèse sont visibles sur la figure 4.6, en comparaison avec les données USRDR. Nous avons appliqué les mêmes paramètres de temps d'intégration et de multilook que sur les données

américaines, afin d’être au plus près. En comparant les deux jeux de données visuellement, on remarque qu’ils sont très proches, validant nos outils de synthèse. On remarque aussi une légère différence en termes de texture sur le bruit, sûrement dû à une différence de compression d’impulsion.

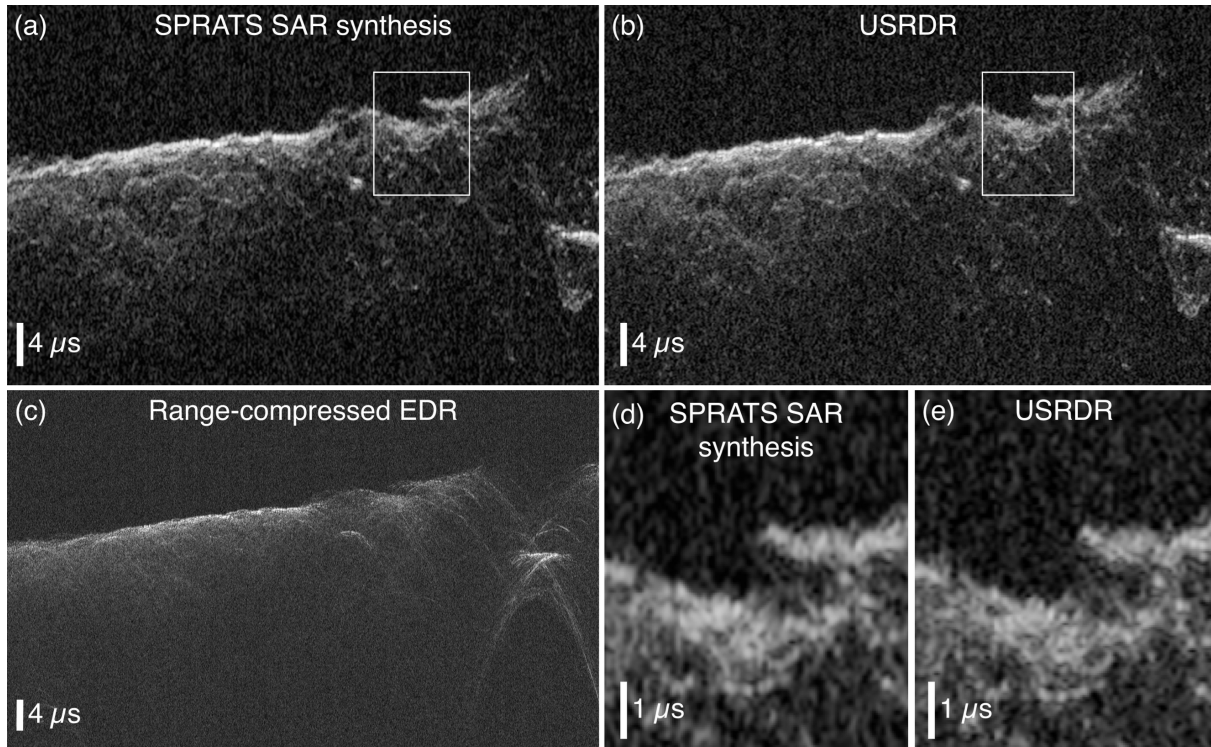


Figure 4.6. Comparaison entre les données USRDR et la synthèse SAR faite avec SPRATS pour le jeu de données SHARAD n°5128501. L’image (c) correspond au radargramme des données brutes comprimées en range. Les images (d) et (e) correspondent à un zoom dans les images (a) et (b) respectivement, dans la zone matérialisée par le rectangle blanc.

4.2 Orbitographie

Afin d’effectuer des simulations et/ou une synthèse SAR sur les données SHARAD, il nous faut les informations de trajectoire de MRO au moment de la prise de données. Ces informations sont répertoriées dans ce que l’on appelle des *kernels*, disponibles via le site de la NAIF (Navigation and Ancillary Information Facility⁵), et que l’on manipule avec l’outil SPICE de la NASA. Cet outil permet de faire des calculs de géométrie avec les données des kernels, comme des transformations de repères par exemple. Les kernels SPICE sont de différents types, parmi lesquels des kernels de position et d’attitude de sondes, de mesure du temps écoulé à bord, et de position et d’orientation de corps célestes. Ces différents types de kernels, ainsi que leur utilisation et leur importation dans SPRATS sont présentés dans l’Annexe C. Grâce à eux, nous pouvons générer l’orbite de MRO dans le référentiel martien pour faire les simulations et synthèses SAR. Pour SHARAD, les données de position

⁵ Accessible via : naif.jpl.nasa.gov/pub/naif/

pour chaque point d'échantillonnage des données synthétisées sont aussi disponibles dans les données géométriques fournies avec les jeux de données SHARAD USRDR. Ces données peuvent être utiles à des fins de comparaison et de validation des trajectoires, mais ne sont pas échantillonnées de manière assez dense pour générer des trajectoires. Dans notre processus de traitement, nous utilisons ces données géométriques pour la création de la zone SAR, afin d'avoir un produit final se rapprochant le plus possible des données du PDS.

4.3 MNT utilisés et méthodes d'acquisition

L'analyse des données des radars sondeurs se fait principalement par la comparaison avec des simulations des échos venant de la surface. Pour simuler les échos de surface, il nous faut les données de trajectoires, vues dans la partie précédente, et un modèle de terrain. Pour Mars et SHARAD, plusieurs sources de modèles de terrain sont utilisées. Les deux grandes familles de modèles sont ceux générés à l'aide de données d'altimétrie, et ceux générés par photogrammétrie. Nous allons détailler ci-après les deux méthodes d'acquisition, leurs avantages et inconvénients. Le tableau 4.3 résume les différents modèles de terrains utilisés, leurs méthodes d'acquisition et leur résolution. Ces modèles sont acquis via deux différentes plateformes : MarsSI et le PDS, lesquels sont présentés dans l'Annexe A.

Tableau 4.3. Résumé des différents modèles de terrain utilisés, de leur méthode d'acquisition et leur résolution. Le nombre de facettes par kilomètre carré est aussi indiqué, car la durée de simulation est proportionnelle à leur nombre. Une durée relative pour le temps de simulation est présente sur la droite du tableau, et permet de nous rendre compte des échelles de temps.

Instrument	Type	Résolution (m/pixel)	Nombre de facettes par km ²	Temps de calcul relatif
MOLA	Altimètre Laser	463	4,6	1s
HRSC	Caméra	100	100	21s
CTX	Caméra	10	10 000	35 min
HiRISE	Caméra	0,25	16 000 000	38 j

4.3.1 Modèles de terrain générés par altimétrie laser

Sur Mars, les modèles de terrain générés à partir de données d'altimétrie utilisent les données de l'instrument MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter (Zuber *et al.*, 1992)) à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS). Cet instrument est un altimètre laser infrarouge fonctionnant à une longueur d'onde de 1,064µm, qui a cartographié la topographie martienne entre 1997 et 2001.

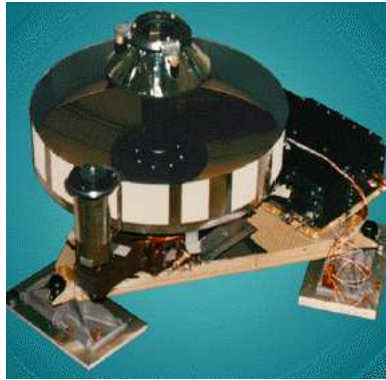


Figure 4.7. Photographie de l'instrument MOLA avant son lancement. On voit principalement l'optique servant à recevoir le signal laser émis.

Le principe est d'envoyer une impulsion laser, et de mesurer la durée qui s'écoule entre l'émission et la réception du signal laser. L'avantage de cette méthode réside dans le fait que la mesure est absolue : en connaissant la distance entre la sonde et le centre de gravité martien, on peut alors déterminer l'altitude du point de mesure au sol par rapport au centre de gravité de Mars. La précision verticale de la mesure des points MOLA est de l'ordre de 1m, et la taille de la tâche au sol du laser est de l'ordre de 75m (Neumann, 2003). L'altitude mesurée est une altitude moyenne à l'intérieur de l'empreinte au sol du laser. En effet, comme on peut le voir sur la figure 4.8, si la surface a une pente ou est rugueuse, le signal reçu va être élargi (Neumann, 2003).

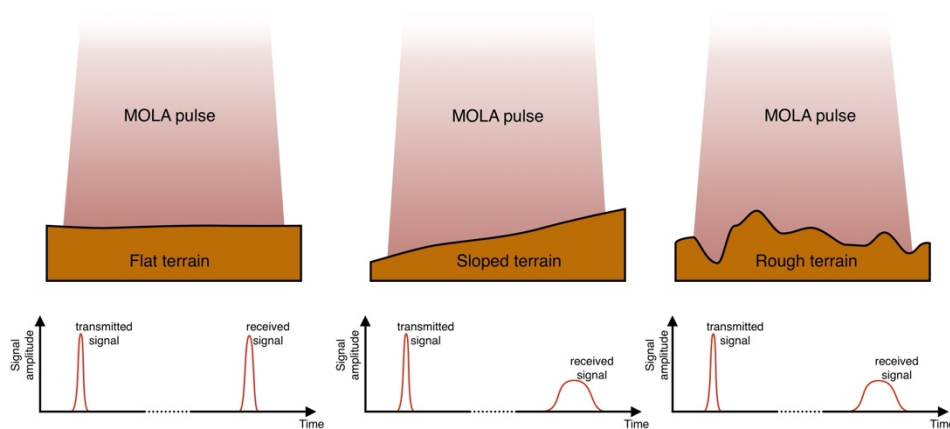


Figure 4.8. Schéma expliquant l'élargissement de l'impulsion reçue par MOLA selon les différents types de terrains (plat, avec une pente et rugueux). Adapté de Poole (2015).

Les mesures MOLA sont pris à une fréquence de 10 points par seconde, soit un point de mesure tous les 300m, et permettent ainsi de cartographier l'entièreté de la surface martienne. Les informations topographiques sont ensuite adaptées sous forme de grille de sorte à pouvoir être utilisées plus simplement pour générer des modèles de terrain. Ces données sont accessibles sur le PDS⁶, sous forme de cartes en projection cylindrique de résolution allant de 4 points par degré (14,8 km par point) à 128 points par degré (463

⁶ pds-geosciences.wustl.edu/missions/mgs/mola.html

mètres par point) pour les latitudes comprises entre 88°S et 88°N, et jusqu'à 512 points par degrés (environs 120m) aux pôles. Ces jeux de données en grille, appelées MEGDR pour « Mission Experiment Gridded Data Record », existent principalement sous deux formes basées sur différentes références altimétriques, chacune étant décrite par une lettre :

- « R » : rayon. Les données sont exprimées en mètres par rapport au centre de gravité martien. Ces données permettent de s'affranchir d'une référence altimétrique, et de réduire les potentielles erreurs de calage (cf. 4.3.3)
- « T » : topographie. Les données sont exprimées par rapport à l'aréoïde de référence.

Un exemple de modèle de terrain pris avec MOLA est comparé à des modèles optiques sur la figure 4.13. La topographie reproduite par altimétrie laser a l'inconvénient d'une basse résolution horizontale, mais la résolution verticale rend ces données particulièrement intéressantes pour des simulations radar basse fréquence.

Les données MOLA sont utilisées comme référence altimétrique pour un grand nombre d'instruments en orbite martienne, pour leur fiabilité et leur couverture. Ces données sont utilisées en particulier pour référencer les modèles de terrain acquis par photogrammétrie, comme discuté dans la section suivante.

4.3.2 Modèles de terrain générés par photogrammétrie

La photogrammétrie est une technique d'analyse d'image permettant de reconstruire une surface en trois dimensions à partir d'une série d'images observant la scène sous différents angles. Elle est très utilisée sur Terre à bord de satellites, d'avions ou de plus petits appareils volants. Cette technique permet une grande couverture de la surface, à haute résolution, et en peu de temps, c'est ce qui fait des modèles de surface générés par photogrammétrie les plus courants et diversifiés sur Mars. L'instrument HRSC a par exemple permis la production de données topographiques pour la moitié de la surface martienne.

4.3.2.1 *La photogrammétrie*

Pour générer un modèle de terrain avec la photogrammétrie, il faut un minimum de deux images d'un même endroit, prises depuis des points de vue différents. La figure 4.9.b illustre cette méthode sur un plan de coupe de la surface. Depuis ces deux points de vue, la surface va apparaître légèrement différente, dû à la topographie. En superposant les deux images, le bord d'un cratère va apparaître décalé par rapport au fond de celui-ci. Les deux images utilisées ayant été acquises depuis différents angles, il nous faut corriger les effets de distorsions géométriques dues à la différence d'altitude entre les deux images ainsi qu'aux angle de visée différents, comme représentés sur la figure 4.9.a. En effet, selon la géométrie de l'observation, la taille en pixels d'une structure présente sur les deux images n'est pas forcément la même. Les images corrigées de ces défauts sont appelées orthoimages. En connaissant les paramètres de la caméra, ainsi que la position et l'orientation de la caméra aux moments des prises de vue, on peut donc reconstruire par parallaxe les positions dans l'espace des points de la surface les unes par rapport aux autres. La figure 4.10 montre la superposition de deux images prises avec l'instrument HRSC, l'une sur le canal rouge, et

l'autre sur les canaux vert et bleu (en cyan). On remarque qu'à certains endroits, les deux images se superposent, mais à d'autres les canaux rouge et cyan ne s'alignent pas, correspondant à une différence de topographie, comme l'illustre la figure 4.9.b. Contrairement à l'altimétrie laser, la photogrammétrie permet de mesurer la position *relative* des points de la surface entre eux par parallaxe. Un biais important existe quant à la position verticale de l'ensemble du modèle de terrain. C'est pourquoi la quasi-totalité des modèles de terrain générés par photogrammétrie sur Mars sont ensuite référencés par rapport à des points de contrôle MOLA. D'une manière générale, la photogrammétrie dégrade la résolution des images d'origine d'un facteur 2 à 3, mais on peut retrouver la résolution originale en utilisant une technique appelée photoclinométrie, détaillée dans la partie 5.5.1. La photogrammétrie est, contrairement à l'altimétrie, une estimation de la topographie. Cette technique est alors encline à des erreurs d'estimation créant des artefacts sur les modèles de terrains. Du fait de la géométrie de l'observation, ces erreurs ne sont pas isotropes. En effet, la photogrammétrie privilégie la mesure de parallaxe selon le plan décrit par les lignes de visée des deux images, et les erreurs d'estimation sont principalement dirigées selon la normale à ce plan.

L'outil le plus couramment utilisé pour la photogrammétrie est l' « Integrated Software for Imagers and Spectrometers » (ISIS) (Torson et Becker, 1997). C'est un outil cartographique, qui a de nombreuses fonctionnalités dont celle qui nous intéresse, à savoir générer un modèle de terrain avec une paire stéréo. Cependant, dans nos différentes études, les modèles de terrain auront déjà été générés, et seront donc pris sur les plateformes PDS et MarsSI (voir Annexe A).

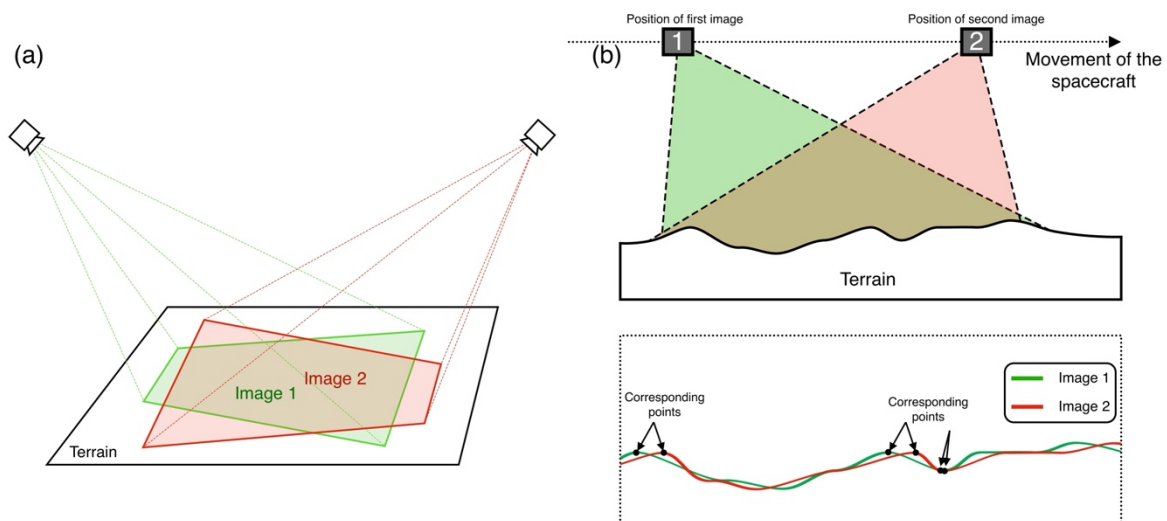


Figure 4.9. (a) : Schéma illustrant la distorsion géométrique due au point de vue des différentes images utilisées pour la stéréophotogrammétrie. (b) : Schéma reproduisant le fonctionnement de la photogrammétrie, en deux dimensions. Deux images sont prises sous différents angles (haut), et des points de correspondances entre les deux sont trouvés (bas) de sorte à reconstruire la surface.

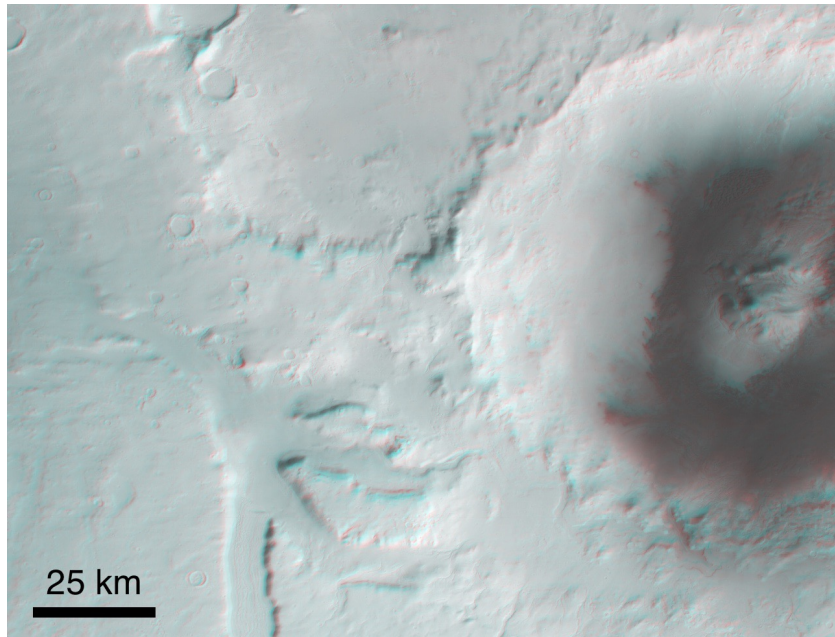


Figure 4.10. Paire stéréo HRSC S1 et S2 pour le jeu de données h1578_0000, sur le cratère de Moreux, dans Protonilus Mensae (46°08'E, 41°46'N). Les images ont été superposées avec en cyan l'image S1 et en rouge l'image S2.

4.3.2.2 Principales sources de MNT optiques utilisées

Pour notre étude, plus particulièrement dans le chapitre 1, nous allons principalement utiliser deux sources de MNT optiques : ceux générés à partir des données CTX/MRO, et ceux générés à partir de HRSC/MEX. Les résultats de simulations avec ces modèles de terrain seront donc présentés dans le chapitre 1. Dans cette section, nous allons présenter les caractéristiques des principaux modèles de terrain optiques, à savoir HRSC, CTX, et HiRISE.

4.3.2.2.1 Les modèles de terrain HRSC

L'instrument HRSC, pour « High Resolution Stereo Camera » (Neukum *et al.*, 2004) est une caméra stéréo à bord de Mars Express (MEX). L'avantage de cet instrument réside dans sa capacité à capter une paire d'image stéréo en un seul passage au-dessus d'une région, grâce à ces canaux orientés différemment les uns des autres. L'ensemble des canaux de HRSC est représenté sur la figure 4.11, et ceux auxquels nous nous intéressons plus précisément sont les S1 et S2. Ce sont ces derniers qui sont utilisés pour générer des modèles de terrain, avec leur inclinaison par rapport à l'axe de visée de $\pm 18,9^\circ$. La différence d'angle de vue de $37,8^\circ$ entre les deux images produites par ces deux canaux permet de les utiliser pour générer un modèle de terrain. Les deux canaux observent la surface dans une bande située entre 585nm et 765nm, et sont constitués d'une seule ligne de pixels. C'est le déplacement de la sonde qui va créer l'image dans la deuxième dimension.

L'orbite de MEX est quasi polaire ($86,3^\circ$ d'inclinaison) et a une forte excentricité, avec un périapside à 298km d'altitude, et un apoapside à 10 107km d'altitude. Cette orbite permet aux caméras stéréo à bord d'imager la quasi-totalité de la surface martienne avec une résolution maximale de 12m pour une altitude de 300km, produisant des modèles de terrain avec une résolution pour la plupart située entre 50 et 100m. La largeur au sol de chaque

image est de 60km, à 300km d'altitude, permettant aux données HRSC de couvrir 98% de la surface de la planète, dont environs 50% ont été traités par les équipes du DLR (l'agence spatiale allemande) et sont disponibles sur le PDS, ainsi que sur la plateforme MarsSI. Malgré cette couverture de 50%, un MNT global (Ferguson, Hare et Laura, 2017) a été réalisé par une équipe du « USGS Astrogeology Center », en combinant ces modèles à des données MOLA pour combler les trous. Le produit global est à une résolution horizontale intermédiaire de 200m qui permet de voir plus de détails que sur les données MOLA. Un exemple d'image HRSC pour la région de Protonilus Mensae est visible sur la figure 4.12. On constate la large bande imagée par l'instrument, ainsi que les détails visibles à différentes échelles.

En regardant la comparaison d'un modèle de terrain HRSC sur la figure 4.13 à des MNT MOLA et CTX, on remarque que les modèles de terrain HRSC permettent de reproduire des structures de surface plus finement qu'avec MOLA, mais on voit aussi que la rugosité de la surface à une échelle hectométrique est plus forte que sur les autres modèles de terrain.

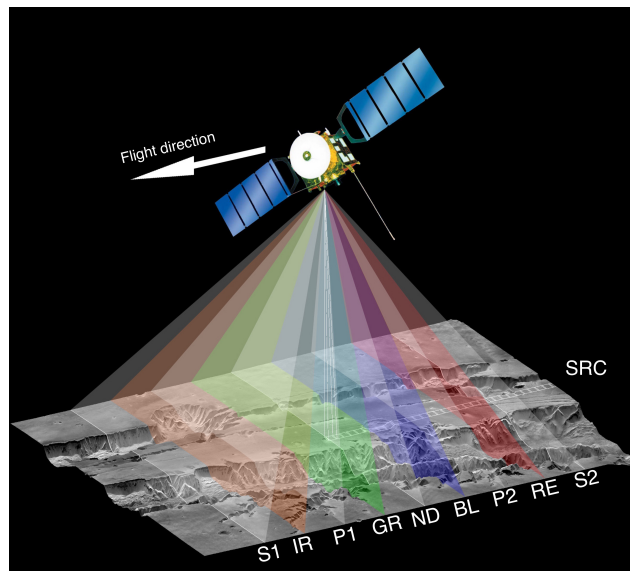


Figure 4.11. Schéma des différents canaux de l'instrument HRSC à bord de Mars Express. Repris de Neukum *et al.* (2004)

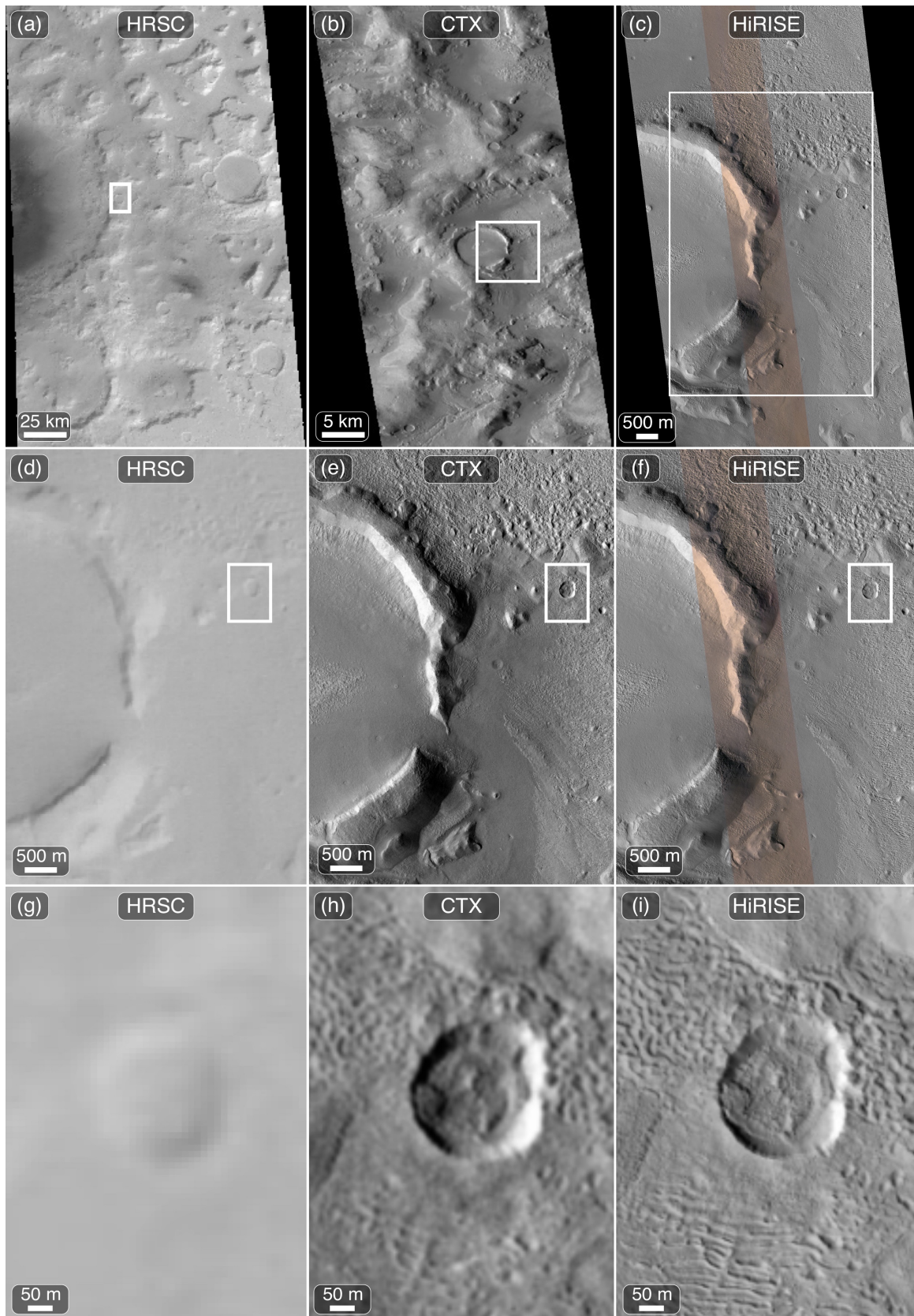


Figure 4.12. Comparaison entre les images HRSC, CTX, et HiRISE à différentes échelles : en haut, la taille complète de chaque image, au milieu, une échelle intermédiaire de l'ordre du kilomètre, et en bas un zoom à l'échelle hectométrique. Les références des images utilisées sont h1545_0000_nd4 pour HRSC, N19_069931_2223_XN_42N314W pour CTX, et ESP_054935_2220_MIRB pour HiRISE. Les images ont été prises à côté du cratère de Moreux, dans Protonilus Mensae ($46^{\circ}08'E$, $41^{\circ}46'N$).

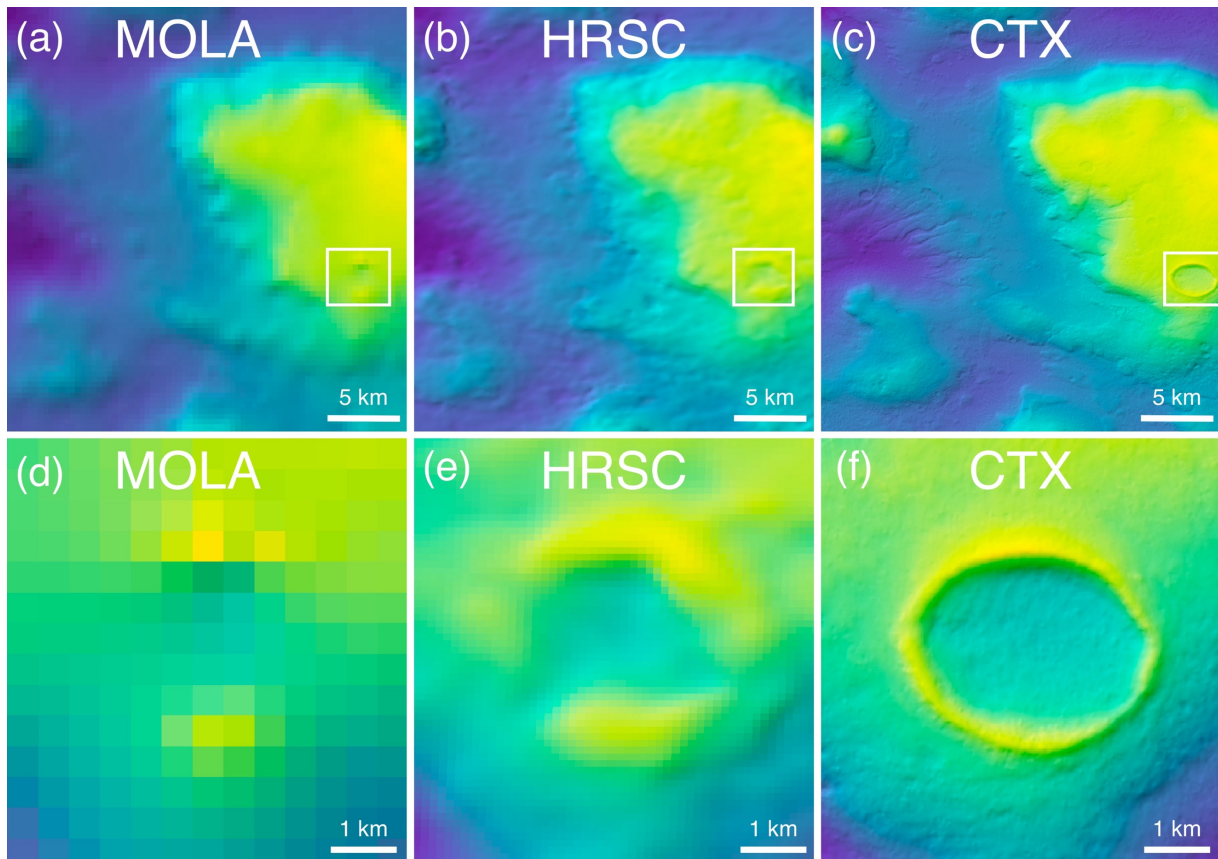


Figure 4.13. Comparaison entre les modèles de terrain MOLA, HRSC, et CTX. L'échelle de couleur représente l'altitude des points du MNT. Les modèles de terrain ont été ombrés pour mieux visualiser les petites structures, et un zoom a été effectué (images (d), (e), et (f)) sur le rectangle figurant sur les images en haut. Les modèles sont accolés à la bordure Nord du cratère de Moreux, dans Protonilus Mensae (46°08'E, 41°46'N).

4.3.2.2.2 Les modèles de terrain CTX

L'instrument CTX, pour « ConTeXt camera » est un imageur à bord de MRO, qui permet d'obtenir des images à une résolution de 6m. Cet instrument est prévu à l'origine pour fournir du contexte aux imageurs plus haute résolution ayant un champ de vision plus restreint comme HiRISE. Le champ de vision de CTX de 5,7° lui permet de produire des images d'une largeur au sol de 30km qui, additionnées, couvrent la quasi-totalité de la surface martienne. La comparaison d'une image CTX avec HRSC et HiRISE est visible sur la figure 4.12, sur laquelle on remarque la largeur plus restreinte de l'image comparée à celle faite avec HRSC, mais on constate aussi la quantité de détail et le contraste plus élevés sur les différents zooms sur la figure.

CTX n'étant un imageur stéréo, la génération de modèles de forme à partir de ses images requiert plusieurs passages sur une même région. L'orbite héliosynchrone de MRO permet d'avoir toujours les mêmes conditions d'éclairage lors du survol d'une région donnée, facilitant le travail pour la génération des modèles de surface. Le fait d'avoir besoin de deux images se superposant pour générer les modèles de terrain rend la couverture totale de MNT CTX très faible comparée à celle des modèles HRSC. De plus, les images CTX étant acquises de jour et les données SHARAD majoritairement de nuit, les traces au sol se

croisent pour ces deux types d'acquisition, rendant la couverture CTX pour un profil SHARAD d'autant plus restreinte. Cependant, comme on peut le voir sur la figure 4.13, les modèles de terrain CTX, grâce à leur résolution de 12 mètres, reproduisent les détails fins de la topographie, avec un niveau d'artéfacts (structures manquantes ou rugosité accrue par rapport à la topographie réelle) relativement bas en comparaison avec HRSC. Les modèles de terrain à partir d'images CTX sont accessibles par la plateforme MarsSI.

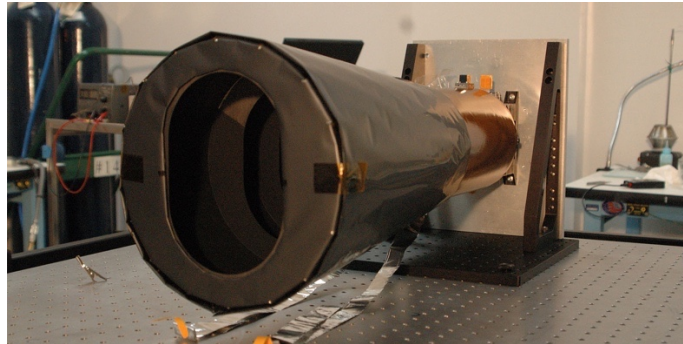


Figure 4.14. L'instrument CTX lors de la phase de calibration (mars.nasa.gov/mro/mission/instruments/ctx/).

4.3.2.2.3 Les modèles de terrain HiRISE

L'instrument HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) est un imageur haute résolution permettant de prendre des clichés de la surface martienne avec une résolution de 30 cm, avec une largeur des images de 6km. La taille caractéristique des structures que l'instrument est capable de résoudre est d'environ 1m, de même que la résolution des MNT produits par ses données. De la même manière que pour CTX, les images stéréo utilisées pour générer les modèles de terrain HiRISE ne sont pas acquises en une seule fois. La couverture des images HiRISE étant très faible — au vu de la taille des images —, celle des MNT HiRISE l'est encore plus. Les MNT HiRISE sont disponibles sur le PDS et sur MarsSI.

La faible taille des images HiRISE est un frein à leur utilisation dans l'analyse radar, en particulier avec des radars basse fréquence comme SHARAD. La figure 4.15 montre l'exemple de l'empreinte au sol de SHARAD comparée à la taille d'une image HiRISE. On constate que les modèles de terrain HiRISE ne peuvent pas être utilisés de la même manière que les autres modèles car ils ne couvrent que le premier écho radar : on ne peut pas analyser les échos de sous-sol avec ces modèles de terrain. Ils peuvent néanmoins être utilisés pour des calibrations de puissance d'écho dans des régions spécifiques, car la haute résolution va permettre de reproduire finement la rugosité petite échelle, comme on peut le voir sur la figure 4.12. Dans les travaux présentés ici, nous n'utiliserons pas de données HiRISE, mis à part à titre d'illustration.

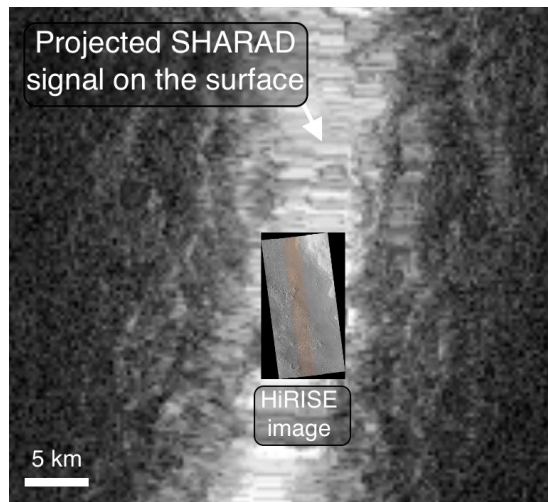


Figure 4.15. Comparaison de l’empreinte au sol de SHARAD avec la taille d’une image HiRISE.



Figure 4.16. L’instrument HiRISE lors de la phase d’assemblage (mars.nasa.gov/mro/mission/instruments/hirise/).

4.3.3 Références altimétriques

Les références altimétriques sont primordiales pour placer correctement les modèles de terrain et les données radar dans l’espace. Elles sont propres à chaque domaine, et sont parmi les trois possibilités suivantes (voir le schéma figure 4.17) :

- La sphère : certains jeux de données sont simplement référencés par rapport à un rayon constant, le plus souvent 3396 km ou 3396,190 km, qui est la rayon martien moyen. C’est le cas des modèles de terrain HRSC générés par le DLR par exemple.
- L’ellipsoïde : D’autres jeux de données sont référencés par rapport à un ellipsoïde, dont on précise la longueur des axes a, b, et c.
- L’aréoïde : Cette référence est l’équivalent du géoïde, mais pour Mars. C’est une surface équipotentielle, c’est-à-dire avec le même potentiel gravitationnel en chacun des points la constituant. L’aréoïde de référence pour MOLA a été généré avec le modèle GMM-2B (Lemoine *et al.*, 2001), un modèle gravitationnel en harmoniques sphériques calculé à l’ordre 80 (tronqué à l’ordre 50 pour cette utilisation) grâce aux données de suivi de MGS, ainsi qu’aux points de recouvrement des données MOLA. Cet aréoïde est disponible sur le PDS (cf. 4.3.1) à une résolution de 16 points par degré, soit un point tous les 3,7 km au niveau de l’équateur. L’aréoïde est une référence utilisée pour beaucoup de modèles de terrain car cela permet de mesurer plus

facilement les pentes par rapport à la gravité, pour l'étude des écoulements notamment. L'utilisation de l'aréoïde comme référence sur Mars est d'autant plus importante que ses variations radiales sont de l'ordre de 2 km, comparé à 200m pour le cas de la Terre. L'utilisation de l'aréoïde par rapport à un ellipsoïde a par conséquent beaucoup plus d'impact sur Mars que pour la Terre. Cette référence est aussi utilisée pour les produits SHARAD USRDR (cf. 4.1.3.2), car étant donné que l'aréoïde soit mieux la topographie que les autres références altimétriques, les radargrammes peuvent tous avoir une référence commune sans que la surface ne soit en dehors de la fenêtre de 3600 points d'échantillonnage.

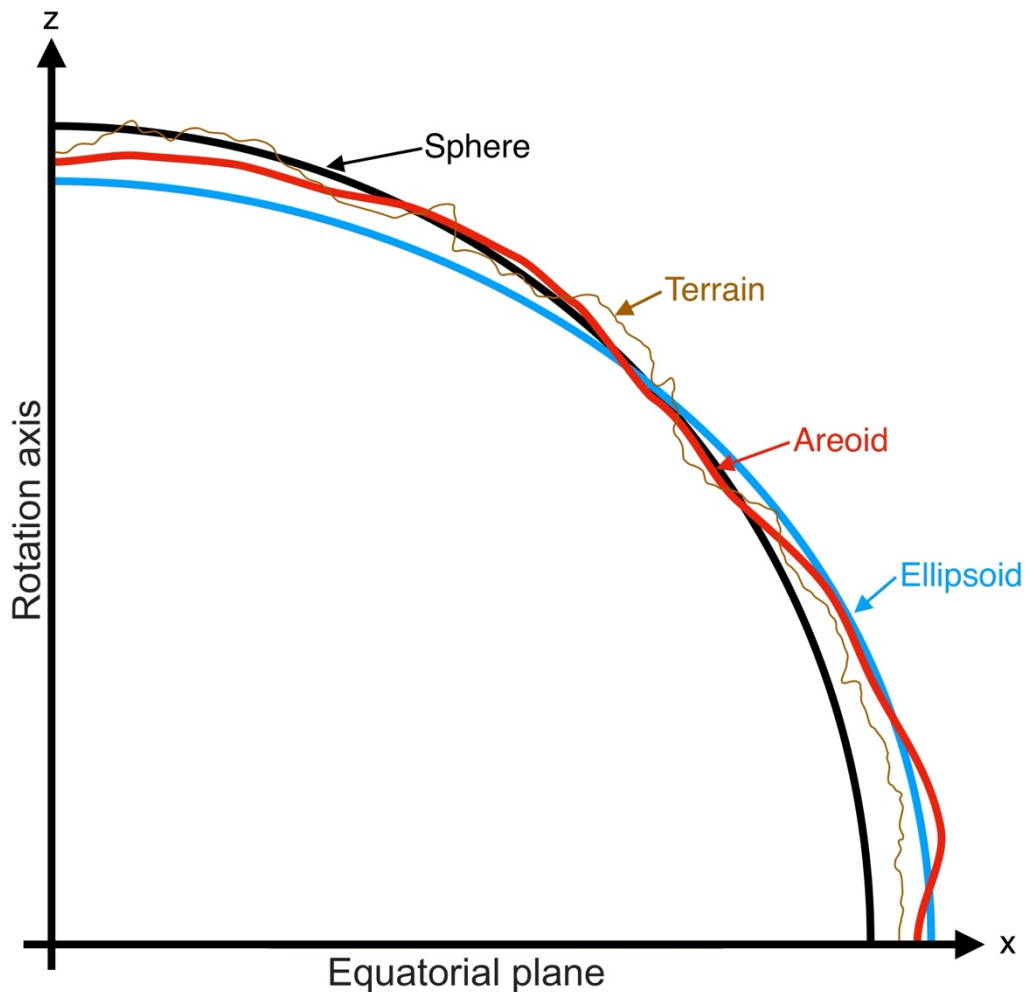


Figure 4.17. Schéma illustrant, sur un quart de cercle, les différentes références altimétriques utilisées sur Mars. Ces dernières sont la sphère, l'ellipsoïde et l'aréoïde. La surface réelle est représentée en marron. Figure adaptée de (Poole, 2015).

5 SIMULATIONS RADAR AVEC DES MODÈLES DE TERRAIN HAUTE RÉOLUTION

Pour étudier le sous-sol avec des radars, il nous faut éliminer la composante du signal venant de la surface, par comparaison avec des simulations à l'aide de modèles de terrain. Dans les régions avec une forte rugosité comme les moyennes latitudes Sud, le signal radar comporte beaucoup plus de réflecteurs de surface (« clutter ») que pour les régions moins rugueuses comme les plaines du Nord. Un modèle de terrain basse résolution comme MOLA pourrait par exemple être suffisant pour éliminer la majeure partie des réflecteurs de surface sur un jeu de données SHARAD pris sur Utopia Planitia dans les moyennes latitudes Nord, mais serait incapable de reproduire la surface fortement accidentée de Terra Cimmeria, dans les moyennes latitudes Sud. Dans ce chapitre, nous allons étudier l'impact de l'utilisation des modèles de terrain haute résolution dans le cas d'une région avec une forte rugosité. Pour cela, nous allons prendre pour exemple le cas d'un réflecteur identifié par Adeli *et al.* (2019) sur Terra Cimmeria (voir figure 5.1 pour le contexte géographique). Cette étude a fait l'objet d'une publication en début de cette année (Desage *et al.*, 2023).

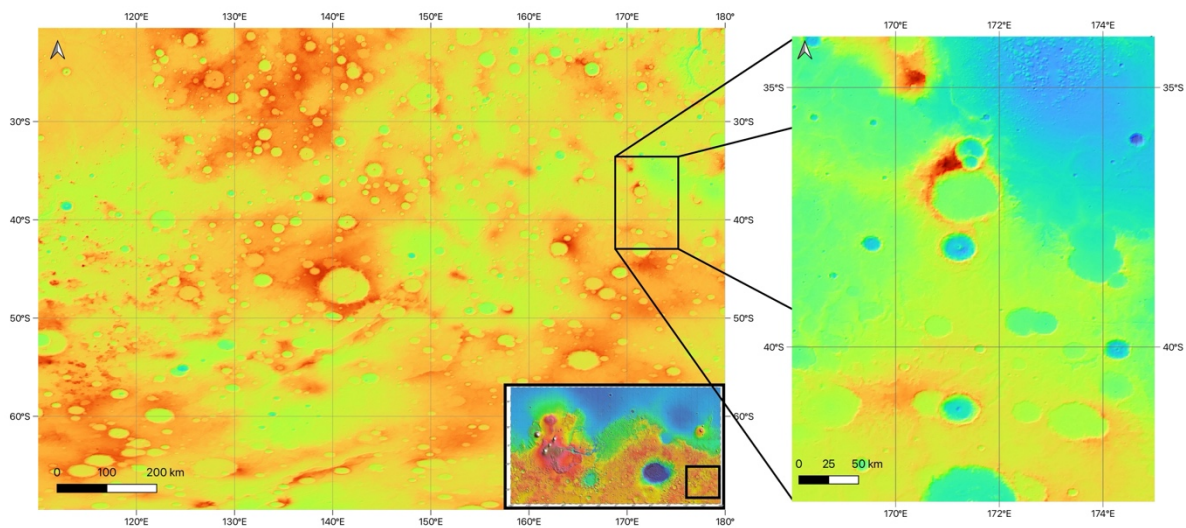


Figure 5.1. Mise en contexte de notre zone d'intérêt (à droite) dans la région de Terra Cimmeria (à gauche).

5.1 Le jeu de données SHARAD n°5128501

Le jeu de données SHARAD n°5128501 a été acquis en 2017, de nuit. La zone que nous allons étudier est une petite portion du jeu de données, qui s'étend du point de coordonnées (34°S ; 173°E) au point de coordonnées (41,0°S ; 170°E), au sein de la zone décrite sur la figure 5.1. Sur ce jeu de données, de nombreux cratères sont présents et la rugosité du terrain qu'il sonde est très forte. Nous le voyons grâce au clutter qui est très présent sur l'ensemble du profil (voir figure 5.2). La région du profil qui nous intéresse se trouve autour du point de coordonnées (39,0°S ; 171,8°E).

En 2019, Adeli *et al.* ont publié un article dans lequel ils analysent Terra Cimmeria par géomorphologie. Terra Cimmeria est une région des moyennes latitudes Sud, centrée autour de (35°S, 145°E). Cette région est composée principalement de terrain datant du Noachien, et des cratères d'impact datant de l'Amazonien. De la glace a été détectée dans cette région, principalement par géomorphologie. En effet, beaucoup de structures d'écoulement visqueux — aussi appelées Lineated Valley Fill (LVF) — sont identifiables, correspondant à la présence de glaciers. Des études radar avec SHARAD ont montré que ces structures correspondaient à de la glace recouverte de débris (Holt *et al.*, 2008; Plaut *et al.*, 2009; Levy *et al.*, 2014). L'étude d'Adeli *et al.* (2019) se concentre sur la glace dans les « Valley Fill Deposits » (VFD), des dépôts que l'on trouve dans des réseaux de vallées (cf. 3.2.1). L'idée de l'article est de déterminer les conditions d'apparition de ces dépôts, en particulier dans la couverture d'éjectats du cratère de Tarq (38,0°S ; 171,5°E). Ces éjectats ont été datés de l'Amazonien moyen et tardif, et sont préservés grâce à une couche de débris et de poussière les recouvrant. Leur caractérisation permet donc de mieux comprendre les conditions dans lesquelles ils se sont formés, ainsi que la manière dont ils se sont conservés.

Dans leur article, Adeli *et al.* ont analysé 33 jeux de données SHARAD à la recherche de réflecteurs souterrains, permettant de connaître la composition de ces dépôts de glace. Cette analyse a été faite par comparaison avec des simulations incohérentes utilisant des modèles de terrain HRSC, et dans seul un jeu de données a été identifié un réflecteur n'étant pas présent sur la simulation, lequel est entouré en blanc sur la droite de la figure 5.2. Cependant, ce réflecteur est remis en question par les auteurs car d'après l'étude géomorphologique de la zone, il est peu probable qu'un réflecteur souterrain se trouve à cet endroit. Nous allons donc étudier cette zone avec différents modèles de terrain et nos simulations cohérentes, afin d'essayer de déterminer s'il s'agit d'un réflecteur souterrain.

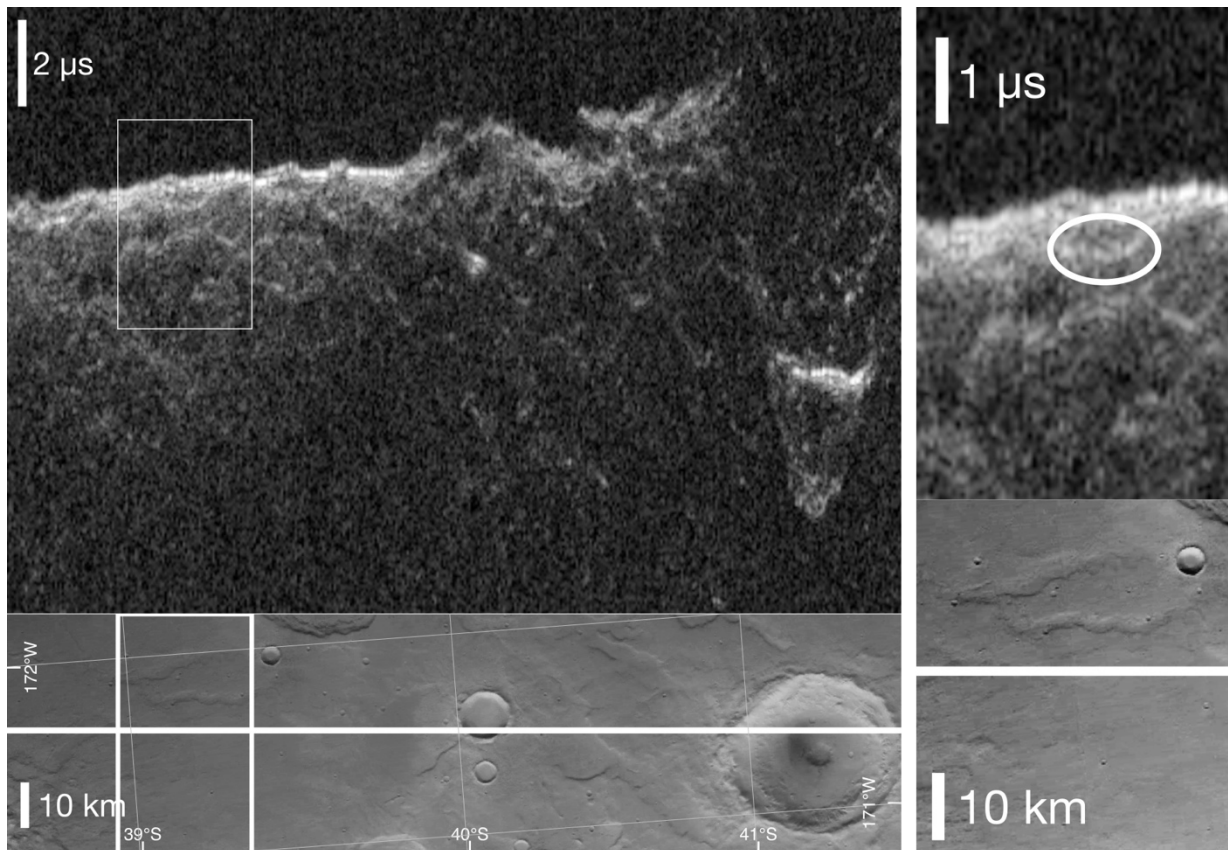


Figure 5.2. Profil SHARAD n°5128501, à droite un zoom sur la zone d'intérêt (rectangle blanc sur l'image de gauche), là où un réflecteur potentiellement souterrain a été détecté (entourée sur l'image de droite). En bas, la trace au sol du jeu de données sur une image HRSC.

5.2 Visualisation du réflecteur par projection des données radar

Afin d'avoir une première idée d'où viendrait le réflecteur s'il venait de la surface, on peut projeter les données radar sur un modèle de terrain. La projection, dont le principe est décrit dans la section 2.4, permet d'estimer la provenance des échos radar sur la surface d'un modèle de terrain. Les données projetées ont ici été superposées à une image CTX (figure 5.3.a), car elle nous permet de voir des détails fins, jusqu'à une taille de 5m.

Pour ce cas d'étude, nous avons développé un outil sur le logiciel de visualisation ParaView, nous permettant de sélectionner à la main une zone du radargramme, et de visualiser sa projection sur le modèle de terrain, et vice versa. Cet outil nous permet de sélectionner le réflecteur identifié par Adeli *et al.*, et de voir où il se projette sur le modèle de terrain (figure 5.3.b et c). En se concentrant sur la zone du réflecteur on remarque que ce dernier suit le contour d'un plateau. Cette information nous mène à privilégier l'hypothèse d'un réflecteur de surface, et donc d'un modèle de terrain comportant un artefact.

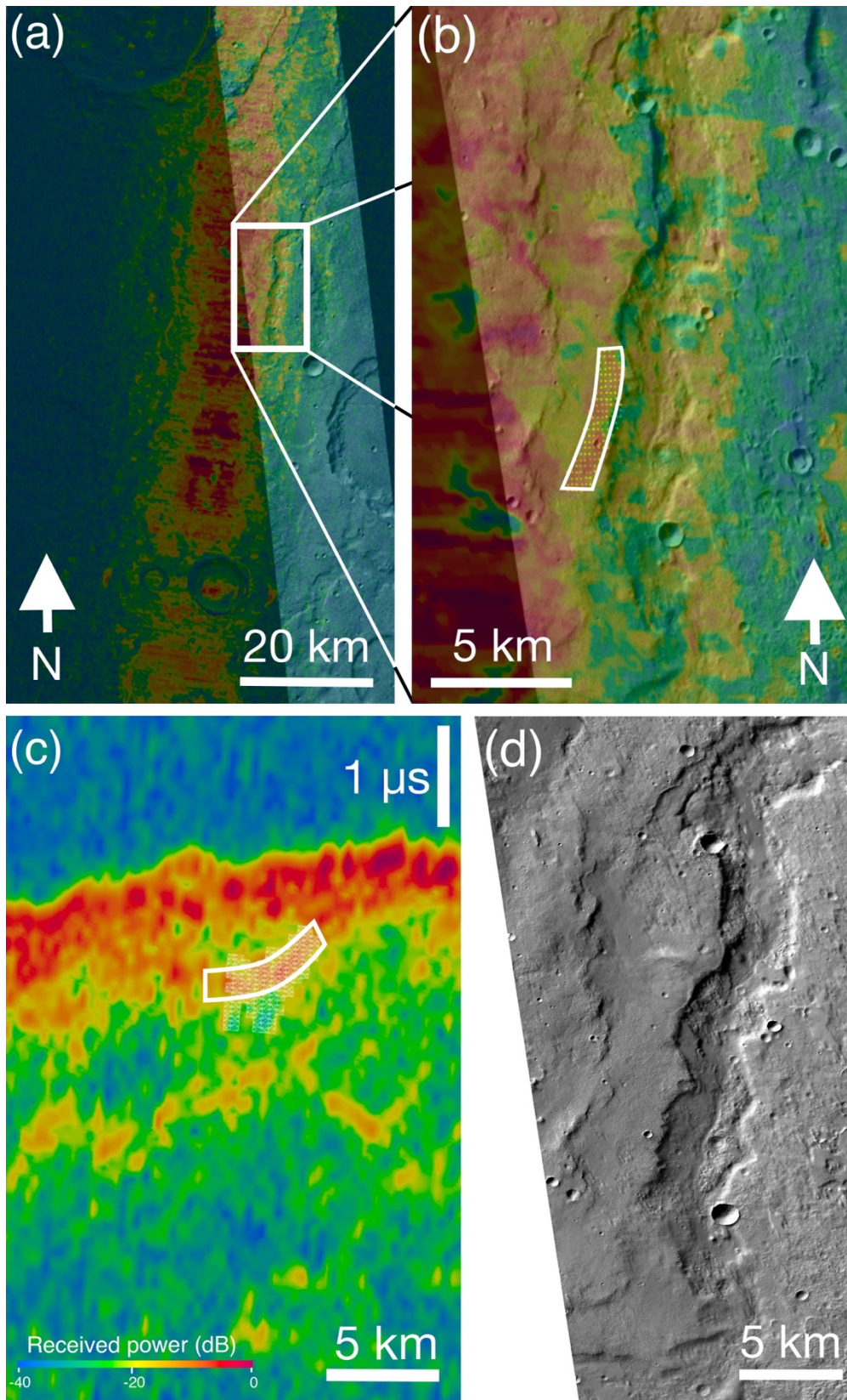


Figure 5.3. Projection du jeu de données SHARAD n°5128501 sur un modèle de terrain HRSC. (a) : Contexte de la projection avec une image CTX projetée par-dessus le MNT. (b) : Zoom sur la zone d'intérêt. (c) : Radargramme des données SHARAD. (d) : Image CTX pour référence. Le réflecteur identifié dans le contour blanc sur le radargramme (c) se projette dans le contour blanc sur la figure (b). On remarque à l'aide de l'image CTX que le réflecteur suit le contour d'un plateau.

5.3 Simulations avec un MNT MOLA et comparaison avec un MNT HRSC

5.3.1 Simulation avec MOLA

Comme évoqué dans la section 4.3.1, les modèles de terrain faits à partir de données MOLA ont une résolution horizontale de 463m dans les latitudes sous les 88°. Leur basse résolution est compensée par le fait que ces modèles sont une vraie mesure de la topographie, contrairement aux modèles optiques qui en sont une estimation. Cette basse résolution permet aussi de limiter le temps de calcul nécessaire à la simulation. L'utilisation de ces modèles a ici été principalement faite pour vérifier nos outils de traitement et de simulation, afin de s'assurer de la qualité et de la précision du résultat produit. La rapidité des simulations avec ces modèles nous permet alors de pouvoir tester plus de scénarios et de faire plus de tests en cas d'erreur dans le processus.

La figure 5.4 représente la simulation du jeu de données SHARAD avec un modèle de terrain MOLA. Sur celle-ci, on constate que la plupart des échos les plus brillants sont bien visibles sur la simulation, mais que les échos les plus fins n'y sont pas présents. Cette simulation confirme bien le résultat attendu : la basse résolution du modèle de terrain fait que les détails les plus fins de la surface sont lissés, et donc ne renvoient pas de signal. Le fait que la surface ait une rugosité très faible rend aussi les échos présents plus brillants que pour les données SHARAD. Ici, la quasi-totalité du signal vient de la réflexion spéculaire sur le modèle de terrain, là où en réalité, une partie de cette énergie est diffusée, rendant les échos moins brillants (Ogilvy et Merklinger, 1991). Sur la droite de la figure 5.4 est représenté un zoom du profil radar sur la zone dans laquelle un potentiel réflecteur souterrain a été identifié. Encadré en blanc figure le réflecteur en question, que l'on constate absent sur la simulation.

Pour l'étude des réflecteurs peu profonds, d'autant plus dans des terrains rugueux, les modèles de terrain ne sont pas suffisants pour reproduire la totalité des réflecteurs, et l'utilisation de modèles de terrain plus haute résolution est nécessaire.

Les simulations avec les modèles MOLA auront tout de même permis de valider nos outils de simulation et de synthèse. La surface est bien représentée sur le radargramme simulé, et les réflecteurs secondaires sont placés au bon endroit par rapport aux données SHARAD. Afin d'aller plus loin dans l'analyse du jeu de données, et de voir si le potentiel réflecteur souterrain est visible avec un modèle de terrain plus détaillé, nous allons à présent simuler les données avec un MNT HRSC.

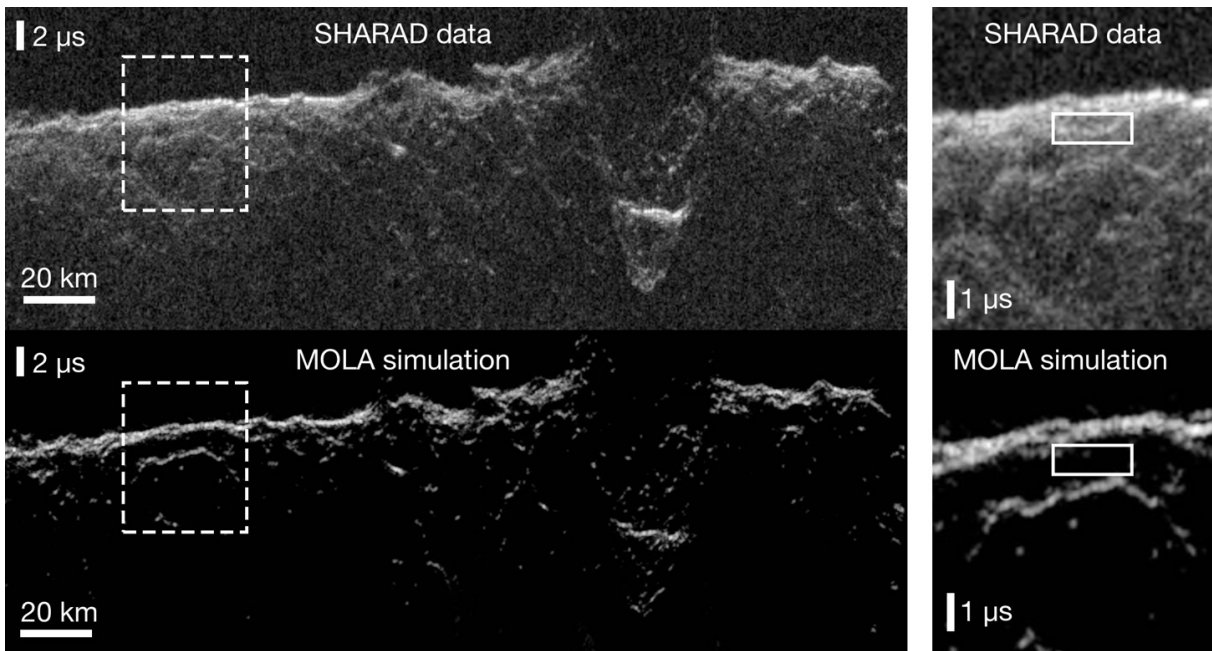


Figure 5.4. Comparaison entre le jeu de données SHARAD n°5128501 et la simulation correspondante avec un modèle de terrain MOLA (463m). Le zoom sur la droite de la figure correspond au rectangle pointillé sur la partie gauche. Le rectangle blanc sur la droite correspond à la position du réflecteur identifié par Adeli et al. (2019).

5.3.2 Simulation avec HRSC

À présent, il convient d'effectuer une simulation du jeu de données SHARAD avec le même modèle que celui utilisé par Adeli *et al.*, à savoir le MNT HRSC n°h4209_0000_dt4, ayant une résolution spatiale de 50m. Un extrait de ce modèle de terrain est représenté sur la figure 5.5, en comparaison avec un modèle MOLA de même emprise. En regardant les deux, on s'aperçoit que le modèle HRSC, bien qu'ajoutant une grande quantité de détail de par sa résolution, est beaucoup plus rugueux que son homologue. Lorsque l'on regarde l'image HRSC sur la droite de la figure 5.5, on remarque que la surface est en réalité bien moins rugueuse que ce qu'elle n'est reproduite sur le MNT HRSC. Cette différence est due à la manière dont le modèle de terrain HRSC est généré. En effet, la stéréophotogrammétrie, technique utilisée pour créer les MNT HRSC, est une estimation des structures de surface en comparant deux images du même endroit prises avec un angle différent (cf. 4.3.2.2.1). Cette estimation donne lieu à des erreurs d'interprétation, qui peuvent faire apparaître des artefacts, comme une rugosité accrue sur certains endroits. Les modèles de terrain MOLA sont eux générés à partir de points de mesure d'altimétrie laser, donc une mesure réelle de la topographie. La résolution des modèles de terrain faits à partir de données d'altimétrie laser est souvent relativement faible, mais ces derniers présentent beaucoup moins d'artefacts de mesure que les MNT optiques. En comparant les résultats de la simulation faite avec un modèle de terrain HRSC (figure 5.6) à celle faite avec un modèle MOLA (figure 5.4), on remarque que cette différence de rugosité est bien visible sur la simulation. La rugosité de la surface fait aussi que les réflecteurs qui apparaissaient comme continus sur la simulation MOLA, deviennent discontinus sur la simulation avec modèle optique.

L'interprétation des données est donc plus complexe avec le modèle HRSC, mais de plus petits réflecteurs sont néanmoins visibles sur la simulation HRSC et non sur la simulation MOLA.

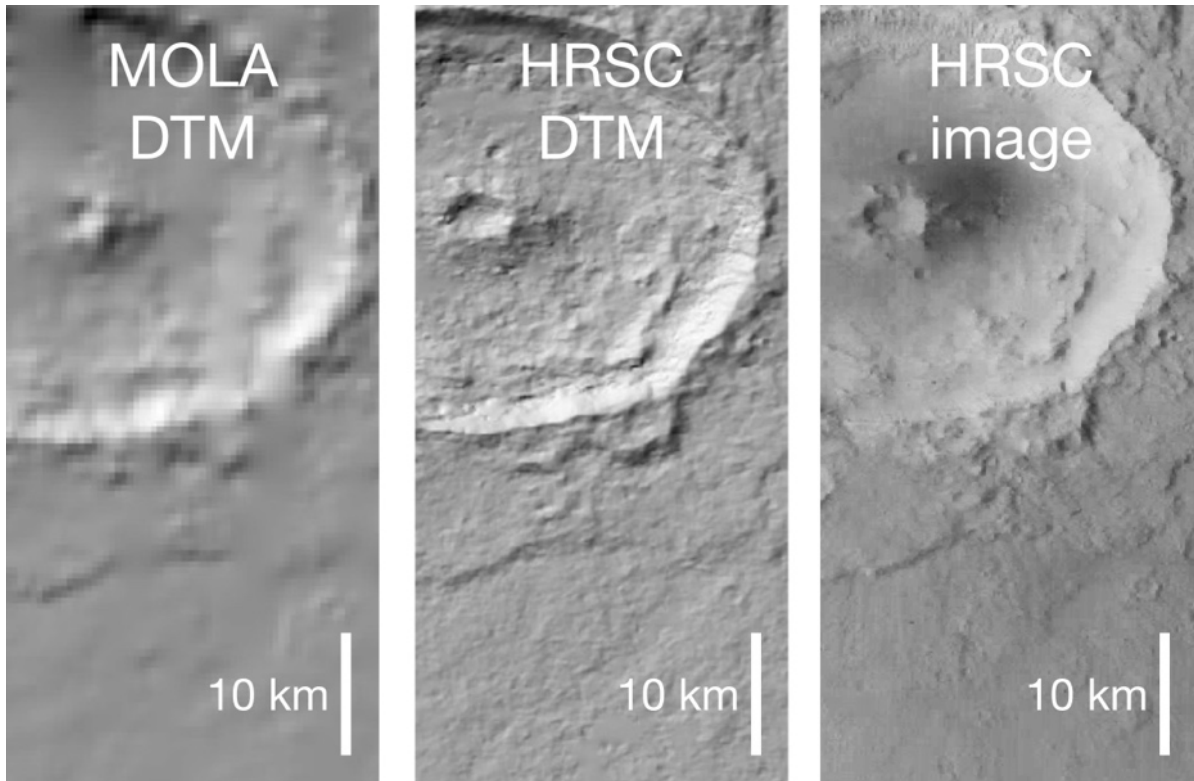


Figure 5.5 Comparaison entre les modèles de terrain MOLA à gauche (463m de résolution horizontale) et HRSC (h4209_0000_dt4) au centre (50m de résolution horizontale). Les deux MNT sont situés sur le cratère Tarq (38°S ; 171°E) et constituent une section d'approximativement 30x65km. Une image prise avec l'instrument HRSC est représentée sur la droite.

En comparant visuellement notre simulation à celle d'Adeli *et al.* (2019), on remarque d'abord que le réflecteur dans le rectangle blanc n'est présent sur aucun des deux radargrammes. Cela confirme nos attentes, étant donné que nous avons utilisé le même modèle de terrain. Plus généralement lorsque l'on regarde les deux simulations, on constate que celle d'Adeli *et al.* est bien plus lisse que la nôtre. Cela est dû au fait que leur simulation est faite de manière incohérente contrairement à celle faite avec SPRATS. Les simulations incohérentes ne reproduisant pas les effets de speckle, elles apparaissent plus lisses mais ne représentent pas la physique de la réflexion des ondes radar.

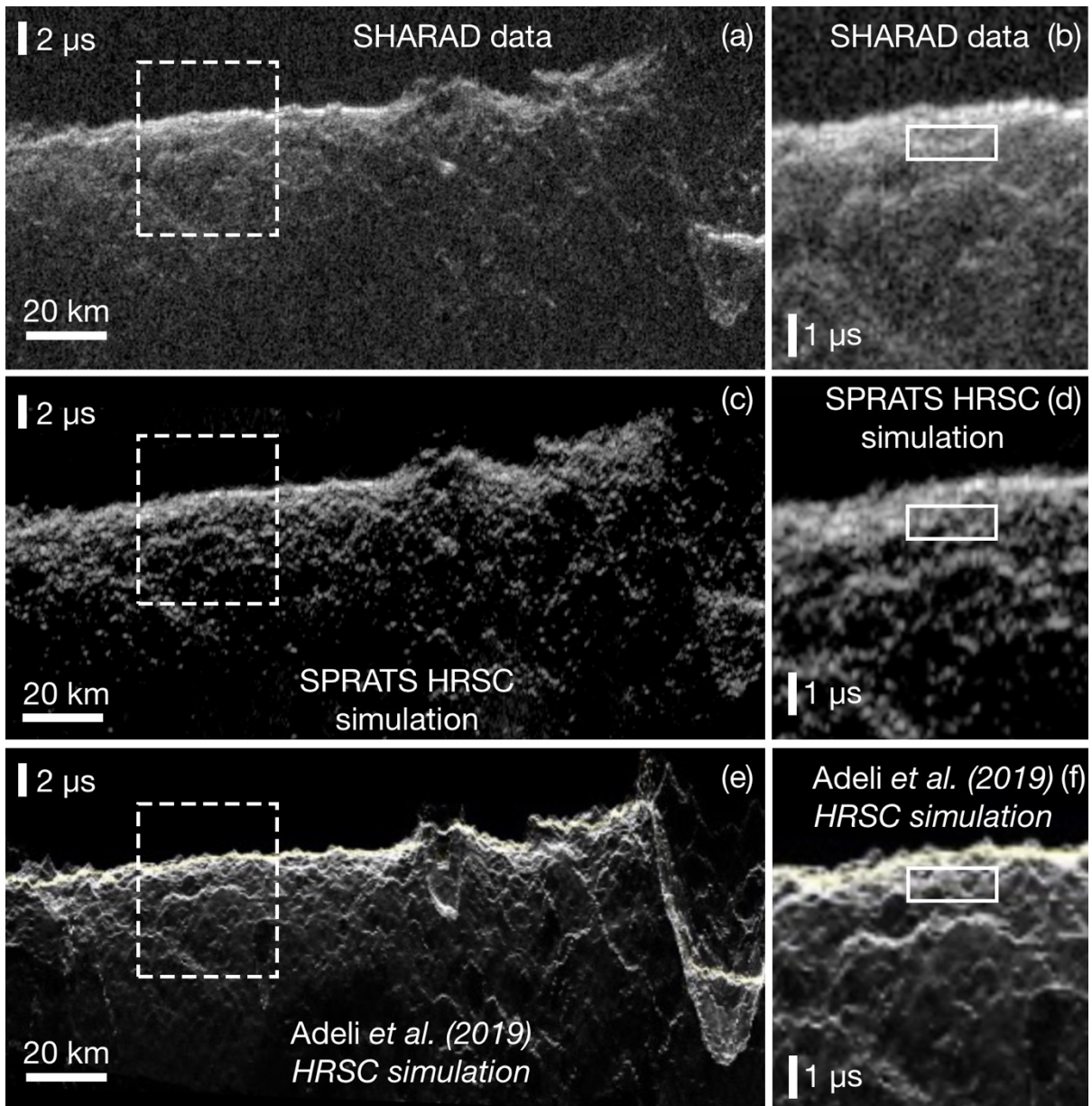


Figure 5.6. Comparaison entre le jeu de données SHARAD n°5128501 et la simulation correspondante avec un modèle de terrain HRSC (50m). Le zoom sur la droite de la figure correspond au rectangle pointillé sur la partie gauche. Le rectangle blanc sur la droite correspond à la position du réflecteur identifié par Adeli et al. (2019). En haut : données SHARAD. Au milieu : notre simulation avec le modèle de terrain HRSC. En bas : simulation extraite de l'article de Adeli *et al.* (2019).

En représentant le modèle de terrain HRSC sur la zone d'intérêt, et en amplifiant sa topographie d'un facteur 20, on distingue mieux les artefacts du modèle (figure 5.7). Si on y ajoute une image haute résolution par-dessus comme l'image CTX, on peut alors voir que le plateau entouré en noir sur l'ellipse apparaît affaissé sur le modèle HRSC, par rapport à ce à quoi l'on s'attend d'après l'image CTX.

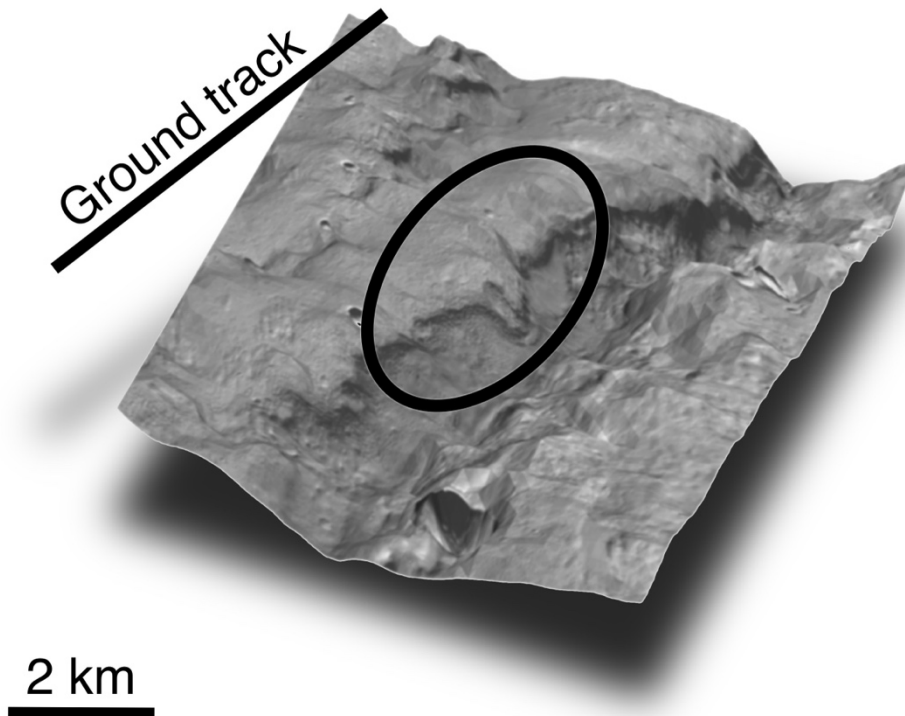


Figure 5.7. Modèle de terrain HRSC dont la topographie a été amplifiée d'un facteur 20, et sur lequel on a projeté une image CTX.

5.3.3 Cartographie de la phase du signal sur un modèle de terrain

Afin de mieux comprendre la manière dont le signal radar se réfléchit sur le modèle de terrain HRSC comparé au modèle MOLA, nous pouvons utiliser la mesure de distance entre chaque point d'un MNT et le radar. En calculant cette distance modulo la longueur d'onde de SHARAD et en l'affichant avec une échelle de couleur cyclique, cela revient à une cartographie de la phase du signal sur la surface. Le signal radar réfléchi est la sommation des échos sur une surface. Si à l'intérieur d'une cellule de résolution, les signaux ont la même phase, ils vont s'additionner et un écho va être reçu par le radar. En revanche si on se trouve dans une zone où la phase du signal varie fortement spatialement, les signaux ne vont pas créer les interférences constructives permettant de renvoyer un signal assez puissant pour être reçu par le radar et aucun écho ne sera visible sur les données radar. Plus la surface de phase stationnaire est grande, plus l'écho sera puissant. La notion de variation spatiale rapide ou non de la phase est régie par la taille de la zone de Fresnel, car on se place ici dans un régime où les échos reçus résultent de la réflexion spéculaire sur la surface. Pour SHARAD, la zone de Fresnel est une ellipse de 300m dans la direction de la trajectoire, et de 3km dans la direction perpendiculaire, dans le plan de la surface. Nous avons déterminé empiriquement que les réflecteurs plans qui ont une taille d'un dixième de la zone de Fresnel ou plus grands, typiquement de l'ordre de quelques centaines de mètres de côté ou plus, vont renvoyer du signal sur la simulation. Les zones pour lesquelles la phase est

stationnaire ayant une taille plus petite que cette dimension caractéristique, ne vont généralement pas renvoyer de signal.

La figure 5.8 montre la cartographie de phase pour le modèle MOLA, et pour le modèle HRSC, ainsi qu'une image CTX au-dessus pour le contexte. Sur cette figure, pour le modèle MOLA, on distingue clairement une zone de phase stationnaire le long de ce qui peut s'apparenter à un lit de rivière, tandis que la majorité des autres endroits de la surface sont des zones où la phase du signal varie rapidement spatialement. C'est ce qui donne lieu aux réflecteurs très brillants et très marqués sur la simulation MOLA. En revanche, pour le MNT HRSC, on voit de nombreuses zones de phase stationnaire plus petites, réparties uniformément sur la surface. Ce sont elles qui contribuent au clutter surestimé sur notre simulation HRSC.

Le plateau entouré en blanc sur la figure est clairement une zone dans laquelle la phase varie rapidement sur le modèle MOLA ainsi que pour le modèle HRSC, même si l'on semble distinguer des petites zones de phase stationnaire pour ce dernier, mais d'une taille trop petite pour constituer réflecteur cohérent de taille suffisante pour être visible sur le radargramme.

Le réflecteur n'ayant pas été détecté sur notre simulation ni avec la méthode de cartographie de la phase, il nous faut aller plus loin et utiliser un modèle plus haute résolution, afin de voir si le plateau ayant été identifié comme la probable source du réflecteur visible sur les données SHARAD, d'après la projection de ces données sur un modèle de terrain. Les modèles CTX semblent être les parfaits candidats pour cette tâche, de par leur résolution d'environ 12m.

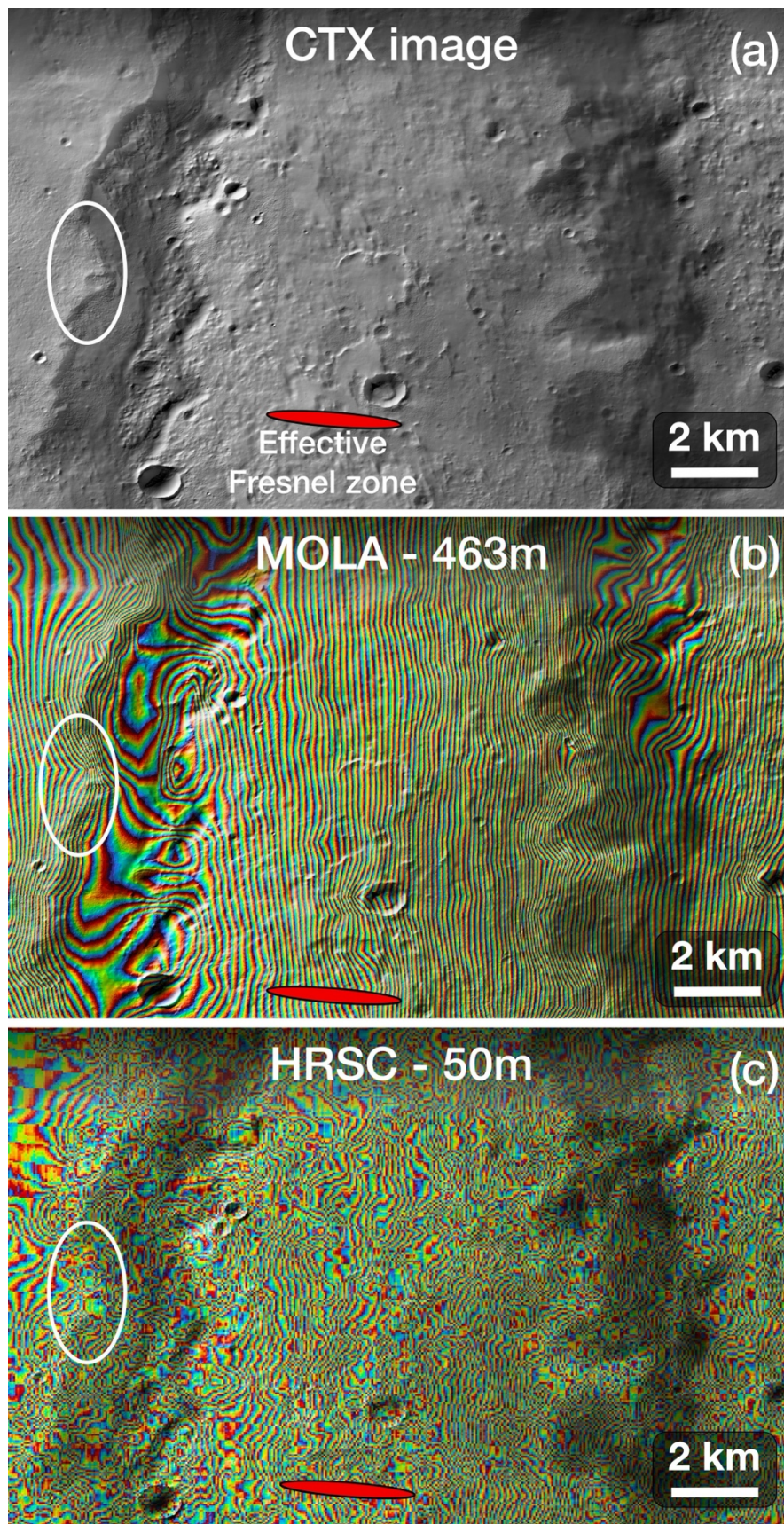


Figure 5.8. (a) Image CTX haute résolution de la zone d'intérêt, sur laquelle le plateau que l'on pense responsable du réflecteur a été entouré en blanc. La zone de Fresnel effective est matérialisée par l'ellipse rouge sur les trois figures. (b) Cartographie de la phase du signal sur le modèle de terrain MOLA. (c) Cartographie de la phase pour le MNT HRSC.

5.4 Impact de l'utilisation d'un MNT haute résolution : CTX

Les modèles de terrain CTX, avec leur résolution horizontale de 12m vont nous permettre d'être plus précis dans la simulation. En effet, la résolution des images CTX étant de 6m, l'ordre de grandeur des artéfacts observés sur la surface du modèle de forme généré avec ces images devrait en théorie être bien plus petit que pour ceux observés sur les modèles de forme HRSC, ayant une résolution entre 50 et 100m (voir figure 5.9).

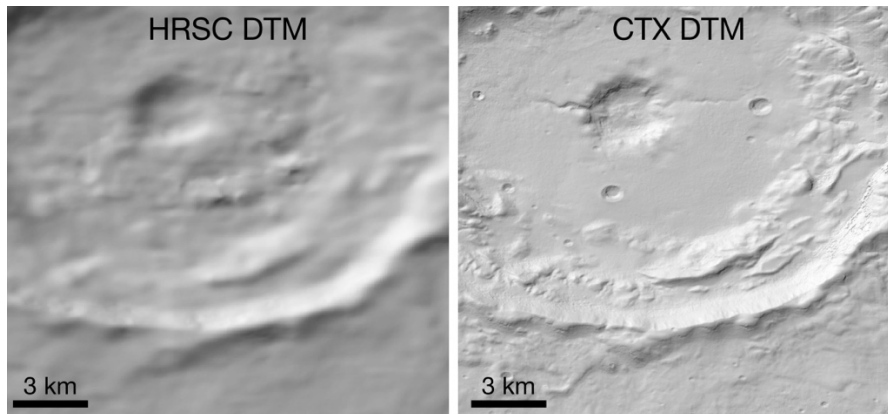


Figure 5.9. Comparaison entre la reconstruction du cratère Tarq par un modèle de terrain HRSC (résolution horizontale de 100m), et un MNT CTX (résolution horizontale de 12m) généré à l'aide de MarsSI.

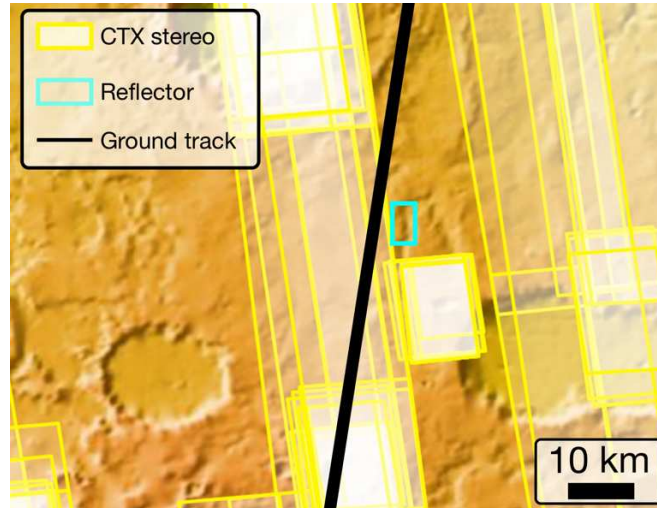


Figure 5.10. Carte de la couverture en paires stéréo CTX autour de la zone du réflecteur identifié par Adeli *et al.*. On constate que le rectangle bleu représentant la localisation supposée du réflecteur est en dehors de la couverture CTX stéréo. La ligne noire correspond à la trace au sol su jeu de données SHARAD n°5128501.

Pour le réflecteur que nous étudions, aucun modèle de terrain CTX n'est disponible pour l'instant (figure 5.10). Afin de mesurer l'impact de l'utilisation d'un modèle de terrain généré avec des données CTX, nous avons fait une simulation radar sur une zone quelques dizaines de kilomètres au nord de la zone d'intérêt, où un MNT était disponible, généré grâce à MarsSI.

Sur la figure 5.11, on voit les données SHARAD sur la zone en question, ainsi que les simulations utilisant différents modèles de surface. La plupart des réflecteurs présents sur les données SHARAD sont reproduits sur la simulation HRSC, mais beaucoup de réflecteurs ponctuels sont aussi présents, rendant l'interprétation compliquée à certains endroits du radargramme. Sur les images de droite sont mis en valeur trois réflecteurs en forme de paraboles dirigées vers le haut, mesurant environ 4km de long. Sur la simulation avec le modèle HRSC, ces structures ne sont pas visibles, contrairement à la simulation avec le MNT CTX sur laquelle elles sont clairement identifiables. Ce qui était une probable interprétation sur le radargramme HRSC, devient une certitude en regardant la simulation CTX. C'est le cas pour la majorité des réflecteurs, surtout les plus petits, qui sont mieux reproduits sur le radargramme obtenu avec les données CTX.

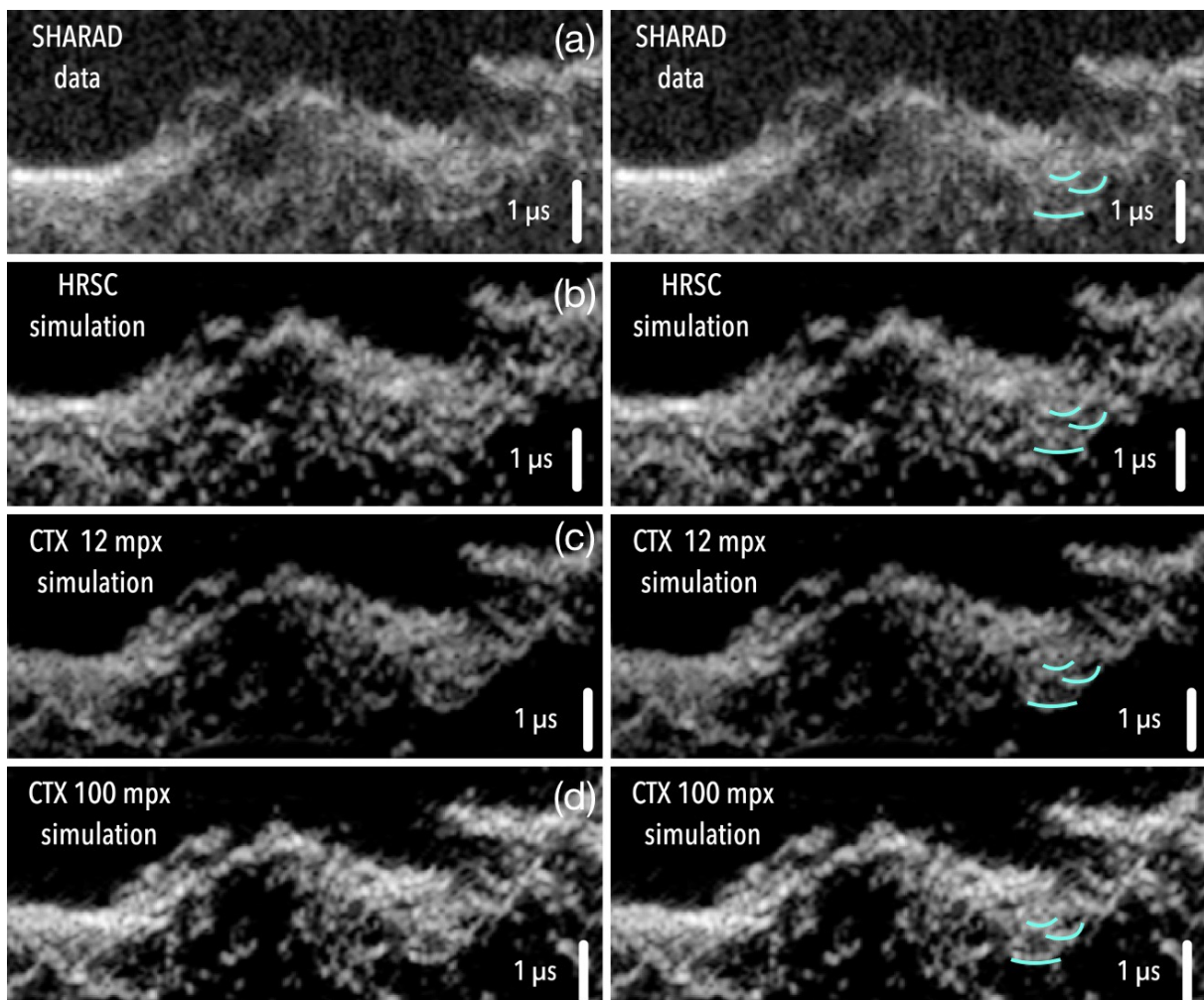


Figure 5.11. Comparaison entre un extrait du jeu de données SHARAD n°5128501 (a) et les simulations correspondantes en utilisant un modèle de terrain HRSC à 100m de résolution horizontale (b), un modèle CTX (c) et le même modèle filtré à une résolution horizontale de 100m (d). Sur la droite sont représentées les mêmes images mais avec des réflecteurs notables surlignés en cyan pour plus de visibilité.

Étant donné qu'il y a quasiment un facteur 10 en résolution entre les MNT CTX et HRSC, les simulations avec les modèles CTX prennent environ 100 fois plus de temps que des simulations équivalentes avec un modèle HRSC. Pour pallier ce problème, nous avons réduit la résolution du modèle de terrain CTX en appliquant un filtre passe-bas, de sorte à arriver à une résolution horizontale équivalente à celle d'HRSC, soit environ 100m. Le résultat de cette simulation est visible sur le bas de la figure 5.11. Sur cette simulation, on constate que la puissance relative des réflecteurs est modifiée, ce qui était attendu car la composante spéculaire va dominer à basse résolution, de la même manière que ce que nous avons vu avec MOLA dans la section 5.3. On remarque que la forme des réflecteurs n'a pas été modifiée comparée au modèle de terrain d'origine, et donc que les résultats sont meilleurs que ceux obtenus avec le modèle HRSC. Les résultats de cette comparaison sont en accord avec ce qui a été discuté précédemment, puisque sur le modèle CTX avec une résolution réduite, bien que les réflecteurs les plus fins aient été lissés, les artefacts, qui avaient une taille typique de quelques dizaines de mètres, ont pu être gommés. Les MNT HRSC ont une résolution native de 50m à 100m, donc les artefacts des modèles aussi. Sur le modèle CTX basse résolution, les artefacts sont de l'ordre de la résolution originale, soit 12m. Grâce à cette méthode, les simulations sont de même durée qu'avec un modèle plus basse résolution, tout en diminuant les artefacts. Malheureusement, cette technique ne peut pas être appliquée sur le réflecteur que nous avons identifié précédemment, car comme évoqué plus haut, la couverture en paire stéréo CTX ne le permet pas.

5.5 Correction du modèle de terrain HRSC par Photoclinométrie

Nous avons vu dans la section précédente que les modèles de terrain CTX reproduisaient la quasi-totalité des réflecteurs présents dans les données SHARAD. Nous avons aussi vu qu'aucune paire stéréo CTX ne couvrait notre zone d'intérêt, ne permettant pas de simuler cette partie du jeu de données. Cependant, la couverture en imagerie de CTX est, elle, quasiment complète, nous permettant d'utiliser une image CTX pour corriger le modèle de terrain HRSC par photoclinométrie.

La photoclinométrie est une technique de raffinement de modèle de terrain qui permet le plus souvent d'utiliser une des deux images servant à générer un modèle de terrain pour corriger les erreurs petite-échelle de ce dernier. En effet, la plupart du temps, lorsque l'on génère un modèle de terrain par stéréophotogrammétrie, la résolution finale est diminuée d'un facteur 2 à 3 par rapport à l'image originale. La photoclinométrie permet de retrouver cette résolution originale. Pour notre cas, nous avons procédé légèrement différemment de la méthode classique. En comparant l'image de la zone d'intérêt prise avec HRSC à celle prise avec CTX, on remarque que les conditions d'éclairage ainsi que la résolution sont bien meilleures sur l'image CTX (voir figure 5.12). Nous allons donc utiliser l'image CTX pour raffiner le modèle de terrain HRSC. L'idée est de voir si l'on arrive à réduire la rugosité de la surface exagérée par le modèle de terrain HRSC, et si le plateau que l'on pense responsable du réflecteur est modifié par la photoclinométrie.

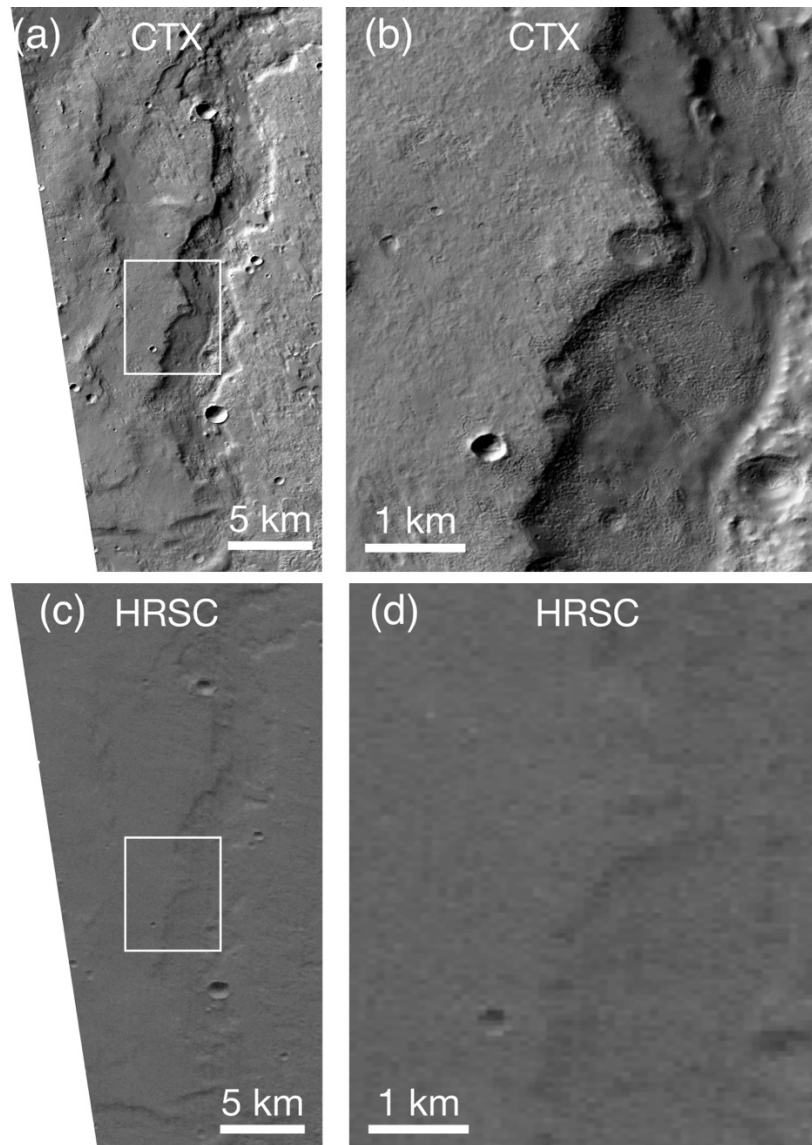


Figure 5.12. Comparaison entre les images CTX (a) et HRSC (c) sur la zone d'intérêt. Le détail de la zone du plateau potentiellement responsable du réflecteur est représenté sur les figures (b) et (d), et la zone correspondante est encadrée en blanc sur la gauche. L'image HRSC a été découpée pour correspondre à l'emprise de l'image CTX.

5.5.1 Fonctionnement de la photoclinométrie

La photoclinométrie est mise en œuvre depuis plus de 70 ans (van Diggelen, 1951), permettant à l'origine simplement de mesurer les pentes locales. Pour ce faire, il nous faut :

- Un modèle de terrain
- Une ortho-image de la zone d'intérêt (rectifiée de la géométrie d'observation et des distorsions optiques)
- Les informations sur les conditions d'éclairage de la scène (position du soleil)

La photoclinométrie est le plus souvent utilisée pour corriger des modèles à l'échelle locale, plutôt que pour la création de modèles topographiques, du fait des biais importants aux grandes échelles. Le but est de déduire la pente locale à l'aide des données d'illumination de l'image utilisée. Des méthodes unidimensionnelles ont été développées

par le passé (Davis et Soderblom, 1984), permettant de déduire les données de topographie selon une ligne, en se basant sur une image de la surface. Ce qui nous intéresse ici sont les méthodes 2-D, qui permettent d'avoir des surfaces en sortie d'algorithme.

Les variations d'intensité lumineuses au sein d'une image viennent de la topographie, mais une partie de l'énergie reçue par le capteur peut aussi venir de d'autres sources. Afin de relier correctement les variations d'intensité à la topographie, il nous faut comprendre et savoir estimer l'intensité de ces différentes sources. Comme détaillé dans l'article de Davis et Soderblom (1984), les sources de variation de l'intensité lumineuse incluent notamment la diffusion par l'atmosphère de la lumière du Soleil et des rayons réfléchis par la surface, qui est dépendante de la concentration locale des particules diffusantes de l'atmosphère, paramètre difficile à estimer pour chaque image. Cependant, on peut toutefois utiliser une estimation moyenne de ces paramètres, couplée à la comparaison entre l'image et la topographie connue *a priori*, c'est-à-dire le MNT de référence. On pratique un ombrage du MNT avec les mêmes conditions d'éclairage, sans prendre en compte l'atmosphère. Les paramètres photométriques de l'atmosphère sont alors déduits de la comparaison entre les deux images (Kirk *et al.*, 2003). Dans notre cas, on considère l'albédo constant sur la totalité de la surface de l'image, mais c'est un paramètre qu'il convient généralement de prendre en compte, surtout pour les scènes les plus étendue car il pourrait biaiser le modèle de terrain de sortie.

5.5.2 Mise en application de la photoclinométrie

Pour raffiner le modèle de terrain HRSC avec l'image CTX, la première étape a été de géoréférencer l'image CTX correctement. En effet, chaque image CTX trouvable sur le PDS contient les coordonnées calculées de son emprise, mais leur précision n'est pas suffisante pour notre utilisation. L'erreur typique de détermination de la position des images CTX est de quelques centaine de mètres. Cette erreur est habituellement corrigée par la photogrammétrie lors de la génération de MNT, mais une seule image CTX étant disponible sur la zone d'intérêt, sa position précise n'a pas pu être corrigée par ce processus. Il a donc fallu aligner l'image CTX sur le modèle de terrain HRSC à la main. Une fois ce recalage fait, on mesure l'erreur sur l'image CTX originale, et on trouve qu'elle était décalée de 200m, ce qui aurait fortement perturbé le résultat de la photoclinométrie.

Le raffinement par photoclinométrie a été effectué par Sylvain Douté, en utilisant sa méthode décrite dans Doute et Jiang (2020). Le modèle est corrigé de manière itérative, en dégradant premièrement l'image d'un facteur $2N$, N étant un paramètre ajustable. Le MNT est premièrement corrigé avec une image basse résolution, puis à chaque itération la résolution est augmentée d'un facteur 2, jusqu'à arriver à la résolution originale de l'image. Une fois la résolution finale atteinte, Sylvain Douté a utilisé des points de contrôle MOLA pour corriger d'éventuelles erreurs grande échelle, notamment pour que le modèle soit à l'altitude correcte. Pour la correction avec les points MOLA, une méthode appelée ICP pour « *Iterative Closest Point* » a été utilisée. Comme son nom l'indique, cette méthode est itérative, et sert à minimiser la distance entre deux jeux de données. Cette méthode

appliquée à notre modèle corrigé par photoclino­métrie permet de réduire les erreurs grande échelle qui ne sont pas corrigées par la photoclino­métrie.

Sur la figure 5.13 sont représentés le modèle de terrain HRSC avec une image CTX projeté par-dessus, et le modèle corrigé par photoclino­métrie, dont l'amplitude de la topographie a été exagérée d'un facteur 20 pour améliorer la visibilité des différences entre les deux modèles. Le plateau que l'on pense responsable du réflecteur identifié dans les données SHARAD a été entouré en noir sur les deux figures, et on remarque qu'il était affaissé vers la droite de la figure pour le modèle HRSC. Sur le modèle corrigé par photoclino­métrie en revanche, le plateau a été redressé et peut potentiellement renvoyer du signal au radar sur la simulation. Dans la suite, le modèle corrigé par photoclino­métrie sera aussi appelé « HCPC » pour « HRSC Corrigé par Photoclino­métrie avec CTX ». La figure 5.14 est une visualisation comparative des modèles de terrain MOLA, HRSC et HCPC sur la zone d'intérêt, avec en couleurs l'altitude. Cette visualisation nous permet de mieux appréhender les différences de résolution entre ces MNT.

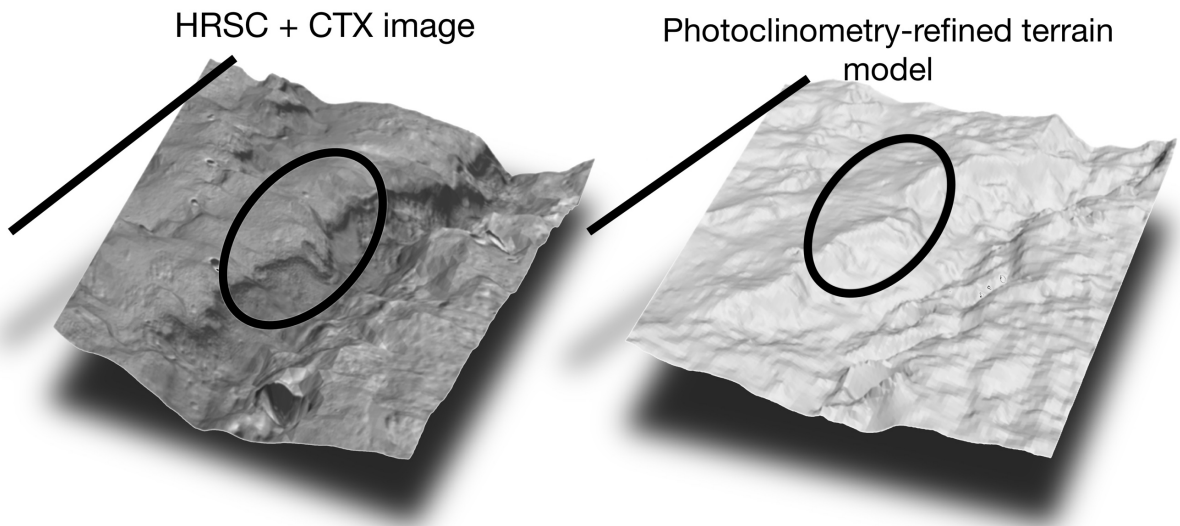


Figure 5.13. Modèle de terrain HRSC avec une image CTX projetée par-dessus (gauche) et modèle corrigé par photoclino­métrie (droite). Le plateau que l'on pense responsable du réflecteur observé sur les données SHARAD est entouré en noir. La ligne noire sur chaque modèle de terrain représente la trace au sol pour le jeu de données SHARAD n°5128501. La topographie a été exagérée d'un facteur 20 sur les deux MNT.

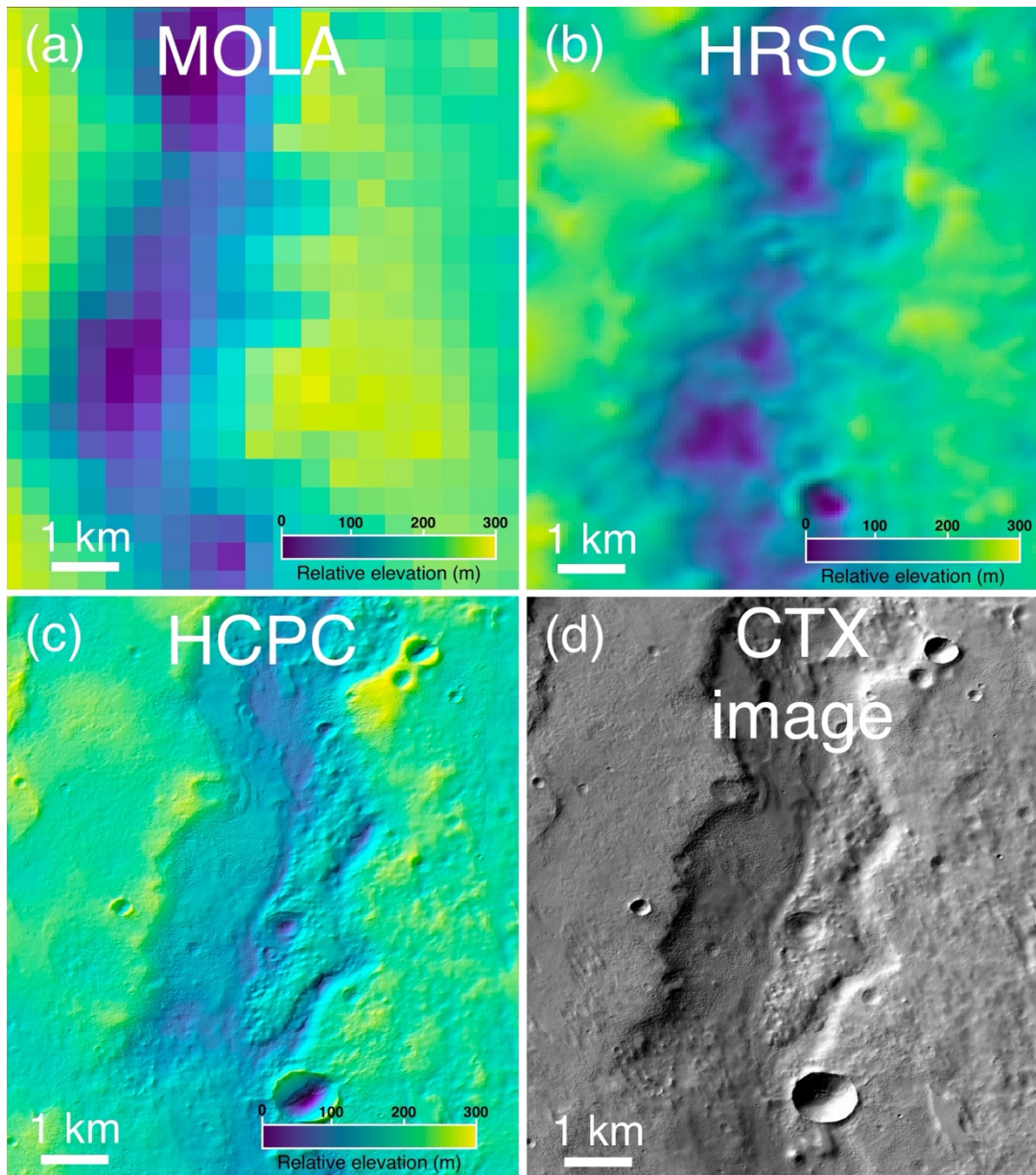


Figure 5.14. Topographie en couleur et ombrée pour comparer le modèle de terrain HRSC original (b) au MNT HCPC (c), corrigé par photoclinoétrie avec une image CTX (d). On constate le niveau de détail accru ainsi que la meilleure représentation de la rugosité de la surface. Le modèle de terrain MOLA est visible en (a), à titre de comparaison sur le plan de la rugosité et du niveau de détails.

Pour visualiser la différence entre ces deux modèles, on trace un profil topographique pour le modèle HRSC original et le modèle HCPC corrigé par photoclinoétrie sur la figure 5.15. On note la différence d'inclinaison du plateau, visible dans le rectangle pointillé. Pour une meilleure visualisation, les échelles verticales et horizontales ne sont pas les mêmes sur cette figure.

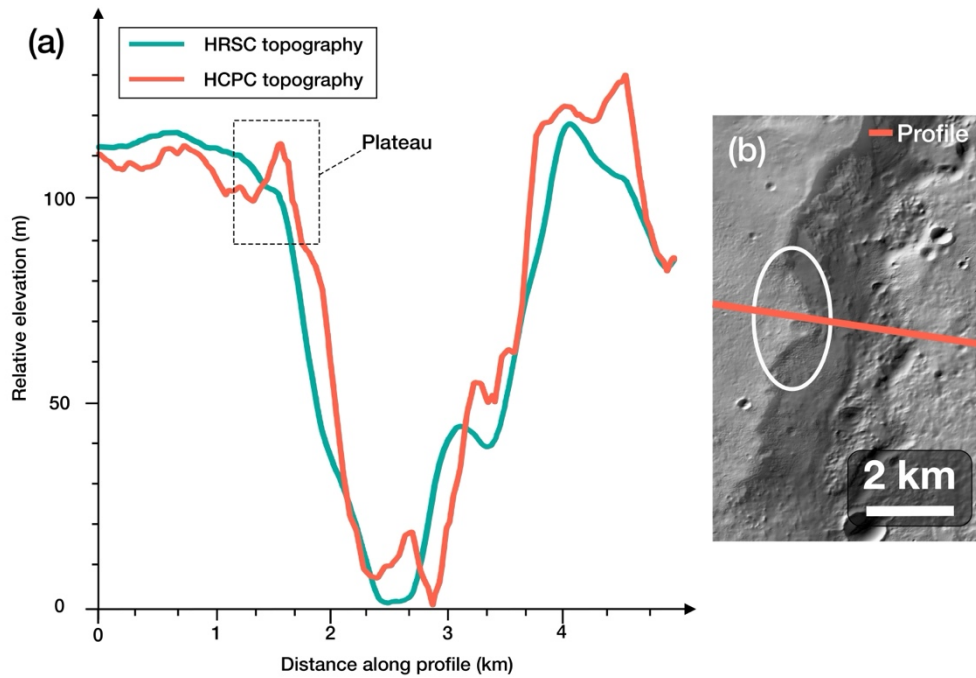


Figure 5.15. (a) Profils altimétriques du modèle HRSC et du modèle HCPC, corrigé par photoclinoétrie. Le profil utilisé est représenté sur la figure (b) à droite, il est perpendiculaire à la trajectoire de SHARAD et coupe le plateau en son centre. Une ellipse blanche représente ce dernier sur la figure de droite.

5.5.1 Première simulation avec le modèle corrigé par photoclinoétrie

Une fois le modèle corrigé, nous pouvons procéder à la simulation, représentée sur la figure 5.16. Le modèle de terrain ne couvrant pas le nadir, une partie des premiers échos ne sont pas reproduits sur la simulation. Cette dernière comporte beaucoup de clutter, et il est difficile de distinguer les échos individuellement, particulièrement l'écho entouré en blanc, qui est censé apparaître sur la simulation mais qui n'est pas clairement identifiable ici. Afin de comprendre l'origine de ce phénomène et de savoir si le plateau a été correctement corrigé, on procède à une étude statistique comparative avec une zone que l'on sait renvoyer des échos radar.

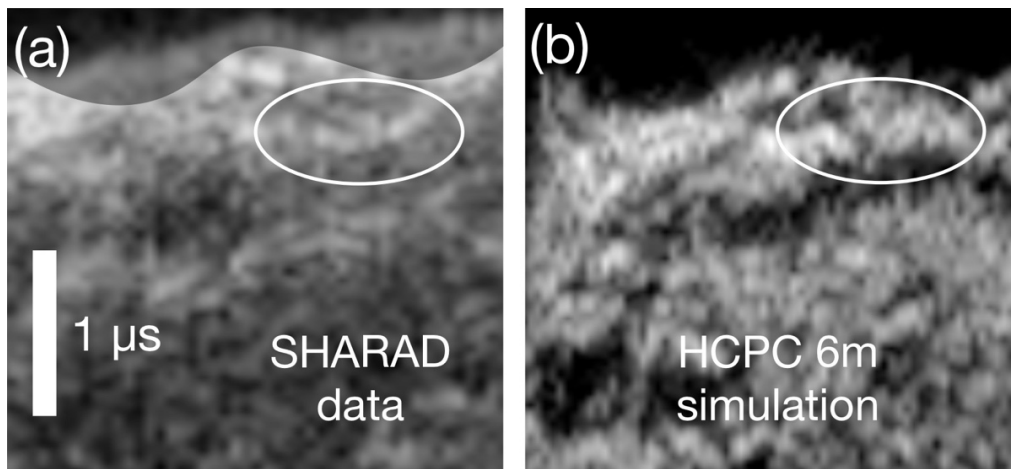


Figure 5.16. Comparaison entre le jeu de données SHARAD n°5128501 (a) et la simulation faite avec le modèle de terrain corrigé par photoclinoétrie, appelé HCPC (b). On note un masque grisé sur le haut des données

SHARAD, qui correspond à l'étendue des données non simulées par le modèle HCPC, compte-tenu du fait que son emprise ne couvre pas le nadir. Le réflecteur attendu est entouré en blanc.

5.5.2 Analyse statistique du modèle corrigé par photoclinométrie

Cette analyse compare le modèle HRSC original et le modèle corrigé par photoclinométrie, sur deux zones distinctes représentées sur la figure 5.17. La zone au sud, représentée par le contour jaune, est la zone du plateau potentiellement responsable du réflecteur observé sur les données SHARAD. La zone au nord est, elle, une zone de contrôle, un autre plateau sur lequel nous avons cette fois identifié un réflecteur sur les données SHARAD qui est aussi présent sur la simulation avec le modèle HRSC. Les deux zones ont été choisies de sorte à avoir la même surface totale d'environ 1,5 km². Les grandeurs étudiées ici sont la distance entre chaque facette de la zone du MNT et le radar, et l'angle entre la normale à chaque facette et la direction entre celle-ci et le radar. Ces deux grandeurs sont calculées pour une position du radar correspondant à la projection de la facette sur la trace au sol, c'est-à-dire que la position de la sonde est prise de sorte à ce que la facette soit au zéro-Doppler. En comparant les angles moyens rapportés dans le tableau 5.1, on remarque qu'il y a une grande différence entre les deux plateaux pour le modèle HRSC (1,34° en moyenne pour le plateau Nord, et 4,26° pour le plateau Sud). Cette différence est attendue puisque le plateau sud ne renvoie pas de réflecteur sur la simulation contrairement au plateau nord. Sur le modèle corrigé par photoclinométrie en revanche, les angles moyens entre les deux zones d'étude sont similaires, autour de 1,2°, confirmant l'interprétation visuelle de la figure 5.13 selon laquelle le plateau responsable du réflecteur a été redressé. Une zone de la taille du plateau Sud, et ayant une orientation moyenne de 1° devrait retourner du signal, à la manière du plateau Nord du modèle de terrain HRSC. Cependant, l'écart-type des angles des facettes n'est pas le même entre les deux MNT. En effet, il se trouve aux alentours de 4° pour le modèle corrigé par photoclinométrie, et 0,5° pour le modèle HRSC. Cela veut dire que la rugosité est bien plus forte sur le modèle HCPC, sûrement dû à une surestimation des pentes petite échelle lors de la photoclinométrie. Cela confirme notre observation sur la simulation (figure 5.16) sur laquelle on voit plus de clutter.

Tableau 5.1. Comparaison de la statistique de l'angle et de la distance de chaque facette des modèles de terrain HCPC et HRSC, pour les deux plateaux représentés sur la figure 5.17.

HCPC	Plateau Nord	Plateau Sud
Angle moyen (°)	1,05	1,31
Écart-type de l'angle (°)	3,24	4,36
Écart-type de la distance (m)	23,13	27,33
HRSC	Plateau Nord	Plateau Sud
Angle moyen (°)	1,34	4,26
Écart-type de l'angle (°)	0,1	0,6
Écart-type de la distance (m)	20,30	26,61

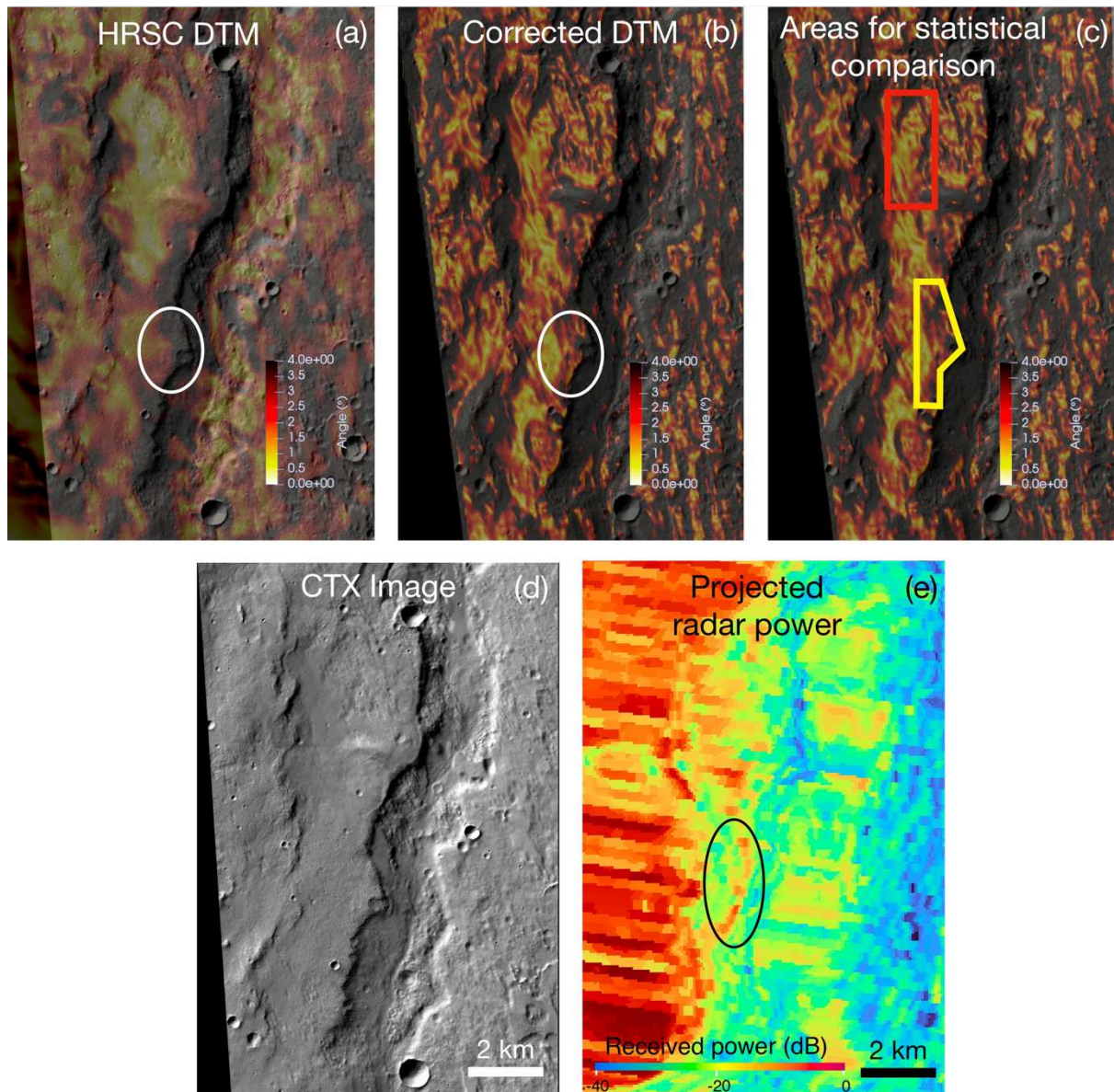


Figure 5.17. (a) et (b) : angles d'incidence pour le modèle HRSC et le MNT corrigé par photoclinométrie. L'ellipse blanche représente la localisation potentielle du réflecteur observé sur les données SHARAD. (c) : zones utilisées pour la comparaison statistique. Le contour jaune représente le plateau potentiellement responsable du réflecteur observé dans les données SHARAD, et le contour rouge représente une zone de contrôle, pour laquelle un écho radar a été mesuré sur la simulation HRSC. (d) Image CTX pour référence. (e) Projection des données SHARAD sur un modèle de terrain HRSC.

5.5.3 Simulation avec un modèle filtré

Pour pallier le problème de variabilité des angles des facettes à petite échelle du modèle HCPC, nous avons effectué une transformation en ondelettes du modèle de terrain, et l'avons filtré à 320m. Ce filtrage va permettre de supprimer les variations petite échelle de la surface du MNT, et donc de réduire le clutter observé sur la simulation, tout en gardant la topographie plus grande échelle corrigée. Des profils topographiques comparatifs de ces deux modèles sont présentés sur la figure 5.18. Le radargramme de la simulation est visible sur la figure 5.19.c, sur laquelle la position du réflecteur dû au plateau Sud est entourée en blanc. En comparant ce radargramme avec la simulation faite avec le modèle non filtré figure 5.19.b, on constate la nette amélioration de la lisibilité, par la diminution du clutter. Sur la figure f, est représentée une composition RVB avec les données SHARAD en rouge et la simulation sur les canaux bleu et vert (en cyan). Cette représentation permet de mettre en évidence les zones où les deux radargrammes comportent les mêmes structures, plus blanches que le reste de l'image (lorsque les canaux rouge, vert et bleu ont la même valeur, l'image est alors blanche). Sur ces radargrammes, on constate que le réflecteur identifié par Adeli *et al.* (2019) est bien présent sur la simulation, ce qui confirme donc l'hypothèse selon laquelle il vient de la surface.

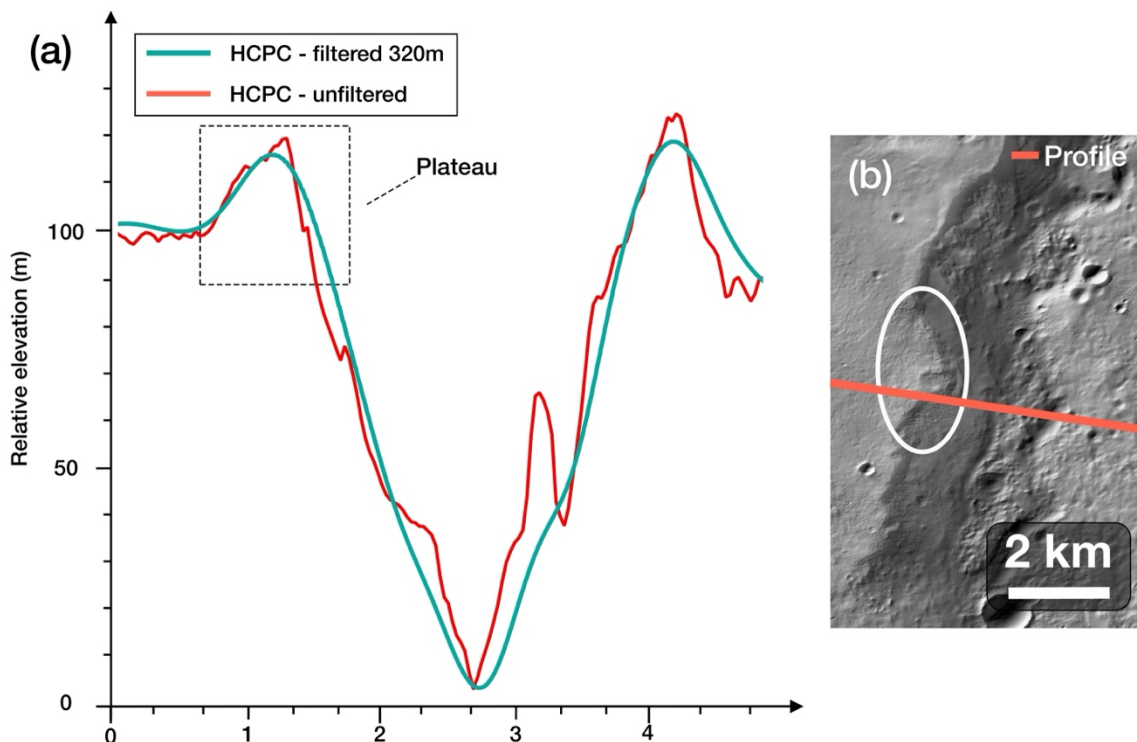


Figure 5.18 (a) Comparaison entre les profils topographiques croisant le plateau pour le modèle corrigé par photoclinométrie, et sa version filtrée à 320m. La trace du profil est représentée sur la figure de droite (b).

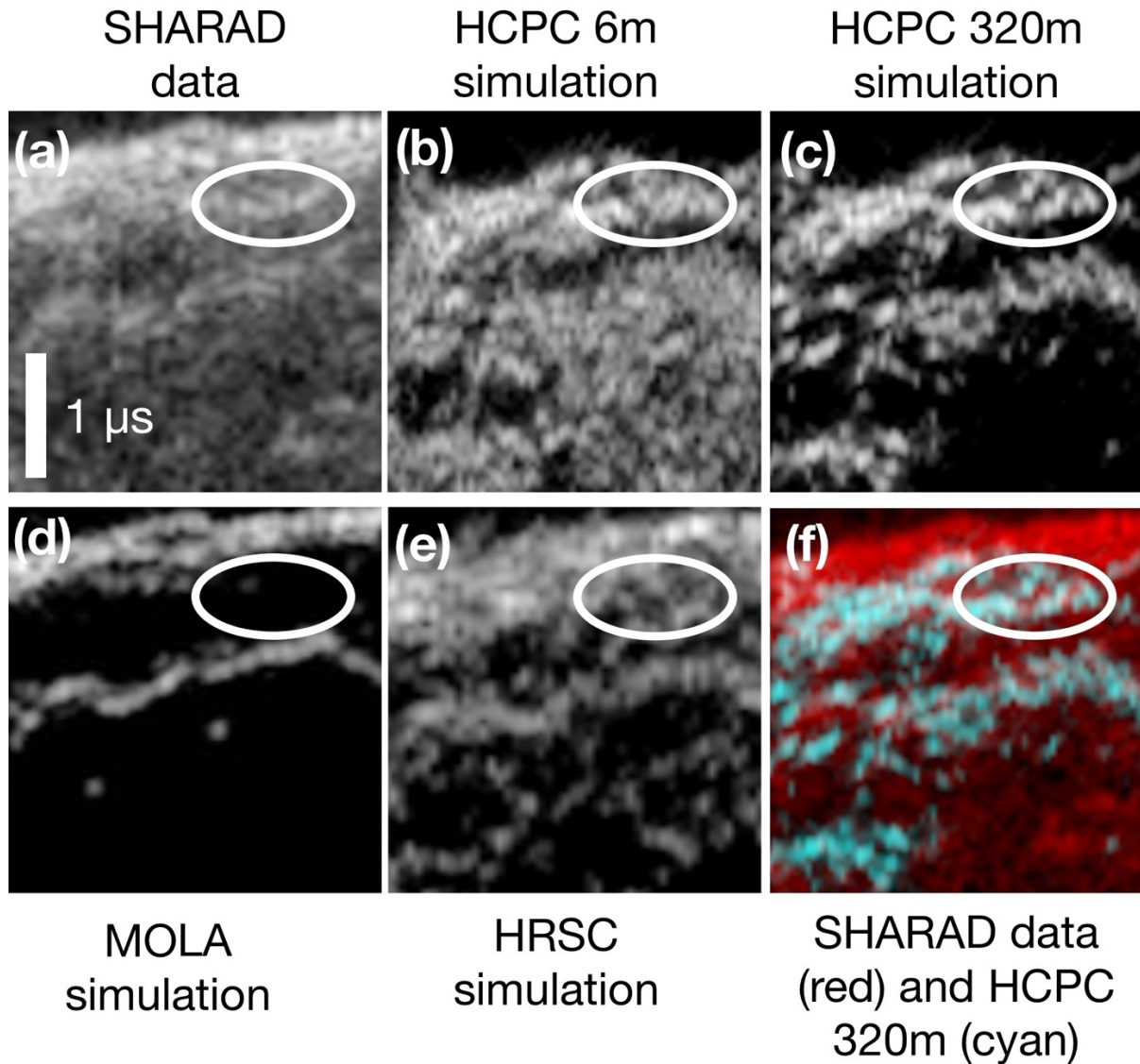


Figure 5.19. Simulations centrées sur le réflecteur (entouré en blanc) identifié dans le jeu de données SHARAD n°5128501. (a) : Radargramme des données SHARAD. (b) : Radargramme de la simulation avec le modèle HCPC original. (c) : radargramme de la simulation avec le modèle HCPC filtré. (d) et (e) : Radargrammes des simulations faites avec MOLA et HRSC pour comparaison. (f) : Superposition RVB entre les données SHARAD et la simulation en utilisant le modèle corrigé par photoclinoétrie filtré à 320m. Les données SHARAD sont sur le canal rouge et la simulation sur les deux autres canaux.

5.5.4 Visualisation de la phase du signal à la surface

Afin de visualiser la localisation des échos sur la surface pour les différents modèles de terrain et de confirmer l'impact de la correction du modèle HRSC par photoclinoétrie, nous avons procédé comme décrit section 5.3.3 et cartographié la phase du signal par calcul de la distance entre les points des modèles de terrain et le radar. Sur la figure 5.20.a, où l'on rappelle la carte d'évolution de la phase pour le MNT MOLA, les zones de phase stationnaire sont très marquées, menant au radargramme avec des échos clairs et très peu de « parasites » visible sur la figure 5.19. Sur le MNT HCPC figure 5.20.b, on voit des zones de taille moyenne (quelques centaines de mètres de côté) réparties quasiment uniformément

sur la surface. C'est ce qui crée tous les réflecteurs visibles sur la simulation visible sur figure 5.19.b, à la manière du modèle HRSC. Enfin, sur le modèle filtré à 320m figure 5.20.c, la distinction est nettement plus claire entre les zones de phase stationnaire ou non. On constate que l'ellipse blanche représentant le plateau responsable du réflecteur est maintenant une zone stationnaire, qui est confirmée par la simulation de la figure 5.19.c. Bien qu'elle ait aussi introduit une rugosité qui créait beaucoup de clutter sur la simulation avec le modèle à 6m de résolution horizontale, la photoclino-métrie a permis de raffiner la topographie et de corriger le plateau que l'on suspectait responsable du réflecteur visible sur les données SHARAD et pas sur la simulation avec le modèle HRSC.

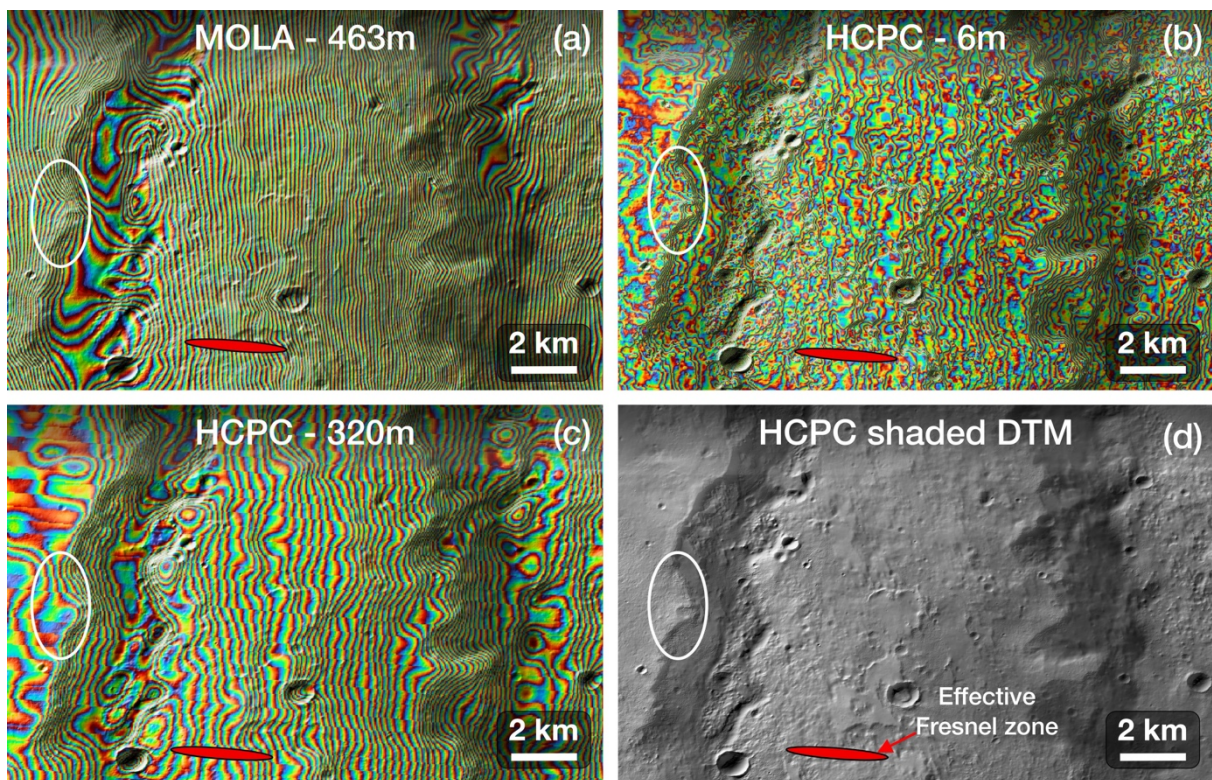


Figure 5.20. Cartographie de la phase du signal radar à la surface de différents MNT : un modèle MOLA (a), le modèle corrigé par photoclino-métrie (b), et ce même modèle filtré à 320m (c). Les ellipses blanches représentent la localisation du réflecteur identifié sur la figure 5.19. Les ellipses rouges représentent la taille de la zone de Fresnel effective, comprimée le long de la trajectoire par la synthèse SAR.

5.6 Conclusions sur les simulations radar avec des modèles haute résolution

Cette étude a permis de montrer que, bien que les simulations de données SHARAD sur des modèles MOLA soient suffisantes pour étudier des réflecteurs profonds dans des régions peu rugueuses et avec des structures grande échelle comme les moyennes latitudes Nord ; pour des régions rugueuses avec des réflecteurs peu profonds, la résolution de ces modèles de terrain n'est pas suffisante pour reproduire correctement les plus fins des échos visibles sur les données SHARAD. L'étude des réflecteurs peu profonds (de l'ordre de quelques dizaines de mètres) dans des zones rugueuses comme les moyennes latitudes Sud implique l'utilisation de MNT plus détaillés, qui sont les modèles optiques. Ces modèles sont effectivement plus performants pour la simulation que leurs équivalents en altimétrie laser, mais ils demandent toutefois certaines précautions. Premièrement, la couverture en modèle de terrain est généralement inversement proportionnelle à leur résolution, allant de quasiment 100% pour les modèles HRSC, à quelques pourcents pour les MNT HiRISE. Cela implique de trouver des modèles alternatifs pour certaines régions. Un autre aspect à prendre en compte avec les modèles de terrain générés par photogrammétrie, est que cette technique permet d'estimer et non de mesurer la topographie, ce qui veut dire qu'elle peut introduire des biais petite et grande échelle. Les biais très grande échelles peuvent être corrigés à l'aide de points de mesure laser et d'une méthode de type ICP (cf. 5.5.1), mais les erreurs petite échelle doivent entrer en compte lors de l'estimation de la confiance de la détection. Ces erreurs sont très difficiles à prévoir lors de la génération du MNT car elles dépendent fortement de la topographie locale, de l'éclairage de la scène, de la quantité d'aérosols dans l'air brouillant l'image, et de la qualité des images optiques en elles-mêmes. Dans cette étude, nous avons aussi vu que les simulations radar étaient très sensibles à des artefacts à petite échelle, ajoutant du bruit aux simulations, ce qui peut masquer tout ou partie des réflecteurs dans une zone donnée. Le filtrage des modèles de terrain à des échelles plus grandes permet de limiter ces erreurs petite échelle, en dégradant la résolution du modèle de surface. Les simulations pour l'analyse de données SHARAD doivent donc être faites en gardant à l'esprit ces possibles erreurs, d'autant plus pour l'étude de réflecteurs peu profonds dans des terrains rugueux. Nous avons aussi vu que la photoclinométrie permet de pallier le manque de disponibilité de paires stéréo CTX, et donc d'effectuer une analyse plus poussée des régions non couvertes par ces modèles de terrain.

La comparaison des simulations aux données radar a montré que l'on pouvait détecter des artefacts d'une taille allant jusqu'à une fraction de la zone de Fresnel sur les modèles de terrain utilisés. Sur le MNT corrigé par photoclinométrie, nous avons par exemple vu que les erreurs d'estimation de la topographie à des petites échelles de 6 à 50m pouvaient détruire la cohérence de la phase du signal, masquant les échos réels. Nous avons aussi vu que les modèles de terrain optiques, malgré leur haute résolution permettant de reproduire des petites structures, comportaient des artefacts à petite et grande échelles, menant parfois à de fausses ou non-détections d'échos souterrains sur les données radar. Les simulations

radar sont donc un outil performant pour évaluer la qualité d'un MNT, à des niveaux qu'il serait difficile d'atteindre avec une comparaison visuelle. Les données radar nous donnent une référence quant aux structures de surface, qui nous permet, après comparaison avec la simulation, d'évaluer l'échelle et la quantité d'artéfacts présents dans le modèle de surface. Cette capacité va être très utile pour des missions sur des corps pour lesquels les données altimétriques de référence (*i.e.* les données laser) ne sont pas ou peu disponibles, comme avec REASON sur Europa Clipper ou le radar RIME à bord de la sonde JUICE.

Cette étude a permis la mise en œuvre d'outils et de méthodes d'analyse de données radar, qui seront utiles pour l'étude de Mars, mais qui sont transposables à différents scénarios d'observations comme avec les lunes glacées de Jupiter par exemple. La première méthode est la projection, qui permet de limiter l'impact des erreurs de modèles de terrain, particulièrement lors de l'étude de réflecteurs peu profonds, lorsque l'on s'intéresse à des zones proches du nadir. Deuxièmement, la méthode de cartographie de la phase du signal sur un modèle de terrain, permet la compréhension de la géométrie des zones correspondant à des réflecteurs de surface. Cette cartographie est intéressante à comparer avec la projection, pour visualiser les échos venant probablement de la surface et ceux venant du sous-sol. Nous avons aussi adapté et ajouté des fonctions à SPRATS pour l'observation de Mars avec SHARAD, notamment une fonction permettant de générer des zones SAR radiales, référencées par rapport à l'aréoïde martien de sorte à correspondre à la géométrie des données SHARAD. À présent, nous sommes capables de simuler le signal SHARAD pour n'importe quel modèle de terrain, sous réserve que le temps de calcul soit raisonnable, et de s'adapter aux différents scénarios d'observation en réglant les paramètres de durée de synthèse et de multilook.

Partie B : Étude radar de Phobos avec MARSIS

Cette seconde partie sera divisée en deux chapitres, dont le premier sera consacré à l'étude de l'intérieur de Phobos avec les données MARSIS. Le but sera d'essayer de détecter des interfaces souterraines traduisant une inhomogénéité de la lune martienne, en appliquant nos méthodes de traitement de données radar, principalement la synthèse SAR et les simulations. Jusqu'à lors, aucune analyse de données MARSIS n'a permis de détecter de telles interfaces, mais l'idée ici est que l'amélioration du rapport signal sur bruit apporté par la synthèse SAR pourrait permettre la détection de réflecteurs souterrains moins brillants. Nous appliquerons aussi, en plus de la comparaison avec des simulations cohérentes, la méthode de la projection de données sur un modèle de forme comme utilisée sur Mars avec SHARAD, afin d'aller plus loin dans l'analyse des jeux de données. Cette analyse a été faite de manière systématique pour tous les jeux de données MARSIS sur Phobos, et une partie de ces derniers sera présentée ici.

Dans un second chapitre, nous montrerons comment, à partir de la comparaison entre les simulations et les données MARSIS, nous sommes capables d'utiliser ces dernières pour contraindre l'orbite de Phobos.

6 ANALYSE DES DONNÉES MARSIS SUR PHOBOS

La structure interne de Phobos n'a pas encore été déterminée avec certitude, mais les études récentes proposent une structure homogène à légèrement hétérogène (Rosenblatt, *et al.*, 2010; Rambaux *et al.*, 2012; Pätzold *et al.*, 2014 ; cf. 1.2.2). Si l'intérieur de Phobos comporte des hétérogénéités, le sondage radar pourrait permettre de les révéler. L'orbite de Mars Express très excentrique et quasi-polaire permet au radar sondeur à son bord, MARSIS, de sonder Phobos à la recherche d'interfaces souterraines. Pour le moment, aucune interface n'a été détectée par comparaison avec des simulations, seule la compression d'impulsion a été faite sur ces données. Phobos mesurant 26 km * 23 km * 18 km (Willner *et al.*, 2014), on peut espérer sonder une partie non négligeable de l'intérieur avec MARSIS. Dans ce chapitre, nous proposons donc d'appliquer une synthèse SAR sur les jeux de données MARSIS d'observation de Phobos, afin d'améliorer le rapport signal sur bruit et d'essayer de détecter de potentielles interfaces souterraines par comparaison avec des simulations cohérentes, et en utilisant d'autres outils d'analyse développés pour l'observation de Mars avec SHARAD. Nous allons aussi détailler le fonctionnement de MARSIS spécifique à Phobos et les différents traitements appliqués.

6.1 Fonctionnement de MARSIS pour l'observation de Phobos

Le "Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding" (MARSIS) (Picardi *et al.*, 2005) est un radar basse fréquence à synthèse d'ouverture en orbite martienne à bord de Mars Express (MEX), actif depuis le 4 Mai 2005. MARSIS peut fonctionner sur deux modes distincts : le mode sondage de l'ionosphère (AIS) et le mode de sondage du sous-sol « subsurface sounding » (SS). Nous utiliserons uniquement les données du mode SS pour notre analyse. Dans ce mode, l'instrument émet sur quatre bandes possibles, de 1MHz de largeur de bande et centrées respectivement sur 1.8, 3, 4, et 5MHz.

En observation martienne, MARSIS utilise deux fenêtres d'émission et de réception. Le radar émet un premier signal modulé en fréquence puis un deuxième. Ces deux signaux émis constituent les deux fenêtres d'émission. Ensuite, à un minimum de 1600µs après la première fenêtre d'émission, la première fenêtre de réception s'ouvre, suivie de la deuxième. Cette opération est reproduite avec une fréquence (PRF) de 127.267Hz. Le délai minimum entre l'ouverture de la fenêtre d'émission et celle de réception est une limitation logicielle qui jusqu'à 2022 ne pouvait pas être abaissée. De part cette limite, MARSIS ne peut pas observer à une distance inférieure à 240km. Cependant, une astuce consistant à utiliser la seconde fenêtre d'émission avec la première fenêtre de réception permet d'abaisser la distance minimale à 180km (figure 6.1).

En fonctionnement normal, MARSIS effectue un traitement SAR rudimentaire à bord, ce qui permet de limiter le volume de données transmises au sol. Un mode « flash memory »

permet d'enregistrer tous les échos reçus par le radar et d'effectuer le traitement SAR avec les outils au sol pour un traitement plus détaillé. La totalité des jeux de données MARSIS que nous étudions ont été acquis avec ce mode de fonctionnement.

En 2022, une mise à jour du logiciel de MARSIS a permis la réduction de la distance minimale à 45km (Cicchetti *et al.*, 2023). Cependant, tous les jeux de données que nous possédons ont été acquis avec l'ancien logiciel. C'est pourquoi certaines approches sont coupées en deux parties, là où la distance entre MEX et Phobos est suffisante (voir figure 6.2).

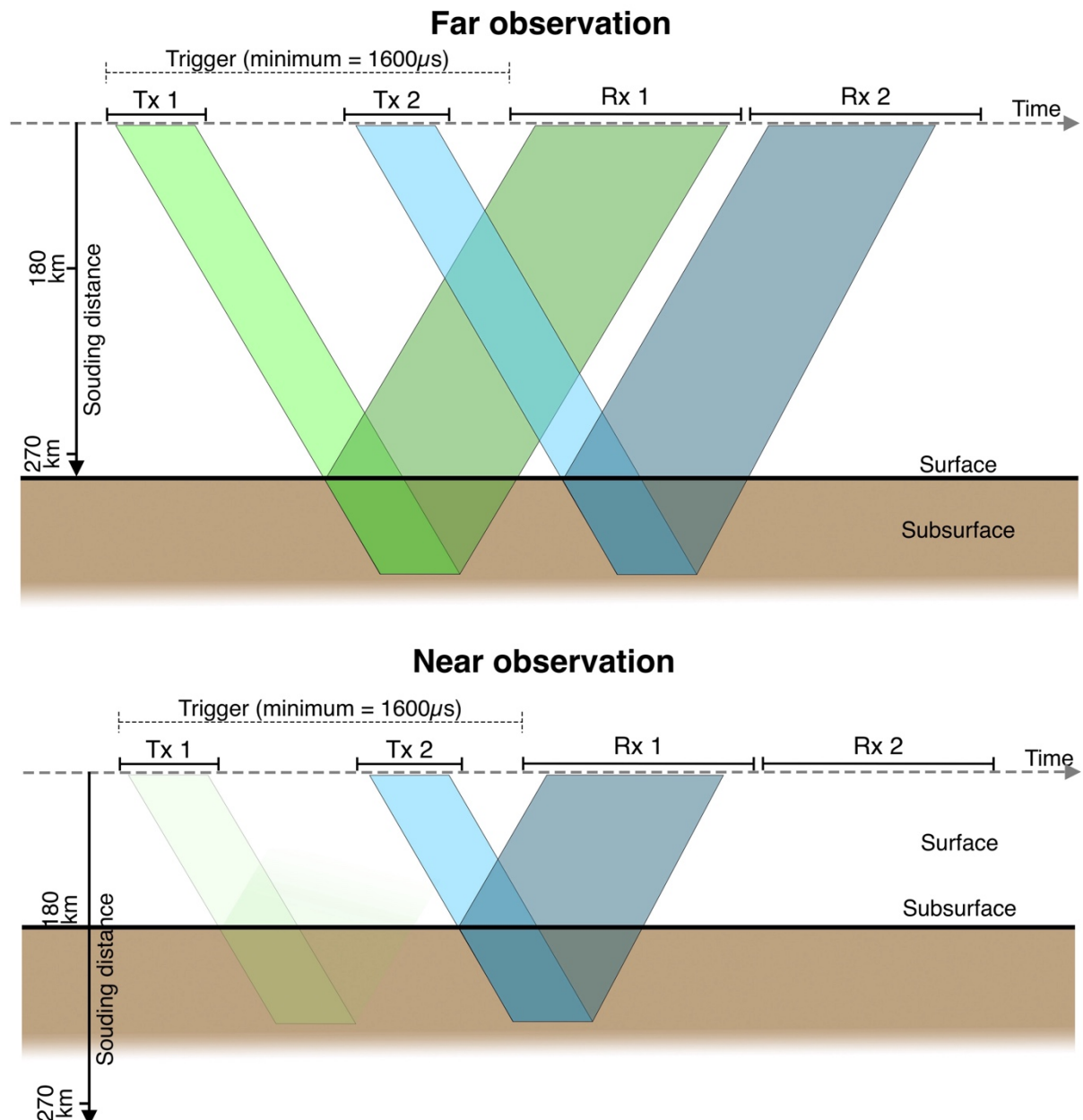


Figure 6.1. Schéma de fonctionnement de l'émission et réception du signal de MARSIS pour une observation à une distance nominale (haut), et le mode dédié à l'observation proche de Phobos (bas).

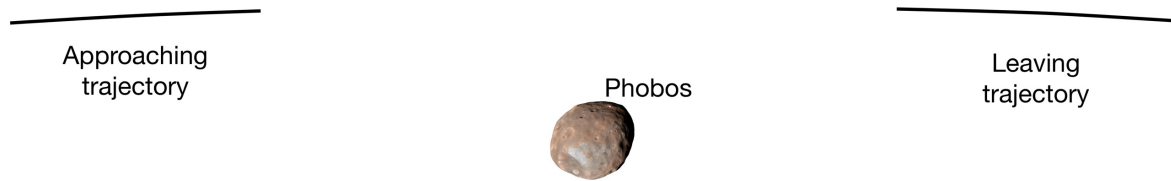


Figure 6.2. Schéma de l'observation de Phobos avec MARSIS lors d'une approche à moins de 180km. Le jeu de données est scindé en deux parties.

6.2 Analyse des données MARSIS pour l'étude de Phobos

Le but ici est de détecter des potentielles interfaces sous la surface de Phobos avec des données MARSIS, pour déterminer si l'intérieur de Phobos est inhomogène. Un écho radar venant du sous-sol de Phobos pouvant arriver avec le même retard qu'un écho de surface en dehors du nadir (2.1.3.4), la principale méthode pour les discriminer est la comparaison des données MARSIS avec des simulations des échos de surface. Ces simulations sont faites grâce aux informations de trajectoire de Phobos et de MEX, et à un modèle de terrain.

Dans cette section, nous détaillerons le processus d'analyse pour plusieurs jeux de données. La première étape sera la synthèse SAR des données MARSIS, afin de localiser les échos dans un plan et d'améliorer le rapport signal sur bruit. Deuxièmement, nous comparerons ces synthèses aux simulations correspondantes, et enfin, pour les jeux de données où il resterait une ambiguïté, nous projeterons les données MARSIS sur un modèle de forme.

6.2.1 Synthèse SAR des données MARSIS

6.2.1.1 *Géométrie d'observation*

Afin d'effectuer le traitement SAR, de la même manière que pour SHARAD, il nous faut les éphémérides de MEX et de Phobos, et aussi définir une zone sur laquelle faire la synthèse SAR. Les éphémérides de MEX sont disponibles via les kernels SPICE, trouvables sur le site de la « Navigation and Ancillary Information Facility » (NAIF). Pour ce qui est de l'orbite de Phobos, un kernel nommé mar097 est disponible sur ce même site. Pour notre étude, nous avons utilisé un kernel appelé NOE-4-2020 (Lainey *et al.*, 2021), que nous avons estimé comme étant plus précis (cf. 7.2.2). Pour cette étude, nous nous plaçons dans le référentiel de Phobos. Les éphémérides de MEX et Phobos étant exprimées dans le référentiel martien, nous appliquons une transformation à l'aide de SPICE.

Le but des mesures radar sur Phobos étant d'en sonder l'intérieur, les zones SAR choisies sont des plans qui coupent Phobos en son centre, et qui incluent la trajectoire. À l'échelle du scénario d'observation, les trajectoires peuvent être considérées comme des lignes droites. Ce sont en réalité des portions de paraboles, mais la différence avec une ligne

droite est d'au maximum quelques mètres, soit une fraction de la longueur d'onde de MARSIS. La figure 6.3 décrit la géométrie d'observation et l'orientation de la zone SAR, pour un scénario quelconque. Toutes les zones SAR sont des carrés de 30km*30km dont l'un des côtés est parallèle au segment reliant le point médian de la trajectoire au centre de Phobos. Cette direction sera appelée « *Range* » par la suite. Ce choix de zone permet d'avoir la même direction de sondage apparente pour chaque jeu de données, et de se ramener à ce que l'on voit pour un cas d'observation martien à savoir la surface représentée horizontalement.

La géométrie d'observation diffère quelque peu de celle utilisée pour Mars, car ici pour certains jeux de données, comme pour le cas présenté sur la figure 6.3, le « *range* » et le Doppler ne sont pas perpendiculaires, de même que les directions « *range* » et « *along-track* ». C'est pourquoi ici le *range* est mis entre guillemets, car il ne correspond pas totalement à la définition donnée pour un cas d'observation martienne.

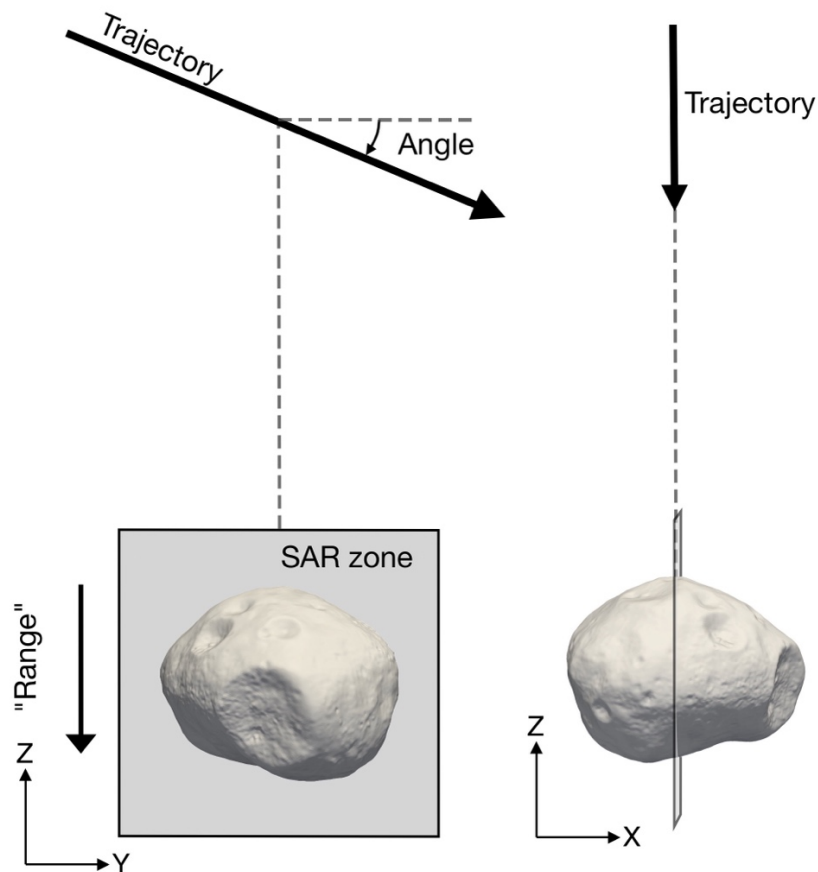


Figure 6.3. Schéma décrivant la géométrie d'observation de Phobos avec MARSIS, et définissant la zone SAR.

6.2.1.2 Premiers résultats de synthèse SAR

La première étape pour l'analyse des données MARISS sur Phobos a donc été la synthèse SAR. En effet, sur les données non synthétisées, dont un exemple est visible sur la figure 6.4.a, les réflecteurs à la surface de Phobos forment des hyperboles, dues à la géométrie de l'observation. Après la synthèse, on obtient une visualisation de la provenance des échos dans le plan de la zone SAR (figure 6.4.b). La synthèse SAR, en plus de permettre une localisation précise des échos de surface rendant plus aisées les interprétations, permet

d'augmenter le rapport signal sur bruit. En effet, comme on peut le voir sur la figure 6.4, le niveau du bruit sur les données avant synthèse est de l'ordre de -20 à -25 dB par rapport au signal le plus puissant, alors que pour les données après synthèse, il est autour des -40dB. Cette amélioration du rapport signal sur bruit est due au fait que le signal se somme de manière cohérente, alors que le bruit, de phase et de module aléatoires, va se sommer de manière incohérente.

Cette visualisation en coupe de la synthèse SAR, de la même manière que pour l'observation martienne, nous permet de visualiser les échos dans une coupe radiale. Cependant, un écho de surface qui viendrait d'un point en dehors du plan de synthèse SAR apparaîtrait sous l'écho principal sur les données synthétisées, il pourrait donc être confondu avec un écho souterrain. Pour remédier à ce problème, de la même manière que ce que nous avons fait pour Mars, nous allons simuler la partie des échos venant de la surface pour pouvoir les éliminer visuellement sur les données MARSIS.

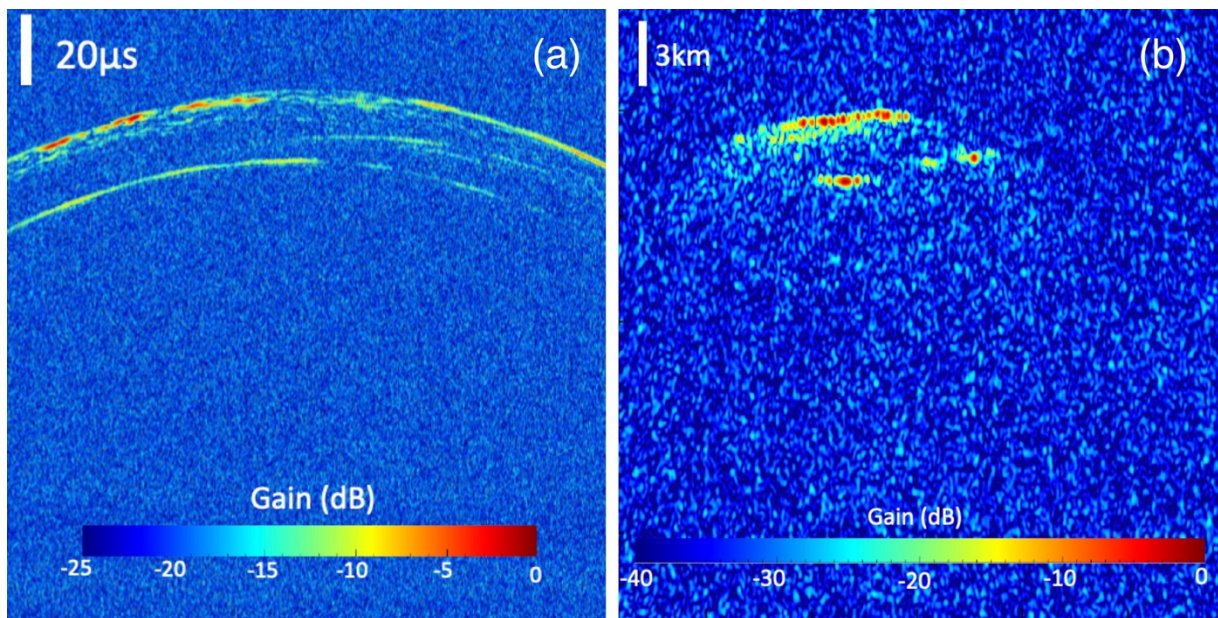


Figure 6.4. Données uniquement comprimées en temps court (a) et données après synthèse d'ouverture (b) pour le jeu de données MARSIS n°11634. À noter que les données avant synthèse sont représentées sur 25 dB, contrairement aux données après synthèse qui sont représentées sur 40 dB.

6.2.2 Simulations des échos de surface avec des modèles de forme

6.2.2.1 *Modèles de forme utilisés*

Pour les simulations de données MARSIS, nous utiliserons principalement deux modèles de forme différents. Le premier modèle (Willner *et al.*, 2014) a été réalisé par photogrammétrie, avec des données HRSC/MEX. Les points constituant le modèle de forme ont un espacement de 100m, ce qui est suffisant pour simuler la plupart des structures de surface, mais qui peut s'avérer limitant lorsqu'on regarde des détails plus fins. Le deuxième modèle utilisé sera celui de Ernst *et al.* (2023), qui est plus récent et se base sur la photoclinométrie. Il a été généré en utilisant des images de différents instruments ayant survolé Phobos au cours des cinquante dernières années, sur les sondes Viking, Phobos2,

Mars Global Surveyor, Mars Reconnaissance Orbiter, et Mars Express. Le modèle a un espacement de grille de 18m, et est bien plus détaillé que celui de Willner *et al.* (2014), notamment sur les faces montrées sur la figure 6.5. Sur le haut de cette figure, les stries que l'on peut voir sur les images optiques (cf. 1.2.1) sont clairement visibles sur le modèle de Ernst *et al.*, mais ne le sont pas du tout sur le modèle de Willner *et al.* (2014). On retrouve encore les avantages de la photoclinoétrie, dans sa capacité à reproduire sur les modèles 3D tous les détails de l'image optique. On voit aussi sur les deux images en bas de la figure 6.5 que certains artefacts dus à la photogrammétrie comme la rugosité artificielle visible sur le modèle de Willner *et al.* (2014) ont été corrigés dans le modèle photoclinoétrie. Ce modèle plus haute résolution est aussi disponible dans des versions dont la résolution a été dégradée, pour limiter le temps de calcul.

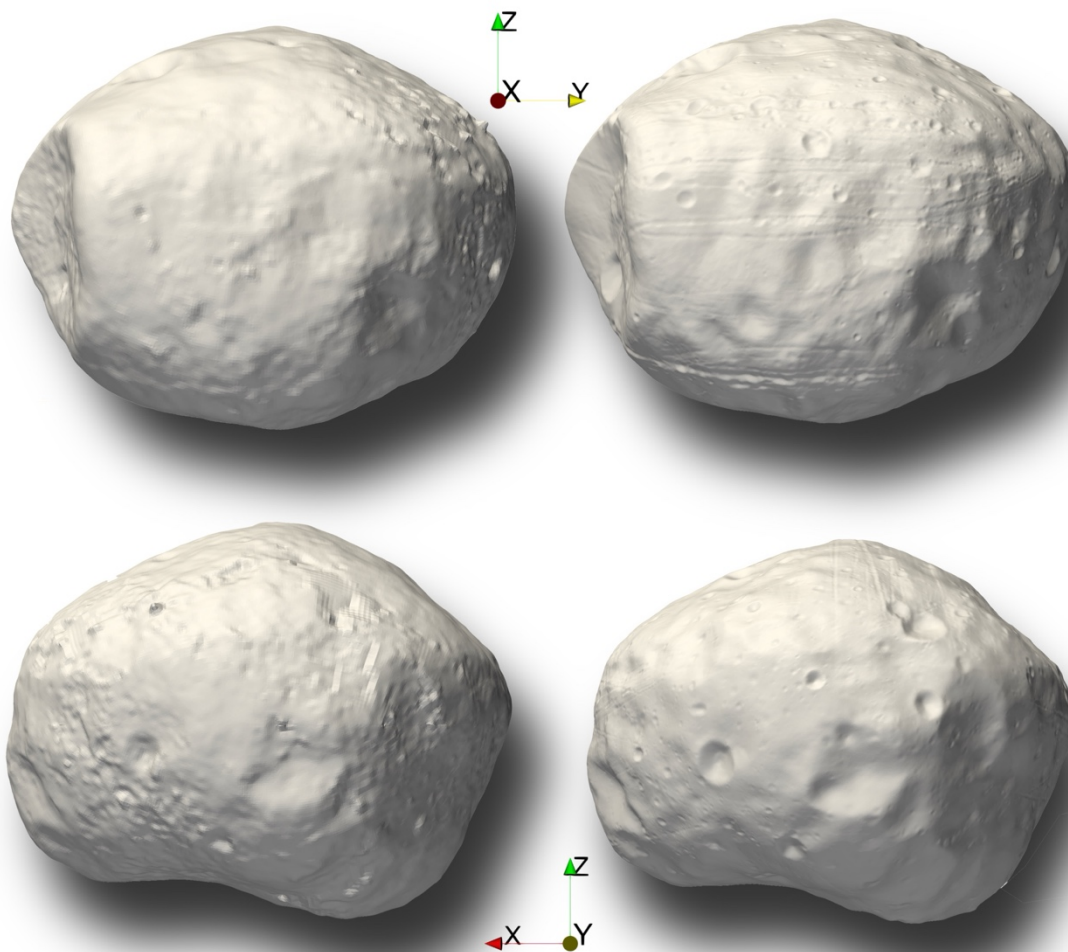


Figure 6.5. Deux modèles de formes de Phobos (gauche et droite) vus sous différents angles (haut et bas). À gauche, le modèle de forme de Willner *et al.* (2014), à droite celui de Ernst *et al.* (2023).

6.2.2.2 *Premiers résultats de simulation*

Grâce aux modèles de forme présentés ci-dessus, nous pouvons maintenant simuler le signal venant de la surface, de façon à détecter les potentielles interfaces souterraines sur les données MARSIS. Une première simulation est présentée figure 6.6, pour le jeu de données MARSIS n°11634 et le modèle de forme de Willner *et al.* (2014). Sur cette figure, on remarque que tous les réflecteurs les plus puissants (entre -20 et 0 dB sur les données MARSIS) apparaissent aussi sur la simulation tracée avec la même dynamique que les données MARSIS. On distingue des échos brillants arrivant après l'écho principal, venant de réflexions dites « off-nadir », c'est-à-dire d'une direction ne correspondant pas au nadir. Sur les deux images en bas de la figure, la simulation a été tracée sur différentes plages dynamiques afin de voir plus de détails, notamment les plus petits réflecteurs. En effet, les réflecteurs autour de -20 dB, en vert sur les données MARSIS, apparaissent autour de -45dB sur la simulation. Cela est majoritairement dû au fait que le modèle de forme ne présente pas de rugosité à petite et moyenne échelles (jusqu'à quelques centaines de mètres). Les échos les plus puissants donc ceux qui se réfléchissent sur des surfaces de plusieurs kilomètres de côté, le sont d'autant plus sur la simulation que sur les données MARSIS pour lesquelles la surface a une rugosité petite échelle diffusant le signal dans l'espace. Autrement dit, le signal simulé correspond à une réflexion quasi spéculaire sur la surface, la puissance incohérente (diffusion) reçue par le radar est peu présente sur la simulation. Étant donné le fait que l'on trace le signal en dB par rapport à l'écho le plus brillant du jeu de données, les échos les moins brillants vont se retrouver « écrasés » par la dynamique de l'image. De plus, les plus petites structures sont lissées sur le modèle de forme, atténuant la puissance des réflecteurs les plus petits. La représentation des simulations sur 60 et 100 dB permet une meilleure détection des échos de surface, et donc une meilleure interprétation des données MARSIS.

Sur le jeu de données MARSIS n°11634 présenté ci-après, après comparaison avec les simulations tracées sur différentes plages dynamiques, on ne détecte pas de réflecteurs présents sur les données réelles qui ne seraient pas présents sur la simulation. On peut toutefois distinguer sur les données MARSIS des zones ponctuelles pour lesquelles le signal est légèrement au-dessus du niveau de bruit moyen, entourés en blanc sur la figure 6.6.a, qui ne sont pas directement identifiables sur la simulation. Ces échos sont cependant de la taille de la cellule de résolution, il est donc difficile de déterminer avec certitude qu'ils ne constituent pas simplement du bruit. Il pourrait aussi s'agir d'une structure petite échelle à la surface, non reproduite par le modèle de terrain.

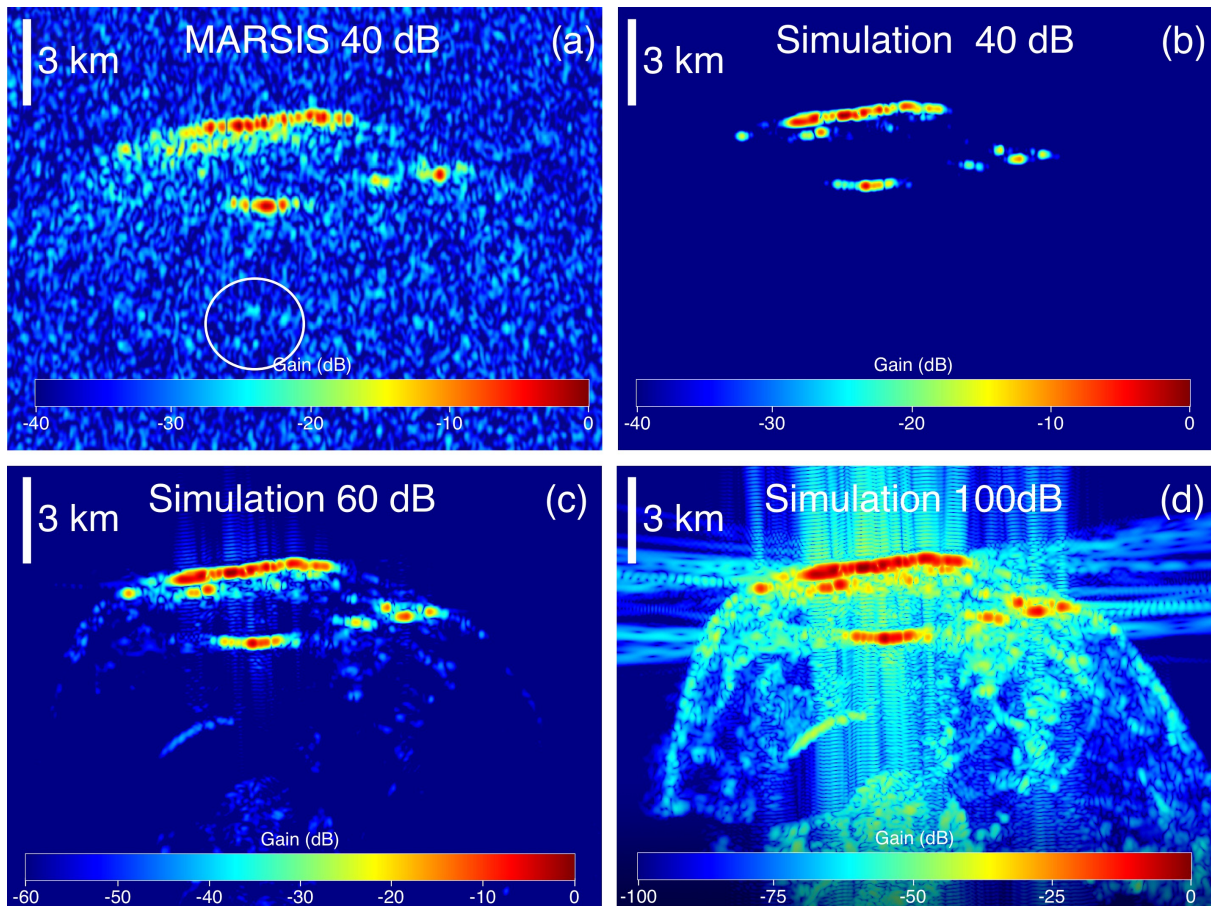


Figure 6.6. (a) : Synthèse SAR du jeu de données MARSIS n°11634, affiché sur 40 dB de dynamique. (b), (c) et (d) : Simulations du jeu de données MARSIS n°11634 avec le modèle de forme de Willner *et al.* (2014), tracées sur différentes dynamiques pour voir différents niveaux de détail.

6.2.2.3 Impact du modèle de forme sur la simulation

Sur la figure 6.7, sont représentés les radargrammes des simulations utilisant différents modèles de forme, de gauche à droite celui de Willner *et al.* (2014), celui de Ernst *et al.* (2023) à une résolution de 144m et celui de Ernst *et al.* (2023) à une résolution de 36m. On remarque que le modèle de Willner *et al.* (2014), malgré son apparence moins détaillée, produit des résultats similaires au modèle de Ernst *et al.* (2023). Lorsque l'on compare les deux simulations avec les MNT de Ernst *et al.* (2023), on constate que l'augmentation d'un facteur 4 de la résolution des modèles a peu d'impact sur les réflecteurs visibles. Par contre, le temps de calcul est multiplié par quatre. De la même manière que la conclusion tirée sur Mars avec SHARAD dans le chapitre 1, la simulation avec un modèle haute résolution, et cette même simulation avec le modèle filtré de sorte à en réduire la résolution, produisent des résultats similaires, avec un temps de calcul grandement réduit pour le MNT basse résolution. Pour des jeux de données MARSIS avec un meilleur rapport signal sur bruit par contre, une analyse fine des réflecteurs pourra se faire, et l'utilisation de modèles haute résolution aura un impact plus grand.

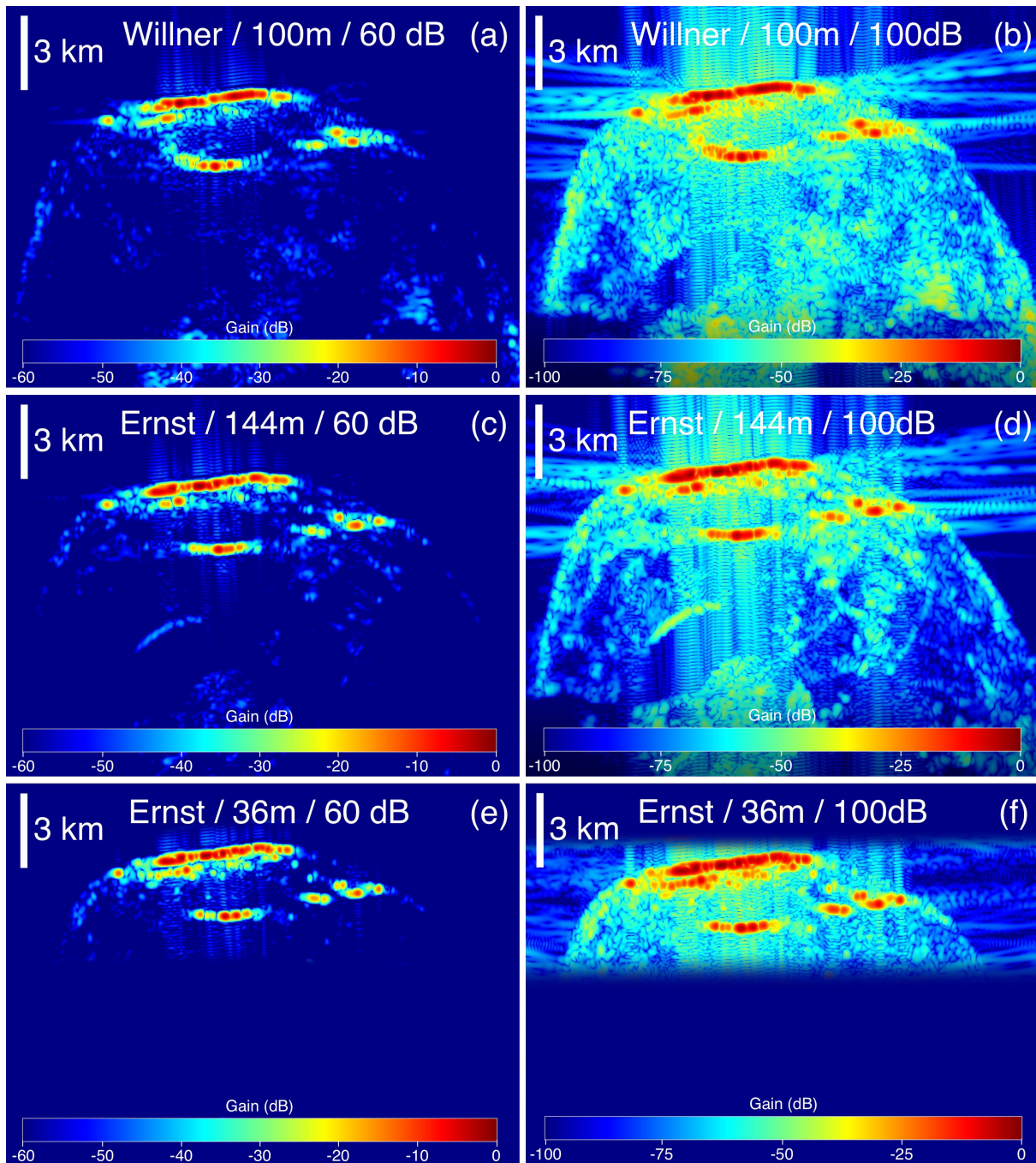


Figure 6.7. Comparaison entre les simulations réalisées à partir des modèles de forme de Willner *et al.* (2014) (gauche), celui de Ernst *et al.* (2023) à 144m de résolution (centre), et celui de Ernst *et al.* (2023) à une résolution de 36m (droite). Sur ce dernier, la simulation a été faite avec une longueur de fenêtre d'écoute restreinte afin de réduire le temps de calcul, d'où la coupure en temps court. En haut et en bas se trouvent des représentations à 60 et 100 dB.

6.2.3 Projection sur un modèle de forme

De la même manière que ce qui a été fait pour Mars et les données SHARAD (cf. 5.2) on peut projeter les données MARSIS sur un modèle de forme de Phobos, et ainsi déterminer si les échos proviennent de la surface ou du sous-sol. Sur la figure 6.8 est représenté le jeu de données MARSIS n° 11634 et sa projection sur le modèle de forme de Willner *et al.* (2014). Sur la projection, on distingue l'ambiguïté haut/bas de part et d'autre de la trajectoire dont

la trace au sol est représentée par la ligne pointillée. En effet, pour projeter les données radar, on calcule pour chaque point de la surface sa distance avec la trajectoire du radar. Étant donné la topographie de Phobos, un même signal sera projeté de chaque côté de la trajectoire. Ici, on lève cette ambiguïté en regardant les structures de surface : on distingue clairement plusieurs cratères en dessous de la ligne pointillée, ce sont donc eux qui sont probablement à l'origine des réflecteurs en dessous du réflecteur principal sur le radargramme. La projection sur un modèle de forme permet encore une fois d'identifier les réflecteurs de surface principaux, à un moindre coût calculatoire. L'ajout d'une image haute résolution de la surface pourra aussi nous permettre d'identifier des réflecteurs plus fins.

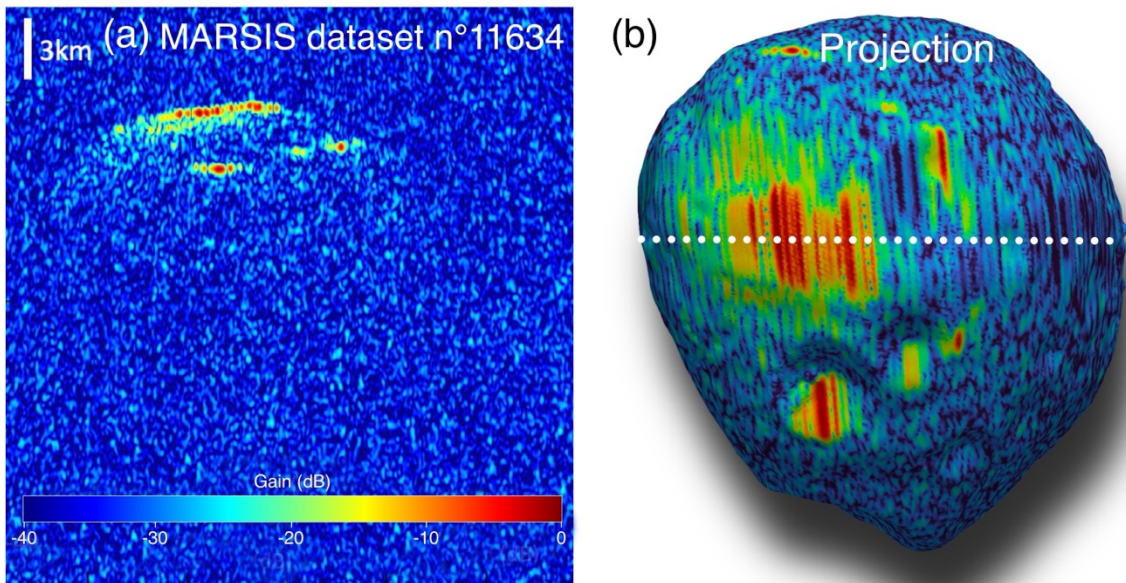


Figure 6.8. Synthèse SAR du jeu de données MARSIS n°11634 à gauche, et projection sur le modèle de forme de Willner *et al.* (2014) à droite. La trace au sol est matérialisée par la ligne blanche horizontale pointillée.

6.3 Analyse systématique par simulation et projection

Dans cette section nous allons nous concentrer sur quelques-uns des jeux de données sur lesquels on voit le plus de réflecteurs, et leur analyse avec des simulations et projections, dans le but de détecter interfaces souterraines.

Pour ces quatre jeux de données, le même traitement SAR a été appliqué, en suivant la géométrie discutée dans 6.2.1.1. Les simulations ont été faites avec le modèle de terrain réalisé par Ernst *et al.* (2023) à 144m de résolution, pour pouvoir limiter le temps de calcul tout en limitant les erreurs d'interprétation dues à des artefacts dans le modèle. Les données MARSIS ont été représentées sur 40dB et les données de simulation sur 60dB pour que les réflecteurs les moins puissants soit du même ordre de grandeur sur l'échelle de couleur sur les deux (cf.6.2.2.2).

6.3.1 Jeu de données n°19451

Sur le jeu de données n°19451, on remarque des échos diffus autour de -25dB, séparés en deux régions distinctes, entourées en blanc sur la figure 6.9.a. Sur la simulation correspondante, des échos sont visibles aux mêmes endroits, mais sont moins nombreux. Cette différence dans le nombre d'échos présents est principalement due au modèle de terrain utilisé. En effet, les structures petite échelle sont lissées par la basse résolution (144m) du modèle, la réflexion est donc quasi spéculaire sur une surface dont l'inclinaison par rapport au radar est forte. Sur la projection visible sur la figure 6.9.c, les zones d'origine de ces deux groupes de réflecteurs sont entourées en blanc. À droite de cette figure, on voit la topographie du modèle de forme. On remarque que la zone de gauche comporte plusieurs cratères, créant les réflecteurs ponctuels, tandis que la zone de droite correspond à un cratère plus étendu.

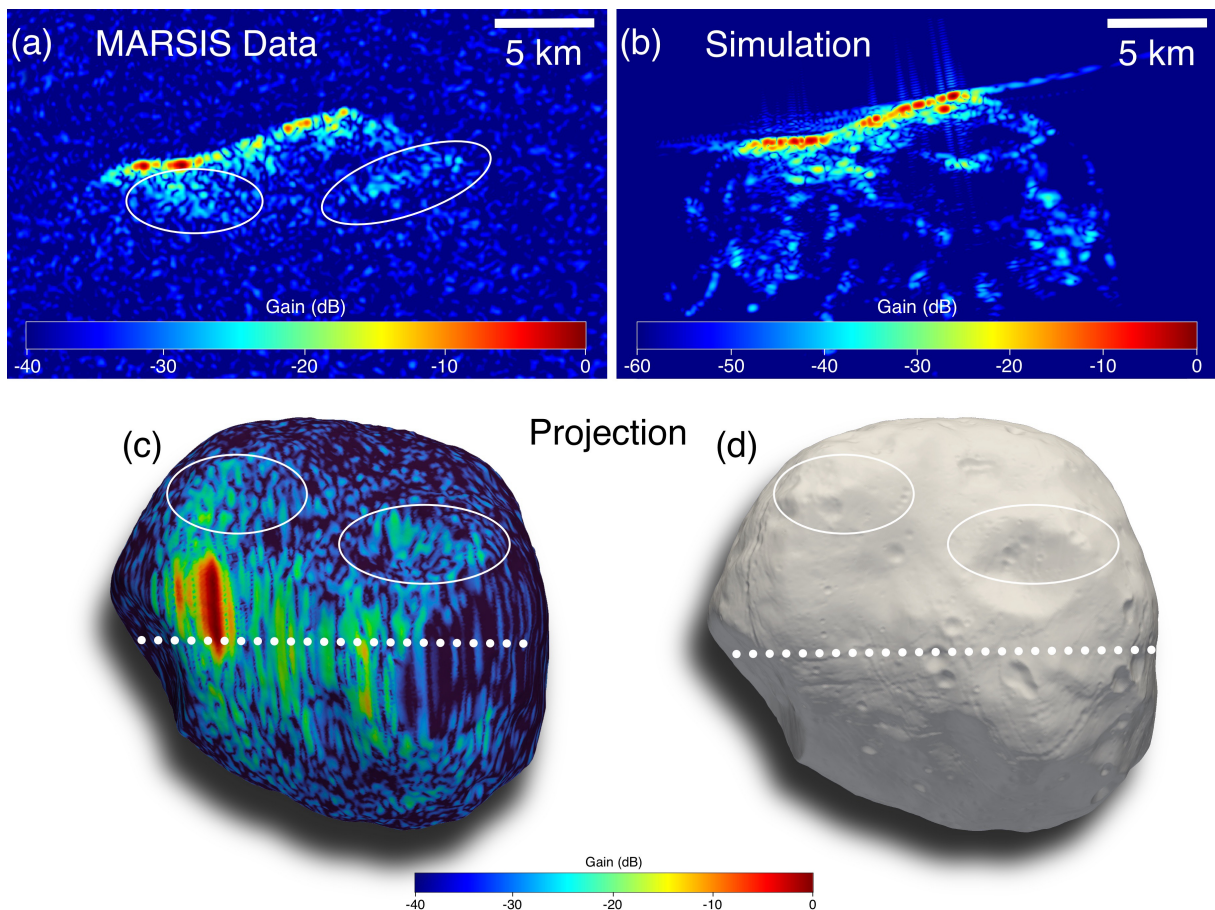


Figure 6.9 (a) : Jeu de données MARSIS n°19451, les deux zones principales d'où viennent les échos secondaires sont entourées en blanc. (b) : Simulation avec le modèle de Ernst *et al.* (2023). (c) : projection des données MARSIS sur le modèle, vue depuis la position du radar. (d) Modèle de forme utilisé pour la simulation.

6.3.2 Jeu de données n°14201

Sur le jeu de données n°14201 présenté sur la figure 6.10.a, on voit des échos arrivant après l'écho principal, beaucoup plus présents que sur le jeu de données précédent, autour de -20dB. Ces réflecteurs sont bien identifiables en regardant la simulation sur la droite, où on note l'agencement de ces derniers en un disque. Sur le bas du disque sur la simulation, on remarque un écho dont l'intensité est beaucoup plus forte que sur les données MARSIS, à cause d'une erreur de reconstruction de la topographie à cet endroit de Phobos.

La projection des données MARSIS sur le modèle de forme présentée sur le bas de la figure 6.10 nous montre deux choses. Premièrement, que les échos agencés en disques correspondent au cratère Stickney, dont la rugosité petite échelle crée les échos à l'intérieur du disque. La deuxième chose que l'on voit particulièrement sur la figure (c) est que l'on peut ici distinguer des échos suivant le contour de Phobos sur les données MARSIS, à des endroits où la pente moyenne est inclinée à 45° par rapport à MARSIS. La rugosité à petite échelle fait que le signal est rétrodiffusé sur ces zones et parvient au radar avec une intensité faible mais supérieure au bruit ambiant.

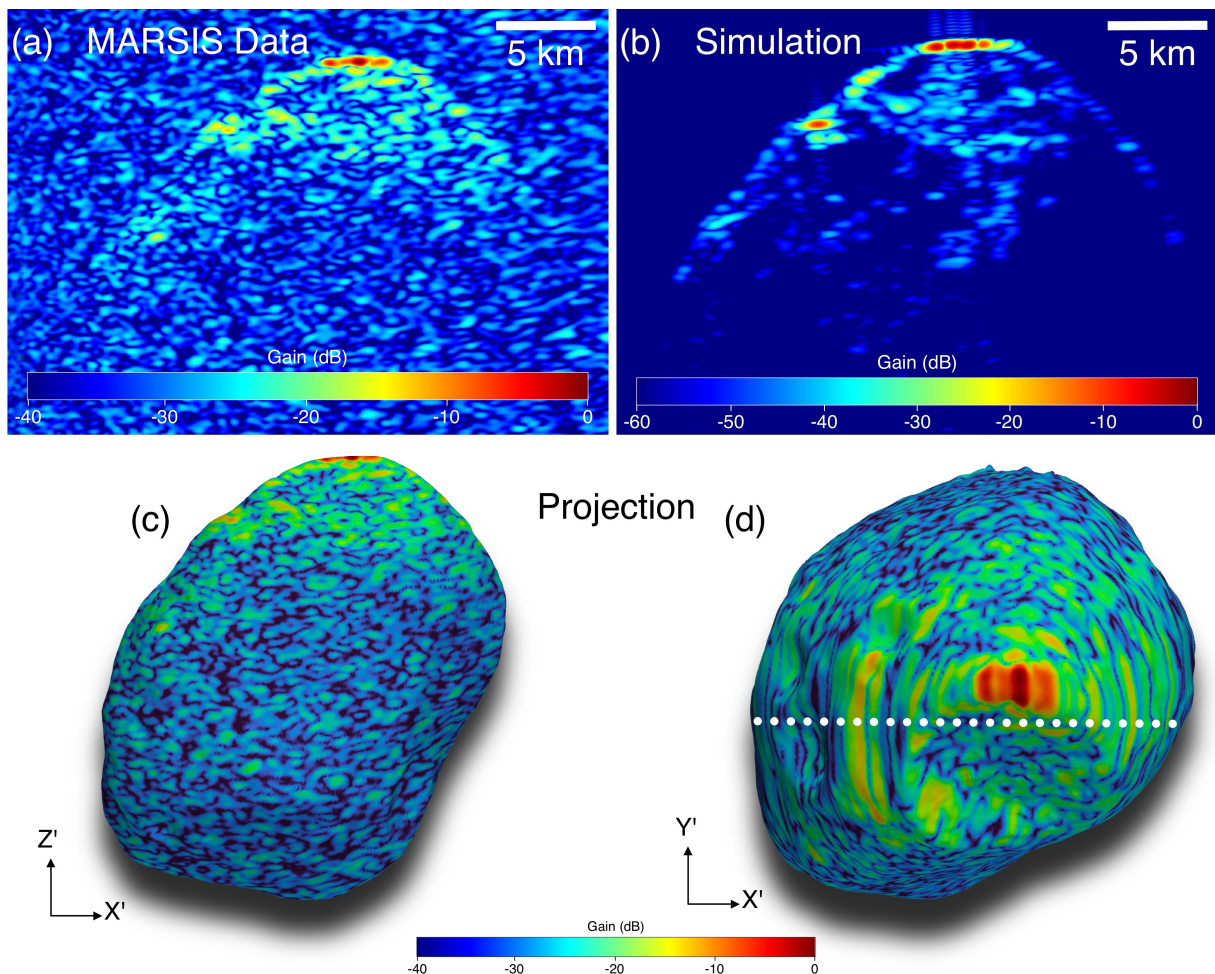


Figure 6.10 (a) : Jeu de données MARSIS n°14201. (b) : Simulation avec le modèle de Ernst *et al.* (2023). (c) : Projection des données MARSIS sur le modèle, avec une vue normale au plan de synthèse. On distingue le contour de Phobos, aussi visible sur les données MARSIS. (d) : Projection vue du point de vue de MARSIS.

6.3.3 Jeu de données n°20041

Sur le jeu de données n°20041, on voit un autre exemple de réflecteurs suivant le contour de Phobos entouré en blanc sur la figure 6.11.a, mais cette fois sur une plus grande distance à cause de la géométrie de l'observation. On note une fois de plus la pente moyenne inclinée à 45° par rapport à l'incidence normale, et des réflecteurs cette fois plus brillants autour de -25dB . Ce phénomène de rétrodiffusion est bien reproduit par la simulation, mais l'intensité des réflexions est moindre, encore une fois due à la résolution du modèle de forme.

On voit sur la projection figure 6.11.d que le cratère Stickney est ici orienté de telle sorte à ce qu'il renvoie des échos ponctuels de par sa rugosité à petite échelle. On distingue le contour de ce cratère sur la simulation, formant un demi arc de cercle.

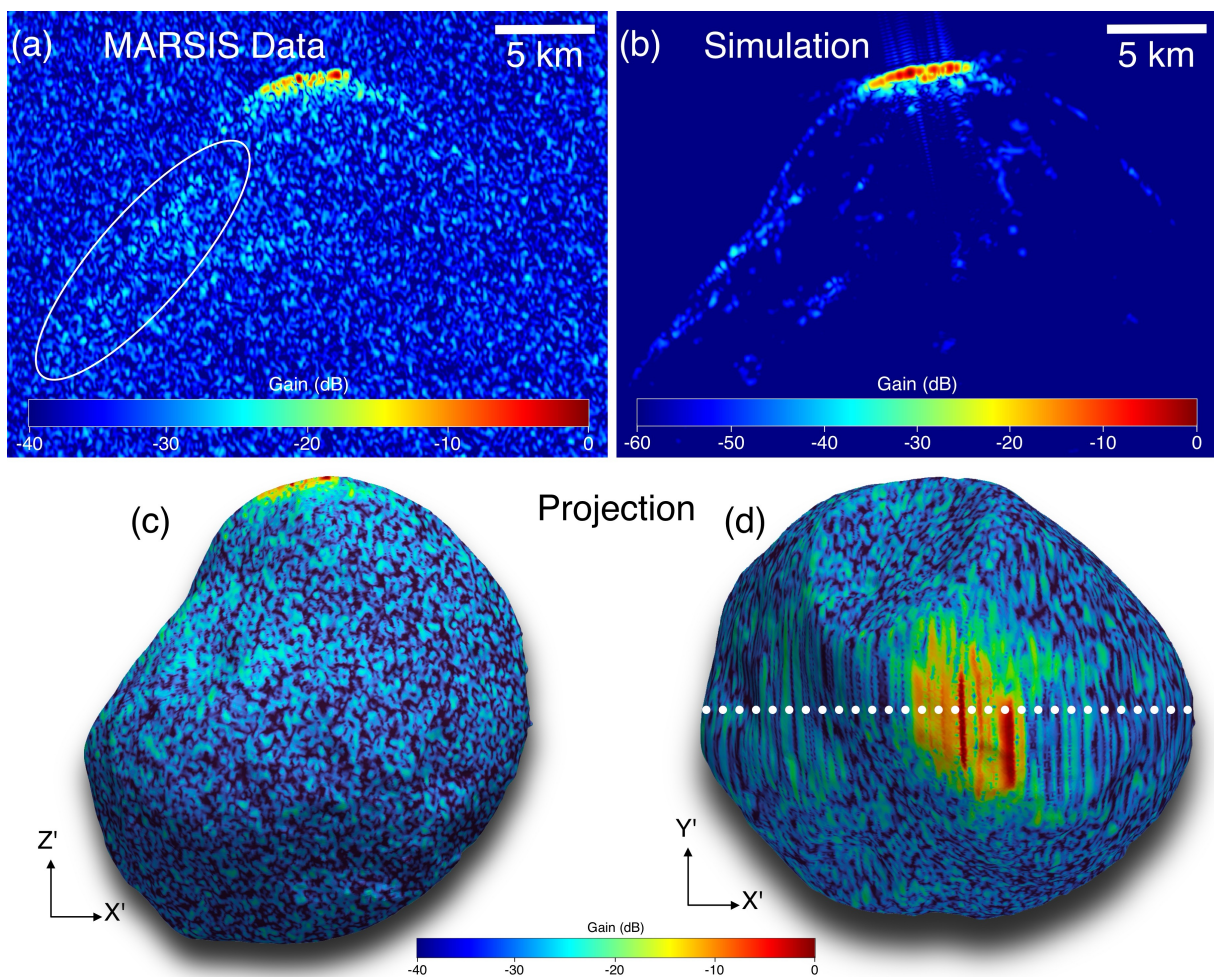


Figure 6.11 (a) : Jeu de données MARSIS n°20041. (b) : Simulation avec le modèle de Ernst *et al.* (2023). (c) : Projection des données MARSIS sur le modèle, avec une vue normale au plan de synthèse. On distingue le contour de Phobos, aussi visible sur les données MARSIS. (d) : Projection vue du point de vue de MARSIS.

6.3.4 Jeu de données n°14776

Le jeu de données MARSIS n°14776 a été acquis lors d'un passage de MARSIS à une distance de Phobos plus proche que 180km. Il est donc scindé en deux parties (cf. 6.1), et nous nous intéressons ici à la première d'entre elles, lorsque MARSIS s'approche de Phobos. Lors de la comparaison entre les données synthétisées et la simulation figure 6.12, on identifie un réflecteur présent sur les données MARSIS et non sur la simulation. Ce dernier est entouré en blanc sur les figures. Afin de déterminer la provenance de cet écho, on procède donc à la projection des données MARSIS sur le modèle de forme, et on voit que l'écho coïncide avec le bord du cratère Stickney. Sur la figure 6.12.e, on voit le modèle de forme détaillé utilisé, et on remarque que la zone de provenance de l'écho est aussi une zone où plusieurs sillons se trouvent. La probabilité pour que l'intersection de ces sillons ait créé des structures à petite échelle renvoyant du signal radar est très élevée. La projection nous a ici permis de lever l'ambiguïté, qu'il nous était impossible à distinguer avec la simulation.

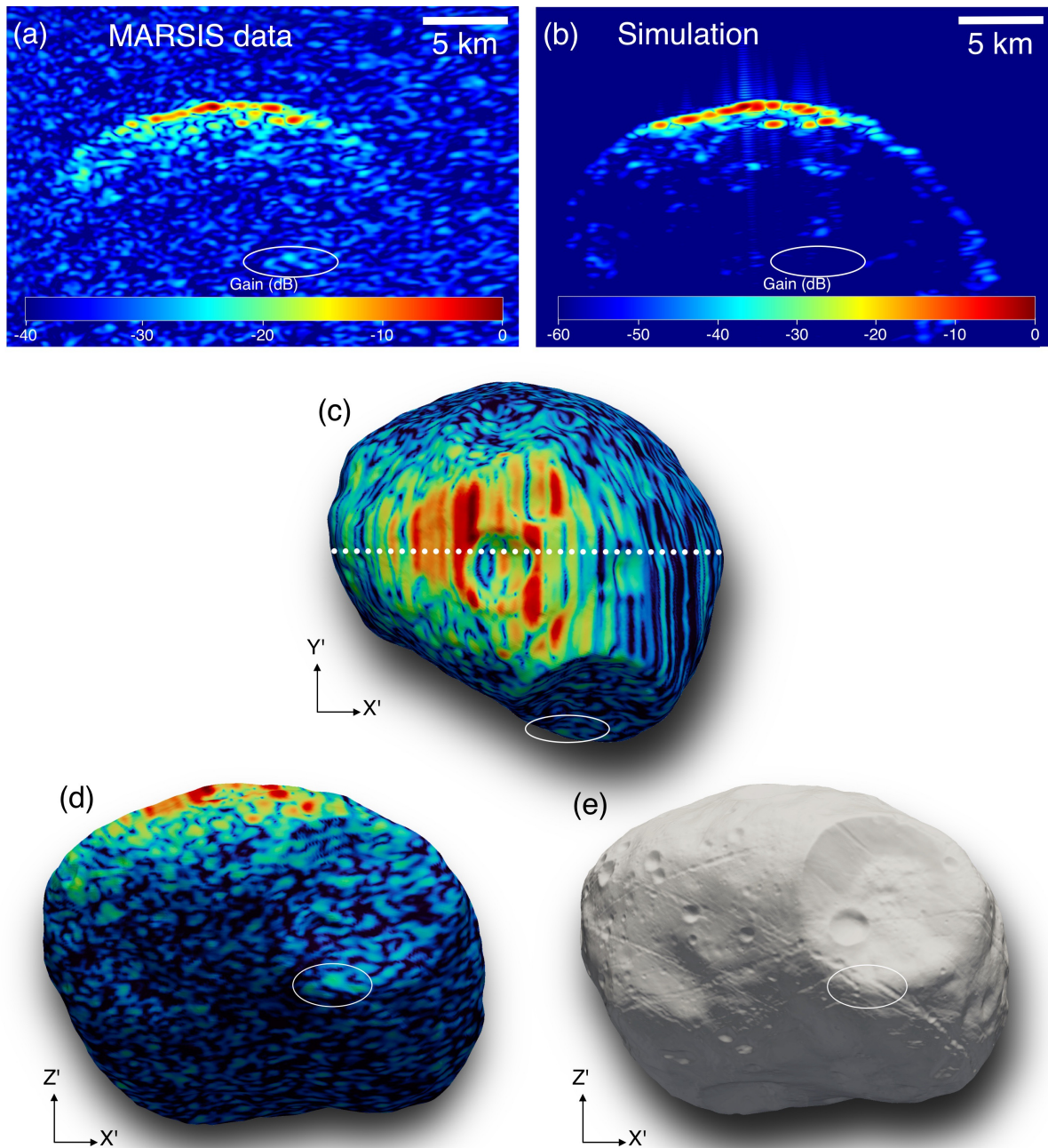


Figure 6.12. (a) : Jeu de données MARSIS n°14776. (b) : Simulation avec le modèle de Ernst *et al.* (2023). Un réflecteur présent sur les données MARSIS et non sur la simulation a été entouré en blanc, ainsi que sur les autres sous-figures. (c) Projection vue depuis la position du radar. (d) : Projection vue selon le plan de synthèse. (e) : Modèle de forme utilisé ici.

6.4 Différences entre les jeux de données

Dans cette section, nous allons à présent discuter des différences identifiées lors de la comparaison des jeux de données MARSIS entre eux. Nous parlerons premièrement de l'impact de la distance d'observation sur la puissance du signal reçu par le radar, pour ensuite évoquer les quelques jeux de données pour lesquels l'acquisition est morcelée.

6.4.1 Impact de la distance sur le rapport signal sur bruit

L'approche de Phobos par MEX ne se faisant pas toujours selon la même géométrie, les jeux de données MARSIS sont pris à des distances variant de 180 à 400km. Le rapport signal sur bruit variant avec le carré de la distance, les différences d'un jeu de données à l'autre sont grandes, comme l'illustre la figure 6.13. La distance de la mesure est donc un paramètre à prendre en compte dans l'analyse de données. Les prochaines mesures MARSIS prises avec le nouveau logiciel à 50 km de distance devraient donc voir une grande amélioration du rapport signal sur bruit, et nous permettre de détecter des structures plus fines à la surface et peut-être dans le sous-sol de Phobos. Pour ces jeux de données avec un meilleur rapport signal sur bruit, l'analyse par comparaison avec des simulations devra toutefois se faire de manière plus fine, avec des modèles de forme haute résolution par exemple, dont le niveau de détail a été comparé avec des modèles plus basses résolution dans la section 6.2.2.3.

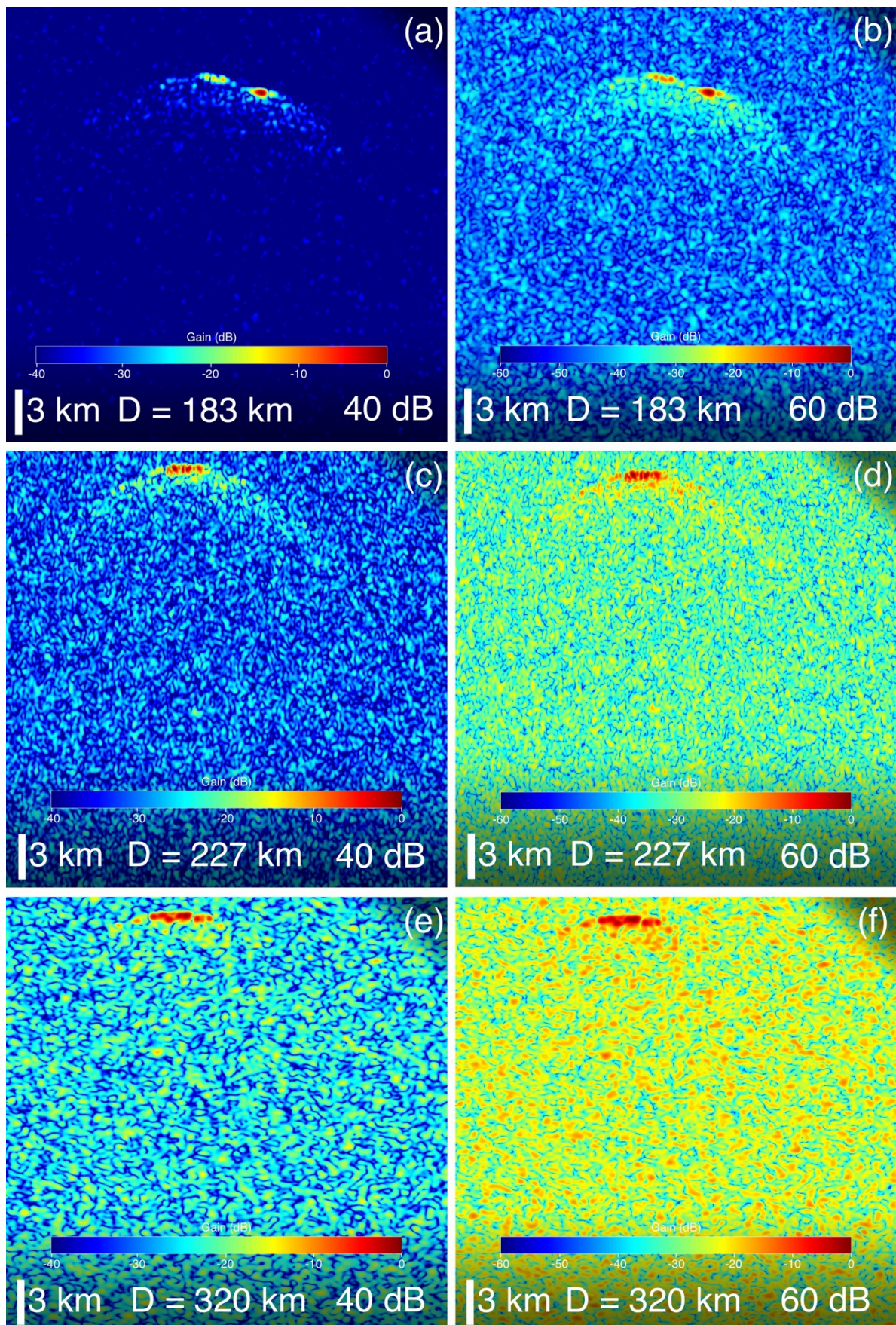


Figure 6.13. Comparaison entre plusieurs jeux de données MARSIS synthétisés, pris à différentes distances de Phobos (« D » sur la figure). À gauche, une représentation sur 40 dB, et à droite sur 60 dB. De haut en bas, les jeux de données MARSIS n°18962, 18372 et 12092.

6.4.2 Jeux de données avec des trajectoires morcelées

Sur certains jeux de données (jusqu'à l'orbite 10 000) l'acquisition des données a été faite par morceaux, c'est-à-dire qu'il y a des coupures régulières dans les données, comme illustré par la figure 6.14. Cette configuration crée un réseau, ce qui va faire apparaître des lobes secondaires en temps long sur les données synthétisées. La comparaison entre une simulation faite avec la trajectoire morcelée et une autre faite avec une trajectoire continue est visible sur la figure 6.15. On distingue clairement les lobes secondaires et leurs interférences autour de -30dB, et jusqu'à -15 dB à certains endroits. Sur les données MARSIS correspondantes, ces lobes sont visibles à -20 dB, et la comparaison avec une simulation faite avec la trajectoire continue montre à quel point l'interprétation est rendue plus complexe pour ces types de trajectoires. Pour l'analyse des données MARSIS, nous allons donc nous concentrer sur les jeux de données acquis sans ces coupures régulières.

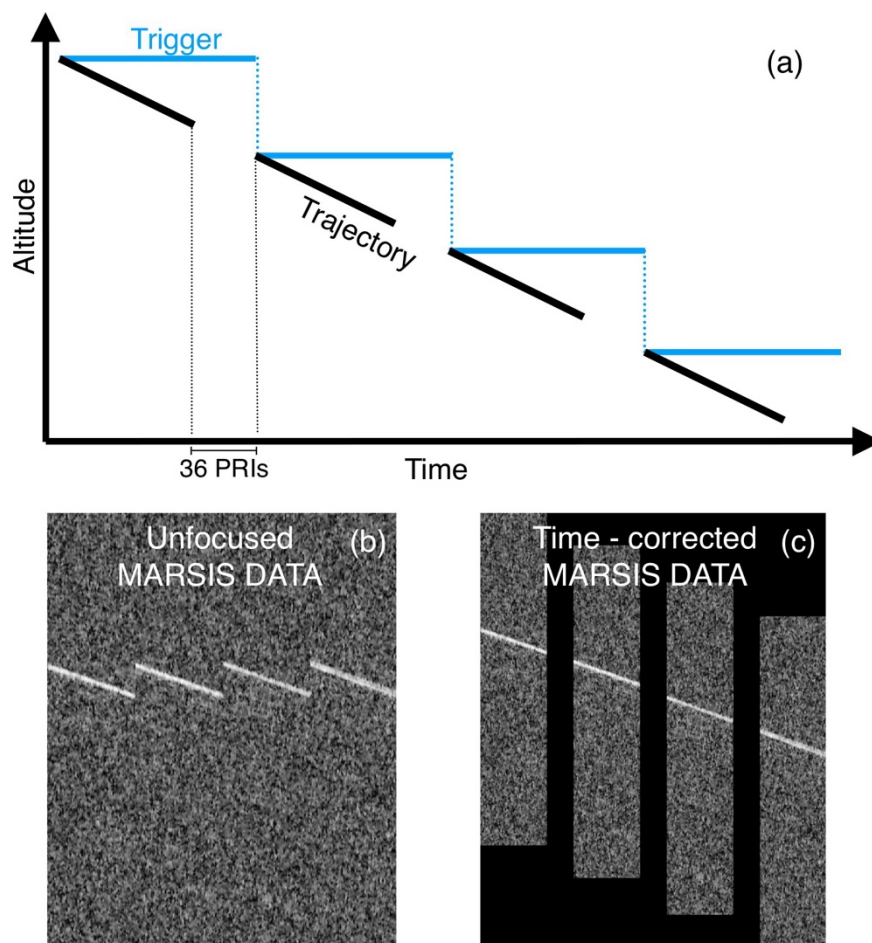


Figure 6.14. Illustration du mode de mesure pour les orbites avec une forte inclinaison. La durée entre les fenêtres d'émission et de réception (« Trigger ») est ajustée à intervalle régulier, et pendant une durée de 36 PRI (Pulse Repetition Intervals), aucune donnée n'est prise. Un extrait du jeu de données MARSIS n°04814 figure en (b), et sa version corrigée en temps court et temps long est visible en (c).

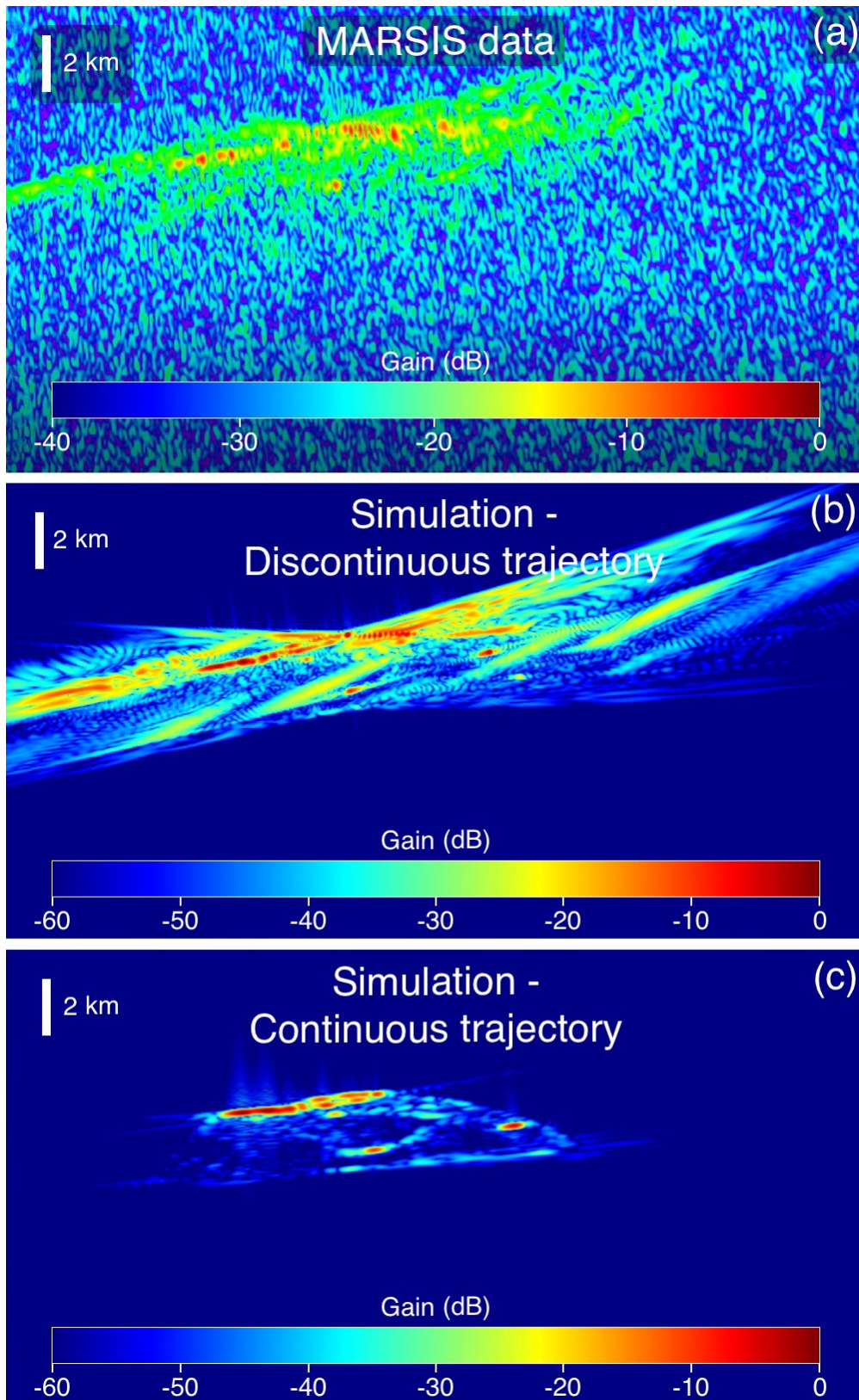


Figure 6.15. (a) et (b) : comparaison entre la simulation du jeu de données MARSIS n°05851 pour la trajectoire réelle (a) et une trajectoire continue (b). La synthèse SAR du jeu de données réel est visible sur la figure (c).

6.5 Conclusions sur l'analyse du Phobos avec les données MARSIS

Dans ce chapitre, nous avons mis en œuvre les outils nécessaires à l'analyse de données MARSIS sur Phobos. L'étude de ces données n'a pas permis de détecter d'interfaces souterraines, mais une comparaison de la puissance des échos avec des simulations pourrait nous permettre de contraindre la permittivité de la surface. Cette analyse fera l'objet d'une étude future. Nous avons aussi vu dans ce chapitre l'impact de la distance de survol sur le rapport signal sur bruit des données MARSIS, et nous avons constaté une différence de parfois 30dB entre un jeu de données pris à 180 km et un autre pris à 320 km. La mise à jour du logiciel à bord pour nous permettre d'utiliser MARSIS à des distances allant jusqu'à 45km va permettre d'augmenter la puissance du signal reçu, et donc potentiellement de détecter des interfaces souterraines. Nous avons montré que nous étions capables de détecter et de simuler le signal venant de la surface pour des interfaces très inclinées, montrant une bonne reproduction de la rugosité à petite échelle par les modèles de forme. Le fait que nous n'ayons pas détecté d'interfaces souterraines peut vouloir dire plusieurs choses : premièrement, que l'intérieur de Phobos pourrait être homogène. Elle pourrait aussi vouloir dire que le contraste diélectrique entre les différentes régions de l'intérieur de Phobos est très faible, ou que les interfaces diélectriques sont rugueuses ou progressives, atténuant le signal radar réfléchi. La troisième hypothèse serait que l'intérieur de Phobos soit tel que l'absorption du signal radar est très forte. Dans l'état actuel, il ne nous est pas possible de trancher entre ces différentes hypothèses, mais une étude plus poussée et détaillée des données pourrait nous permettre d'éliminer certaines d'entre elles.

7 LES DONNÉES MARSIS COMME POINTS DE CONTRÔLE ORBITOGRAPHIQUE

Les éphémérides de Phobos sont calculées en se basant sur des points de contrôle acquis de différentes manières, la technique la plus courante étant l'imagerie. Depuis sa découverte en 1877 par Asaph Hall, des données d'astrométrie de Phobos ont été prises régulièrement. Jusqu'à 1977 et l'arrivée à proximité de Phobos de la sonde Viking 1, les données orbitographiques de Phobos étaient acquises grâce à des images prises sur des plaques photographiques avec des télescopes au sol. La précision de la détermination de l'orbite de Phobos était alors de plusieurs centaines de kilomètres. Les instruments en orbite martienne passant proche de Phobos ont permis de grandement améliorer la précision de sa position, pour atteindre environs 300m de nos jours.

Les radars étant originalement fait pour faire des mesures de distance (ranging), il paraît naturel de les utiliser aussi pour l'orbitographie. Dans cette partie, nous allons donc détailler l'utilisation des données de MARSIS en tant que points de contrôle sur la trajectoire de Phobos.

7.1 Décalage observé entre les données MARSIS et les simulations

Le détail sur la géométrie d'observation et le traitement des données MARSIS est présenté dans le chapitre 1. Nous nous plaçons ici toujours dans le repère fixe lié à Phobos. La figure 7.1 représente les données MARSIS et le contour de Phobos selon le plan de coupe correspondant à la zone SAR, telle que décrite dans la section 6.2.1. En superposant les deux, on constate un décalage entre les données MARSIS et la surface. Nous allons voir par la suite en quoi ce décalage peut nous donner des informations sur l'orbite de Phobos. Sur la figure 7.1, on remarque aussi que les échos radar ne correspondent pas tout à fait à la surface de Phobos telle que décrite le contour rouge. Cela vient du fait que tous les échos ne viennent pas de ce plan, certains viennent d'une zone plus ou moins éloignée du nadir en fonction de la topographie locale. C'est pourquoi l'utilisation de simulations est nécessaire pour une mesure la plus précise possible de décalage des données MARSIS.

Lors de la comparaison des données MARSIS aux simulations, un décalage notable entre les deux est observé. Comme sur la figure 7.1, les données MARSIS se trouvent systématiquement en dessous des données de simulation pour tous les jeux de données MARSIS traités, en plaçant la direction *Range* vers le bas. Tout se passe comme si le signal radar arrivait avec un retard. D'une manière générale, pour ce qui est du sondage de Mars, la source la plus commune concernant un retard de signal est l'ionosphère martienne. En effet, cette dernière ajoute un retard et une distorsion de phase significatifs, en fonction de l'angle d'élévation solaire. Cependant, à l'altitude d'observation de Phobos (6000 ± 400 km), l'ionosphère n'est pas présente entre le radar et la cible. Ce retard peut donc être interprété

comme étant dû à une erreur de trajectoire, ou à une erreur instrumentale. Mais en quoi peut-on prendre la synthèse SAR de la simulation comme référence ? Autrement dit, n'est-ce pas la simulation qui est mal placée par rapport aux données MARSIS ?

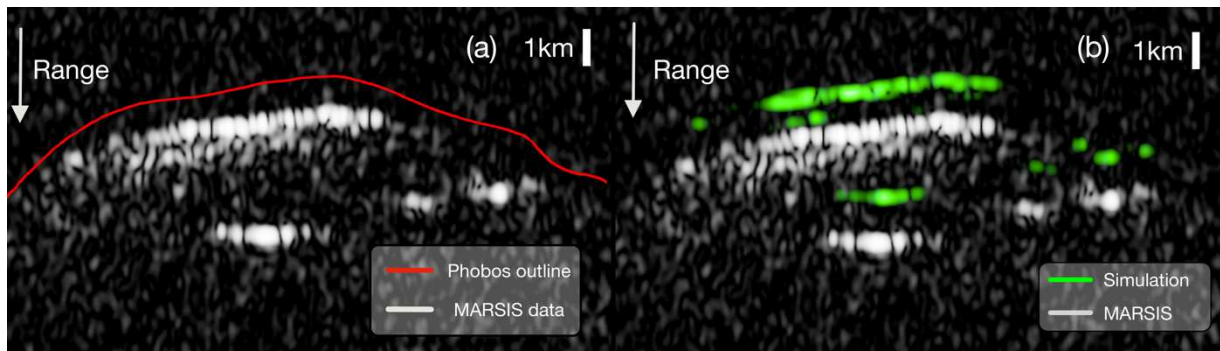


Figure 7.1. (a) : Données MARSIS et contour de Phobos dans le plan de la zone SAR pour le jeu de données n°11634. On constate que les données MARSIS sont décalées vers le bas, comparées à la surface. (b) : Données MARSIS superposées à la simulation correspondante.

Comme on utilise les mêmes trajectoires de Phobos et MEX pour la simulation et pour la synthèse SAR, s'il y avait une erreur, par exemple de distance, entre MEX et Phobos, elle serait compensée lors de la synthèse SAR. En effet, la synthèse SAR utilise les informations de trajectoire du radar pour compenser les retards des échos et les placer au bon endroit sur la zone SAR définie. Le fait que les simulations soient auto-cohérentes nous affranchit des problèmes de trajectoire concernant la direction *range*. Cependant, si le décalage entre les simulations et les données MARSIS vient de la trajectoire, il n'y a *a priori* pas de raison pour laquelle le décalage se ferait dans cette direction spécifique, mais la mesure radar est beaucoup moins sensible aux autres directions :

- Pour un décalage dans la direction perpendiculaire à la direction *range*, dans le plan de synthèse, les données MARSIS apparaîtront décalées par rapport à la simulation. Pour la plupart des jeux de données, la partie la plus brillante décrit un arc de cercle dans la direction perpendiculaire au *range* avec une ouverture angulaire faible. Pour cette raison, la mesure de décalage dans cette direction est peu précise. Nous avons effectué des tests de sensibilité et en avons déduit que la précision de la mesure dans cette direction était largement supérieure à la précision dans la direction *range*.
- Pour la troisième direction perpendiculaire aux deux autres (*across-track*), pour des raisons géométriques, la simulation est trop peu sensible à un décalage dans cette direction. Afin d'avoir un ordre d'idée de la sensibilité dans cette direction, on peut calculer la différence en distance que créerait un déplacement de MARSIS dans la direction *across-track*, décrite par la figure 7.2. Ici, on considère deux points disposés selon la direction *across-track* espacés de 20km, à une distance de 180km de MARSIS. La différence de distance entre les deux points est d'environ 1,107 km. Si à présent on décale MARSIS de 1km, la différence de distance entre ces deux points est d'environ 997 m. Il y a donc une différence de 110m entre les distances relatives des points A et B sur le schéma pour les deux cas. Étant donné que ce scénario est celui

pour lequel l'impact d'un décalage de MARSIS dans la direction *along-track* est le plus fort et qu'à la résolution du radar on est tout juste capable de détecter une différence de position de MARSIS d'1km dans cette direction, on considère la précision insuffisante pour mesurer un décalage orbital dans cette direction. Sur la synthèse SAR des données MARSIS, il aurait peu d'impact aussi car il nous ferait nous décaler latéralement dans le cylindre d'ambiguïté, en modifiant quelque peu la distance, mais sans distorsion notable sur la synthèse.

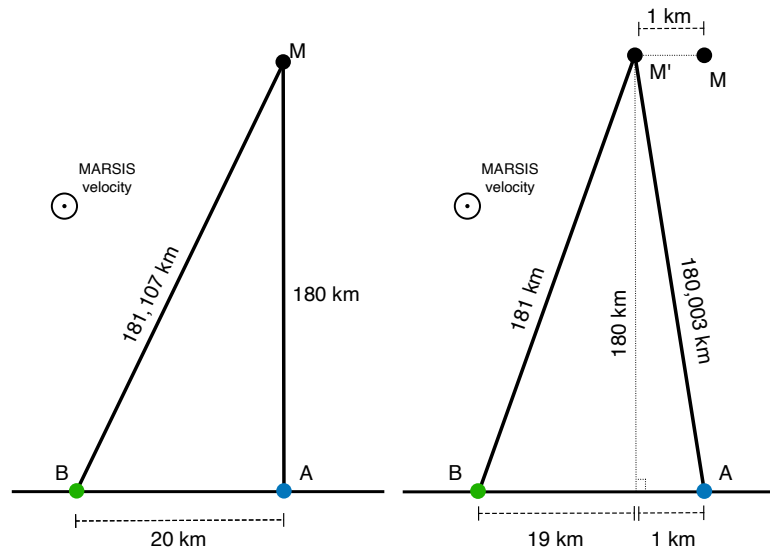


Figure 7.2. Sensibilité à une erreur de trajectoire dans la direction across-track.

Étant donné que la direction *range* est la seule pour laquelle la précision de la mesure de décalage est bonne, nous allons nous concentrer sur celle-ci par la suite. De plus, nous avons aussi effectué une analyse de sensibilité pour estimer la défocalisation du signal dû à une courbure de trajectoire mal estimée, et avons conclu que l'impact était très faible pour les échelles qui nous concernent, le point de déflection maximale étant situé à quelques mètres (inférieur à $\lambda/10$) de la ligne droite reliant les points de début et de fin de trajectoire.

Les décalages entre données MARSIS et simulations ont été mesurés pour tous les jeux de données accessibles, et les simulations ont été faites avec le modèle de forme de Willner *et al.* (2014). Le même travail a ensuite été effectué pour le modèle de Ernst *et al.* (2023). Ces mesures sont recensées dans le tableau 7.1. Le kernel utilisé pour toutes les mesures est le NOE-4-2020, et une étude comparative a été faite avec mar097 par la suite. Pour utiliser ces mesures radar en tant que points de contrôle pour l'orbite de Phobos, il nous faut fournir des données de mesure absolues, et non des écarts avec une orbite précédemment calculée. Pour ce faire, on présente dans le tableau 7.2 la mesure de distance entre MARSIS et la surface de Phobos. Cependant, cette mesure suppose de choisir arbitrairement un point du profil radar. Dans notre cas, nous choisissons le point de la surface situé à la verticale du point central de la zone SAR (cf. schéma de la géométrie figure 6.3). Le problème avec ce choix est que ce point dépend de la définition du centre de masse par les éphémérides utilisées. Nous avons donc choisi d'aussi représenter la mesure de distance d'une autre manière. On mesure le décalage entre les données MARSIS et les simulations,

puis on calcule la distance équivalente du nouveau centre de masse du modèle de forme tel qu'il a dû être décalé pour coller aux mesures radar. De par cette méthode, on s'affranchit du choix d'un point précis, et étant donné que l'on mesure un décalage moyen sur l'entièreté du profil, les erreurs locales de modèle de forme ont un faible impact sur nos mesures. On constate néanmoins, par comparaison entre ces mesures faites avec les deux modèles de forme, une différence de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Cette différence vient d'un décalage global entre les deux modèles de forme, discuté dans la section 7.2.1.

Lors de la mesure de distance avec MARSIS, le radar émet une onde électromagnétique qui se réfléchit sur Phobos et revient au radar. Lors du trajet de l'onde, le radar se déplace par rapport à Phobos (figure 7.3). Il nous faut donc le prendre en compte pour estimer la position relative des deux au moment du sondage. Soit t_0 la date d'envoi du signal, et 2τ le temps de trajet aller-retour de l'onde électromagnétique ; soient $\mathbf{s}(t)$ et $\mathbf{r}(t)$ respectivement les vecteurs position de MARSIS et de Phobos à l'instant t . Alors la distance que l'on mesure avec le radar s'exprime comme :

$$d = |[\mathbf{s}(t_0 + 2\tau) - \mathbf{r}(t_0 + \tau)] + [\mathbf{r}(t_0 + \tau) - \mathbf{s}(t_0)]| \quad (7.1)$$

Afin de simplifier le problème, on considère la mesure de distance comme étant faite à l'instant $t_0 + \tau$ avec un radar fixe dans le repère de Phobos. La distance que l'on considère est alors :

$$d' = |2 * [\mathbf{r}(t_0 + \tau) - \mathbf{s}(t_0 + \tau)]| \quad (7.2)$$

Le déplacement de MEX pendant le trajet du signal sera naturellement le plus grand pour les jeux de données ayant été acquis avec la plus grande distance à Phobos. Pour une vitesse relative entre MEX et Phobos lors de l'approche moyenne de 3km/s, et la distance la plus lointaine d'observation pour nos jeux de données de 400km, MEX se déplace d'environ 8 mètres pendant le trajet du signal durant 2,67ms. Ce déplacement est négligeable devant la précision de notre mesure (de l'ordre de 100m), donc l'approximation faite à l'équation (7.2) peut être considérée comme valable dans notre cas. Les dates présentes dans le tableau 7.1 et le tableau 7.2 représentent la date $t_0 + \tau$ pour le point de mesure central de chaque jeu de données.

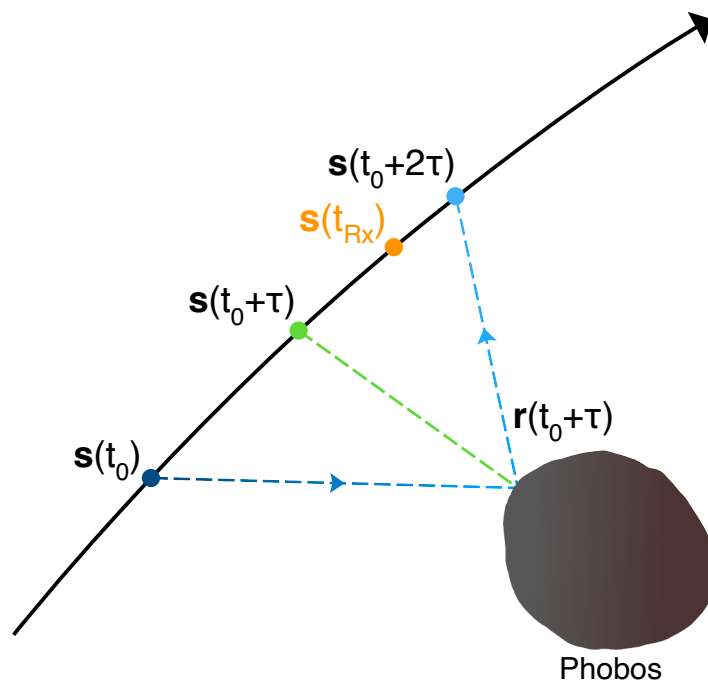


Figure 7.3. Schéma décrivant la mesure de la distance de Phobos, en prenant en compte le déplacement relatif de MARSIS et Phobos pendant le temps de trajet de la lumière. Les données temporelles associées aux données MARSIS ont pour référence le temps d'ouverture de la fenêtre d'écoute T_{RX} .

7.2 Interprétation des mesures

Les mesures de décalages en *range* entre les simulations et les données MARSIS pour tous les jeux de données sont représentées sur la figure 7.4. Ces mesures ont une moyenne de 1km, correspondant à un retard de 6,67 μ s, et un écart type de 300m. Étant donné que les mesures sont faites tout autour de Phobos (voir carte figure 7.5), il est hautement improbable que des erreurs de trajectoire soient à l'origine de ce décalage moyen. De plus, il est impossible qu'une erreur de modèle de forme en soit à l'origine puisque cela voudrait dire que le volume de Phobos a mal été reproduit.

L'hypothèse principale expliquant ce décalage commun à tous les jeux de données est donc un retard instrumental. Nous avons donc choisi d'appliquer un retard négatif de 6,67 μ s à tous les jeux de données pour la suite de notre analyse. Nous verrons dans la section 7.2.3 que ce retard appliqué est effectivement compatible avec un retard instrumental.

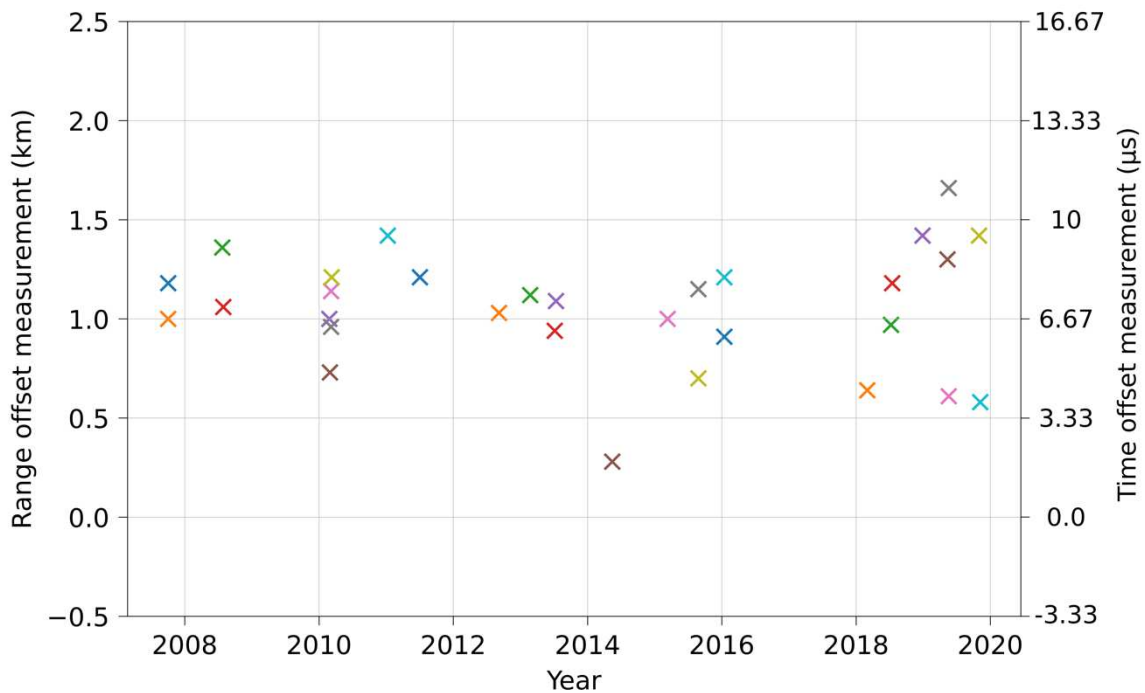


Figure 7.4. Mesures de décalage en distance entre les données MARSIS et les simulations faites avec le modèle de forme de Willner *et al.* (2014), représentée en fonction de la date d'acquisition. La couleur est simplement là pour distinguer les observations entre elles.

7.2.1 Impact du modèle de forme

Une fois la moyenne des décalages retranchée, les retards en *range* suivent une distribution ayant un écart-type de 400m. Une des premières sources venant à l'esprit lorsqu'un écart entre les mesures radar et les simulations est constaté, est une erreur de modèle de forme. On représente sur la figure 7.5 les traces au sol des jeux de données MARSIS, avec le décalage en *range* en couleur. On ne distingue pas de cohérence spatiale particulière des retards, qui aurait pu témoigner d'un décalage entre le centre de masse et le

centre de figure du modèle de forme utilisé. La figure 7.6 représente la différence de rayon entre le modèle de forme de Willner *et al.* et celui de Ernst *et al.*. On constate un décalage global de quelques centaines de mètres entre les deux modèles. Dans le tableau 7.1, les mesures de décalage en *range* ont été faites avec les deux modèles de forme. On trouve un écart type de 340m avec le modèle de forme de Ernst *et al.*, valeur proche de celle trouvée avec le modèle de Willner *et al.* (400m). Dans le Tableau 7.2, la mesure de distance équivalente au centre de masse montre une variabilité l'ordre de quelques dizaines de mètres pour la majeure partie des jeux de données. Ces résultats montrent que, bien que le choix de modèle de forme puisse influencer sur la distribution des mesures de décalage, elle n'en est pas la cause principale.

Les zones de Phobos ou des traces au sol se croisent sont cruciales pour s'affranchir des erreurs de modèle de forme. En effet, deux mesures qui sont faites lors de deux passages différents en un même point vont se retrouver au même endroit sur la synthèse de la simulation, peu importe l'altitude de passage. Si le modèle de forme était la source majoritaire de l'écart-type de la distribution de mesures de décalages en *range*, l'écart entre les synthèses SAR des deux jeux de données MARSIS devrait statistiquement être insignifiant devant l'écart-type mesuré. Cependant, la figure 7.7 montre que l'amplitude des écarts de *range* entre deux orbites se croisant est de l'ordre de 300m à 400m. Cette valeur étant proche de l'écart-type mesuré sur l'ensemble des jeux de données, nous pouvons en conclure que le modèle de forme, s'il joue un rôle dans l'élargissement de la distribution des mesures de *range*, a un impact minime sur les mesures. La source de cette distribution se trouve donc très probablement dans la reconstruction de l'orbite de Phobos et/ou de MEX.

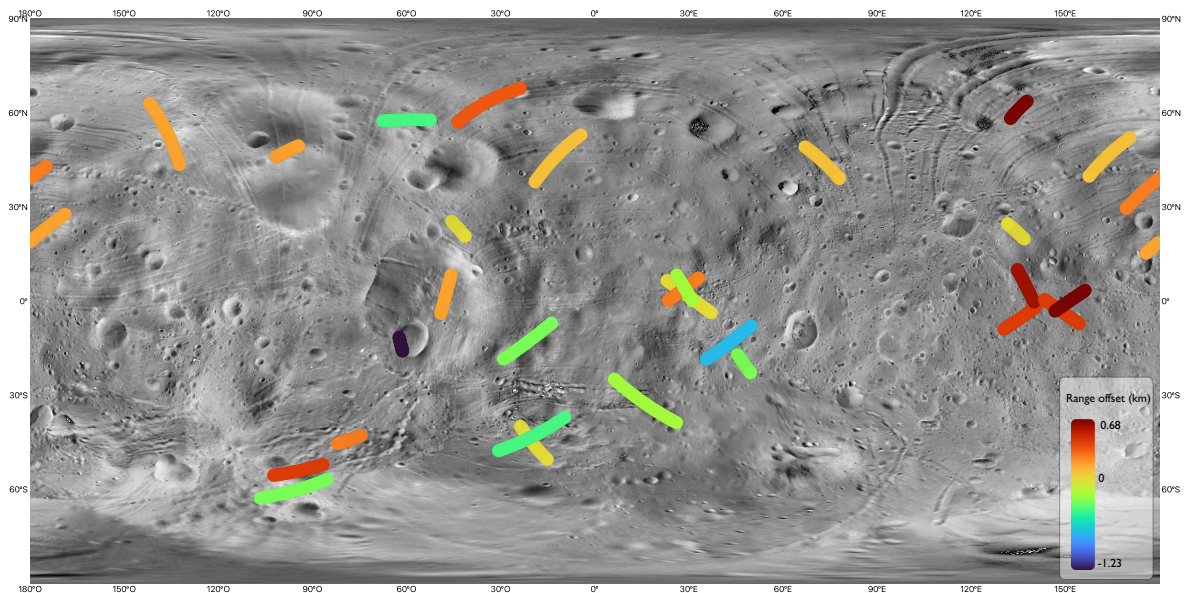


Figure 7.5. Carte de Phobos (Stooke, 2015) et traces au sol des différents jeux de données MARSIS, le décalage en *range* avec le retard instrumental pris en compte est représenté en couleurs.

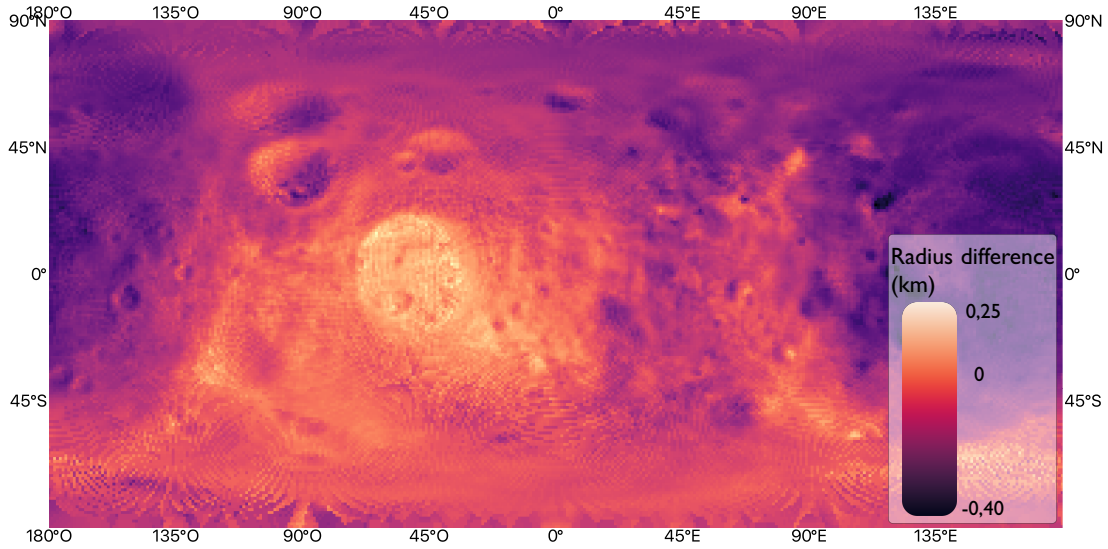


Figure 7.6. Carte de la différence d'altitude entre les modèles de forme de Willner *et al.* et Ernst *et al.*. On constate un décalage global de l'un par rapport à l'autre entre les points (0°N ; 45°O) et (0°N ; 135°E), ainsi que de légères variations locales.

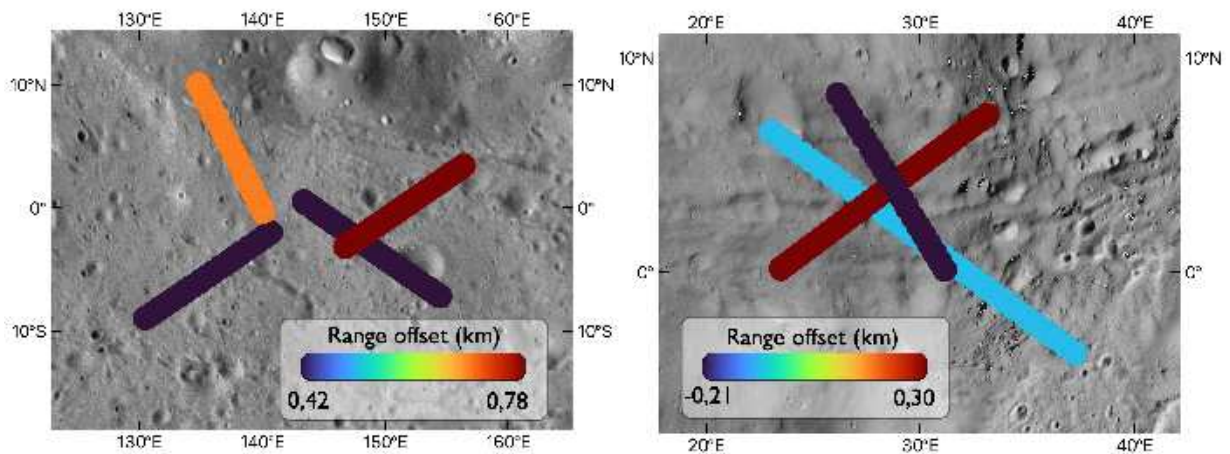


Figure 7.7. Zoom sur deux régions de Phobos où des orbites se croisent. Les orbites sont représentées en couleur, correspondant au décalage en *range* mesuré.

7.2.2 Erreur d'éphémérides sur Phobos

Pour des raisons de dynamique orbitale, l'hypothèse la plus réaliste lorsque l'on parle d'erreur orbitale sur Phobos est un décalage le long de son orbite. Cela revient simplement à un décalage temporel de Phobos sur son orbite. Afin de tester cette hypothèse, nous avons estimé le décalage que Phobos devrait avoir le long de son orbite pour créer les décalages de *range* que nous observons. Phobos étant en rotation synchrone autour de Mars, l'axe représentant la direction de déplacement de Phobos le long de son orbite passe toujours par les mêmes points à sa surface. La figure 7.8 représente la trajectoire de Phobos et sa projection sur un planisphère. La direction de déplacement de Phobos le long de sa trajectoire correspond au vecteur $-\vec{u}_y$ dans le système de coordonnées local (voir schéma figure 7.9). La conversion entre la mesure de décalage en *range* δ et le décalage de Phobos

le long de sa trajectoire D dépend de la longitude θ , et de la latitude $(\frac{\pi}{2} - \phi)$, selon l'équation suivante :

$$D = \frac{\delta}{-\sin(\theta) * \cos(\frac{\pi}{2} - \phi)} \quad (7.3)$$

Les points de mesure pour tous les jeux de données sont visibles dans le tableau 7.1, et tracés sur la figure 7.10. Sur cette figure, des barres d'erreur ont aussi été placées à titre indicatif. Elles représentent l'impact d'une erreur de mesure de 100m sur le calcul de décalage de Phobos. Ces barres d'erreur nous servent à mettre en perspective les mesures de décalages effectuées. En effet, une mesure de décalage en *range* prise à une longitude de 0° ou 180° correspondrait à un décalage de Phobos infini. C'est pourquoi pour les jeux de données n°7926 et n°18394, dont la trace au sol croise le méridien des 180° , les valeurs de décalage équivalent de Phobos sortent de la plage usuelle. Ces deux mesures ne sont donc pas représentatives et ne sont pas présentes sur les différents graphiques. Lors du calcul de décalage moyen de Phobos, on effectue une moyenne pondérée par le carré de l'erreur représentée par les barres d'erreur de la figure 7.10, minimisant alors le poids des mesures dont la longitude se rapproche des 0° ou 180° . Sur cette figure, on distingue deux régimes distincts. De 2008 à 2016, les mesures de décalages de Phobos le long de sa trajectoire suivent une ligne droite constante. Cette distribution a une moyenne de 300m, et un écart type d'environ 500m. Ensuite, à partir de 2017, la distribution suit une ligne de pente - 0,5km/an.

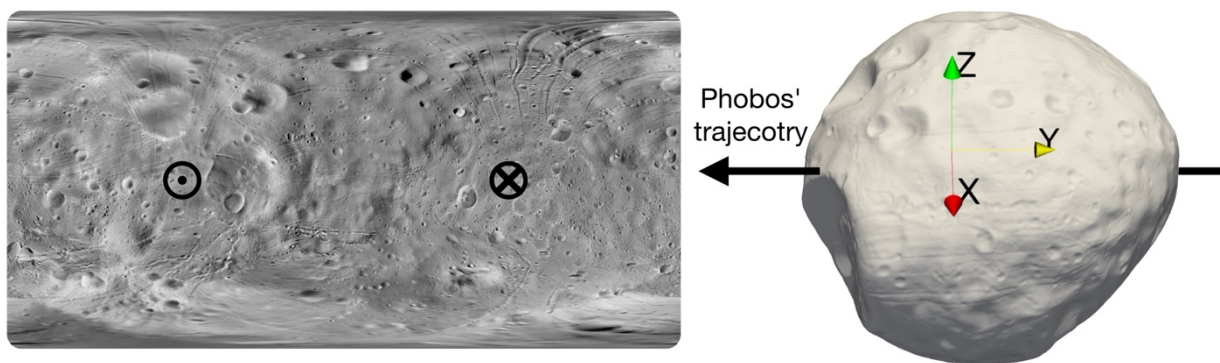


Figure 7.8. À gauche, planisphère de Phobos avec les points d'entrée et de sortie du vecteur de déplacement de Phobos. À droite, modèle de forme de Phobos et coordonnées cartésiennes. En noir, l'axe correspondant au déplacement de Phobos le long de son orbite.

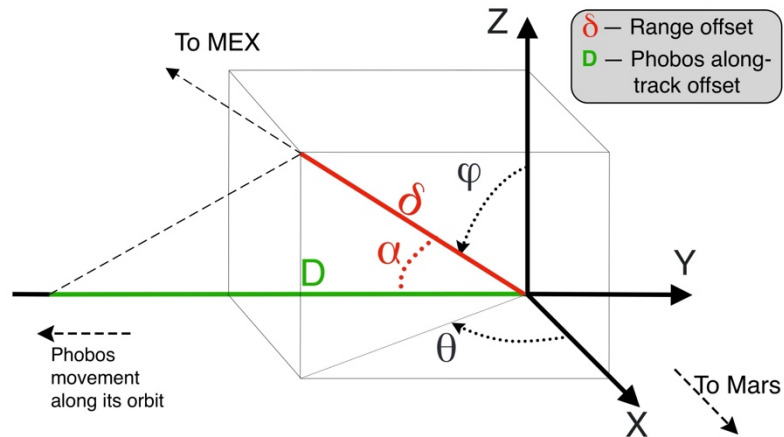


Figure 7.9. Schéma du calcul du décalage équivalent de Phobos le long de son orbite à partir des mesures de décalage en *range*. L'angle α représente l'angle entre le vecteur position de MEX et -Y, axe de déplacement de Phobos le long de son orbite.

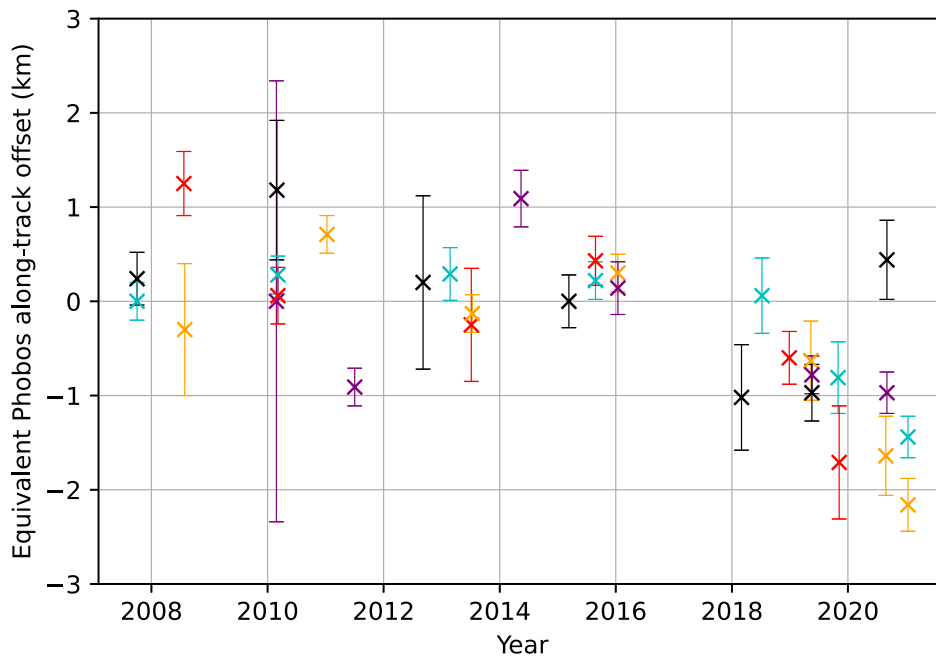


Figure 7.10. Décalage équivalent de Phobos le long de son orbite en fonction du temps. Les barres d'erreurs représentent l'impact d'une erreur de 100m sur la mesure de décalage en *range* sur le calcul de décalage de Phobos.

CHAPITRE 7 : LES DONNÉES MARSIS COMME POINTS DE CONTRÔLE ORBITOGRAPHIQUE

Tableau 7.1. Mesure de décalage en *range* entre les données MARSIS et les données de simulation avec les modèles de forme de Willner *et al.* (2014) et de Ernst *et al.*, (2023). Les premières colonnes, à savoir la date, la longitude et la latitude sont prises pour le point central de chaque jeu de données, dans le référentiel lié à Phobos. Ces données de position viennent directement du kernel NOE-4-2020. La date exprimée est détaillée dans la section 7.1. Les colonnes « *Range* » correspondent à un décalage en *range* mesuré entre les données MARSIS et la simulation. Un décalage positif indique que les données MARSIS sont décalées vers le bas sur la figure, équivalent à un retard temporel du signal. La mesure de décalage équivalent de Phobos a été faite pour chaque modèle de forme, avec la méthode présentée dans la section 7.2.2. L'impact d'une erreur de 100m en *range* sur la mesure de décalage équivalent de Phobos le long de sa trajectoire est présenté dans la dernière colonne.

N° orbite	Date (UTC)	Longitude (°)	Latitude (°)	<i>Range</i> Willner (km)	<i>Range</i> Ernst (km)	Décalage Phobos Willner (km)	Décalage Phobos Ernst (km)	Erreur Phobos (km)
4814	2007-10-02T16:56:41.715	-47.65	1.4	0.18	0.32	-0.24	-0.43	-0.14
4814	2007-10-02T16:58:45.223	85.24	67.02	0.00	-0.1	0.00	-0.26	0.26
5851	2008-07-23T04:49:01.386	-37.28	61.75	0.36	0.11	-1.26	-0.38	-0.35
5870	2008-07-28T14:56:30.761	163.18	45.89	0.06	-0.22	0.30	-1.09	0.50
7882	2010-02-25T11:51:28.046	4.93	-30.01	0.00	0.14	0.00	1.88	1.34
7893	2010-02-28T16:23:45.399	15.7	-32.43	-0.27	-0.07	-1.18	-0.31	0.44
7915	2010-03-07T01:26:31.677	-91.03	59.85	0.14	0.14	-0.28	-0.28	-0.20
7915	2010-03-07T01:28:42.701	137.62	-6.54	-0.04	-0.43	-0.06	-0.64	0.15
7926	2010-03-10T05:59:40.675	176.42	36.27	0.21	-0.07	4.17	-1.39	1.99
8974	2011-01-09T14:05:28.003	-93.17	-53.85	0.42	0.44	-0.71	-0.75	-0.17
9574	2011-07-03T08:13:26.630	97.56	-76.46	0.21	0.17	0.90	0.73	0.43
11050	2012-09-05T12:36:34.938	-12.66	45.78	0.03	0.11	-0.20	-0.72	-0.65
11634	2013-02-22T11:52:25.103	-136.1	53.38	0.12	-0.04	-0.29	0.10	-0.24
12092	2013-07-05T22:49:39.806	-19.79	-45.3	-0.06	0.05	0.25	-0.21	-0.42
12115	2013-07-12T15:35:01.752	73.07	44.24	0.09	0.05	0.13	0.07	0.15
13167	2014-05-14T22:41:05.938	42.96	-13.37	-0.72	-0.73	-1.09	-1.10	0.15
14201	2015-03-12T03:18:31.268	-43.76	23.45	0.00	0.11	0.00	-0.17	-0.16
14776	2015-08-26T13:17:44.659	-98.73	47.49	0.15	0.11	-0.22	-0.16	-0.15
14776	2015-08-26T13:19:51.675	47.97	-20.48	-0.30	-0.22	-0.43	-0.32	0.14
15260	2016-01-14T15:59:18.189	-77.53	-44	0.21	-0.76	-0.30	1.08	-0.14
15260	2016-01-14T16:01:25.205	133.89	22.69	-0.09	-0.22	-0.14	-0.33	0.15
17929	2018-03-02T10:38:51.910	-21.2	-12.9	-0.36	-0.10	1.02	0.28	-0.28
18372	2018-07-09T10:29:11.829	30.13	1.43	-0.03	-0.10	-0.06	-0.20	0.20
18395	2018-07-16T03:11:34.885	-176.97	21.52	0.18	-0.13	-3.66	2.64	-2.03
18962	2018-12-28T00:01:41.090	135.47	-5.6	0.42	0.08	0.60	0.11	0.14
19428	2019-05-12T16:32:21.251	28.28	3.76	0.30	0.32	0.63	0.68	0.21
19451	2019-05-19T09:13:46.304	-93.46	-59.78	-0.39	-0.31	0.78	0.62	-0.20
19451	2019-05-19T09:15:34.541	137.06	5.65	0.66	0.38	0.97	0.56	0.15
20018	2019-10-31T06:06:04.976	148.89	-3.36	0.42	0.11	0.81	0.21	0.19
20041	2019-11-06T22:47:50.861	-19.71	-43.12	-0.42	-0.16	1.71	0.65	-0.41
21051	2020-08-26T19:26:51.247	151.57	0.13	0.78	0.47	1.64	0.99	0.21
21074	2020-09-02T12:08:13.590	-60.55	57.78	-0.45	-0.40	0.97	0.86	-0.22
21074	2020-09-02T12:09:45.028	28.85	3.91	-0.21	-0.13	-0.44	-0.27	0.21
21529	2021-01-13T00:03:54.491	-61.77	-13.97	-1.23	-1.00	1.44	1.17	-0.12
21529	2021-01-13T00:05:52.322	134.74	60.72	0.75	0.44	2.16	1.27	0.29

CHAPITRE 7 : LES DONNÉES MARSIS COMME POINTS DE CONTRÔLE ORBITOGRAPHIQUE

Tableau 7.2. Mesure de la distance à la surface de Phobos avec les données MARSIS. Les premières colonnes, à savoir la date, la longitude et la latitude sont prises pour le point central de chaque jeu de données, dans le référentiel lié à Phobos. Ces données de position viennent directement du kernel NOE-4-2020. La date exprimée est détaillée dans la section 7.1. La mesure de distance à la surface suppose le choix arbitraire d'un point sur le radargramme, car l'écho de surface est étendu spatialement. Nous avons choisi le point au nadir de MEX au moment de la mesure. Pour remédier à ce problème, on peut estimer la distance équivalente au centre de masse pour chacun des deux modèles de forme (Willner *et al.* (2014) et Ernst *et al.*, (2023)). Le détail de ce procédé est discuté dans la section 7.1.

N° orbite	Date (UTC)	Longitude (°)	Latitude (°)	Distance à la surface (km)	Distance au centre de masse (Willner) (km)	Distance au centre de masse (Ernst) (km)
4814	2007-10-02T16:56:41.715	-47.65	1.40	208,85	221,94	221,80
4814	2007-10-02T16:58:45.223	85.24	67.02	226,95	237,08	237,18
5851	2008-07-23T04:49:01.386	-37.28	61.75	193,28	203,89	204,14
5870	2008-07-28T14:56:30.761	163.18	45.89	353,27	363,78	364,06
7882	2010-02-25T11:51:28.046	4.93	-30.01	398,16	410,66	410,52
7893	2010-02-28T16:23:45.399	15.7	-32.43	229,75	242,61	242,41
7915	2010-03-07T01:26:31.677	-91.03	59.85	215,20	225,25	225,25
7915	2010-03-07T01:28:42.701	137.62	-6.54	216,21	228,09	228,48
7926	2010-03-10T05:59:40.675	176.42	36.27	287,46	298,88	299,16
8974	2011-01-09T14:05:28.003	-93.17	-53.85	203,37	212,24	212,22
9574	2011-07-03T08:13:26.630	97.56	-76.46	403,45	410,73	410,77
11050	2012-09-05T12:36:34.938	-12.66	45.78	201,80	212,41	212,33
11634	2013-02-22T11:52:25.103	-136.1	53.38	185,02	195,63	195,79
12092	2013-07-05T22:49:39.806	-19.79	-45.3	308,51	320,61	320,50
12115	2013-07-12T15:35:01.752	73.07	44.24	293,67	304,07	304,11
13167	2014-05-14T22:41:05.938	42.96	-13.37	207,72	220,61	220,62
14201	2015-03-12T03:18:31.268	-43.76	23.45	180,48	193,58	193,47
14776	2015-08-26T13:17:44.659	-98.73	47.49	191,64	201,62	201,66
14776	2015-08-26T13:19:51.675	47.97	-20.48	176,33	188,08	188,00
15260	2016-01-14T15:59:18.189	-77.53	-44.00	191,58	200,60	201,57
15260	2016-01-14T16:01:25.205	133.89	22.69	173,39	185,58	185,71
17929	2018-03-02T10:38:51.910	-21.2	-12.9	189,95	203,89	203,63
18372	2018-07-09T10:29:11.829	30.13	1.43	215,39	227,46	227,53
18395	2018-07-16T03:11:34.885	-176.97	21.52	196,12	208,64	208,95
18962	2018-12-28T00:01:41.090	135.47	-5.6	172,89	183,26	183,60
19428	2019-05-12T16:32:21.251	28.28	3.76	322,45	333,96	333,94
19451	2019-05-19T09:13:46.304	-93.46	-59.78	180,15	190,13	190,05
19451	2019-05-19T09:15:34.541	137.06	5.65	182,11	193,08	193,36
20018	2019-10-31T06:06:04.976	148.89	-3.36	275,66	286,87	287,18
20041	2019-11-06T22:47:50.861	-19.71	-43.12	182,44	195,62	195,36
21051	2020-08-26T19:26:51.247	151.57	0.13	323,21	333,85	334,16
21074	2020-09-02T12:08:13.590	-60.55	57.78	191,50	202,23	202,18
21074	2020-09-02T12:09:45.028	28.85	3.91	173,41	185,79	185,71
21529	2021-01-13T00:03:54.491	-61.77	-13.97	192,09	205,49	205,26
21529	2021-01-13T00:05:52.322	134.74	60.72	166,19	174,91	175,22

7.2.2.1 Décalage de Phobos le long de sa trajectoire entre 2008 et 2016

Pour la première phase des mesures de 2008 à 2016, la dispersion des valeurs de décalages de Phobos est compatible avec nos incertitudes de mesures, en prenant aussi en compte les erreurs sur l'orbite de MEX et sur celle de Phobos. La constante de 300m est la résultante de la moyenne des écarts pondérés par le carré de l'erreur indicative calculée dans le tableau 7.1. Cette moyenne n'est pas centrée sur 0 mais reste cependant inférieur à l'écart type. Ces valeurs de moyenne et d'écart type ont été calculées avec le modèle de forme de Willner *et al.*, et les éphémérides NOE-4-2020. Afin de déterminer l'impact du modèle de forme et des données d'orbite de Phobos, les mêmes mesures ont été faites avec le modèle de forme de Ernst *et al.*, et les éphémérides mar097, et les différentes combinaisons kernel/modèle de forme. Les valeurs de moyennes et d'écart type mesurées sont rapportées dans le tableau 7.1. En comparant le modèle de forme de Ernst *et al.* à celui de Willner *et al.*, on constate que la moyenne et l'écart-type sont similaires quel que soit le modèle. En comparant l'impact des éphémérides par contre, on remarque que mar097 donne de meilleurs résultats pour ce qui est de la moyenne (la valeur moyenne des décalages de la première période des mesures est proche de 0). En regardant simplement cette valeur, on pourrait en conclure que le kernel mar097 est plus performant que NOE-4-2020. Cependant, lorsque l'on s'intéresse à l'écart-type, on remarque que celui-ci est quasiment deux fois supérieur pour les éphémérides mar097. Tandis que mar097 semble plus précis au vu de nos mesures, NOE-4-2020 est le kernel dont les erreurs mesurées ont la dispersion la plus faible. La figure 7.12 permet un autre moyen de comparaison entre les deux éphémérides, en représentant les décalages mesurés avec mar097 en fonction de ceux mesurés avec NOE-4-2020. Sur ce graphique, la date à laquelle les points ont été mesurés est représentée par la couleur. La période qui nous intéresse ici est celle de 2008 à 2016, correspondant aux couleurs de bleu à jaune. Les premiers points de mesure de 2008 à 2012 sont distribués selon une ligne de pente 1, ce qui veut dire que les deux éphémérides sont corrélées. Cette corrélation peut être expliquée par le fait que les mêmes points de contrôle ont été utilisés pour la génération des deux kernels, ou que l'erreur vient d'une autre source indépendante de l'orbite de Phobos, comme une erreur sur la trajectoire de MEX par exemple. Pour les points de mesure entre 2012 et 2016, une corrélation est toujours visible, mais avec une pente de 2. Les écarts de trajectoire de Phobos sont plus importants pour mar097 que pour NOE-4-2020. Cet écart s'explique par une différence dans la modélisation de l'orbite de Phobos pour mar097. Cette observation est cohérente avec l'article de Lainey *et al.*, (2021), dans lequel une déviation entre les deux éphémérides est observée à partir de la même date.

Tableau 7.3. Moyenne pondérée et écart-type des mesures de décalages de Phobos le long de sa trajectoire, pour différentes éphémérides et différents modèles de forme de Phobos.

Moyenne (km)	NOE-4-2020	mar097
Willner et al.	0,30	-0,02
Ernst et al.	0,24	-0,08
Écart-type (km)	NOE-4-2020	mar097
Willner et al.	0,53	0,92
Ernst et al.	0,65	0,97

7.2.2.2 Décalage de Phobos le long de sa trajectoire entre 2017 et 2021

En se penchant sur la seconde moitié des mesures de décalage de Phobos le long de sa trajectoire figure 7.10, on observe que les points de mesure s'éloignent progressivement de 0, à un rythme de -1km tous les deux ans environ, pour atteindre environ -1,5km en 2021. Comme évoqué précédemment, ce glissement des valeurs est dû au fait qu'à partir de 2017, date du dernier points de contrôle utilisé pour calculer l'orbite, les éphémérides sont prédictives. Cette cassure dans les valeurs de décalage mesurées ainsi que la pente de l'éloignement progressif sont légèrement supérieures aux valeurs attendues (Lainey *et al.*, 2021), et nous confirme la pertinence de l'utilisation des données radar comme points de contrôle pour corriger les éphémérides de Phobos. De la même manière que pour la première moitié des jeux de données, les mêmes mesures ont été faites avec le kernel mar097. En superposant les deux, figure 7.11, on remarque que mar097 produit des décalages plus importants, la pente que suivent les points de mesure est quasiment deux fois supérieure à celle pour NOE-4-2020. Cette différence est aussi visible sur la figure 7.12, où les points entre 2017 et 2021 (les points orange et rouge) suivent une ligne de pente 2.

Ces observations lors de la comparaison entre mar097 et NOE-4-2020 sont la raison pour laquelle nous avons choisi d'utiliser NOE-4-2020 comme référence pour nos simulations.

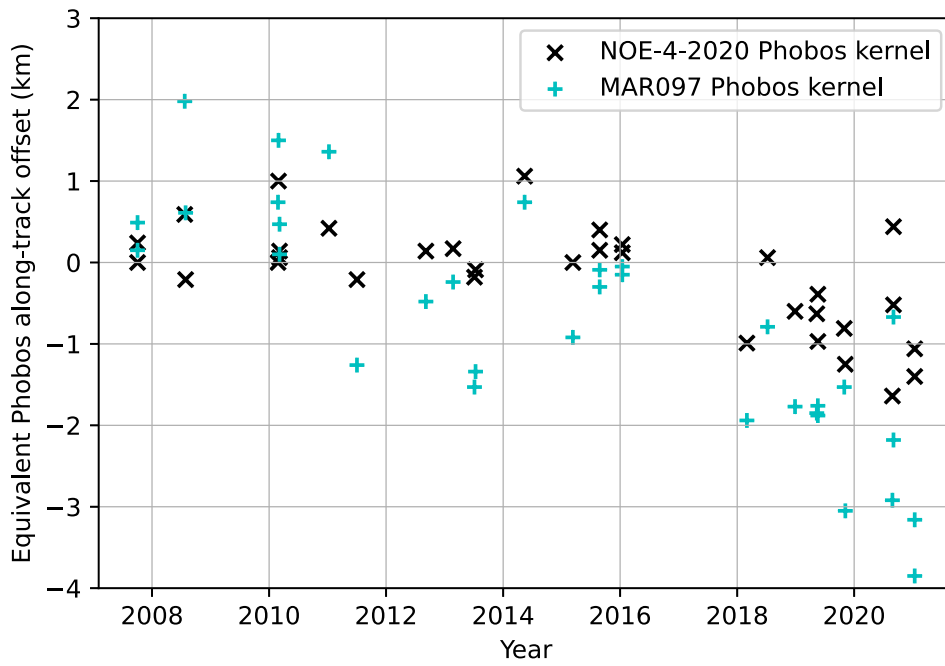


Figure 7.11. Comparaison des mesures de décalage de Phobos le long de sa trajectoire pour les éphémérides mar097 et NOE-4-2020.

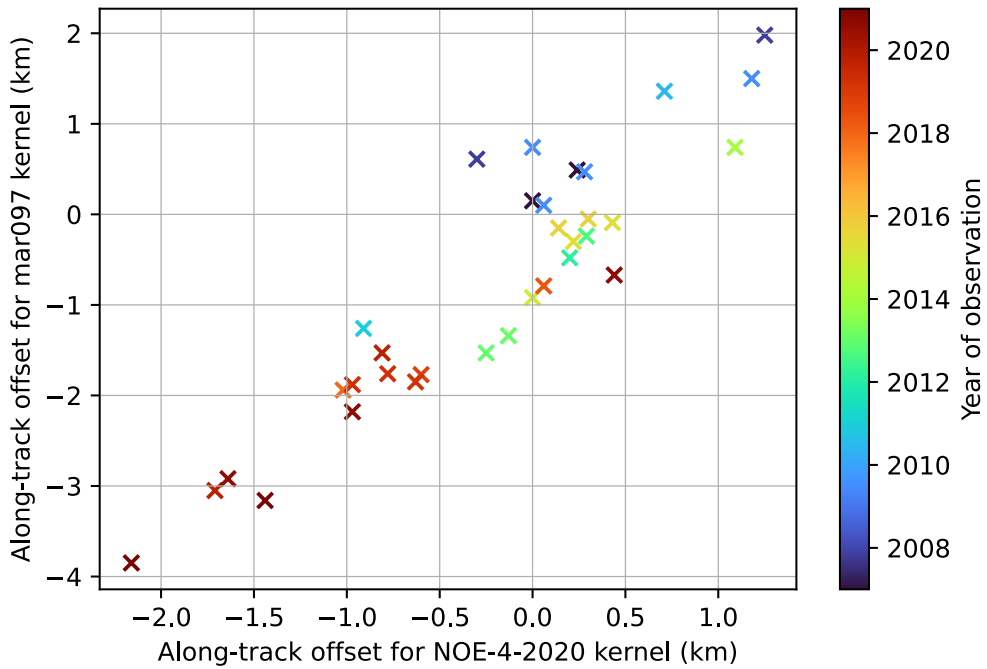


Figure 7.12. Diagramme représentant le décalage de Phobos le long de sa trajectoire pour le kernel mar097 en fonction du décalage pour NOE-4-2020. La couleur représente la date de mesure.

7.2.3 Sensibilité à un décalage global des mesures de distance.

Nous avons vu dans la section 7.1 que la moyenne des retards mesurés sans aucune correction appliquée était de 1km sur tous les jeux de données, et que nous avons fait le choix de retrancher cette moyenne à l'ensemble des mesures de distance. Afin de vérifier l'impact de cette décision, on calcule la dispersion des valeurs de décalage de Phobos le long de son orbite dans la partie constante des mesures, soit entre 2008 et 2016. Un décalage global Δ est appliqué à toutes les mesures de *range* avant de les convertir en décalage de Phobos le long de sa trajectoire, en faisant varier Δ de -400m à +400m. Sur la figure 7.13 sont représentées les valeurs d'écart-type de la distribution des décalages de Phobos le long de sa trajectoire en fonction de Δ . Un franc minimum apparaît alors autour de -0,03km pour ces mesures faites avec les éphémérides NOE-4-2020 et le modèle de forme de Willner *et al.* (2014). Afin de vérifier l'impact des éphémérides et du modèle de forme, nous avons reproduit ces mesures pour mar097 et le modèle de Ernst *et al.*, ainsi que les différentes combinaisons de kernel et modèle de forme, visibles dans le tableau 7.4. On remarque que les valeurs de Δ minimisant l'écart-type sont similaires entre les différentes combinaisons et sont relativement proche de 0 compte-tenu des incertitudes.

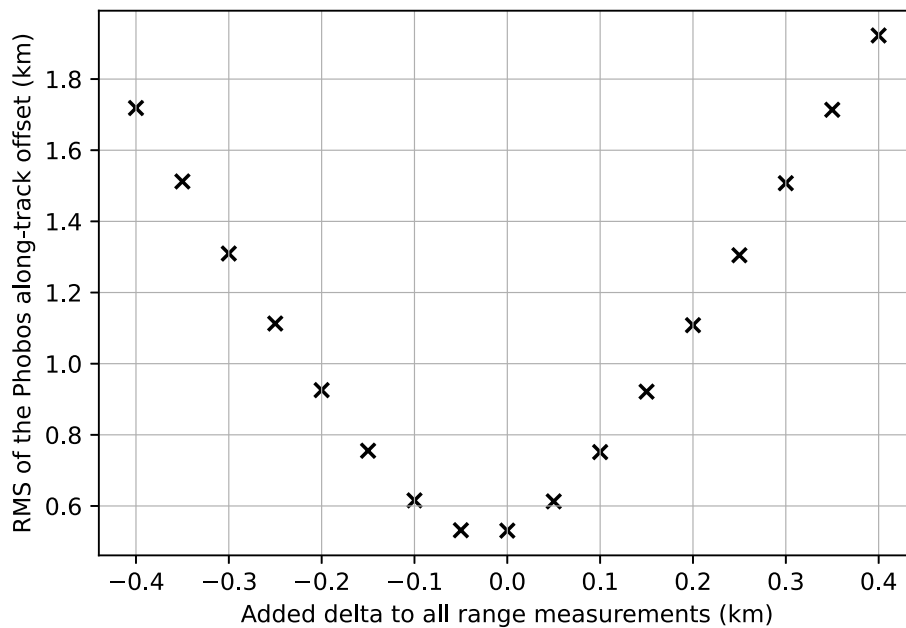


Figure 7.13. Variation de l'écart-type de la distribution des valeurs de décalage de Phobos le long de sa trajectoire, en fonction du Δ appliqué à toutes les mesures de *range*. Les mesures ont été faites avec les éphémérides NOE-4-2020 et le modèle de forme de Willner *et al.*.

Tableau 7.4. Valeur du Δ appliqué à l'ensemble des mesures de *range* minimisant l'écart-type de la distribution des décalages de Phobos le long de sa trajectoire entre 2008 et 2016.

Δ (km)	NOE-4-2020	mar097
Willner <i>et al.</i>	-0,03	0,05
Ernst <i>et al.</i>	-0,08	-0,05

Le fait que les valeurs optimales de Δ soient proches de 0 consolide l'hypothèse selon laquelle un retard instrumental de $6,67\mu\text{s}$ (correspondant à 1km aller/retour) doit être pris en compte dans le traitement des données. Le retard instrumental initialement mesuré pour la bande III de MARSIS était de $4,67\mu\text{s}$. L'écart entre ces deux valeurs peut être expliqué de plusieurs manières. Premièrement, il se peut qu'un retard dû à des filtres dans l'électronique n'ait pas été pris en compte dans nos données, une valeur de $2\mu\text{s}$ étant dans la plage attendue pour ces fréquences. De plus, la valeur précédemment mesurée l'a été avec des données martiennes, où l'ionosphère est quasiment toujours présente, bien que parfois de manière résiduelle. La manière dont les échos sont corrigés pour compenser les retards et distorsion de phase peut aussi jouer dans la mesure de ce décalage. Ces pistes n'ont pas encore été investiguées mais devraient l'être prochainement.

7.3 Conclusions sur l'orbitographie de Phobos avec les données MARSIS

Dans cette partie, nous avons montré qu'il était possible d'utiliser des données MARSIS pour contraindre l'orbite de Phobos. Ce travail a été fait en collaboration avec Valery Lainey⁷, qui a apporté l'expertise sur l'orbitographie et grâce à qui nos 35 points de mesures pris entre 2008 et 2021 pourront être intégrés à un nouveau modèle orbital de Phobos. Ces données font l'objet d'un article court, soumis récemment. En pratique, les points utilisés pour la génération de modèle orbitaux sont des mesures absolues de distance, et non des mesures de décalages par rapport à un ancien kernel. C'est pourquoi nous présentons dans le tableau 7.2 les mesures de la distance entre MEX et la surface, ainsi que la distance équivalente au centre de masse calculées pour les modèles de forme de Willner *et al.* (2014) et Ernst *et al.* (2023). Il reste cependant une source d'erreur conséquente qui est l'orbite de MEX, puisque l'erreur sur ces données est estimée à 200m environs, suite à un changement de stratégie de suivi de sonde de la part de l'ESA, afin de limiter les ressources nécessaires. L'erreur totale estimée sur les mesures de *range* est de 300m. Pour calculer l'impact de cette erreur sur l'estimation du décalage de position de Phobos le long de son orbite, il suffit de multiplier les valeurs d'erreur du tableau 7.1 par 3, puisqu'elles ont été calculées pour une erreur de *range* standard de 100m. Avec une amélioration de la précision de la position de

⁷ IMCCE, Observatoire de Paris, PSL Research University, CNRS, Sorbonne Université, Univ. Lille, France

MEX de 20m comme prévu originalement, l'erreur totale sur la détermination de distance entre MEX et Phobos serait d'environ 150m. La détermination du point d'inflexion du décalage de Phobos le long de son orbite, en accord avec les données théoriques, a permis de confirmer la pertinence de l'utilisation des données MARSIS en tant que point de contrôle pour les éphémérides de Phobos.

En comparant le kernel mar097 à NOE-4-2020, nous avons conclu que ce dernier produisait des résultats plus pertinents que mar097, de par la dispersion des mesures moins élevée entre 2008 et 2016, et le glissement progressif des décalages entre 2017 et 2021 moins important en utilisant NOE-4-2020. La comparaison entre les modèles de forme de Willner *et al.* et celui de Ernst *et al.* a montré que le choix de modèle a peu d'impact sur la détermination de l'orbite de Phobos.

De plus, nous avons estimé le décalage instrumental de MARSIS à $6,67\mu\text{s}$ pour la bande III. Ce retard instrumental avait déjà été estimé par le passé, mais de manière moins précise car utilisant des données prises sur Mars où l'ionosphère perturbe la mesure de retard. Notre estimation sera utile pour la calibration temporelle des données MARSIS prises sur Mars.

8 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette thèse a été divisée en deux parties, dans lesquelles nous avons analysé Mars et Phobos avec des radars en orbite. Elle a permis le développement de méthodes et d'outils d'analyse de données radar, acquises dans des scénarios d'observation différents.

Dans une première partie, nous avons analysé les données SHARAD pour l'étude du sous-sol proche des moyennes latitudes martiennes, dans le but de détecter des interfaces diélectriques dans les premières dizaines de mètres sous la surface, traduisant la présence de glace. Par cette étude, nous avons mis en évidence que l'analyse de données SHARAD pour détecter des réflecteurs peu profonds était fortement dépendante du choix du modèle de terrain utilisé pour la simulation. Nous avons montré que les modèles optiques, bien que performants par leur haute résolution, étaient parfois sujets à des artefacts dus à l'estimation de la topographie par parallaxe, qui pouvaient parfois masquer des réflecteurs sur les simulations radar, ou en créer d'autres. Nous avons développé une méthode de projection de données radar sur des modèles de terrain pour pouvoir, par la superposition d'images optiques, déterminer si un réflecteur vient de la surface ou non. Cette méthode, en étant utilisée de manière complémentaire à la simulation plus classique, permet d'éliminer une grande partie des réflecteurs de surface (« clutter »), particulièrement pour l'analyse des réflecteurs proches du sous-sol. Nous avons montré, dans une étude de cas sur Terra Cimmeria, qu'un réflecteur qui pouvait être interprété comme souterrain par comparaison avec un modèle HRSC, était en fait un réflecteur de surface, par comparaison avec une simulation utilisant un modèle haute résolution généré par photogrammétrie. En parallèle, nous avons développé une méthode de cartographie de la phase du signal radar sur les modèles de terrain. Elle permet de visualiser les zones de la surface sur lesquelles les signaux réfléchis s'additionnent de manière constructive, renvoyant ainsi un écho capté par le radar. La cartographie de phase permet aussi d'estimer la quantité de clutter qui sera visible sur la simulation, et donc d'une certaine manière de quantifier le niveau d'artefacts présents sur un modèle de forme. Couplée à la projection, cet outil permet une analyse fine des échos de surface, et une discrimination des échos souterrains d'une manière complémentaire à la simulation, le tout pour un coût calculatoire moindre. Grâce à ce travail, nous sommes maintenant capables de simuler tous les profils SHARAD, avec une multitude de sources de modèles de terrain, produisant des données pouvant être directement superposées aux données SHARAD. Cette flexibilité sur les sources de modèles de terrain permettra de s'adapter à de nombreux cas d'études différents.

Nous avons aussi montré dans cette partie que la comparaison entre les données radar et les données simulées constitue un moyen d'estimation de la qualité d'un modèle de terrain, plus particulièrement en comparant les résultats sur des petites échelles. Cette

comparaison fine est rendue possible grâce au fait que les simulations pour des modèles haute résolution non biaisés est très proche des données SHARAD, la simulation cohérente permettant de prendre en compte la puissance diffusée, le traitement SAR étant équivalent à celui des données réelles. L'estimation de la qualité d'un modèle de terrain avec des données radar sera d'autant plus importante pour des missions telles que JUICE et Europa Clipper, pour lesquelles les sources de modèles de terrain seront restreinte, et la calibration avec des données altimétriques ne sera pas possible, du moins dans un premier temps.

Par la suite, il sera nécessaire d'utiliser ces différents outils pour analyser d'autres régions des moyennes latitudes Sud. En particulier, une étude est en cours et continuera dans les prochains mois, basée sur l'article de Cook *et al.* (2020). Dans cet article, les auteurs analysent les données SHARAD sur Hellas Planitia, dans le but de détecter de la glace souterraine, et ont détecté 185 réflecteurs souterrains par comparaison avec des modèles MOLA. Par la suite, des modèles de terrain HRSC ont été utilisés aux endroits où la couverture le permettait, pour produire des simulations plus détaillées. Plus de la moitié d'entre elles ont permis de déterminer que des échos identifiés avec MOLA étaient en fait des échos de surface. Notre but va donc être d'appliquer les méthodes d'analyse développées durant cette thèse, ainsi que des simulations avec des modèles de terrain haute résolution (principalement CTX) pour déterminer la provenance des échos qui sont encore interprétés comme provenant du sous-sol.

Un autre sujet d'étude à moyen terme est l'analyse de tubes de lave avec SHARAD. Ces structures sont présentes sur Terre, et par analogie géomorphologique ont été détectées sur la Lune et sur Mars (Sauro *et al.*, 2020). La taille et la profondeur des tubes de lave martiens est pour la plupart de l'ordre d'une à quelques longueurs d'onde de SHARAD, rendant leur détection délicate. Cependant, il serait intéressant d'appliquer nos outils de simulation et d'analyse radar sur ces cas afin peut-être de détecter les structures les plus grandes et les plus profondes.

Dans une seconde partie, nous avons étudié les données MARSIS sur Phobos dans le but de détecter des interfaces souterraines traduisant la possible hétérogénéité de la lune martienne. Pour ce faire, nous avons adapté les outils développés pour Mars et SHARAD au cas spécifique de Phobos. La synthèse SAR appliquée aux données MARSIS a mené à une grande amélioration du rapport signal sur bruit, ce qui a amélioré la comparaison avec des simulations utilisant un modèle de forme haute résolution. L'analyse systématique de tous les jeux de données MARSIS sur Phobos a mis en évidence l'importance de la projection de données sur le modèle de forme, grâce à laquelle l'ambiguïté entre un réflecteur de surface et un réflecteur souterrain peut être levée dans les cas où la simulation ne le permet pas. Cependant, aucun réflecteur souterrain n'a encore pu être identifié. La comparaison entre les différents jeux de données a toutefois montré une grande variabilité du rapport signal sur bruit à la distance de survol, comme attendu. Les prochaines données MARSIS prises à des altitudes plus faibles permises par la mise à jour du système de MARSIS permettront

peut-être une analyse des réflecteurs les plus faibles et la détection de possibles interfaces souterraines.

À court terme, nous allons comparer finement la puissance reçue par MARSIS et sur les données simulées, afin de mesurer la réflectivité de la surface en plusieurs points, avec une inter-calibration pour les jeux de données sondant la même zone. Nous pourrions ensuite grâce à ces mesures contraindre la permittivité de la surface de Phobos. L'utilisation du modèle de forme haute résolution à 18m pourra permettre de simuler la puissance réfléchie plus précisément. La prise en compte de l'effet du lobe d'antenne sera nécessaire pour ce travail, car il peut avoir un impact conséquent sur la puissance mesurée.

Dans cette partie sur l'étude de Phobos avec MARSIS, nous avons aussi montré que la comparaison entre les données MARSIS et les données de simulation peut être utilisée pour mesurer la position de Phobos, et générer des points de contrôle pour le calcul d'éphémérides, avec une précision d'environ 300m. Cette précision pourrait être abaissée à un peu plus de 100m en raffinant l'orbite de Mars Express. Les points de contrôle ainsi générés seront utilisés conjointement aux autres points mesurés avec d'autres instruments pour calculer les prochaines éphémérides de Phobos. Cette étude a été faite en collaboration avec Valery Lainey, qui a apporté son expertise sur la détermination d'orbite, afin que nos données soient le plus pertinentes possibles. Les données ont fait l'objet d'un article court incluant nos mesures, soumis récemment. À l'avenir, les nouvelles mesures de distance avec MARSIS pourraient être intégrées systématiquement comme points de contrôle pour calculer l'orbite de Phobos.

Ce travail sur l'orbitographie a aussi mené à la détermination du retard instrumental de MARSIS pour la bande de fréquence utilisée pour l'observation de Phobos, ce qui avait été fait avec Mars par d'autres équipes, mais avec une précision inférieure du fait du retard ionosphérique difficile à mesurer avec précision.

9 PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES

Publications dans des revues à comité de lecture

- L. Desage, A. Herique, S. Douté, S. Zine, and W. Kofman, '*Resolving Ambiguities in SHARAD Data Analysis Using High-Resolution Digital Terrain Models*', *Remote Sensing*, vol. 15, no. 3, p. 764, Jan. 2023, doi: [10.3390/rs15030764](https://doi.org/10.3390/rs15030764).
- L. Desage, A. Herique, V. Lainey, W. Kofman, A. Cicchetti, and R. Orosei '*MARSIS Data as a New Constraint for Phobos' Orbit*', soumis à *Astronomy & Astrophysics*.

Présentations lors de conférences internationales

Oraux :

- L.Desage, A. Herique, V. Lainey, W. Kofman, A. Cicchetti, and R. Orosei '*Phobos observation using MARSIS data*', Mars Express SWT, Juin 2023.
- L. Desage, A. Herique, S. Douté, S. Zine, and W. Kofman '*Resolving Ambiguities in SHARAD Data Analysis Using High-Resolution Digital Terrain Models*', RIME science team, Mars 2023, Trento, IT.
- L. Desage, A. Herique, S. Douté, S. Zine, and W. Kofman '*Resolving Ambiguities in SHARAD Data Analysis using High Resolution Digital Terrain Models*', AGU Fall meeting 2022, Chicago, IL.
- L. Desage, A. Herique, S. Douté, S. Zine, and W. Kofman '*SHARAD Data analysis with High Resolution Terrain Models*', EPSC 2022, Granada, ES.
- Trois présentations orales ont aussi été faites lors de réunions d'équipes scientifiques de SHARAD et MARSIS durant ma thèse.

Posters :

- L.Desage, A. Herique, V. Lainey, W. Kofman, A. Cicchetti, and R. Orosei '*MARSIS data as a new constraint for Phobos' orbit*', EPSC/DPS joint meeting 2023, San Antonio, TX.
- L.Desage, A. Herique, W. Kofman '*Martian Near Subsurface characterization with SHARAD using High Resolution Surface Models*', AGU Fall Meeting 2021, New Orleans, LA.
- L.Desage, A. Herique, W. Kofman '*The first tens of meters of the Martian midlatitude subsurface : How to analyze SHARAD signal?*' EPSC 2021, online.

10 BIBLIOGRAPHIE

- Acuña, M.H. *et al.* (1999) ‘Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment’, *Science*, 284(5415), pp. 790–793. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.284.5415.790>.
- Adeli, S. *et al.* (2019) ‘Geomorphological Evidence of Localized Stagnant Ice Deposits in Terra Cimmeria, Mars’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(6), pp. 1525–1541. Available at: <https://doi.org/10.1029/2018JE005772>.
- Andrews-Hanna, J.C., Zuber, M.T. and Banerdt, W.B. (2008) ‘The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy’, *Nature*, 453(7199), pp. 1212–1215. Available at: <https://doi.org/10.1038/nature07011>.
- Baker, V.R. *et al.* (1991) ‘Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars’, *Nature*, 352(6336), pp. 589–594. Available at: <https://doi.org/10.1038/352589a0>.
- Bandfield, J.L. (2007) ‘High-resolution subsurface water-ice distributions on Mars’, *Nature*, 447(7140), pp. 64–67. Available at: <https://doi.org/10.1038/nature05781>.
- Bandfield, J.L., Hamilton, V.E. and Christensen, P.R. (2000) ‘A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES’, *Science*, 287(5458), pp. 1626–1630. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.287.5458.1626>.
- Barucci, M.A. *et al.* (2021) ‘MIRS: an imaging spectrometer for the MMX mission’, *Earth, Planets and Space*, 73(1), p. 211. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01423-2>.
- Basilevsky, A.T. *et al.* (2014) ‘The surface geology and geomorphology of Phobos’, *Planetary and Space Science*, 102, pp. 95–118. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.04.013>.
- Bell, J.F. *et al.* (2009) ‘Mars Reconnaissance Orbiter Mars Color Imager (MARCI): Instrument description, calibration, and performance’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E8), p. 2008JE003315. Available at: <https://doi.org/10.1029/2008JE003315>.
- Bellucci, G. *et al.* (2006) ‘OMEGA/Mars Express: Visual channel performances and data reduction techniques’, *Planetary and Space Science*, 54(7), pp. 675–684. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.03.006>.
- Berman, D.C. *et al.* (2021) ‘Ice-rich landforms of the southern mid-latitudes of Mars: A case study in Nereidum Montes’, *Icarus*, 355, p. 114170. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.114170>.
- Berquin, Y. *et al.* (2015) ‘Computing low-frequency radar surface echoes for planetary radar using Huygens-Fresnel’s principle: COMPUTING RADAR SURFACE ECHOES’, *Radio Science*, 50(10), pp. 1097–1109. Available at: <https://doi.org/10.1002/2015RS005714>.
- Bertaux, J.-L. *et al.* (2006) ‘SPICAM on Mars Express: Observing modes and overview of UV spectrometer data and scientific results’, *Journal of Geophysical Research*, 111(E10), p. E10S90. Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JE002690>.
- Bills, B.G. *et al.* (2005) ‘Improved estimate of tidal dissipation within Mars from MOLA observations of the shadow of Phobos’, *Journal of Geophysical Research: Planets*,

- 110(E7). Available at: <https://doi.org/10.1029/2004JE002376>.
- Bramson, A.M. *et al.* (2015) ‘Widespread excess ice in Arcadia Planitia, Mars’, *Geophysical Research Letters*, 42(16), pp. 6566–6574. Available at: <https://doi.org/10.1002/2015GL064844>.
- Bramson, A.M. *et al.* (2019) ‘A Migration Model for the Polar Spiral Troughs of Mars’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(4), pp. 1020–1043. Available at: <https://doi.org/10.1029/2018JE005806>.
- Brown, W.M. and Porcello, L.J. (1969) ‘An introduction to synthetic-aperture radar’, *IEEE Spectrum*, 6(9), pp. 52–62. Available at: <https://doi.org/10.1109/MSPEC.1969.5213674>.
- Bryson, K. *et al.* (2008) ‘Stability of ice on Mars and the water vapor diurnal cycle: Experimental study of the sublimation of ice through a fine-grained basaltic regolith’, *Icarus*, 196(2), pp. 446–458. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.02.011>.
- Byrne, S. (2009) ‘The Polar Deposits of Mars’, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37(1), pp. 535–560. Available at: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100101>.
- Byrne, S. and Murray, B.C. (2002) ‘North polar stratigraphy and the paleo-erg of Mars’, *Journal of Geophysical Research*, 107(E6), p. 5044. Available at: <https://doi.org/10.1029/2001JE001615>.
- Calvin, W.M., Cantor, B.A. and James, P.B. (2017) ‘Interannual and seasonal changes in the south seasonal polar cap of Mars: Observations from MY 28-31 using MARCI’, *Icarus*, 292, pp. 144–153. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.01.010>.
- Campbell, B.A. *et al.* (2011) ‘Autofocus Correction of Phase Distortion Effects on SHARAD Echoes’, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8(5), pp. 939–942. Available at: <https://doi.org/10.1109/LGRS.2011.2143692>.
- Campbell, B.A. *et al.* (2015) ‘ENHANCED RADAR VISUALIZATION OF STRUCTURE IN THE SOUTH POLAR DEPOSITS OF’, p. 2.
- Campbell, B.A. *et al.* (2021) ‘Calibration of Mars Reconnaissance Orbiter Shallow Radar (SHARAD) data for subsurface probing and surface reflectivity studies’, *Icarus*, 360, p. 114358. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114358>.
- Carr, M. and Head, J. (2019) ‘Mars: Formation and fate of a frozen Hesperian ocean’, *Icarus*, 319, pp. 433–443. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.08.021>.
- Carr, M.H. (2012) ‘The fluvial history of Mars’, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370(1966), pp. 2193–2215. Available at: <https://doi.org/10.1098/rsta.2011.0500>.
- Carr, M.H. and Head, J.W. (2010) ‘Geologic history of Mars’, *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4), pp. 185–203. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>.
- Carr, M.H. and Head, J.W. (2015a) ‘Martian surface/near-surface water inventory: Sources, sinks, and changes with time’, *Geophysical Research Letters*, 42(3), pp. 726–732. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014GL062464>.
- Carr, M.H. and Head, J.W. (2015b) ‘Martian surface/near-surface water inventory: Sources, sinks, and changes with time: Martian water’, *Geophysical Research Letters*, 42(3), pp. 726–732. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014GL062464>.

- Chabot, N.L. *et al.* (2021) ‘MEGANE investigations of Phobos and the Small Body Mapping Tool’, *Earth, Planets and Space*, 73(1), p. 217. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01509-x>.
- Christensen, P.R. *et al.* (2003) ‘The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission’.
- Cicchetti, A. *et al.* (2023) ‘Improvement of the MARSIS On-Board SW, on the Mars Express Mission. Preliminary scientific results on Phobos and Mars.’
- Clifford, S. (2001) ‘The Evolution of the Martian Hydrosphere: Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains’, *Icarus*, 154(1), pp. 40–79. Available at: <https://doi.org/10.1006/icar.2001.6671>.
- Connerney, J.E.P. *et al.* (2005) ‘Tectonic implications of Mars crustal magnetism’, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(42), pp. 14970–14975. Available at: <https://doi.org/10.1073/pnas.0507469102>.
- Cook, C. (1960) ‘Pulse Compression-Key to More Efficient Radar Transmission’, *Proceedings of the IRE*, 48(3), pp. 310–316. Available at: <https://doi.org/10.1109/JRPROC.1960.287599>.
- Cook, C.W. *et al.* (2020) ‘Sparse subsurface radar reflectors in Hellas Planitia, Mars’, *Icarus*, 348, p. 113847. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.113847>.
- Costard, F. and Kargel, J.S. (1992) ‘Outwash Plains and Thermokarst on Mars’, *Icarus*, (114), pp. 93–112.
- Craddock, R.A. (2011) ‘Are Phobos and Deimos the result of a giant impact?’, *Icarus*, 211(2), pp. 1150–1161. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.10.023>.
- Croci, R. *et al.* (2007) ‘Calibration of the SHARAD Instrument’, in *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Barcelona, Spain: IEEE, pp. 5218–5223. Available at: <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2007.4424038>.
- Cull, S. *et al.* (2010) ‘Seasonal ice cycle at the Mars Phoenix landing site: 2. Postlanding CRISM and ground observations’, *Journal of Geophysical Research*, 115, p. E00E19. Available at: <https://doi.org/10.1029/2009JE003410>.
- Curlander, J.C. and McDonough, R.N. (1991) *Synthetic Aperture Radar - systems and signal processing*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Davis, P.A. and Soderblom, L.A. (1984) ‘Modeling crater topography and albedo from monoscopic Viking Orbiter images: 1. Methodology’, *Journal of Geophysical Research*, 89(B11), p. 9449. Available at: <https://doi.org/10.1029/JB089iB11p09449>.
- Desage, L. *et al.* (2023) ‘Resolving Ambiguities in SHARAD Data Analysis Using High-Resolution Digital Terrain Models’, *Remote Sensing*, 15(3), p. 764. Available at: <https://doi.org/10.3390/rs15030764>.
- van Diggelen, J. (1951) ‘A photometric investigation of the slopes and the heights of the ranges of hills in the Maria of the Moon’.
- Dobrovolskis, A.R. (1982) ‘Internal stresses in phobos and other triaxial bodies’, *Icarus*, 52(1), pp. 136–148. Available at: [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(82\)90174-9](https://doi.org/10.1016/0019-1035(82)90174-9).
- Doute, S. and Jiang, C. (2020) ‘Small-Scale Topographical Characterization of the Martian

- Surface With In-Orbit Imagery’, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(1), pp. 447–460. Available at: <https://doi.org/10.1109/TGRS.2019.2937172>.
- Dundas, C.M. *et al.* (2018) ‘Exposed subsurface ice sheets in the Martian mid-latitudes’, *Science*, 359(6372), pp. 199–201. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.aao1619>.
- Dundas, C.M. *et al.* (2023) ‘A Large New Crater Exposes the Limits of Water Ice on Mars’, *Geophysical Research Letters*, 50(2), p. e2022GL100747. Available at: <https://doi.org/10.1029/2022GL100747>.
- Duxbury, T.C. *et al.* (2014) ‘Spacecraft exploration of Phobos and Deimos’, *Planetary and Space Science*, 102, pp. 9–17. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.12.008>.
- Ernst, C.M. *et al.* (2023) ‘High-resolution shape models of Phobos and Deimos from stereophotoclinometry’, *Earth, Planets and Space*, 75(1), p. 103. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-023-01814-7>.
- Feldman, W.C. *et al.* (2002) ‘Global Distribution of Neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey’, *Science*, 297(5578), pp. 75–78. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.1073541>.
- Feldman, W.C. (2004) ‘Global distribution of near-surface hydrogen on Mars’, *Journal of Geophysical Research*, 109(E9), p. E09006. Available at: <https://doi.org/10.1029/2003JE002160>.
- Ferguson, R.L., Hare, T.M. and Laura, J. (2017) *HRSC and MOLA Blended Digital Elevation Model at 200m. Astrogeology PDS Annex, U.S. Geological Survey*. Available at: http://bit.ly/HRSC_MOLA_Blend_v0 (Accessed: 27 July 2022).
- Foss, F.J. *et al.* (2017) ‘3D imaging of Mars’ polar ice caps using orbital radar data’, *The Leading Edge*, 36(1), pp. 43–57. Available at: <https://doi.org/10.1190/tle36010043.1>.
- Frey, H. and Schultz, R.A. (1988) ‘Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars’, *Geophysical Research Letters*, 15(3), pp. 229–232. Available at: <https://doi.org/10.1029/GL015i003p00229>.
- Gassot, O. *et al.* (2020) ‘SPRATS: a versatile Simulation and Processing Radar Tools for planetary missions’, in *2020 IEEE Radar Conference (RadarConf20). 2020 IEEE Radar Conference (RadarConf20)*, pp. 1–5. Available at: <https://doi.org/10.1109/RadarConf2043947.2020.9266488>.
- Grima, C. *et al.* (2009) ‘North polar deposits of Mars: Extreme purity of the water ice: MARS NPLD-EXTREME PURITY OF WATER ICE’, *Geophysical Research Letters*, 36(3), p. n/a-n/a. Available at: <https://doi.org/10.1029/2008GL036326>.
- Grima, C. *et al.* (2012) ‘Quantitative analysis of Mars surface radar reflectivity at 20MHz’, *Icarus*, 220(1), pp. 84–99. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.04.017>.
- Hartmann, W.K. and Neukum, G. (2001) ‘CRATERING CHRONOLOGY AND THE EVOLUTION OF MARS’, in *Chronology and Evolution of Mars*.
- Head, J.W. *et al.* (2001) ‘Geological Processes and Evolution’, in R. Kallenbach, J. Geiss, and William K. Hartmann (eds) *Chronology and Evolution of Mars*. Dordrecht: Springer Netherlands (Space Sciences Series of ISSI), pp. 263–292. Available at: https://doi.org/10.1007/978-94-017-1035-0_9.
- Hesselbrock, A.J. and Minton, D.A. (2017) ‘An ongoing satellite–ring cycle of Mars and the

- origins of Phobos and Deimos’, *Nature Geoscience*, 10(4), pp. 266–269. Available at: <https://doi.org/10.1038/ngeo2916>.
- Holt, J.W. *et al.* (2008) ‘Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars’, *Science*, 322(5905), pp. 1235–1238. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.1164246>.
- Jones, A.R. *et al.* (2021) ‘The Emirates Exploration Imager (EXI) Instrument on the Emirates Mars Mission (EMM) Hope Mission’, *Space Science Reviews*, 217(8), p. 81. Available at: <https://doi.org/10.1007/s11214-021-00852-5>.
- Kameda, S. *et al.* (2021) ‘Design of telescopic nadir imager for geomorphology (TENGOO) and observation of surface reflectance by optical chromatic imager (OROCHI) for the Martian Moons Exploration (MMX)’, *Earth, Planets and Space*, 73(1), p. 218. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01462-9>.
- Kirk, R.L., Baret, J.M. and Soderblom, L.A. (2003) ‘PHOTOCLINOMETRY MADE SIMPLE...?’, in *Advances in planetary Mapping. Advances in planetary Mapping*, Houston.
- Kobayashi, M. *et al.* (2018) ‘In situ observations of dust particles in Martian dust belts using a large-sensitive-area dust sensor’, *Planetary and Space Science*, 156, pp. 41–46. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2017.12.011>.
- Kong, J. (2000) *Electromagnetic wave theory*. John Wiley and sons, Inc.
- Kuramoto, K. *et al.* (2022) ‘Martian moons exploration MMX: sample return mission to Phobos elucidating formation processes of habitable planets’, *Earth, Planets and Space*, 74(1), p. 12. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01545-7>.
- Lainey, V. *et al.* (2021) ‘Mars moon ephemerides after 14 years of Mars Express data’, *Astronomy & Astrophysics*, 650, p. A64. Available at: <https://doi.org/10.1051/0004-6361/202039406>.
- Lalich, D.E., Holt, J.W. and Smith, I.B. (2019) ‘Radar Reflectivity as a Proxy for the Dust Content of Individual Layers in the Martian North Polar Layered Deposits’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(7), pp. 1690–1703. Available at: <https://doi.org/10.1029/2018JE005787>.
- Laskar, J. *et al.* (2004) ‘Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars’, *Icarus*, 170(2), pp. 343–364. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.04.005>.
- Lemoine, F.G. *et al.* (2001) ‘An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2B) from Mars Global Surveyor’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E10), pp. 23359–23376. Available at: <https://doi.org/10.1029/2000JE001426>.
- Levy, J., Head, J.W. and Marchant, D.R. (2010) ‘Concentric crater fill in the northern mid-latitudes of Mars: Formation processes and relationships to similar landforms of glacial origin’, *Icarus*, 209(2), pp. 390–404. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.03.036>.
- Levy, J.S. *et al.* (2014) ‘Sequestered glacial ice contribution to the global Martian water budget: Geometric constraints on the volume of remnant, midlatitude debris-covered glaciers: Buried martian glaciers’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(10), pp.

- 2188–2196. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014JE004685>.
- Madeleine, J.-B. *et al.* (2009) ‘Amazonian northern mid-latitude glaciation on Mars: A proposed climate scenario’, *Icarus*, 203(2), pp. 390–405. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.04.037>.
- Mahaffy, P.R. *et al.* (2013) ‘Abundance and Isotopic Composition of Gases in the Martian Atmosphere from the Curiosity Rover’, *Science*, 341(6143), pp. 263–266. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.1237966>.
- Malin, M.C. *et al.* (1992) ‘Mars Observer camera’, *Journal of Geophysical Research*, 97(E5), p. 7699. Available at: <https://doi.org/10.1029/92JE00340>.
- Malin, M.C. *et al.* (2007) ‘Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter’, *Journal of Geophysical Research*, 112(E5), p. E05S04. Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JE002808>.
- Marinova, M.M., Aharonson, O. and Asphaug, E. (2008) ‘Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy’, *Nature*, 453(7199), pp. 1216–1219. Available at: <https://doi.org/10.1038/nature07070>.
- McCleese, D.J. *et al.* (2007) ‘Mars Climate Sounder: An investigation of thermal and water vapor structure, dust and condensate distributions in the atmosphere, and energy balance of the polar regions’, *Journal of Geophysical Research*, 112(E5), p. E05S06. Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JE002790>.
- McEwen, A.S. *et al.* (2007) ‘Mars Reconnaissance Orbiter’s High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE)’, *Journal of Geophysical Research*, 112(E5), p. E05S02. Available at: <https://doi.org/10.1029/2005JE002605>.
- McSween, H.Y. (2002) ‘The rocks of Mars, from far and near’, *Meteoritics & Planetary Science*, 37(1), pp. 7–25. Available at: <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2002.tb00793.x>.
- Michel, P. *et al.* (2022) ‘The MMX rover: performing in situ surface investigations on Phobos’, *Earth, Planets and Space*, 74(1), p. 2. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01464-7>.
- Moreira, A. *et al.* (2013) ‘A tutorial on synthetic aperture radar’, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 1(1), pp. 6–43. Available at: <https://doi.org/10.1109/MGRS.2013.2248301>.
- Morgan, G.A., Head, J.W. and Marchant, D.R. (2009) ‘Lineated valley fill (LVF) and lobate debris aprons (LDA) in the Deuteronilus Mensae northern dichotomy boundary region, Mars: Constraints on the extent, age and episodicity of Amazonian glacial events’, *Icarus*, 202(1), pp. 22–38. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.02.017>.
- Mouginot, J. *et al.* (2009) ‘MARSIS surface reflectivity of the south residual cap of Mars’, *Icarus*, 201(2), pp. 454–459. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.01.009>.
- Mouginot, J. (2009) *Traitement et Analyse des Données du Radar MARSIS/Mars Express*.
- Mouginot, J. *et al.* (2010) ‘The 3–5MHz global reflectivity map of Mars by MARSIS/Mars Express: Implications for the current inventory of subsurface H₂O’, *Icarus*, 210(2), pp. 612–625. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.07.003>.
- Murchie, S. and Erard, S. (1996) ‘Spectral Properties and Heterogeneity of Phobos from

- Measurements by Phobos 2', *Icarus*, 123(1), pp. 63–86. Available at: <https://doi.org/10.1006/icar.1996.0142>.
- Murray, J.B. (2011) 'Formation of the grooves of Phobos, in the light of new evidence from Mars Express images', in. *EPSC-DPS Joint Meeting 2011*.
- Murray, J.B. and Heggge, D.C. (2014) 'Character and origin of Phobos' grooves', *Planetary and Space Science*, 102, pp. 119–143. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.03.001>.
- Nakamura, T. *et al.* (2021) 'Science operation plan of Phobos and Deimos from the MMX spacecraft', *Earth, Planets and Space*, 73(1), p. 227. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01546-6>.
- Nerozzi, S. and W. Holt, J. (2018) 'Earliest accumulation history of the north polar layered deposits, Mars from SHARAD', *Icarus*, 308, pp. 128–137. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.05.027>.
- Neukum, G. *et al.* (2004) 'HRSC: High Resolution Stereo Camera'.
- Neumann, G.A. (2003) 'Mars Orbiter Laser Altimeter pulse width measurements and footprint-scale roughness', *Geophysical Research Letters*, 30(11), p. 1561. Available at: <https://doi.org/10.1029/2003GL017048>.
- Nouvel, J.-F. *et al.* (2004) 'Radar signal simulation: Surface modeling with the Facet Method: RADAR SIGNAL SIMULATION', *Radio Science*, 39(1), p. n/a-n/a. Available at: <https://doi.org/10.1029/2003RS002903>.
- Ogilvy, J.A. and Merklinger, H.M. (1991) 'Theory of Wave Scattering from Random Rough Surfaces', *The Journal of the Acoustical Society of America*, 90(6), pp. 3382–3382. Available at: <https://doi.org/10.1121/1.401410>.
- Oliver, C.J. and Quegan, S. (1998) *Understanding Synthetic Aperture Radar Images*. Boston; London, Artech House.
- Orosei, R. *et al.* (2015) 'Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding (MARSIS) after nine years of operation: A summary', *Planetary and Space Science*, 112, pp. 98–114. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.07.010>.
- Orosei, R. *et al.* (2018) 'Radar evidence of subglacial liquid water on Mars', *Science*, 361(6401), pp. 490–493. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.aar7268>.
- Paris, A.J. *et al.* (2019) 'PROSPECTIVE LAVA TUBES AT HELLAS PLANITIA'.
- Parker, T.J. *et al.* (1993) 'Coastal geomorphology of the Martian northern plains', *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E6), pp. 11061–11078. Available at: <https://doi.org/10.1029/93JE00618>.
- Pätzold, M. *et al.* (2004) 'MaRS: Mars Express Orbiter Radio Science'.
- Pätzold, M. *et al.* (2014) 'Phobos: Observed bulk properties', *Planetary and Space Science*, 102, pp. 86–94. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.01.004>.
- Pelkey, S.M. *et al.* (2007) 'CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance: CRISM MULTISPECTRAL SUMMARY PRODUCTS', *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E8). Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JE002831>.
- Phillips, R.J. *et al.* (2001) 'Ancient Geodynamics and Global-Scale Hydrology on Mars',

- Science*, 291(5513), pp. 2587–2591. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.1058701>.
- Picardi, G. *et al.* (2003) ‘Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS): subsurface performances evaluation’, in *2003 Proceedings of the International Conference on Radar (IEEE Cat. No.03EX695)*. 2003 International Conference on Radar, Adelaide, SA, Australia: IEEE, pp. 515–521. Available at: <https://doi.org/10.1109/RADAR.2003.1278795>.
- Picardi, G. *et al.* (2005) ‘Radar Soundings of the Subsurface of Mars’, *Science*, 310(5756), pp. 1925–1928. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.1122165>.
- Plaut, J.J. *et al.* (2007) ‘Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars’, *Science*, 316(5821), pp. 92–95. Available at: <https://doi.org/10.1126/science.1139672>.
- Plaut, J.J. *et al.* (2009) ‘Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of Mars: RADAR EVIDENCE FOR MID-LATITUDE MARS ICE’, *Geophysical Research Letters*, 36(2), p. n/a-n/a. Available at: <https://doi.org/10.1029/2008GL036379>.
- Pollack, J.B. *et al.* (1972) ‘Mariner 9 Television Observations of Phobos and Deimos’.
- Poole, W.D. (2015) *Deriving Planetary Surface Characteristics from Orbiting Laser Altimeter Pulse-Widths on: Mars, the Moon, and Earth*.
- Putzig, N.E. *et al.* (2014) ‘SHARAD soundings and surface roughness at past, present, and proposed landing sites on Mars: Reflections at Phoenix may be attributable to deep ground ice: SHARAD RESULTS AT MARS LANDING SITES’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(8), pp. 1936–1949. Available at: <https://doi.org/10.1002/2014JE004646>.
- Quantin-Nataf, C. *et al.* (2018) ‘MarsSI: Martian surface data processing information system’, *Planetary and Space Science*, 150, pp. 157–170. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2017.09.014>.
- Rambaux, N. *et al.* (2012) ‘Rotational motion of Phobos’, *Astronomy & Astrophysics*, 548, p. A14. Available at: <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201219710>.
- Ramsley, K.R. and Head, J.W. (2013) ‘The origin of Phobos grooves from ejecta launched from impact craters on Mars: Tests of the hypothesis’, *Planetary and Space Science*, 75, pp. 69–95. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2012.10.007>.
- Ramsley, K.R. and Head, J.W. (2019) ‘Origin of Phobos grooves: Testing the Stickney Crater ejecta model’, *Planetary and Space Science*, 165, pp. 137–147. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2018.11.004>.
- Rivkin, A. (2002) ‘Near-Infrared Spectrophotometry of Phobos and Deimos’, *Icarus*, 156(1), pp. 64–75. Available at: <https://doi.org/10.1006/icar.2001.6767>.
- Roberts, J.H. and Zhong, S. (2006) ‘Degree-1 convection in the Martian mantle and the origin of the hemispheric dichotomy’, *Journal of Geophysical Research*, 111(E6), p. E06013. Available at: <https://doi.org/10.1029/2005JE002668>.
- Rosenblatt, P. (2011) ‘The origin of the Martian moons revisited’, *The Astronomy and Astrophysics Review*, 19(1), p. 44. Available at: <https://doi.org/10.1007/s00159-011-0044-6>.
- Rosenblatt, P. *et al.* (2016) ‘Accretion of Phobos and Deimos in an extended debris disc

- stirred by transient moons’, *Nature Geoscience*, 9(8), pp. 581–583. Available at: <https://doi.org/10.1038/ngeo2742>.
- Rosenblatt, P., Rivoldini, A. and Dehant, V. (2010) ‘Inhomogeneous mass distribution inside Phobos’, in *EPSC2010-235*.
- Safaïnili, A. *et al.* (2007) ‘Estimation of the total electron content of the Martian ionosphere using radar sounder surface echoes’, *Geophysical Research Letters*, 34(23), p. 2007GL032154. Available at: <https://doi.org/10.1029/2007GL032154>.
- Sagdeev, R.Z. and Zakharov, A.V. (1989) ‘Brief history of the Phobos mission’, *Nature*, 341(6243), pp. 581–585. Available at: <https://doi.org/10.1038/341581a0>.
- Sauro, F. *et al.* (2020) ‘Lava tubes on Earth, Moon and Mars: A review on their size and morphology revealed by comparative planetology’, *Earth-Science Reviews*, 209, p. 103288. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103288>.
- Schmedemann, N. *et al.* (2014) ‘The age of Phobos and its largest crater, Stickney’, *Planetary and Space Science*, 102, pp. 152–163. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.04.009>.
- Schneider, W.A. (1978) ‘INTEGRAL FORMULATION FOR MIGRATION IN TWO AND THREE DIMENSIONS’, *GEOPHYSICS*, 43(1), pp. 49–76. Available at: <https://doi.org/10.1190/1.1440828>.
- Schorghofer, N. and Forget, F. (2012) ‘History and anatomy of subsurface ice on Mars’, *Icarus*, 220(2), pp. 1112–1120. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.003>.
- Selvans, M.M. *et al.* (2010) ‘Internal structure of Planum Boreum, from Mars advanced radar for subsurface and ionospheric sounding data’, *Journal of Geophysical Research*, 115(E9), p. E09003. Available at: <https://doi.org/10.1029/2009JE003537>.
- Senshu, H. *et al.* (2021) ‘Light detection and ranging (LIDAR) laser altimeter for the Martian Moons Exploration (MMX) spacecraft’, *Earth, Planets and Space*, 73(1), p. 219. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01537-7>.
- Seu, R. *et al.* (2004) ‘SHARAD: The MRO 2005 shallow radar’, *Planetary and Space Science*, 52(1–3), pp. 157–166. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2003.08.024>.
- Seu, R. *et al.* (2007) ‘SHARAD sounding radar on the Mars Reconnaissance Orbiter’, *Journal of Geophysical Research*, 112(E5), p. E05S05. Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JE002745>.
- Smith, I.B. *et al.* (2013) ‘The spiral troughs of Mars as cyclic steps: THE SPIRAL TROUGHS OF MARS’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(9), pp. 1835–1857. Available at: <https://doi.org/10.1002/jgre.20142>.
- Smith, I.B. and Holt, J.W. (2010) ‘Onset and migration of spiral troughs on Mars revealed by orbital radar’, *Nature*, 465(7297), pp. 450–453. Available at: <https://doi.org/10.1038/nature09049>.
- Soare, R.J., Osinski, G.R. and Roehm, C.L. (2008) ‘Thermokarst lakes and ponds on Mars in the very recent (late Amazonian) past’, *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1–2), pp. 382–393. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.010>.
- Sprague, A.L. *et al.* (2004) ‘Mars’ South Polar Ar Enhancement: A Tracer for South Polar Seasonal Meridional Mixing’, *Science*, 306(5700), pp. 1364–1367. Available at:

- <https://doi.org/10.1126/science.1098496>.
- Stooke, P. (2015) *Small Bodies Maps V3.0. MULTI-SA-MULTI-6-STOOKEMAPS-V3.0. NASA Planetary Data System*. Available at: <https://sbn.psi.edu/pds/resource/stookemaps.html> (Accessed: 26 July 2023).
- Stuurman, C.M. *et al.* (2016) ‘SHARAD detection and characterization of subsurface water ice deposits in Utopia Planitia, Mars: SHARAD DETECTION OF ICE UTOPIA PLANITIA’, *Geophysical Research Letters*, 43(18), pp. 9484–9491. Available at: <https://doi.org/10.1002/2016GL070138>.
- Tanaka, K.L. (1986) ‘The stratigraphy of Mars’, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B13). Available at: <https://doi.org/10.1029/JB091iB13p0E139>.
- Thomas, P. *et al.* (1979) ‘Grooves on Phobos: Their distribution, morphology and possible origin’, *Journal of Geophysical Research*, 84(B14), p. 8457. Available at: <https://doi.org/10.1029/JB084iB14p08457>.
- Torson, J.M. and Becker, K.J. (1997) ‘ISIS - A SOFTWARE ARCHITECTURE FOR PROCESSING PLANETARY IMAGES’, in *Lunar and Planetary Science XXVIII*.
- Veverka, J. and Duxbury, T.C. (1977) ‘Viking observations of Phobos and Deimos: Preliminary results’, *Journal of Geophysical Research*, 82(28), pp. 4213–4223. Available at: <https://doi.org/10.1029/JS082i028p04213>.
- Viola, D. and McEwen, A.S. (2018) ‘Geomorphological Evidence for Shallow Ice in the Southern Hemisphere of Mars’, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(1), pp. 262–277. Available at: <https://doi.org/10.1002/2017JE005366>.
- Wahl, D.E. *et al.* (1994) ‘Phase gradient autofocus—a robust tool for high resolution SAR phase correction’, *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, 30(3), pp. 827–835. Available at: <https://doi.org/10.1109/7.303752>.
- Weidenschilling, S.J. (1979) ‘A possible origin for the grooves of Phobos’, *Nature*, 282(5740), pp. 697–698. Available at: <https://doi.org/10.1038/282697a0>.
- Willner, K., Shi, X. and Oberst, J. (2014) ‘Phobos’ shape and topography models’, *Planetary and Space Science*, 102, pp. 51–59. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.12.006>.
- Yokota, S. *et al.* (2021) ‘In situ observations of ions and magnetic field around Phobos: the mass spectrum analyzer (MSA) for the Martian Moons eXploration (MMX) mission’, *Earth, Planets and Space*, 73(1), p. 216. Available at: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01452-x>.
- Zuber, M.T. *et al.* (1992) ‘The Mars Observer laser altimeter investigation’, *Journal of Geophysical Research*, 97(E5), p. 7781. Available at: <https://doi.org/10.1029/92JE00341>.
- Zurek, R.W. and Smrekar, S.E. (2007) ‘An overview of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) science mission’, *Journal of Geophysical Research*, 112(E5), p. E05S01. Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JE002701>.

Annexe A Plateformes d'acquisition de modèles de terrains

Deux principales plateformes ont servi durant cette thèse pour l'acquisition des modèles de terrain : le PDS et MarsSI.

Le PDS

Le « Planetary Data System », ou PDS, est un système d'archivage des données de missions spatiales. Il est organisé en nœuds selon les disciplines. Le nœud qui nous intéresse ici est le nœud de géoscience, plus particulièrement le « Mars Orbital Data Explorer »⁸. Il nous permet de chercher des jeux de données venant des sondes Mars Reconnaissance Orbiter, Mars Express, ExoMars Trace Gas Orbiter, Mars Odissey, Mars Global Surveyor, et les sondes Viking Orbiter 1 et 2. L'outil le plus couramment utilisé est la recherche par carte, où l'on peut sélectionner une zone d'intérêt et un instrument, et le moteur de recherche va afficher l'ensemble des jeux de données correspondants. On peut aussi faire une recherche par critères de position, date, angle d'observation et d'autres encore. Sur le PDS, nous pouvons entre autres trouver les modèles de terrain MOLA, HRSC et HiRISE, mais pour CTX, seules les images sont disponibles (cf. 4.3.2.2.2).

MarsSI

MarsSI⁹ (Quantin-Nataf *et al.*, 2018), pour « Mars Système d'Information », est comme son nom l'indique un système d'information géographique centré sur Mars. Grâce à MarsSI, on peut sélectionner par le biais d'une carte une multitude de jeux de données brutes, et les données sont alors automatiquement traitées pour ensuite être affichées dans un Système d'Information Géographique (SIG) tel que QGIS par exemple. Les jeux de données disponibles proviennent des instruments HRSC, OMEGA, CRISM, CTX, HiRISE et THEMIS. MarsSI permet aussi de générer des modèles de terrain sur demande avec les données CTX et HiRISE, en sélectionnant une paire stéréo.

⁸ Accessible via : ode.rsl.wustl.edu/mars

⁹ Accessible via : marssi.univ-lyon1.fr

Annexe B Projections cartographiques et coordonnées

Les modèles de terrain, contrairement aux modèles de forme qui sont des nuages de points référencés en trois dimensions, sont toujours sous forme d'une image, qui résulte donc de la projection du modèle sur un planisphère. Il existe une multitude de projections possibles, mais en général, les projections utilisées sont soit cylindrique équidistante, soit sinusoïdale. Le détail de ces deux projections est présenté ci-après, et est représenté sur la figure b.10.1.

Projection cylindrique équidistante

La projection cylindrique équidistante, aussi appelée « simple cylindrical » dans les jeux de données, est la plus simple à appréhender. Elle consiste à utiliser les coordonnées polaires comme des coordonnées cartésiennes, et donc à générer une grille à l'espacement régulier correspondant à des degrés de longitude ou de latitude, comme présenté sur la figure b.10.1. Les données MOLA par exemples sont référencées par rapport à cette projection. La projection cylindrique est régie par l'équation suivante :

$$\begin{cases} x = R \cos(\varphi_0)(\lambda - \lambda_0) \\ y = R (\varphi - \varphi_0) \end{cases}$$

Avec R le rayon martien, φ la longitude, λ la latitude, x et y les positions en abscisse et en ordonnées sur la carte, et les indices « 0 » correspondant au point d'origine de la carte en longitude et latitude (dans la majorité des cas, le point d'origine (0 ; 0) est choisi).

Projection sinusoïdale

La projection sinusoïdale est, elle aussi, très utilisée, car elle permet de conserver les surfaces. Cela veut dire qu'une surface de même aire sur le globe, ne change pas d'aire sur sa projection sinusoïdale, peu importe sa longitude et sa latitude. Dû au fait que les longitudes éloignées du méridien d'origine ont une forte distorsion, les modèles de terrain décrit avec une projection sinusoïdale utilisent en général un méridien d'origine centré sur leur longitude. La forme de la projection est illustrée par la figure b.10.1. Les modèles de terrain HRSC du PDS utilisent par exemple cette projection, qui est régie par l'équation suivante :

$$\begin{cases} x = R(\lambda - \lambda_0)\cos(\varphi) \\ y = R \varphi \end{cases}$$

Avec R le rayon martien, φ la longitude, λ la latitude, x et y les positions en abscisse et en ordonnées sur la carte, et λ_0 la longitude d'origine de la carte (propre à chaque jeu de données en général).

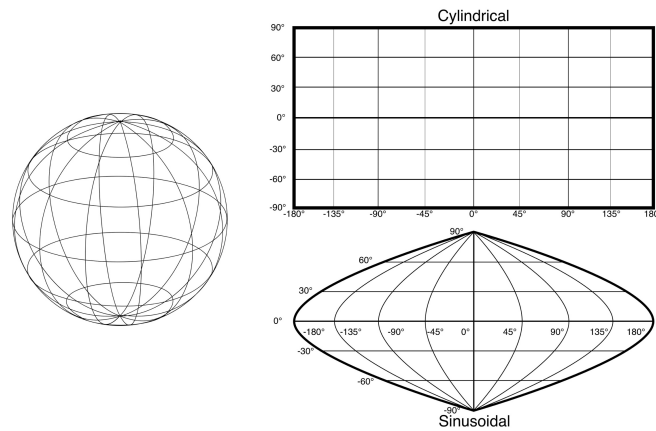


Figure B.10.1. Schéma décrivant la projection cylindrique (haut) et sinusoidale (bas).

Les coordonnées

Pour toutes les cartes il est spécifié le système de coordonnées choisi pour calculer la latitude. Il en existe deux : les coordonnées planétocentriques, et les coordonnées planétographiques. Pour déterminer la latitude d'un point P à la surface avec les coordonnées planétocentriques, on calcule l'angle entre un segment allant du centre de gravité à ce point, et un autre segment allant du centre de gravité à un point situé sur l'équateur à la même longitude que le point P (voir le schéma sur la figure b.10.2). Pour les coordonnées planétographiques, on utilise un ellipsoïde. On remplace alors le centre de gravité par un point qui est à l'intersection de la perpendiculaire à la tangente au point P par rapport à l'ellipsoïde, et du plan équatorial. Cette configuration est représentée sur la figure b.10.2.

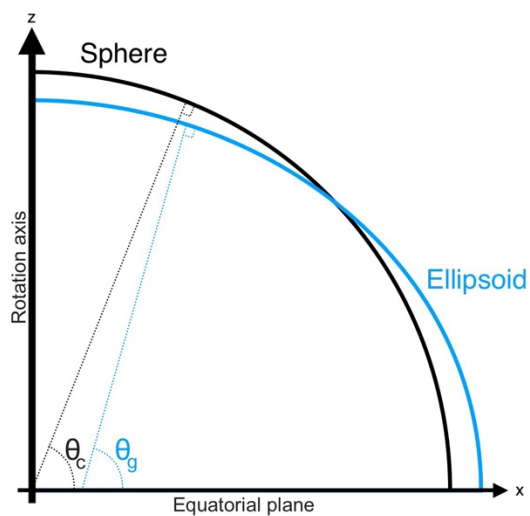


Figure B.10.2. Schéma illustrant la différence entre les coordonnées planétocentriques et planétographiques.

Annexe C Kernels SPICE et utilisation avec SPRATS

Comme décrit dans la partie 4.2, l'orbitographie et les transformations de repères pour traiter les données radar sont faits à partir de l'outil SPICE. Les données SPICE sont organisées en kernels de différents types contenant chacun un type de données :

- **SPK** : Kernels de position relative d'un corps et/ou d'une sonde les uns par rapports aux autres.
- **PcK** : Kernels de forme, taille et orientation des planètes, satellites, comètes et astéroïdes. Autres paramètres tels que les modèles gravitationnels ou atmosphériques par exemple.
- **IK** : Taille, forme et orientation du champ de vue d'un instrument
- **CK** : Attitude de la sonde à bord duquel se trouve l'instrument
- **EK** : Évènements de la sonde, comme les plans d'observation ou les commandes envoyées par exemple.
- **FK** : Kernels relatifs aux référentiels, ils peuvent être fixes ou dynamiques, et permettent de faire des transformations d'un référentiel à un autre.
- **LSK** : Kernel « leapsecond », un kernel temporel permettant de faire des transformations entre le temps UTC et le temps ET (elapsed time) qui correspond à un temps écoulé en secondes depuis une date donnée, souvent la date de lancement de la sonde.
- **SLCK** : Kernel « spacecraft clock coefficients », permettant de convertir les données temporelles internes à la sonde (les « ticks ») en temps ET.
- **DSK** : Kernel pour les données topographiques (modèle de terrain, modèle de forme). Ces kernels ne sont pas utilisés tel quels dans SPRATS.
- **MK** : Metakernel, kernel dans lequel le chemin de tous les autres kernels est spécifié.

Pour générer une orbite à partir de SPRATS, on a d'abord besoin d'importer les bons kernels. En pratique on a déjà une architecture nous permettant d'avoir les informations de position et d'orientation sur les corps célestes, il nous reste donc à aller chercher sur le site de la NAIF¹⁰ les kernels spécifiques à la date d'observation souhaitée, à savoir le SPK et le CK. Ces kernels couvrent une plage temporelle variable selon le type et la mission, allant de

¹⁰ naif.jpl.nasa.gov/naif/

ANNEXES

quelques jours à une année. Une fois les kernels téléchargés, il faut mettre à jour le metakernel avec les chemins menant à ces derniers. Un exemple pour SHARAD est présenté à [cette adresse](#).