



HAL
open science

Traitement et Analyse des Données du Radar MARSIS/Mars Express

Jérémie Mouginot

► **To cite this version:**

Jérémie Mouginot. Traitement et Analyse des Données du Radar MARSIS/Mars Express. Planète et Univers [physics]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. NNT : . tel-00364323

HAL Id: tel-00364323

<https://theses.hal.science/tel-00364323v1>

Submitted on 25 Feb 2009

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 titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER
Ecole Doctorale : Terre Univers Environnement
Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers
préparée au **LABORATOIRE DE PLANÉTOLOGIE DE GRENOBLE**

par

Jérémie Mouginot

TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNÉES DU RADAR
MARSIS / MARS EXPRESS

Présentée et soutenue publiquement

le 10 décembre 2008

devant le jury composé de:

M. Henri-Claude Nataf	Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique - Grenoble	Président du jury
Mme. Valérie Ciarletti	Centre d'études des Environnements Terrestre et Planétaires - Vélizy	Rapporteur
M. Stephen Clifford	Lunar and Planetary Institute - Houston	Rapporteur
M. Francis Rocard	Responsable "Système Solaire" CNES - Paris	Examinateur
M. Alain Hérique	Laboratoire de Planétologie de Grenoble	Co-Directeur de thèse
M. Wlodek Kofman	Laboratoire de Planétologie de Grenoble	Directeur de thèse

Résumé

Ce mémoire décrit le traitement et l'analyse des données du Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS).

Le traitement de ces données a principalement consisté à compenser la distorsion ionosphérique. Cette correction a permis de réaliser une mesure indirecte du contenu électronique de l'ionosphère. Grâce à ces mesures, nous avons pu étudier en détail l'ionosphère martienne. Nous avons ainsi montré que le champ magnétique rémanent modifiait la distribution des électrons de l'ionosphère en précipitant les particules du vent solaire le long des lignes de champ radiales.

Les radargrammes corrigés nous ont permis d'étudier en détail les calottes martiennes. Nous faisons le bilan du volume des calottes polaires de Mars en utilisant des outils numériques développés pour le pointage des interfaces. Nous montrons ainsi que le volume des calottes correspondrait à une couche d'eau d'environ 20 m d'épaisseur répartie sur toute la planète.

Nous étudions enfin la réflectivité de la surface martienne. Pour cela, nous avons extrait l'amplitude de l'écho de surface de chaque pulse MARSIS, puis, après avoir calibré ces mesures, nous avons créé une carte globale de l'albédo radar. Nous nous sommes attachés à décrire cette carte de réflectivité, d'abord de manière globale, puis plus localement autour de *Medusae Fossae* et de la calotte résiduelle sud. Nous montrons que la réflectivité décroît avec la latitude, cette constatation est sûrement liée à la présence d'un pergélisol lorsqu'on remonte vers les hautes latitudes. Près de l'équateur, nous observons que les formations de *Medusae Fossae* possèdent une constante diélectrique de $2,4 \pm 0,5$ ce qui est caractéristique d'un terrain poreux et/ou riche en glace. Dans cette même région, nous montrons que, dans les plaines d'*Elysium* et *Amazonis*, la constante diélectrique est égale à 7 ± 1 et nous observons une interface dans la plaine d'*Amazonis* à environ 140 ± 20 m, notre conclusion est que ces résultats sont caractéristiques d'écoulements de lave. L'étude de la calotte résiduelle sud de Mars, à l'aide d'un modèle de réflectivité multi-couches, nous permet d'estimer l'épaisseur de CO_2 qui couvre cette région à $11 \pm 1,5$ m.

Summary

This manuscript describes the data processing and analysis of the Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS).

The data processing consists mainly to compensate the ionospheric distortion. This correction provides as beneficial by-product to estimate the total electron content of the martian ionosphere. Using this results, we study in detail the martian ionosphere. We show that the remnant magnetic field changes the spatial distribution of electrons in the ionosphere by accelerated the solar wind particles along magnetic field lines.

The corrected radargrams provide the opportunity to study in detail the martian polar deposits. After the development of numerical tools to select the subsurface interfaces, we make a volume balance of the martian polar deposits. We show that the volume of the martian ice sheets is equivalent to a global water layer thickness of about 20 m.

In a last part, we study the martian surface reflectivity. To do that, we extract the surface echo amplitude from each MARSIS pulse, and then, after calibrate it, we construct a global map of radar reflectivity (radar albedo). We describe the reflectivity map, firstly in a global point of view and secondly, more regionally around *Medusae Fossae* and the south residual cap of Mars. We show that the reflectivity decreases with the latitude, this constatation is probably linked to the presence of permafrost in the shallow subsurface. Near equator, we observe that the *Medusae Fossae* Formation corresponds to a dielectric constant of $2,4 \pm 0.5$, which is characteristic of a porous and/or ice rich terrain. In the same region, we show that the dielectric constant of *Elysium* and *Amazonis Planitia* is equal to 7 ± 1 and we observe an interface at about 140 ± 20 m under the surface, our main conclusion is that these results are characteristics of lava floods. Finally, the study of the reflectivity of south residual of Mars by a multi-layers model of reflectivity, shows that the CO_2 layer covering this region has a thickness of about 11 ± 1.5 m.

Remerciements

Je remercie Wlodek Kofman et Alain Hérique de m'avoir pris pour cette thèse et de m'avoir aidé pendant ces trois années. J'ai beaucoup appris pendant cette période et j'espère que notre collaboration continuera dans les années à venir.

Je remercie les rapporteurs de cette thèse Valérie Ciarletti et Stephen Clifford pour la rapidité avec laquelle ils ont lu mon manuscrit et l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Merci également aux autres membres du jury qui ont accepté de juger ce travail : Francis Rocard et Henri-Claude Nataf.

Je remercie toutes les personnes que j'ai côtoyé à grenoble et qui ont rendu ce moment agréable. Je pense tout particulièrement aux thésards du laboratoire qui sont dans l'ordre "d'extinction" : Cyril S., Lydie, Frédéric, Antoine, Cyril G. (mon thésard), Prod.

Bien entendu, je n'oublie pas les autres personnes du labo. (Pierre B. et Roland même si vous n'êtes pas tout à fait thésard...). J'espère qu'on se recroisera souvent en conférence. Je remercie aussi Pierre V. qui nous a fait découvrir le hors-piste et le parapente (qui va arranger tes problèmes informatiques quand je ne serais plus là).

Je remercie ma femme Céline qui me soutiens toujours dans tous ce que j'entreprends (Qu'est ce que je ferai sans toi !!!). Une énorme pensée pour mon petit coquin Arthur.

Je remercie mes amis de toujours (Vincent, Simon, Xavier, Etienne) même si on ne se voit plus tellement.

Enfin je remercie ma famille : mes parents, mon frère (à ton tour maintenant!).

Table des matières

Remerciements	v
1 Introduction	1
1.1 Le climat martien	7
1.1.1 Le cycle du dioxyde de carbone	7
1.1.2 Le cycle de la poussière	8
1.1.3 Le cycle de l'eau	9
1.1.4 Les variations du climat dans le passé	10
1.1.5 L'eau dans le passé lointain de Mars	12
1.2 Les instruments de l'exploration martienne	13
1.2.1 Mars Global Surveyor et Mars Odyssey	13
1.2.2 Mars Express	15
1.2.2.1 L'orbitographie	16
2 L'instrument MARSIS	19
2.1 Radar à pénétration de sol	19
2.2 Description de l'instrument	20
2.2.1 Forme de l'impulsion émise	23
2.2.2 Compression de l'impulsion	23
2.2.3 Radargrammes et notion d'ambiguïté	24
2.2.4 La zone de Fresnel	27
2.2.5 L'équation du radar	28
2.3 Traitements à bord de la sonde	29
2.3.1 Echantillonnage du signal	29
2.3.2 Synthèse Doppler	29
2.3.3 Compression des données	31
2.4 Les modes d'opérations du radar	31
2.5 Description des données	31
2.6 Simulation MARSIS	33
3 L'ionosphère martienne	37
3.1 Récapitulatif sur l'ionosphère martienne	39
3.1.1 Détails sur l'ionosphère	39
3.1.2 Le modèle de Chapman	41
3.1.2.1 La fonction de production de Chapman	41
3.1.2.2 Loi de recombinaison	43

3.1.3	Fonction d'incidence de Chapman	44
3.2	Effets de l'ionosphère sur les ondes radar	44
3.2.1	La dispersion du signal	45
3.2.2	L'atténuation du signal	46
3.2.3	La rotation de Faraday	47
3.3	Méthodes de correction de la dispersion ionosphérique	48
3.3.1	Mise en pratique de la correction ionosphérique	52
3.3.1.1	Contrainte sur l'altitude (MOLA)	53
3.3.1.2	Contrainte sur le rapport signal sur bruit	54
3.3.2	Détermination des conditions initiales	54
3.3.3	Méthode d'optimisation	57
3.4	Résultats associés à cette méthode de correction	58
3.4.1	Sensibilité des mesures de TEC	59
3.5	Comparaison avec les autres mesures de TEC	61
3.6	Ajustement des données par le modèle de Chapman	63
3.7	Evènements solaires	68
3.8	Distribution spatiale des électrons	71
3.8.1	Observations du contenu électronique de l'ionosphère du côté nuit	71
3.8.2	Le champ magnétique de Mars	73
3.8.3	Structuration de l'ionosphère par le champ magnétique	76
3.8.4	Les aurores martiennes	78
3.9	Synthèse	81
4	Les calottes polaires de Mars	83
4.1	Méthode de localisation des échos (pointage de couche)	83
4.2	La calotte Nord	86
4.2.1	La calotte Nord vue par MARSIS	90
4.2.2	Volume de la calotte nord et de l'unité basale par MARSIS	92
4.3	La calotte Sud	95
4.3.1	La calotte Sud de Mars vue par MARSIS	97
4.3.2	Mesure du volume de la calotte sud	99
4.4	Synthèse	102
5	Réflectivité de la surface par MARSIS	103
5.1	Constantes diélectriques	104
5.2	Extraction de l'amplitude de l'écho de surface	106
5.3	Calibration relative des données MARSIS	109
5.3.1	Equation du radar	109
5.3.2	Absorption du signal par l'ionosphère	109
5.4	Réflectivité de la surface martienne	114
5.4.1	Rugosité de la surface	114
5.4.2	Dispersion des mesures	118
5.4.3	Simulation des données MARSIS	118
5.5	Etude globale	119
5.5.1	Variation de la réflectivité à grande échelle	123
5.5.2	Discussion	126

5.6	Réfectivité de la calotte résiduelle sud de Mars	133
5.6.1	La calotte résiduelle sud de Mars	133
5.6.2	Modèle de réflectivité multi-couches	134
5.6.3	Etude globale de la calotte résiduelle sud	138
5.6.4	Etude locale de la calotte résiduelle sud	140
5.6.4.1	Variabilité spatiale de la constante diélectrique?	141
5.6.4.2	Variabilité spatiale de l'épaisseur?	142
5.6.5	Discussion	142
5.7	Synthèse	143
Conclusions et Perspectives		145
Annexes		171
	Listes des orbites retirées de l'étude	171
	Création et Lecture de fichiers ESRI shapefile avec IDL	174
	Rappels sur les ondes électromagnétiques	178

Chapitre 1

Introduction

La planète Mars est la quatrième planète du système solaire en partant du soleil, elle se trouve à 1.5 ua¹ de celui-ci. Cette planète tellurique est plus petite que la Terre ou Vénus, mais plus grande que Mercure avec un rayon équatorial de 3396 km. Mars tourne autour du Soleil en un peu plus de 2 années terrestres (686,96 jours ou 1,88 années) et une journée martienne est comparable à une journée sur Terre (24,62 h). Ces caractéristiques majeures sont récapitulées dans le tableau 1.1.

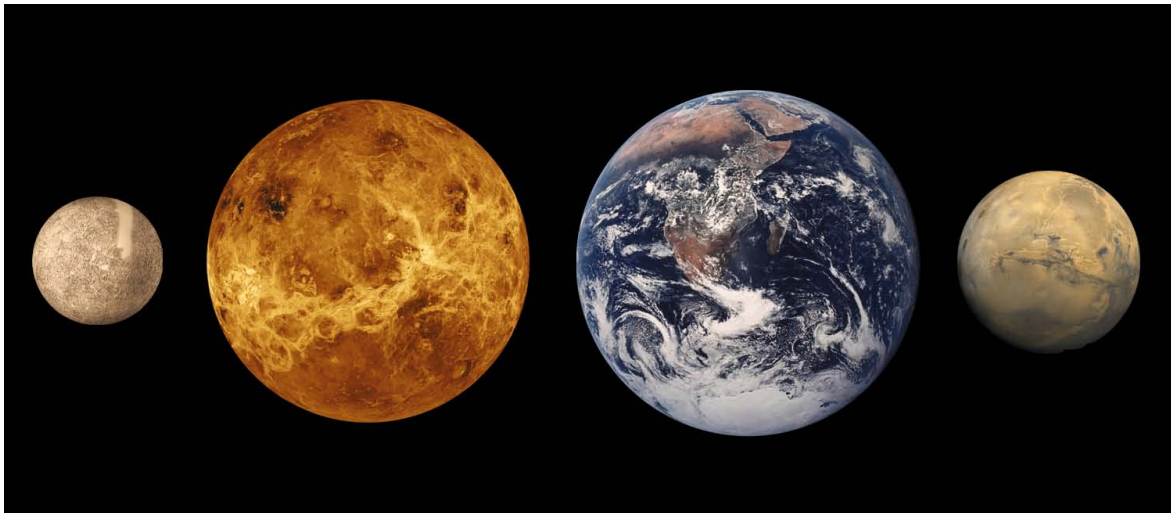
Mars nous apparaît toujours avec une forte dominante rouge due à la poussière composée d'oxyde de fer (hématite) qui recouvre sa surface : c'est d'ailleurs cette teinte qui lui a valu son nom². Elle possède deux satellites naturels : *Phobos* et *Deimos* qui sont très biscornus avec des dimensions de l'ordre de la vingtaine de kilomètres au maximum. Dans la figure 1.1, une carte de la topographie martienne et une mosaïque de la caméra de la sonde Viking ont été représentées. La topographie a été réalisée par l'instrument Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) qui se trouve à bord de la sonde MGS. Un coup d'œil sur ces cartes révèle une planète riche en formations géologiques différentes qui attestent de son passé complexe. On y trouve par exemple:

- Des volcans peu nombreux mais parmi les plus hauts et les plus larges du Système Solaire (*Olympus Mons*). Ils sont regroupés en deux massifs principaux, le plus imposant étant le dôme de Tharsis : celui-ci résulte d'un vaste soulèvement de plus de 5000 km de diamètre, atteignant une altitude de 10000 m.
- D'immenses canyons avec des dimensions inimaginables comme *Valles Marineris* (longueur : 4000 km ; largeur moyenne : 700 km ; profondeur moyenne : 7 km)

¹Unité astronomique. Distance Terre-Soleil.

²Mars est le dieu romain de la guerre, de la brutalité et du carnage (Ares en grec). La couleur rouge rappelle celle du sang.

	Mercure	Vénus	La Terre	Mars
Rayon équatorial (km/ R_{terre})	2 440 / 0,383	6 051 / 0,95	6 378 / 1	3 396 / 0,53
Distance au Soleil (ua)	~0,4	0,72	1	~1,5
Période de rotation (jour)	58,7	243	1	1,026
Période de révolution autour du Soleil (jour)	88	224,7	365,25	687
Inclinaison sur l'axe (°)	0,01	177,36	23,45	25,19
Masse (10^{24}kg/$M_{terrestre}$)	0,33 / 0,055	4,9 / 0,815	6 / 1	0,64 / 0,11



TAB. 1.1: Tableau récapitulant les caractéristiques de la planète Mars. Sur l'image en dessous, on trouve de gauche à droite : Mercure, Vénus, La Terre et Mars.

- Une dichotomie de cratérisation avec une surface lisse dans l'hémisphère nord, alors que le sud présente beaucoup d'impacts, preuve d'une différence d'âge entre ces deux régions.
- Des calottes aux deux pôles avec des dimensions presque similaires au Groënland.
- Ainsi qu'une multitude d'autres structures à plus petite échelle (lits de rivière, grabens, failles, etc).

Cette planète a toujours présenté un intérêt particulier dans l'esprit et l'imagination des hommes. Beaucoup de fictions ont été écrites à son sujet³, elles s'inspiraient surtout des observations télescopiques de la fin du XIXe siècle et du début du XXe siècle qui laissaient supposer à tort l'existence de mers et de canaux associés à la présence de vie.

De nos jours, grand nombre de scientifiques cherchent à comprendre comment cette planète a évolué jusqu'à son stade actuel et, par là même, tentent d'apporter une réponse au devenir de la Terre. Ce besoin de compréhension est à l'origine des nombreuses missions d'exploration envoyées vers la planète rouge : pas moins de 38 missions différentes jusqu'en 2008 dont, tout de même, les deux tiers ont échoué. Ce chapitre présente une synthèse de nos connaissances actuelles sur le climat et sur la présence d'eau sur Mars.

Le sujet de cette thèse s'inscrit dans le cadre de ces recherches : le traitement et l'analyse des données du Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) de la sonde spatiale Mars Express⁴. Les objectifs de cette mission sont la recherche de traces d'eau et de vie passées ou présentes sur la planète Mars, mais aussi sa cartographie, l'étude de la composition de sa surface et de son atmosphère. Les données de MARSIS (radar sondeur) sont une nouveauté dans l'exploration planétaire et permettent d'étudier la structure de la surface sur plusieurs kilomètres d'épaisseur.

Ce mémoire est divisé en quatre parties, chaque partie abordant un angle d'analyse et d'étude spécifique :

- Les ondes radar voyagent à travers le plasma qui compose l'ionosphère avant et après réflexion sur le sol martien. Durant cette traversée, ces ondes électromagnétiques sont dispersées à cause de leur interaction avec le plasma. Il est donc impossible d'utiliser les sondages du sous-sol sans corriger l'effet de distorsion du signal provoqué par l'ionosphère. Pour comprendre et corriger ces effets, nous

³La guerre des Mondes d'H.G. Wells en 1898, Le prisonnier de la planète Mars de Gustave le Rouge en 1908 ou Chroniques martiennes de Ray Bradbury en 1950 et bien d'autres.

⁴Sonde lancée par l'ESA (Agence Spatiale Européenne) le 2 juin 2003 et qui orbite autour de Mars depuis le 25 décembre 2003.

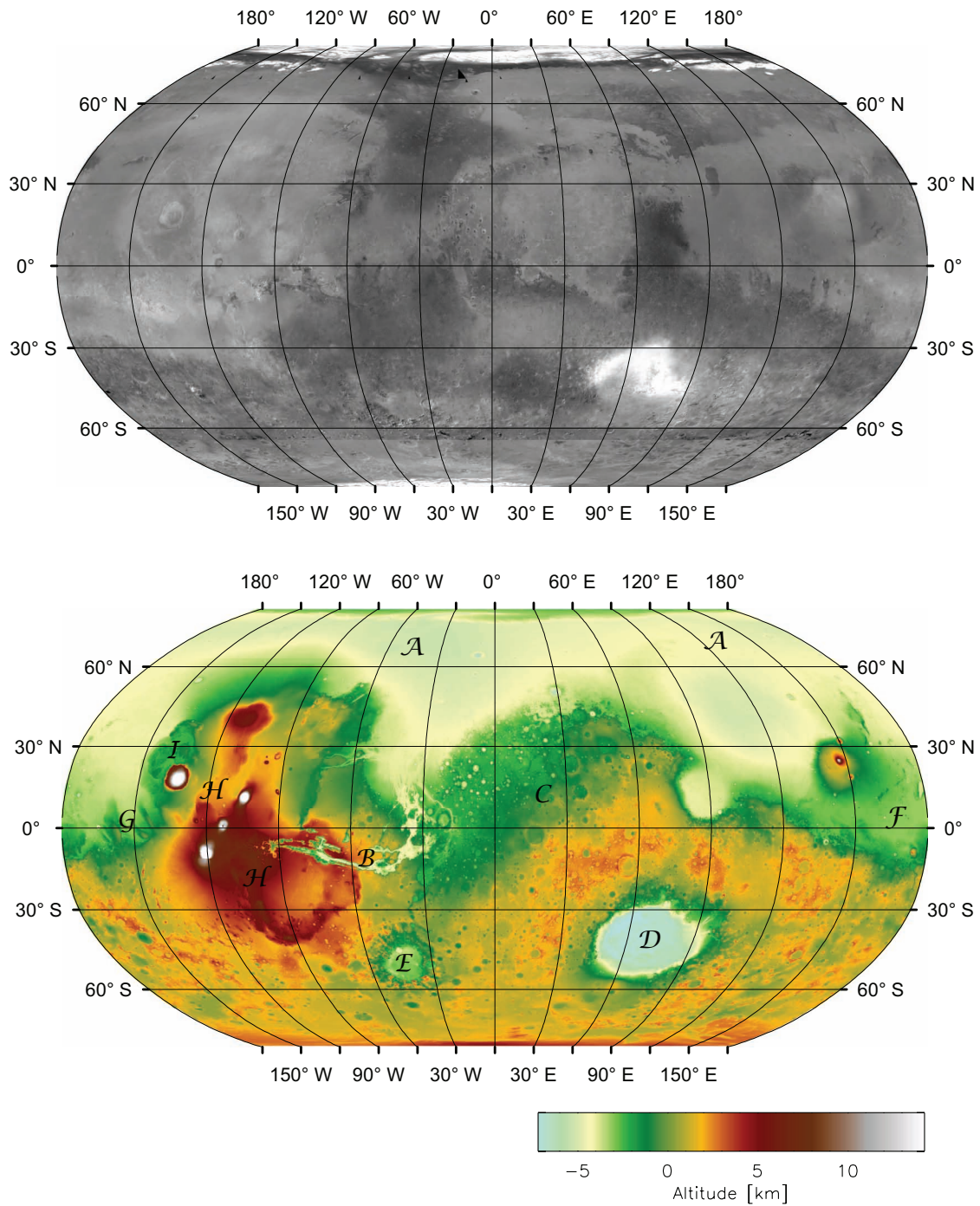


FIG. 1.1: En haut, une mosaïque d'images de l'albédo visible de la surface réalisées par la caméra MOC. En bas, une carte topographique de la surface martienne réalisée par MOLA. La légende **A**, **B**, ... permet de localiser différentes régions dont nous faisons mention dans la suite du texte : **A** pour *Vastitas Borealis Formation* (les plaines du nord), **B** pour *Valles Marineris*, **C** pour *Arabia Terra*, **D** pour *Hellas*, **E** pour *Argyre*, **F** pour *Elysium Planitia*, **G** *Medusae Formation*, **H** pour le dôme de *Tharsis* et **I** pour *Olympus Mons*. Les deux cartes sont en projection Robinson.

présentons dans le seconde chapitre l'instrument MARSIS, son mode de fonctionnement, l'effet de l'ionosphère sur les ondes radar et enfin la méthode mise au point dans le cadre de cette thèse pour corriger la distorsion ionosphérique permettant d'obtenir des données analysables.

- Nous montrons que la correction décrite dans le chapitre 2 est directement liée au contenu total en électrons ou "TEC". Cela nous a conduit à réaliser une étude de ces mesures du TEC. Nous chercherons à retrouver la densité maximale et l'échelle de hauteur d'atmosphère neutre en ajustant les données par le modèle de Chapman. Nous étudierons ensuite l'interaction entre l'ionosphère et les éruptions solaires et nous montrerons enfin qu'il existe une corrélation entre la distribution des électrons et le champ magnétique rémanent de Mars (Chapitre 3 « L'ionosphère martienne »).
- L'application de notre modèle de correction aux données transmises par MARSIS, nous a permis d'obtenir des données fiables de la surface de Mars. Nous exploitons ces données dans le Chapitre 4 « Les calottes polaires de Mars », pour mieux comprendre les calottes nord et sud de Mars. La glace est un milieu quasi-transparent pour les ondes radars, les échos à la base des calottes sont nettement visibles sur les radargrammes de MARSIS et permettent de donner le volume d'eau contenue aux pôles.
- Dans le dernier chapitre (Chapitre 5 « Réflectivité de la surface de Mars »), nous détaillons une méthode d'extraction des amplitudes des échos de surface qui permet, après avoir corrigé l'absorption ionosphérique, d'établir une carte globale de la réflectivité de Mars (l'albédo radar). Nous analysons d'un point de vue géologique cette carte globale, en essayant de comprendre comme la nature du sol martien change les réflectivités observées. Nous nous attacherons, plus particulièrement, à l'étude de deux régions de Mars : *Medusae Fossae* et la calotte résiduelle sud composée de glace de CO_2 .

Toutes les corrections, modélisations et autres traitements réalisés au cours de cette thèse ont été développés à l'aide du langage IDL^{©5}. Ce langage interprété possède une large librairie de procédures et de fonctions bien documentée spécialement conçue pour la manipulation de matrices et de vecteurs. Le principal défaut de ce langage est qu'il ne peut pas être utilisé sur une grille de calcul. Dans le cadre de cette thèse, nous avons donc été amenés à transformer certaines parties du code IDL[©] en code Fortran

⁵© 2007 ITT corporation

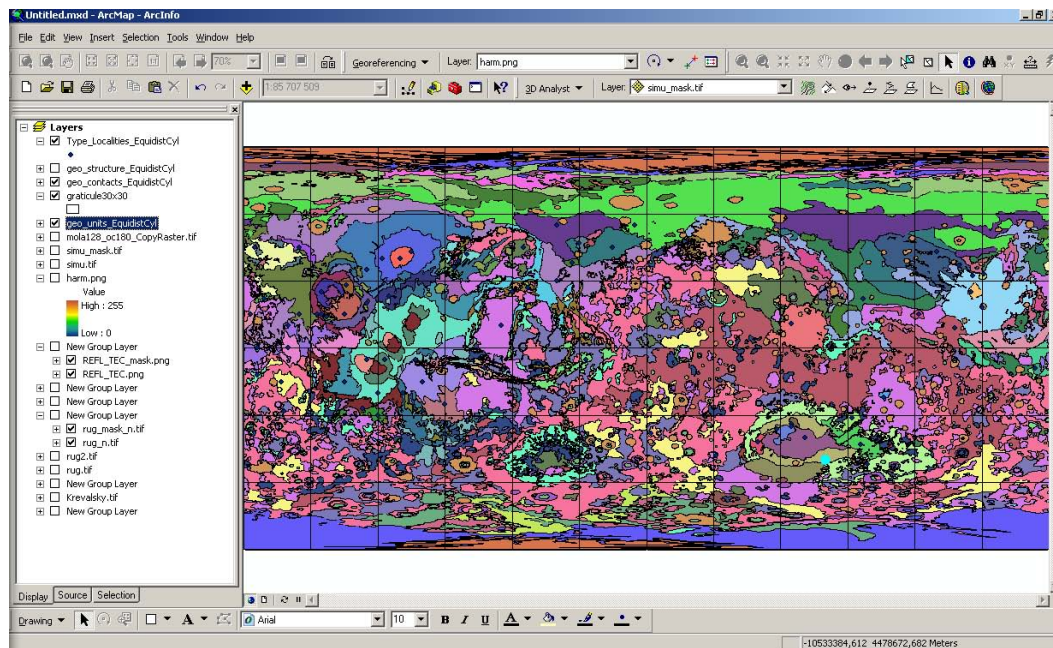


FIG. 1.2: Exemple d'utilisation de logiciel ArcGis[©].

pour pouvoir l'exécuter sur la grille de calcul Icare à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG).

Afin de mieux exploiter l'ensemble des informations à notre disposition, nous avons importé les résultats obtenus, ainsi que les données issues des instruments SHARAD, MARSIS, OMEGA, SPICAM, TES, THEMIS, MOLA, GRS/HEND ou d'autres⁶ dans la suite de logiciels ArcGis 9.2⁷. ArcGis est un ensemble de logiciels formant un Système d'Informations Géographiques (SIG) réalisé par la société ESRI. Ce logiciel permet de comparer facilement différents jeux de données et de rassembler rapidement un maximum d'informations sur la région étudiée. L'importation des données de MARSIS, OMEGA et SPICAM sous forme de "shapefile" a été réalisée avec des routines IDL que nous avons développé avec l'aide d'Antoine Pommerol, de Cyril Grima et de Pierre Beck (voir annexe 5.7). Un fichier "shapefile" contient les empreintes au sol de toutes les observations d'un instrument et, pour chaque empreinte, une liste d'informations sur le contexte de l'observation, permettant ainsi une recherche rapide d'observations dans un jeu de données selon des critères précis.

La suite de ce chapitre développe trois points connexes aux sujets traités dans cette thèse et apporte ainsi un complément d'informations sur :

- le climat et la présence d'eau sur Mars,

⁶ Disponible à l'adresse suivante <ftp://ftpflag.wr.usgs.gov/dist/pigpen/mars>

⁷ ESRI France 2008

- les instruments dont les données (en dehors des données de MARSIS) nous ont été utiles dans le cadre de cette thèse,
- les caractéristiques des radars sondeurs (GPR) comme MARSIS et les types de données transmises.

1.1 Le climat martien

L'atmosphère martienne est composée principalement de dioxyde de carbone (95%), d'azote (2.7%) et d'argon (1.6%). On y trouve également des traces d'oxygène (0.13%) et de vapeur d'eau (0.03%). La pression de cette atmosphère est très faible comparée à la Terre avec environ 6 mbar à la surface. Pourtant, par certains côtés, l'atmosphère de la Terre ressemble à celle de Mars. Les schémas de circulation générale sont identiques : cellule de Hadley sous les tropiques. Cependant les variations saisonnières et jour/nuit sont beaucoup plus marquées sur Mars :

- Le fait que l'atmosphère soit très ténue et que l'inertie thermique du sol soit faible provoque des journées martiennes « chaudes » et des nuits très froides.
- Les températures à la surface diminuent progressivement du pôle d'été au pôle d'hiver.
- La variation latitudinale de la température est faible en été et forte en hiver.
- L'atmosphère de CO_2 se condense chaque hiver sur les calottes polaires entraînant une variation de 30% de la pression en CO_2 .

Ce climat est lié à plusieurs cycles importants sur Mars : celui du CO_2 , de la poussière et de l'eau.

1.1.1 Le cycle du dioxyde de carbone

Depuis longtemps, les astronomes observent que Mars possède des saisons. En effet, chaque hiver des dépôts blancs se déposent jusqu'à 40 ou 50° de latitude. C'est Mariner 4 [Leighton et Murray (1966)] qui découvrit que cette couche était de la glace de CO_2 . Comme les températures chutent beaucoup en hiver, le CO_2 de l'atmosphère se condense et forme un dépôt allant de quelques centimètres à un mètre. Cette baisse des températures se traduit aussi par la formation de nuages de glace carbonique [Pettengill et Ford (2000); Tobie *et al.* (2003); Forget *et al.* (1995)]. Chaque printemps, ces dépôts

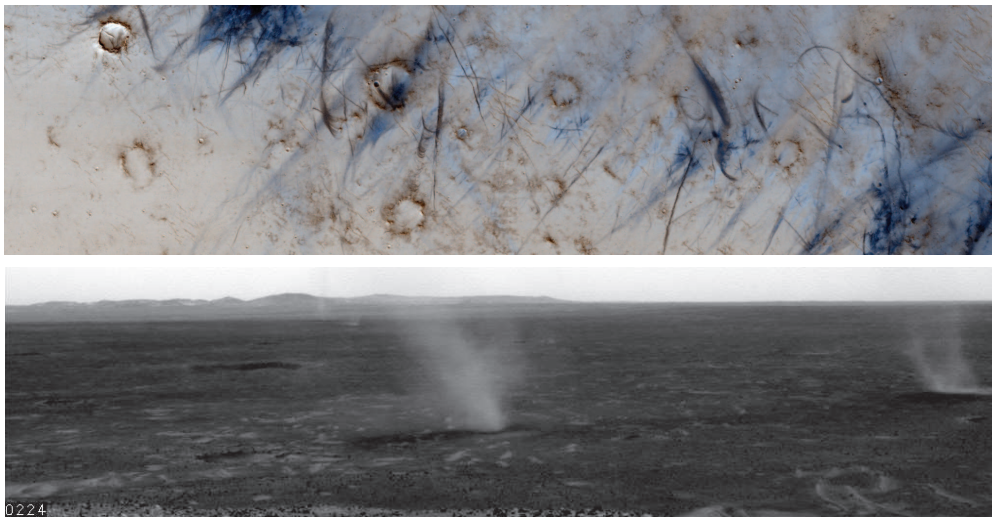


FIG. 1.3: En haut, une image HIRISE de traces de “dust devils” Tracks dans *Schiaparelli Basin* (PSP_006477_1745) Crédit: NASA/JPL/University of Arizona. En bas, une image prise par le rover Spirit de “dust devils”. Image: NASA/JPL/Texas.

se subliment et retournent dans l’atmosphère, seule une partie reste constamment sur la calotte sud de Mars (voir paragraphe 5.6). Une très grande partie de l’atmosphère est impliquée dans ce cycle puisqu’environ 30 % de l’atmosphère se condense en hiver [James *et al.* (1992)].

1.1.2 Le cycle de la poussière

Depuis 1970, les missions ont révélé que, sur Mars, une quantité importante de poussière est en suspension jusqu’à 40 km d’altitude. Cette poussière qui donne sa couleur rougeâtre au ciel martien, est composée de particules très fines de l’ordre de $1 \mu\text{m}$. Il semblerait que deux phénomènes soient à l’origine du déplacement de cette poussière qui se trouve au départ sur le sol :

- Les « dust devils » ou tornades de poussière [Thomas et Gierasch (1985); Metzger *et al.* (1999)] sont des colonnes (vortex) qui tournent sur elles-mêmes en avançant de manière aléatoire. Au fur et à mesure de leur progression, elles décollent la poussière du sol et l’entraînent dans l’atmosphère. Ces tornades de poussière furent observées pour la première fois par Viking dans les années 70. En 1997, l’atterrisseur Mars Pathfinder détecta une tornade qui lui passait dessus. En mars 2005, les membres de la mission du rover Spirit ont rapporté qu’une rencontre chanceuse avec une tornade avait nettoyé les panneaux solaires du robot. Ces nettoyages ont permis aux rovers Spirit et Opportunity de survivre jusqu’à maintenant sur la surface de Mars.

- Des tempêtes de poussière ont lieu régulièrement sur Mars [Cantor *et al.* (2002)]. Ces tempêtes sont généralement observées aux bords de la calotte saisonnière de Mars car, à ces endroits, le contraste thermique entre la glace très froide et l'atmosphère plus chaude provoque des vents qui soulèvent la poussière. Certaines années, le phénomène prend de l'ampleur et peut même atteindre des proportions planétaires (on parle alors de tempêtes globales de poussière comme en 1956, 1971, 1973, 1977, 2001). Ces tempêtes redistribuent globalement et régulièrement la poussière de Mars. Elles sont probablement à l'origine des stratifications sombres dans les calottes polaires (dans les strates les plus sombres).

Les poussières soulevées dans l'atmosphère ont des conséquences sur les températures au sol et dans l'atmosphère. A haute altitude, ces poussières réchauffent l'atmosphère en absorbant le flux solaire. Ce rayonnement absorbé ne peut plus atteindre les altitudes basses ce qui tend à refroidir la surface pendant la journée et à légèrement la réchauffer pendant la nuit. Une tempête de poussière a d'ailleurs menacé les rovers Spirit et Opportunity en juillet 2007 qui ont dû se placer en hibernation car le flux qui parvenait à leur panneau solaire était trop faible.

1.1.3 Le cycle de l'eau

Nous savons qu'actuellement l'eau est abondante sur Mars, mais sous forme de glace :

- Les calottes sont composées de glace d'eau avec des épaisseurs allant jusqu'à 3000 m. Cette glace se présente sous forme de strates d'apparence plus ou moins sombres [Clifford *et al.* (2000); Smith *et al.* (2001); Plaut *et al.* (2007)].
- Au sud comme au nord, au-delà de 55° - 60° de latitude, des mesures effectuées en 2002 par les instruments de Mars Odyssey (GRS) ont montré que la glace n'affleure pas en surface, mais qu'elle est présente sous une couche de quelques centimètres de sédiments secs⁸. Cette couche de glace aurait une épaisseur d'au moins un mètre et se serait composée d'environ 50% de glace [Feldman *et al.* (2002)]. De plus, dans ces régions, les caractéristiques visuelles de la surface semblent bien correspondre à une couche de glace sale de quelques mètres épousant la surface [Head *et al.* (2003)].
- En dessous de cette couche riche en glace et à toutes les latitudes martiennes, les modèles géologiques, soutenus par des indices géomorphologiques, suggèrent

⁸Notons tout de même que GRS montrent la présence d'un important réservoir d'hydrogène et non de glace d'eau, mais l'eau est le seul élément pouvant correspondre aux importantes quantités d'hydrogène détectées.

que le sous-sol de Mars est imbibé de glace en dessous de quelques centaines de mètres à l'équateur et de quelques centimètres au pôle [Squyres *et al.* (1992)]. Parmi les indices les plus frappants, on trouve les cratères dits « à éjecta lobés » que de nombreux scientifiques estiment être caractéristiques d'impacts dans un sol glacé [Costard (1989); Barlow *et al.* (2000)].

Les échanges entre l'atmosphère et ces réservoirs sont à l'origine d'un cycle hydrologique saisonnier à l'échelle de toute la planète. Durant l'été, la pellicule de glace du pôle nord est exposée au Soleil. La glace se sublime et se retrouve sous forme de vapeur d'eau qui est ensuite transportée par l'atmosphère. Le reste de l'année, l'eau se recondense au pôle nord. Ce cycle est donc proche de l'équilibre. Les quantités d'eau mises en jeu sont extrêmement faibles, mais comprendre, comment elles se déplacent, permettrr de mieux décrire le climat actuel.

1.1.4 Les variations du climat dans le passé

L'obliquité de la planète Mars n'est pas toujours la même. Contrairement à la Terre qui est stabilisée par la présence de la Lune, l'obliquité de Mars varie de manière chaotique [Laskar et Robutel (1993); Laskar *et al.* (2004)]. Elle oscille avec une pseudo-période de 100 000 ans entre 0° et 60°.

En période de faible obliquité : En dessous de 20°, les saisons sont moins marquées et l'extension des dépôts saisonniers de CO_2 est plus faible. Les températures polaires diminuent car le soleil est proche de l'horizon. Le dioxyde de l'atmosphère est alors probablement piégé aux pôles laissant une atmosphère encore plus ténue.

En période de forte obliquité : Les cycles saisonniers sont plus marqués durant cette période. Aux pôles, la température augmente sous l'influence d'un flux solaire plus important. Il est probable que la calotte résiduelle de CO_2 se sublime libérant alors son CO_2 dans l'atmosphère. De même, le cycle hydrologique devient plus actif. L'eau transportée par l'atmosphère s'accumule alors à d'autres latitudes que les pôles [Mischna *et al.* (2003)] et très probablement au niveau des tropiques [Levrard *et al.* (2004)]. Les modèles suggèrent ainsi que, au gré des variations orbitales, l'eau ait pu se condenser et recouvrir d'une couche d'eau les hautes latitudes.

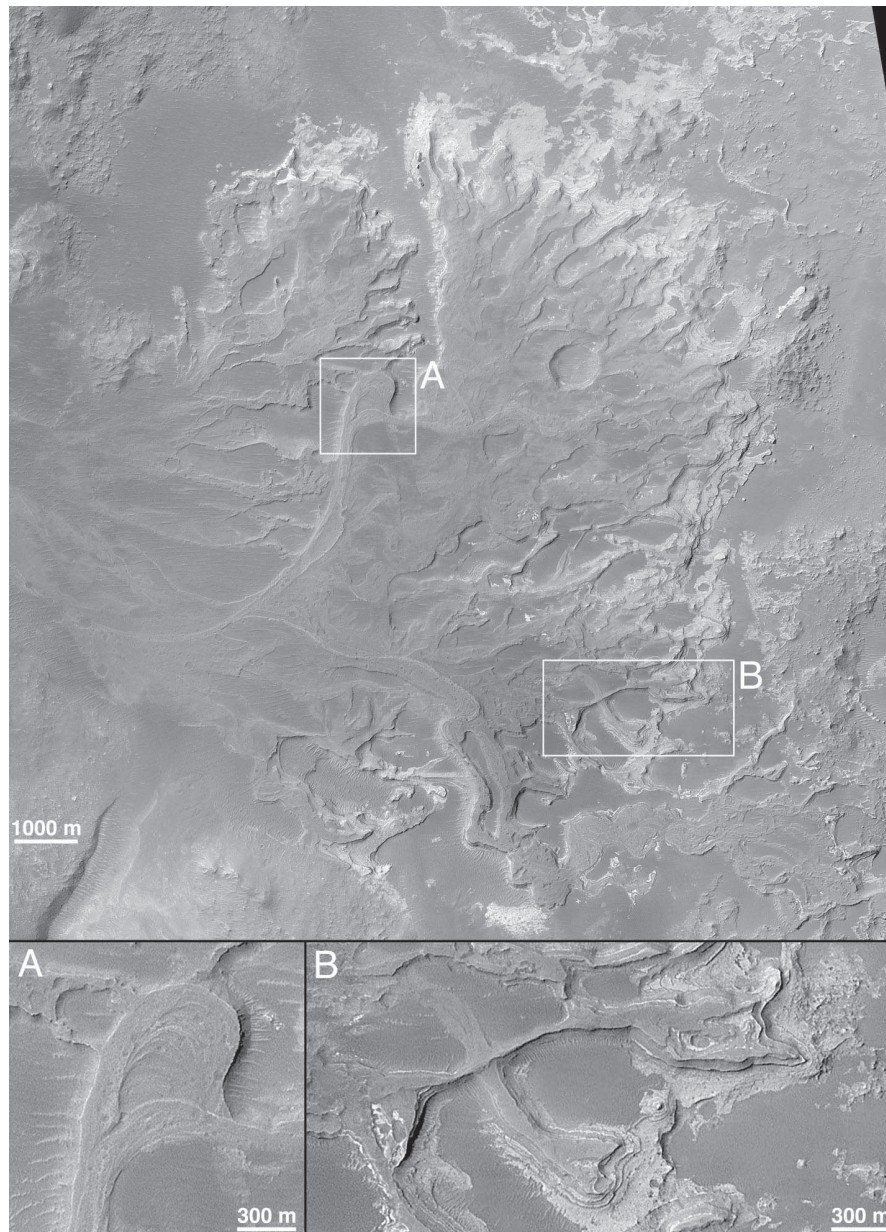


FIG. 1.4: Delta dans le cratère Holden. La figure principale est une mosaïque d'images de Mars Orbiter Camera (MOC) M18-00020, E14-01039, E17-01341, E18-00401, E21-01153, E21-00454, E22-01159, E23-00003, R06-00726, R08-01104, and R09-01067. (A) Trace de méandres d'un relief inversé de chenaux. (B) Superposition et entrecroisement entre deux chenaux inversés et de leur dépôt. Crédits: Malin et Edgett (2003).

1.1.5 L'eau dans le passé lointain de Mars

Une grande partie de la surface est âgée de plus 3,5 milliard d'années (hauts plateaux qui composent l'hémisphère sud de Mars). Cette partie très vieille de la surface a aussi gardé les traces d'un passé très différent de ce qu'il est actuellement.

D'immenses réseaux de rivières ont été observés lors de l'exploration martienne. Ces vallées ont été creusées par des écoulements d'eau et sont visibles un peu partout sur Mars. Il semblerait donc que Mars ait connu des conditions favorables pour que l'eau ait pu couler.

Un examen attentif des cratères martiens des terrains les plus anciens montre que la plupart des petits cratères de moins de 15 km ont été effacés, tandis que ceux de grandes tailles semblent érodés. Proportionnellement, les cratères formés dans des régions plus jeunes de quelques centaines de millions d'années sont bien mieux préservés. Ces observations suggèrent que, dans le passé, l'érosion due l'eau était beaucoup plus intense que par la suite [Craddock et Maxwell (1993)].

Si Mars a connu un climat favorable, on peut même imaginer l'accumulation d'eau sous forme de lacs ou d'océan. En effet, le plancher de certains cratères présente une fine stratification se concentrant généralement au centre du cratère (voir figure 1.4). Certains de ces dépôts sédimentaires présentent même toutes les caractéristiques alluvionnaires en forme de delta que l'on retrouve sur Terre [Malin et Edgett (2003)] (voir figure 1.4).

Sur Terre, la minéralogie de très nombreux sols témoigne de la présence d'eau liquide lors de leur formation. Sur Mars, les indices ne sont pas aussi nets. Les observations du spectromètre infrarouge TES à bord de la sonde Mars Global Surveyor suggèrent que la plupart des terrains sont de nature volcanique (lorsqu'ils ne sont pas recouverts de poussière) [Bandfield *et al.* (2000); Christensen *et al.* (2001)], mais TES révèle aussi la présence de quelques dépôts d'hématite cristalline. Il s'agit d'un oxyde de fer qui nécessite généralement, pour se former, la présence d'eau liquide. En 2004, le rover Opportunity a été envoyé sur un de ces dépôts et a confirmé la présence d'hématite. Son spectromètre APXS a révélé aussi la présence de sulfate dans les affleurements rocheux à proximité du site d'atterrissage. Ces minéraux se concentrent suite à l'évaporation d'une eau chargée en sel [Squyres *et al.* (2004)]. Des sulfates caractéristiques de processus d'évaporation ont aussi été détectés par le spectromètre OMEGA à bord de la sonde Mars Express [Gendrin *et al.* (2005)].

1.2 Les instruments de l'exploration martienne

Dans cette section, nous décrivons quelques instruments dont les données ont été utiles pour cette thèse. Ces instruments se trouvent principalement sur trois sondes : Mars Global Surveyor (MGS), Mars Odyssey (MO) et Mars Express (MEX).

1.2.1 Mars Global Surveyor et Mars Odyssey

Les deux premières sondes sont américaines (NASA) et ont été envoyées respectivement en novembre 1996 et avril 2001. Mars Global Surveyor a cessé de fonctionner en novembre 2006. Nous décrivons ici uniquement certains des instruments embarqués à bord de ces sondes américaines car nous utilisons leurs résultats au cours de cette thèse :

- Le Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) à bord de MGS dont les données topographiques ont été très utiles pour la correction ionosphérique et la simulation des échos radar. MOLA a eu pour objectif principal de réaliser une cartographie précise et globale de la topographie martienne. Cette cartographie a permis d'explorer en détail les structures géophysiques et géologiques de Mars. La détermination de l'altitude est effectuée en mesurant le temps mis par une impulsion laser (laser infrarouge à $1.06 \mu\text{m}$) pour rejoindre la surface et revenir jusqu'au miroir collecteur de MOLA. Les cartes produites par MOLA [Smith *et al.* (2001)] constituent la référence pour toutes études de Mars. Ces données sont accessibles sur le site : <http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/mgs/mola.html> sous forme de cartes en projection cylindrique simple avec une résolution allant de 4 à 128 pixels par degré. Il existe aussi des cartes en projection stéréographique polaire avec des résolutions allant jusqu'à 512 pixels par degré. Ces résolutions permettent de distinguer des objets d'une dimension de 460 m à l'équateur et 120 m aux pôles.
- Le magnétomètre/réfectomètre à électrons (MAG/ER) de MGS permettant de mesurer le champ magnétique de Mars à 400 km d'altitude. Les cartes réalisées avec cet instrument servent de référence pour les études du champ magnétique. MAG/ER a montré que Mars ne présente pas actuellement de champ magnétique global mais qu'elle a dû en avoir un (similaire à celui de la Terre) plus tôt dans son histoire [Connerney *et al.* (2001)]. MAG/ER a également mis en évidence que Mars possède un champ magnétique rémanent.

- L'expérience de Radio Science avec MGS a permis une étude détaillée de l'atmosphère martienne. Ce système de communication (couplé avec une horloge électronique de haute précision) a aussi un rôle scientifique important en plus de la transmission des données entre la sonde et la Terre. En effet, l'étude du signal lui-même, son retard ou sa forme à l'arrivée sur Terre apporte des données scientifiques précieuses sur de l'atmosphère de Mars ou la gravimétrie. Couplées à MOLA, ces mesures gravimétriques permettent de réaliser des analyses précises de la croûte martienne (épaisseur, ...) [Tyler *et al.* (2001)]. L'expérience de Radio Science nous renseigne sur la pression et la température atmosphérique et sur la quantité d'électrons de l'ionosphère lors des occultations de la sonde par Mars, quand le signal passe dans l'atmosphère.
- Mars possède une atmosphère ténue et pas de champ de magnétique global. C'est pourquoi les rayons cosmiques se propagent facilement dans l'atmosphère jusqu'à la surface. Ces rayons cosmiques interagissent avec les noyaux atomiques qui composent les premiers mètres de la surface produisant ainsi une quantité importante de neutrons. Après leur création, les neutrons se propagent dans le sol et rencontrent eux aussi des noyaux, deux réactions peuvent alors se produire : des réactions inélastiques (neutron rapide) et des phénomènes de capture pour les neutrons thermiques ou épi-thermiques. C'est ce flux de neutrons thermiques qui permet d'étudier l'albédo neutron de la surface martienne. A bord de la sonde Mars Odyssey, le spectromètre gamma (GRS pour Gamma Ray Spectrometer) a pour but d'étudier les premiers mètres de la surface et d'établir ainsi des cartes de la distribution des différents éléments chimiques de la surface martienne [Boynton *et al.* (2007)]. Il a été possible par exemple d'étudier la distribution de la glace dans le sol [Boynton *et al.* (2002, 2004); Feldman *et al.* (2002)].

Récemment une nouvelle mission américaine Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) s'est mise en orbite autour de Mars. Cette mission embarque un radar : SHallow subsurface RADar (SHARAD). Ce radar possède une fréquence plus élevée que MARSIS lui permettant d'avoir une résolution bien meilleure, mais ne permettant pas de pénétrer aussi profondément dans le sol. Cette mission possède aussi une caméra très haute résolution (High-Resolution Imaging Experiment : HIRISE) dont nous utilisons quelques images pour illustrer certaines discussions.

1.2.2 Mars Express

Durant cette thèse, nous analysons les données du premier radar embarqué pour une mission d'exploration planétaire : le Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) à bord de la sonde Mars Express. Mars Express est le nom d'une mission spatiale de l'Agence spatiale européenne (ESA), qui a pour objectif l'étude de Mars. C'est la première mission de l'ESA de mise en orbite d'une sonde spatiale sur une autre planète que la Terre.

Les instruments scientifiques de cette mission sont les suivants :

- OMEGA (Observatoire Martien pour l'étude de l'Eau, des Glaces et de l'Activité) est un spectromètre fonctionnant dans le visible et le proche infrarouge, qui combine astucieusement spectrométrie et imagerie pour déterminer la composition minéralogique de la surface et la composition moléculaire de l'atmosphère martienne. Pour cela, il analyse le spectre de la lumière solaire réfléchi par la surface et diffusée ensuite par l'atmosphère. Le premier objectif d'OMEGA est de caractériser la composition minéralogique de la surface martienne et de faire la différence entre des silicates, des minéraux hydratés, des oxydes, des carbonates, des dépôts organiques et de la glace [Bibring *et al.* (2004, 2005); Jouglet *et al.* (2007)]. Ces informations sont très importantes pour la sélection de sites d'atterrissage à forte potentialité en vue de la recherche d'une éventuelle vie martienne. Les autres objectifs sont d'étudier la distribution spatiale et temporelle du CO_2 , de la vapeur d'eau atmosphérique, des aérosols et de la poussière dans l'atmosphère martienne [Douté *et al.* (2007); Vincendon *et al.* (2007, 2008)].
- SPICAM est un spectromètre opérant dans l'ultraviolet et l'infrarouge [Bertaux *et al.* (2006)] dont l'objectif principal est d'analyser la concentration d'ozone et des autres constituants de l'atmosphère martienne.
- MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) est l'instrument qui fait l'objet de cette thèse et sera largement décrit dans les chapitres suivants.
- PFS (Planetary Fourier Spectrometer). L'atmosphère martienne est principalement composée de dioxyde de carbone et d'azote, mais d'autres gaz sont aussi présents en plus petites quantités, comme la vapeur d'eau ou l'ozone, dont nous avons parlé précédemment. L'objectif principal du PFS est d'étudier la distribution globale de la vapeur d'eau et des autres constituants mineurs de l'atmosphère martienne avec une précision bien supérieure à celle des missions précédentes. Ces

molécules seront identifiées par leur absorption dans certaines régions du spectre de la lumière solaire, ou par la chaleur qu'elles émettent naturellement lorsqu'elles sont excitées [Formisano *et al.* (2005)].

- ASPERA - Capteur de particules chargées et neutres. Mars est soumise, comme les autres planètes, à un flux de plasma qui émane du soleil, le vent solaire. L'objectif principal d'ASPERA-3 est d'étudier l'interaction de l'atmosphère martienne avec le vent solaire [Barabash *et al.* (2004, 2006)], ce dernier pouvant être responsable de la fuite dans l'espace de bons nombres de composés.
- HRSC (High Resolution Stereo Camera). La caméra stéréoscopique haute résolution HRSC fournit une couverture couleur, en 3-D, à haute résolution et avec des angles de prises de vues multiples de la planète Mars. Elle retourne des images d'une qualité sans précédent de la surface, de l'atmosphère et des deux satellites martiens. Les objectifs de cette caméra sont : la caractérisation de la structure et de la morphologie de la surface martienne à haute (10 mètres/pixel) et très haute (2 mètres/pixel) résolution spatiale.
- MaRS (Mars Radio Science experiment). Cette expérimentation radio a pour objectif de sonder l'atmosphère martienne lors des passages de la sonde derrière Mars. Avant de disparaître derrière le globe planétaire, le faisceau radio de l'émetteur de Mars Express traverse brièvement la fine couche d'atmosphère martienne et subit alors des modifications porteuses d'informations. Cette technique, connue sous le nom d'occultation, a été mise en oeuvre dès 1965 avec la sonde Mariner 4. A la différence de cette dernière, Mars Express va cependant utiliser non pas une, mais deux fréquences radio différentes (bande S et X). La bande X sert à dresser les profils verticaux de température et de pression (depuis le sol jusqu'à 50 km) avec une résolution verticale de 100 mètres. Les ondes radio appartenant à la bande S étant sensibles au plasma (mélange d'ions et d'électrons), la technique d'occultation permet également d'étudier la densité électronique de l'ionosphère (de 90 à 300 km d'altitude), avec une résolution de 100 électrons/cm³ [Pätzold *et al.* (2005)].

1.2.2.1 L'orbitographie

L'orbitographie détermine la position de la sonde dans l'espace à n'importe quel instant. Mars Express suit une orbite quasi-polaire avec une inclinaison de 86° sur une trajectoire très elliptique avec une altitude variant entre 300 et plus de 10 000 km. A

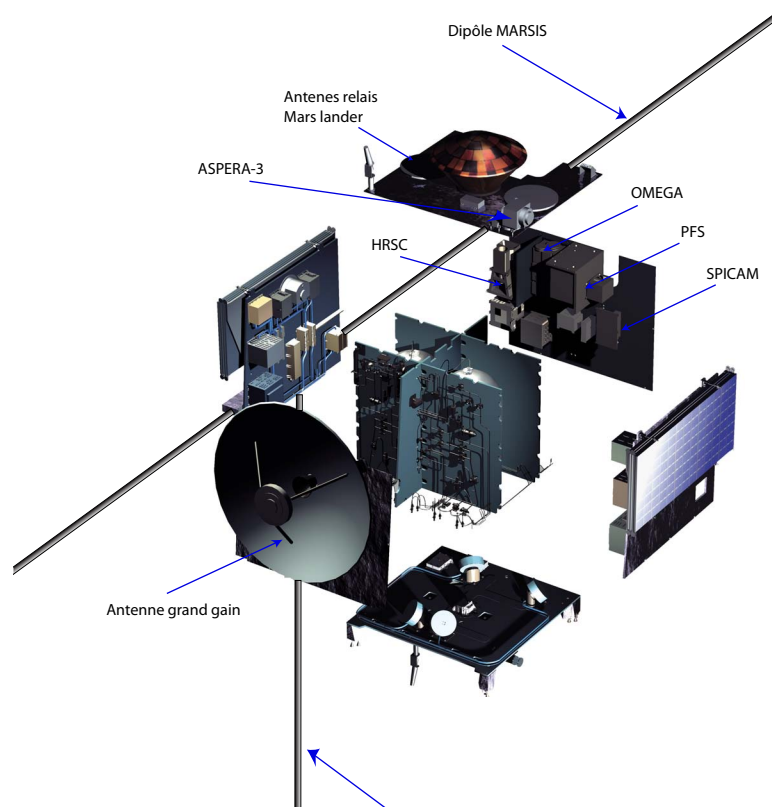


FIG. 1.5: Boîte éclatée de la sonde Mars Express. Crédits: Illustration de Medialab, ESA 2001

partir de 1400 orbites successives, la couverture de Mars est globale. En octobre 2008, Mars Express avait réalisé plus de 6000 orbites. Il faut noter que pour des questions de coût, Mars Express n'embarque pas une quantité suffisante de carburant qui aurait pu lui permettre d'atteindre une orbite optimale pour la cartographie, c'est-à-dire une orbite circulaire (comme les sondes MGS, MO, MRO). Une orbite dure une peu plus de 6 heures.

L'instrument MARSIS fonctionne quand la sonde orbite en dessous de 800 km. La durée pendant laquelle MARSIS est opérationnel est donc d'environ 25 minutes.

Le temps pendant lequel la sonde est la plus éloignée de Mars sert à renvoyer les données vers la Terre et est utilisé par les autres instruments pour obtenir des images à différentes résolutions de la planète.

Chapitre 2

L'instrument MARSIS

2.1 Radar à pénétration de sol

Le radar à pénétration de sol (GPR pour Ground Penetrating Radar) est un appareil géophysique utilisant la technologie radar pour étudier la composition et la structure du sol. Généralement, les bandes micro-ondes ou radio (VHF/UHF) sont utilisées par ce type de radar. Les GPR sont utiles pour sonder une variété de terrains tels que les calottes glaciaires, les étendues d'eau souterraines. En général, l'antenne est en contact avec le sol pour minimiser la réflexion à la surface et avoir ainsi un maximum de signal dans le sol.

Le principe de fonctionnement des GPR est identique à celui des radars « classiques ». Des ondes électromagnétiques sont émises par une antenne en direction du sol et s'y propagent. Lorsque ces ondes rencontrent des changements de milieu¹, une partie est renvoyée vers la surface et enregistrée par l'antenne réceptrice qui peut être la même que l'antenne émettrice. Le principe est similaire au sondage sismique mais les ondes sont réfléchies ici par les changements de constante diélectrique et non par des changements d'impédance acoustique.

La portée ou pénétration d'un GPR dépend de la conductivité électrique du sol et de la fréquence utilisée. Plus le sol est conducteur, moins on peut sonder profondément car le milieu dissipe l'onde électromagnétique. Les milieux permettant une pénétration maximale sont les milieux très secs comme le sable, le granite, le calcaire, etc ou les milieux riches en glace. Les sols les plus conducteurs sont les sols humides qui absorbent très vite le signal.

Plus la fréquence est basse, plus le signal pénètre profondément mais moins la précision est grande. La gamme de fréquence utilisée va de quelques MHz à quelques

¹changements de l'indice optique/constante diélectrique

dizaines de GHz.

Les GPR ont de multiples applications dans des études non destructives du sous-sol :

- Etude du sous sol avant travaux pour localiser des canalisations ou encore auscultation d'ouvrages de génie civil.
- Application militaire comme les recherches de mines, d'obus non explosés ou de tunnels enfouis.
- Recherche géophysique (couches minérales), radioglacologie.
- Recherche archéologique.
- Recherche de fosses communes, de lieux de crimes, etc...
- Etude des sous-sols des planètes du système solaire.

Le radar MARSIS est un GPR embarqué pour la première fois sur une sonde spatiale (Mars Express). MARSIS utilise des basses fréquences qui lui permettent de pénétrer profondément dans le sol martien dans le but de trouver de l'eau souterraine. La géométrie d'observation est différente des GPR "classiques" car le radar se trouve à bord d'une sonde spatiale qui possède, de plus, une orbitographie elliptique (voir §1.2.2.1). Il y a donc quelques notions à définir pour comprendre les données renvoyées par MARSIS : notion d'ambiguïté (§2.2.3), définir quelle région de la surface renvoie un signal cohérent (§2.2.4) et définir l'équation du radar dans ces conditions (§2.2.5).

2.2 Description de l'instrument

MARSIS est un radar sondeur à visée nadir² à très large bande, capable de transmettre des fréquences allant approximativement de 10 kHz à 5.5 MHz. Il peut réaliser deux types de sondage :

- le sondage du sol (mode SS),
- le sondage de l'ionosphère (désigné par mode AIS)³.

MARSIS ne peut opérer qu'en dessous de 800 km lorsqu'il sonde la surface. Cet instrument est constitué d'un assemblage de deux antennes et d'un module électronique. Le maximum de pénétration dans le sol martien, qui a lieu pour les fréquences les plus

²La direction à l'aplomb de la sonde.

³Ce mode n'a jamais été utilisé dans le cadre de cette étude

basses, est de l'ordre de quelques kilomètres en fonction de la nature des matériaux qui composent le sous-sol. Dans le mode SS, le radar émet sur une bande de 1 MHz de large, centrée sur 1.8, 3, 4 ou 5 MHz.

Durant la journée martienne, le soleil et le vent solaire ionisent l'atmosphère martienne ce qui empêche les sondages radar en dessous d'une de fréquence 3.5 MHz. Pour permettre une pénétration optimale du sol martien par les ondes, les opérations durant la nuit martienne sont préférables.

Lorsque MARSIS sonde la surface (mode SS), un signal (modulation de fréquence) est émis. L'impulsion émise dure environ 250 μ s. L'instrument passe ensuite en mode de réception et enregistre alors les échos retournés par la surface. Cette opération se répète à une fréquence de 127 Hz (voir figure 2.1). Le signal reçu est converti de numérique à analogique et compressé en azimut et en « range ». Cette intégration en azimut accumule pendant quelques secondes les données, ce qui résulte en une empreinte au sol dans la direction de déplacement de la sonde de 10 km. La dimension de l'empreinte dans le sens perpendiculaire au déplacement de la sonde mesure entre 5 et 15 km en fonction de l'altitude de la sonde.

Pour chaque sondage, les profils des échos montrent l'amplitude reçue en fonction du temps, avec une résolution verticale de 50 à 100 m dépendant de la constante diélectrique des milieux traversés.

MARSIS est constitué de deux antennes, un dipôle et un monopôle. L'antenne principale (dipôle), parallèle à la surface et au déplacement de la sonde, est utilisée pour l'émission et la réception des pulses réfléchis par la surface ou l'ionosphère. Cette antenne mesure 40 m de long de bord à bord. L'antenne secondaire (monopôle), orientée dans la direction du nadir, possède un gain nul dans la direction du nadir et, ainsi, n'est sensible qu'aux échos latéraux ou "clutter" (i.e. hors nadir). Ces échos latéraux masquent ceux provenant du sous-sol en arrivant au même moment. Le monopôle a été conçu pour supprimer les échos latéraux reçus par le dipôle. Cependant, personne n'utilise ce mode du radar car il ne semble pas fonctionner et nous sommes contents d'utiliser les données obtenues avec le dipôle. La distinction entre les échos latéraux et ceux du sous-sol est réalisée en simulant le retour la réflexion des ondes radar MARSIS sur un modèle de surface réalisée à partir des données MOLA [Nouvel (2002); Nouvel *et al.* (2004)].

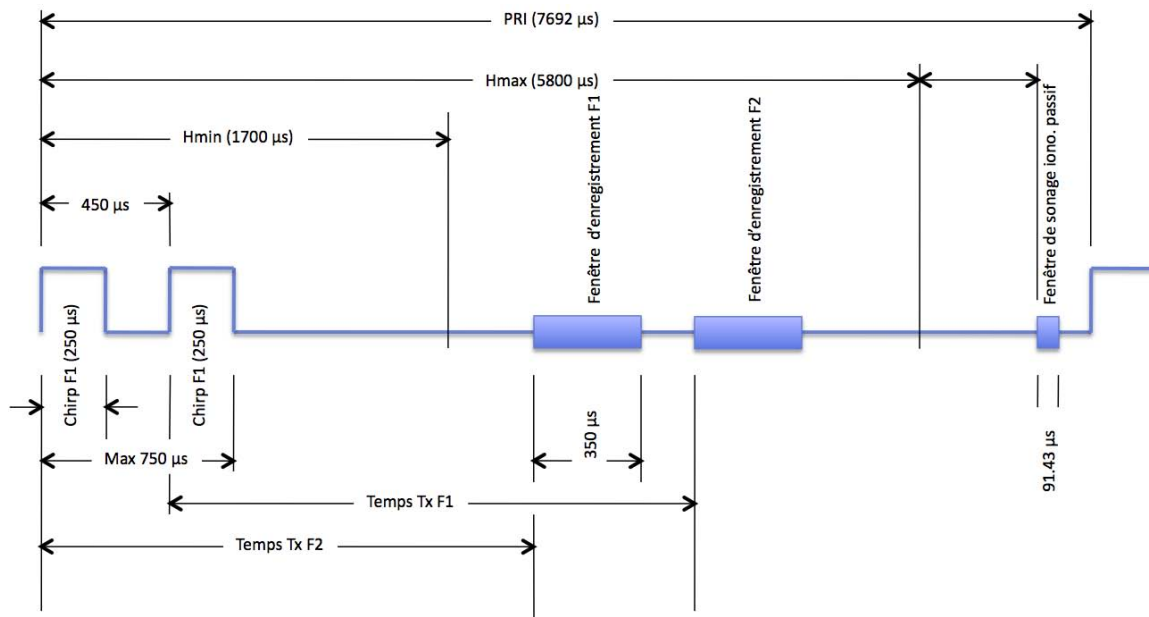


FIG. 2.1: Schéma décrivant le mode de fonctionnement d'un sondage (PRI Pulse Repetition Interval). Cette séquence se répète à une fréquence de 127 Hz. On y trouve les deux "chirps" émis dans deux bandes de fréquence différentes puis les deux fenêtres d'enregistrement après un délai t_x correspondant à peu près au temps aller-retour pour parcourir la distance entre la surface et la sonde par les impulsions radar. Ces fenêtres de réception durent 350 μs et sont échantillonnées à une fréquence de 1.4 MHz. La prise en compte de l'ensemble de ces paramètres permet de placer correctement les pulses les uns par rapport aux autres.

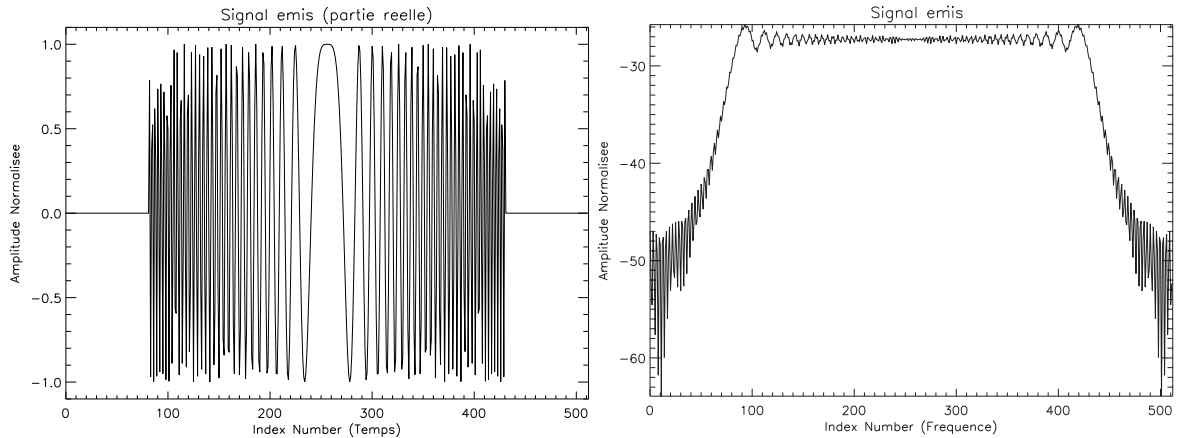


FIG. 2.2: Signal à modulation linéaire en fréquence et son spectre. C'est le “chirp” que nous utilisons pour effectuer la compression des données.

2.2.1 Forme de l'impulsion émise

L'onde émise est un « chirp »⁴ de 250 μs , c'est-à-dire un long pulse qui est linéairement modulé en fréquence. Le « chirp » permet une résolution qui dépend de la largeur de la bande utilisée plutôt que de sa durée : avec une largeur de bande B , la résolution en temps approximative est $1/B$. Dans le cas de MARSIS, le signal émis appelé S prend la forme suivante :

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

où $A(t)$ est l'enveloppe du signal de durée τ , $t \in [-\tau/2, \tau/2]$, τ est la durée du pulse émis (250 μs), B est la largeur de la bande en fréquence (1 MHz) et \pm change en fonction de la bande ($-$ pour la bande autour de 1.8 MHz et $+$ pour les bandes autour de 3, 4, 5 MHz).

2.2.2 Compression de l'impulsion

Dans le mode que nous utilisons, ce compression est effectué sur Terre. La compression de l'impulsion consiste à calculer la corrélation entre les signaux émis et reçu. Dans le cas de MARSIS (chirp linéaire modulé), si le signal reçu est identique à celui émis, la corrélation prend alors la forme d'un sinus cardinal $(\sin x)/x$. Cette compression de l'impulsion est effectuée grâce à un filtre adapté ayant comme réponse impulsionnelle $h(t) = s^*(-t)$, où s est le signal émis et comme fonction de transfert $H(f) = S^*(f)$, où S est le spectre du signal émis.

⁴gazouilli en français

Ce processus est réalisé sur Terre pour la plupart des modes de sondage pour permettre de corriger finement les effets ionosphériques. Le signal après compression S_f est obtenu comme suit:

$$S_f(f) = S_r(f)H(f) \quad (2.2)$$

Les données obtenues ont été échantillonnées sur une bande de 1.4 MHz de large alors que le signal est émis sur une bande de 1 MHz. La forme de notre fonction de transfert est donc donnée par l'équation :

$$h(t) = \begin{cases} \exp\left(\pm j\pi \frac{B}{N_c} \frac{t^2}{f_s}\right) & t \in [-125, 125\mu s] \\ 0 & [t < -125] \cup [t > 125] \end{cases} \quad (2.3)$$

où $t \in [-N_s/2, N_s/2]$, $N_s = \tau f_s/2$, τ est la durée du pulse émis (250 μs), B est la largeur de la bande en fréquence (1 MHz), f_s est la fréquence d'échantillonnage (1.4 MHz), N_s est le nombre d'éléments du pulse (512) et \pm change en fonction de la bande ($-$ pour la bande autour de 1.8 MHz et $+$ pour les bandes autour de 3, 4, 5 MHz). Finalement on obtient :

$$H(f) = Conj(FFT(h(t))) \quad (2.4)$$

La figure 2.2 présente la forme de la fonction $h(t)$: signal à modulation linéaire en temps et son spectre.

2.2.3 Radargrammes et notion d'ambiguïté

La figure 2.3 présente un radargramme typique des données MARSIS. Ce radargramme est une image à deux dimensions où l'axe vertical représente les temps courts et l'axe horizontal les temps longs. Les temps courts correspondent au temps aller-retour des ondes radar entre la zone et un "obstacle" sur lequel elles se réfléchissent. Ces réflexions ou échos sont dus à une augmentation de l'amplitude visible en noir sur le radargramme de la figure 2.3. Les temps longs représentent, quant à eux, les sondages succesifs de la surface par le radar.

Lorsque les irrégularités de surface augmentent, les ondes réfléchies par les différents centres de diffusion de la surface s'ajoutent en amplitude et en phase.

Sur le radargramme 2.3, différents types d'échos retournés par la planète Mars sont visibles :

- Dans la direction spéculaire, si la surface est localement suffisamment lisse, les

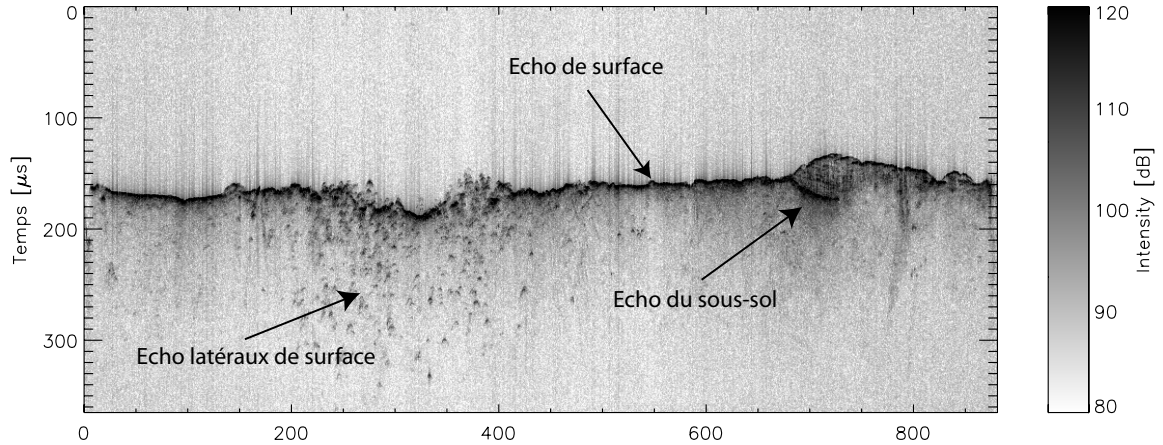


FIG. 2.3: Radargramme de l'orbite 2682 corrigé de la distorsion ionosphérique. Les différents types d'échos sont indiqués sur la figure.

ondes s'ajoutent pratiquement en phase et forment donc l'écho de surface. On obtient alors la composante cohérente du signal, appelée aussi composante spéculaire. L'écho de surface est le premier écho sur le radargramme en partant du haut. C'est l'écho pour lequel les ondes mettent le moins de temps à revenir aux antennes MARSIS. Cet écho se trouve au temps nécessaire pour faire un aller-retour entre la sonde et la surface au nadir⁵.

- Dans les autres directions ("hors nadir"), l'addition ne se fait plus forcément en phase et pour des valeurs de rugosité plus fortes, le déphasage entre les signaux peut dépasser π . On obtient alors la composante incohérente (« clutter » de surface ou échos latéraux). Enfin, dans des cas extrêmes de rugosité, la composante cohérente du signal peut disparaître en totalité, seule subsistant la partie diffuse, incohérente. Ces échos latéraux de surface arrivent après l'écho de surface et se situent donc en dessous de celui-ci sur les radargrammes. Par exemple, lorsque MARSIS passe à proximité d'un cratère (même à plusieurs dizaines de kilomètres) les bords du cratère renvoient une partie du signal comme décrit dans le schéma 2.4. La distance l entre la réflexion latérale et le nadir est donnée par l'équation :

$$l = \frac{c}{2} \sqrt{(2t + \Delta t)\Delta t}$$

où t est le temps mis par l'écho de surface, Δt est le retard de l'écho latéral par rapport à l'écho de surface et c est la vitesse de la lumière dans le vide. Par exemple, si un écho se trouve à 20 μs après l'écho de surface et que l'altitude de

⁵La direction à l'aplomb de la sonde.

la sonde est de 500 km, alors il en découle que l'écho a lieu à $l = 55$ km du nadir.

- Les échos de sous-sol arrivent après l'écho de surface et se mélangent aux échos latéraux. En supposant qu'un écho de sous-sol arrive avec un retard Δt après l'écho de surface et que les ondes se propagent dans un milieu homogène de constante diélectrique ε_1 , la profondeur l parcourue dans le sous-sol sera alors (voir figure 2.4):

$$l = \frac{c\Delta t}{2\sqrt{\varepsilon_1}}$$

Comme nous l'avons développé lors de la description des objectifs scientifiques de MARSIS, le signal qui nous intéresse, est le signal provenant du sous-sol : celui qui est porteur d'information sur la structure interne et la composition de la surface martienne.

L'ambiguïté vient donc du fait que le signal peut arriver au niveau de la sonde, pour une profondeur et un matériau donnés, simultanément à un signal provenant de la surface (figure 2.4). Pour résoudre cette ambiguïté, il faut tenir compte de la direction d'origine des signaux.

Pour des signaux provenant des régions de la surface en avant et en arrière de la sonde (dans le domaine radar, on parle aussi de direction « along track »), un traitement spécifique est appliqué à la de la sonde pour limiter l'énergie des signaux de surface. Nous détaillerons ce point au paragraphe 2.3.2 et nous verrons aussi dans le paragraphe suivant quelle partie de la surface contribue à former la composante spéculaire signal, c'est-à-dire l'écho de surface.

Cette notion d'ambiguïté est aussi une des raisons qui ont poussé au développement d'une simulation MARSIS (voir paragraphe 2.6) prenant en compte uniquement la surface : les radargrammes simulés permettent de trancher facilement entre réflexion à la surface ou dans le sous-sol [Nouvel *et al.* (2004)]. Nous décrirons cette simulation dans le paragraphe 2.6.

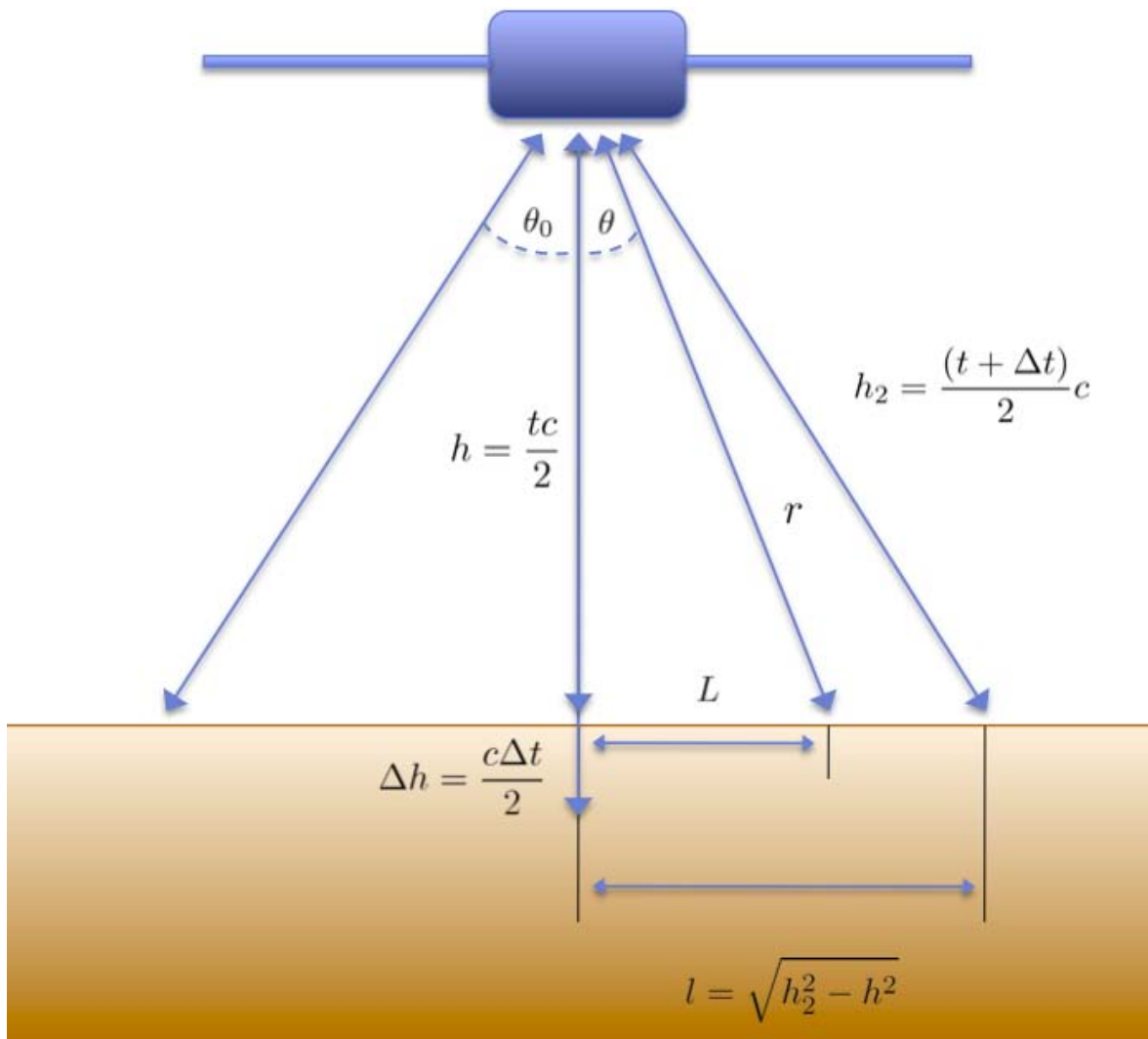


FIG. 2.4: Schéma d'un sondage MARSIS. En haut de l'image se trouve la sonde Mars Express (bleu) et en bas la surface de Mars (orange). Deux aller-retours sont représentés, un dans la direction du nadir et un autre dans une direction hors nadir.

2.2.4 La zone de Fresnel

Pour un radar à grande distance de la cible, il est nécessaire de connaître les dimensions de la surface éclairée et, plus particulièrement, la région qui renvoie un signal cohérent appelée zone de Fresnel. Autrement dit, cette zone correspond à la région qui contribue à former l'écho de surface.

Considérons ici, une surface faiblement rugueuse, de grandes dimensions devant la longueur d'onde. Cette surface est illuminée par un radar, situé à une altitude h et avec une ouverture d'antenne θ_0 (figure 2.4). Supposons que le rayon de cette région est égal à L , la longueur soustendue par l'angle d'incidence θ . Le calcul de L s'effectue

en majorant le déphasage entre le trajet des ondes à la verticale et le trajet latéral (angle d'indidence θ) (voir figure 2.4).

$$\Delta\varphi = kh - kr = 2\pi \frac{\Delta r}{\lambda}$$

où Δr est la différence entre les distances h et r pour le trajet à la verticale et latéral.

Le signal n'est plus cohérent lorsque le déphasage atteint $\pi/2$, c'est à dire lorsque :

$$\frac{\Delta r}{\lambda} = \frac{1}{4}$$

Comme $L^2 = r^2 + h^2$, il vient finalement que:

$$L^2 = \frac{2h\lambda}{4} + \frac{\lambda^2}{16}$$

On peut négliger le second terme qui est toujours bien inférieur au premier, la définition du rayon de la zone de Fresnel est donc:

$$L = \sqrt{\frac{h\lambda}{2}} \quad (2.5)$$

Dans la cas de MARSIS où la longueur d'onde λ varie entre 60 et 160 m et l'altitude h entre 250 et 1000 km, la zone de Fresnel a donc un diamètre de 6 à 16 km.

2.2.5 L'équation du radar

Classiquement l'équation du radar est un bilan des puissances sur le trajet aller-retour d'une onde émise. La puissance reçue d'une cible ponctuelle par l'antenne réceptrice d'un radar est donnée par l'équation du radar [Ulaby *et al.* (1986)] :

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \sigma^0}{(4\pi)^3 R^4} \quad (2.6)$$

où P_r est la puissance reçue, P_t est la puissance émise, G est le gain d'antenne, λ est la longueur d'onde de l'antenne, σ^0 est le coefficient de réflexion de la cible (la surface) et R est la distance entre l'antenne et la cible.

Dans le cas de MARSIS, il faut prendre en compte que toute la zone de Fresnel (voir §2.2.4) renvoie les ondes radars de manière cohérente et non pas de manière incohérente comme le ferait un objet ponctuel. L'équation du radar devient donc [Curlander et McDonough (1991)]:

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 R_F^2}{(4\pi)^2 (2R)^2} \quad (2.7)$$

où P_r est la puissance reçue, P_t est la puissance émise, G est le gain d'antenne, λ est la longueur d'onde de l'antenne, R_F est le coefficient de réflexion de la cible (la surface) et R est la distance entre l'antenne et la cible.

2.3 Traitements à bord de la sonde

À cause des limites imposées par la vitesse de transfert des données entre les instruments et la mémoire de masse du satellite, la plupart des traitements des données sont effectués par l'instrument lui-même.

Les tâches principales effectuées par la partie électronique de MARSIS sont :

- la synthèse doppler (« Doppler processing ») ou compression en azimut,
- l'acquisition et le suivi des échos de surface,
- le traitement des observations multi-angulaires.

En fonction du mode d'observation du radar les données subissent toutes, certaines ou aucune parties de ces traitements (voir §2.4). Cette section fournit une description générale de ces travaux effectués à bord de la sonde.

2.3.1 Echantillonnage du signal

Tous les signaux reçus par les antennes sont convertis sous forme numérique avec un échantillonnage à 1.4 MHz.

Pour représenter adéquatement les caractéristiques du signal contenant des fréquences plus hautes que la fréquence d'échantillonnage (par exemple, les bandes centrées sur 3, 4 ou 5 MHz) celui-ci est démodulé avant que l'échantillonnage n'ait lieu à une fréquence de 0.7 MHz grâce à un mixeur. Les nombres digitaux produits par l'échantillonnage du signal sont représentés par des entiers signés d'un byte (8 bits).

Pour effectuer le traitement numérique du signal à bord, celui-ci est converti en réel simple précision (quatre bytes pour les parties réelle et imaginaire).

2.3.2 Synthèse Doppler

L'antenne du radar a une ouverture azimutale assez grande dans la direction du mouvement ce qui donne une résolution assez faible. Le temps de retour des échos s'effectuant

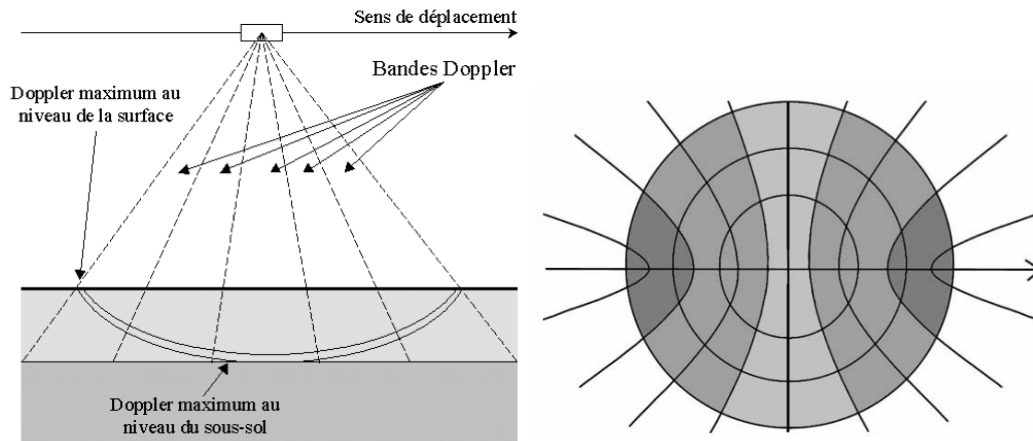


FIG. 2.5: A gauche, la définition des bandes Doppler en fonction de la direction du mouvement de la sonde. A droite, les courbes iso-distances (cercle) et iso-Doppler sont dessinées sur une surface plane. La ligne verticale correspond au Doppler nul, alors que la ligne horizontale représente la direction de déplacement de la sonde.

à différents instants selon leur distance au radar, on obtient des échos latéraux importants.

Comme le radar se déplace, le même point est illuminé plusieurs fois, on obtient alors une série de données pour chaque point sous le radar. En combinant la variation d'amplitude et de phase de ces retours, le traitement de synthèse d'ouverture permet d'obtenir des images des zones observées comme si on utilisait une antenne à très grande résolution.

Avec MARSIS, en utilisant ce traitement, on augmente aussi le rapport de puissance reçue entre les échos du sous-sol et latéraux. Le signal rétrodiffusé reçu par le radar peut être considéré comme une accumulation d'échos élémentaires. Chacun de ces échos possède une fréquence Doppler propre, fréquence qui peut être vue comme un échantillon de la bande Doppler totale.

Pour une distance radar-cible R , la fréquence Doppler f_d peut s'écrire sous la forme $f_d = \frac{1}{2\pi} \frac{d\phi}{dt}$ avec $\phi = 4\pi R/\lambda$. Pour une surface lisse, cette fréquence est nulle pour l'écho spéculaire provenant du sol (ou du sous-sol) dans la direction du nadir et elle est maximale pour les échos provenant des points de la limite de la surface illuminée, en avant et en arrière de la sonde.

Afin de retrouver la zone zéro Doppler, à chaque mesure, un filtrage cinq fréquences est effectué. Dans les données utilisées, seuls trois Dopplers sont conservés (voir §2.4). L'écho spéculaire, accompagné de la majeure partie de l'information provenant du sous-sol, se trouve dans une de ces cinq bandes Doppler. Comme les données concernant la sonde, et notamment sa vitesse radiale, ne sont pas assez précises (à bord) pour

déterminer à priori l'emplacement de l'écho spéculaire dans la bande Doppler, les cinq bandes Doppler sont traitées en parallèle, puis on détermine (après retour dans le domaine temporel) quelle bande contient le plus d'énergie.

2.3.3 Compression des données

Après les traitements à bord, pour réduire efficacement le volume de données afin de les transférer sur Terre, les échos radars sont convertis de réel simple précision (4-byte) en entier (1-byte). Cette conversion entraîne forcément une petite perte de précision, mais cela est nécessaire pour transférer les données vers la Terre.

2.4 Les modes d'opérations du radar

MARSIS est capable d'utiliser différents modes de fonctionnement (SS1, SS2, SS3, ...) correspondant à une configuration spécifique comme le nombre de Doppler ou le nombre de fréquences utilisées simultanément (voir tableau 2.1).

Dans cette étude, nous n'utilisons que le mode SS3, dans lequel MARSIS marche simultanément avec deux bandes de fréquences et trois Dopplers.

Les fréquences peuvent changer au cours d'un sondage en fonction de la fréquence plasma (qui dépend de l'heure de la journée ou de l'angle solaire zénithal comme nous le verrons par la suite) mais ne sont jamais les mêmes dans les deux bandes. On notera que c'est le mode le plus utilisé par MARSIS et par conséquent celui avec le plus de données.

2.5 Description des données

Dans cette partie, nous allons décrire le format des données MARSIS tel que nous le téléchargeons au laboratoire d'un serveur américain au Jet Propulsion Laboratory (JPL). Plusieurs niveaux de données existent et correspondent chacun à un niveau de traitement :

- Le *niveau 1a* correspond aux données brutes dans un format quasi identique à celui renvoyé par la sonde Mars Express. Nous n'utilisons jamais ce niveau de données.
- Le *niveau 1b* correspond aux données de niveau 1a formatées avec la télémétrie correspondante à chaque mesure.

Mode d'opération	Acronyme	Forme du pulse émis	Antenne de réception	Traitement à bord
Hardware Calibration	CAL	Chirp (One Band)	Dipole Monopole	None
Seulement Réception	RXO	None (One Band)	Dipole Monopole	None
Active Ionosphere Sounding	AIS	Monochromatic pulse	Dipole	Echo Power Evaluation
Subsurface sounding 1	SS1	Chirp (Two Bands)	Dipole	I/Q Synthesis
Subsurface sounding 2	SS2	Chirp (Two Bands)	Dipole	I/Q Synthesis Doppler Processing (One Doppler Filter) Range Processing Multi-look Processing Data Compression
Subsurface sounding 3	SS3	Chirp (Two Bands)	Dipole Monopole	I/Q Synthesis Doppler Processing (Three Doppler Filters) Data Compression
Subsurface sounding 4	SS4	Chirp (One Bands)	Dipole Monopole	I/Q Synthesis Doppler Processing (Five Doppler Filters) Data Compression
Subsurface sounding 5	SS5	Unmodulated Pulse Train (Two Bands)	Dipole Monopole	I/Q Synthesis Doppler Processing (Three Doppler Filters) Data Compression
Passive Ionosphere Sounding	PIS	None (Two Bands)	Dipole or Monopole	I/Q Synthesis Echo Power Evaluation

TAB. 2.1: Caractéristiques du pulse transmis, de la réception et des traitements à bord pour les différents modes d'opération de MARSIS

- Le *niveau 2* correspond aux données traitées et calibrées. Tous les traitements nécessaires à l'analyse des données ont été réalisés à ce niveau. Ce niveau correspond au produit final.

Dans notre étude, nous avons travaillé à partir des données de *niveau 1b* en appliquant nos propres traitements (compression de l'impulsion, correction ionosphérique, ...). Nous créons ainsi nous-même nos données de *niveau 2*.

Ce *format 1b* est divisé en deux fichiers : un fichier de télémétrie et un fichier avec les données radar. Les données de télémétrie permettent de connaître la position de la sonde dans l'espace, le type de fréquence utilisée, etc. Ces données sous forme de fichiers au format PDS⁶ sont récupérées sur un serveur au Jet Propulsion Laboratory.

Le fichier de données contient les mesures radars complexes obtenues par MARSIS. Ces mesures sont données en fréquence avec 512 valeurs pour la partie réelle et 512 dans la partie imaginaire. Une orbite MARSIS optimale contient environ 1 200 pulses sur deux bandes de fréquences et trois Dopplers (voir §2.4). Le codage des données récupérées est réel simple précision et la taille du fichier binaire est 27 Mo dans le mode SS3. Le volume total des données MARSIS téléchargées⁷ ne nécessite donc pas de grande capacité de stockage: moins de 100 Go (environ 2 000 orbites)⁸.

Tous les traitements effectués sur les données sont réalisés avec IDL[©], nous avons donc estimé qu'il était plus simple de transformer les données dans un format IDL[©] les rendant ainsi extrêmement simples à ouvrir.

Comme décrit précédemment, ce format correspond à un niveau où les données sont calibrées. C'est à partir de ce niveau qu'il est possible de réellement étudier/exploiter les données MARSIS.

La calibration comprend la compression de l'impulsion et la correction distorsion. Le produit de cette correction n'est pas conservé afin de limiter la place prise sur les disques durs du Laboratoire de Planétologie de Grenoble. Nous avons préféré enregistrer uniquement les paramètres de correction. Ainsi, lors de l'ouverture d'un fichier MARSIS, les données du *niveau 1a* sont ouvertes et la correction est appliquée pour obtenir le *niveau 1b* (voir §2.2.3).

2.6 Simulation MARSIS

Une simulation du radar MARSIS a été développée au Laboratoire de Planétologie de Grenoble dans le but de faciliter l'interprétation des radargrammes.

⁶Planetary Data System

⁷Tout compris: vignette gif, télémétrie, données, ...

⁸Surtout comparé au volume produit par d'autres instruments comme le radar SHARAD.

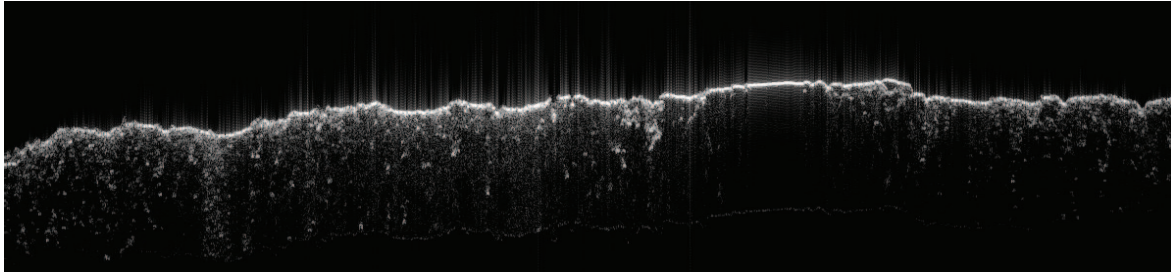


FIG. 2.6: Exemple de simulation de l'orbite 2687.

Cette simulation est basée sur l'utilisation de la méthode des facettes comme modèle de la surface [Nouvel (2002); Nouvel *et al.* (2004)] qui est une extension du modèle de Kirchhoff. Le choix de cette méthode, rendu possible par la faible rugosité de la surface martienne pour les longueurs d'onde utilisées, a été fait dans un but d'efficacité de calcul, c'est-à-dire de gain de temps. L'avantage est ainsi de pouvoir utiliser des expressions analytiques pour décrire les champs réfléchis et transmis au niveau de chaque facette [Nouvel (2002)]. Le modèle de surface composé de facettes est créé à partir des données MOLA.

Durant cette thèse, nous avons légèrement adapté ce code pour lui permettre de simuler rapidement les orbites effectuées par MARSIS. Parmi les adaptations réalisées, la plus importante porte sur la création des modèles de surface, l'ancienne simulation ne pouvait pas utiliser les cartes MOLA stéréographiques polaires et rencontrait des problèmes lors du passage entre les cartes de la projection cylindrique⁹. Elle était donc assez limitée et ne permettait pas de simuler complètement les orbites MARSIS.

En effet, pour le calcul de chaque pulse, nous « découpons » une partie de la surface MOLA pour simuler ensuite la réflexion des ondes sur cette surface. Le calcul d'un pulse se trouvant sur le bord d'une des cartes MOLA n'était pas possible. La solution pour prendre en compte la transition entre les cartes est assez simple, il nous a juste suffi d'agrandir toutes les cartes MOLA de manière à ce qu'elles se recouvrent suffisamment pour que ce genre de problème n'apparaisse plus.

Un deuxième travail important a été de porter le code de la simulation sur la grappe de serveurs¹⁰ Icare à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, car la puissance de calcul d'un tel système permet de diminuer significativement le temps de calcul.

Une interface a été réalisée en IDL permettant de lancer facilement les simulations

⁹En effet, les cartes MOLA, en projection cylindrique à la résolution de 128 pixels par degré, sont découpées en 16 parties. Ceci pour éviter d'avoir à ouvrir un seul énorme fichier de plusieurs giga-octets.

¹⁰Cluster en anglais.

sur le cluster à partir des données réelles de télémétrie puis de récupérer les produits finaux.

Finalement, cette simulation permet d'obtenir des radargrammes avec uniquement les échos provenant de la surface. Pour chaque orbite MARSIS, une simulation a été réalisée (soit plus de 1300 simulations).

Chapitre 3

L'ionosphère martienne

Ce chapitre décrit la correction de la dispersion et les résultats sur l'ionosphère qui en découle :

- Nous commencerons par récapituler brièvement les connaissances actuelles sur l'ionosphère martienne (§3.1).
- Après avoir décrit les effets de l'ionosphère sur le signal MARSIS (§3.2),
- nous expliquerons notre méthode de correction de la dispersion ionosphérique et nous montrerons qu'elle est reliée au contenu totale en électron (TEC) dans l'ionosphère (§3.4).
- Puis nous nous attacherons à valider la pertinence de nos valeurs de TEC en comparant nos résultats avec ceux d'autres missions (§3.5).
- Nous essaierons, en utilisant la théorie de Chapman, de remonter à la densité électronique maximale et à l'échelle de hauteur d'atmosphère neutre. Cette étude nous permettra de mieux comprendre le type de recombinaison qui a lieu dans l'ionosphère martienne (§3.6).
- Nous nous intéresserons enfin à l'interaction entre l'ionosphère et les éruptions (§3.7), puis l'interaction de l'ionosphère avec le champ magnétique rémanent (§3.8).

Mission	Date	Nombre de profils	Références
Mariner 4	14 Juin 1965	1	Fjeldbo <i>et al.</i> (1966)
Mariner 6	31 Juillet 1969	1	Kliore <i>et al.</i> (1971)
Mariner 7	5 Août 1969	1	Kliore <i>et al.</i> (1971)
Mars 2	Nov. - Déc. 1971	4	Kolosov <i>et al.</i> (1975)
Mariner 9	14 Nov. - 23. Déc 1971	174	Kliore <i>et al.</i> (1972)
Mariner 9 Ext. 1	7 Mai - 25 Juin 1972	64	Kliore <i>et al.</i> (1973)
Mariner 9 Ext. 2	29 Sept. - 26 Oct. 1972	44	Kliore <i>et al.</i> (1973), Kliore (1974)
Mars 4	10 Février 1974	1	Kolosov <i>et al.</i> (1975); Savich <i>et al.</i> (1976); Vasilyev <i>et al.</i> (1975)
Mars 5	18 Février 1974	1	Savich <i>et al.</i> (1976)
Mars 6	3 Mars 1974	1	Kolosov <i>et al.</i> (1975); Vasilyev <i>et al.</i> (1975)
Viking 1 Lander	20 Juillet 1976	1	Hanson <i>et al.</i> (1977)
Viking 1	20 Jui. 1976 - 17 Août 1980	113	Kliore (1992)
Viking 2 Lander	3 Septembre 1976	1	Hanson <i>et al.</i> (1977)
Viking 2	3 Sept. 1976 - 25 Jui. 1978	42	Kliore (1992)
Mars Global Surveyor	24 Déc. 1998 - 5 Juin 2005	5 600	Tyler <i>et al.</i> (2001)
Mars Express Radio Science	Avril 2004 - ??	> 150	Pätzold <i>et al.</i> (2005)

Table 3.1: Tableau récapitulatif des missions ayant réalisées des profils de densité électronique.

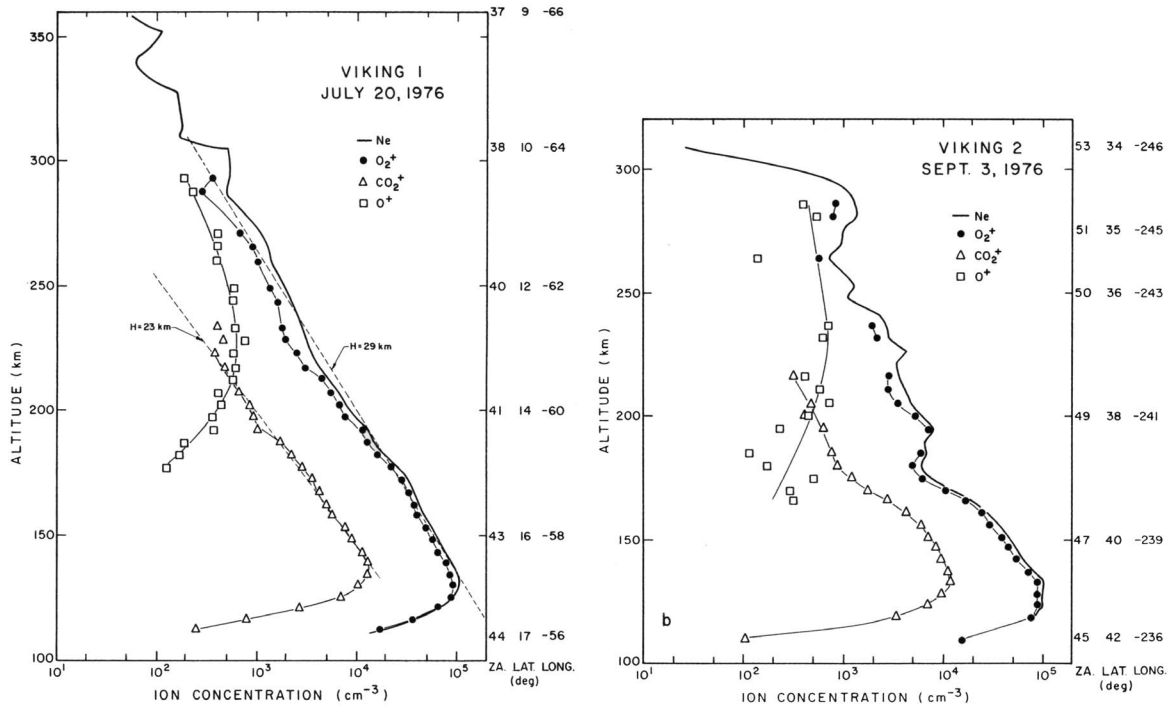


FIG. 3.1: Profils de densité ionique obtenu par l'analyseur à potentiel retardé (RPA) de l'atterrisseur Viking. Crédits: Hanson *et al.* (1977)

3.1 Récapitulatif sur l'ionosphère martienne

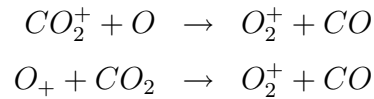
3.1.1 Détails sur l'ionosphère

L'ionosphère de la planète Mars [Mendillo *et al.* (2003)] offre un contraste intéressant à l'ionosphère terrestre. Le flux solaire est plus faible et, comme Mars ne possède pas de champ magnétique global pour la protéger du vent solaire, les champs et les particules héliosphériques ont un impact direct sur la partie supérieure de l'atmosphère martienne. L'atmosphère à la surface est bien plus ténue que sur Terre, pourtant la concentration en molécules (CO_2 pour Mars et N_2 pour la Terre) est similaire à 130 km (environ 10^{11} cm^{-3}).

Les processus photochimiques contrôlent le comportement de la couche principale de l'ionosphère de Mars, comme dans le cas de Vénus [Schunk et Nagy (2000)]. La densité électronique maximale de cette couche principale du côté jour est typiquement $2 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ et son altitude est de 135 km. Cette densité maximale varie en fonction du flux solaire qui arrive sur Mars. Notons par ailleurs que les opérations MARSIS se font dans des conditions excellentes car le flux solaire est au plus bas (voir figure 3.9).

Un des profils de densité ionique obtenu par l'analyseur à potentiel retardé (RPA) de l'atterrisseur Viking [Hanson *et al.* (1977)] est donné dans la figure 3.1. Ces mesures

établisent clairement que l'ion principal O_2^+ ne correspond pas au principal constituant neutre : le CO_2 contrairement à ce qu'on pourrait attendre. Cette prédominance de O_2^+ est en fait le résultat des réactions suivantes, qui transforment très rapidement les ions CO_2^+ et O^+ en O_2^+ :



Le RPA de Viking a aussi mis en évidence la présence des ions CO_2^+ et O^+ . Il apparaît même que la concentration en O^+ devient comparable à celle de O_2^+ au dessus de 250 km. Les sondes Mariners 4, 6, 7 et Vikings 1 et 2 ont réalisé de nombreux profils (voir tableau 3.1), ces occultations radio ont été examinées en détail [Zhang *et al.* (1990b)] et ont permis de suivre l'évolution de l'ionosphère au cours de la journée martienne. Il a été montré ainsi, que la densité électronique au pic varie de manière similaire à celle prédite par la théorie de Chapman (voir paragraphe 3.1.2).

Il y a peu d'informations sur l'ionosphère martienne du côté nuit. Les seules observations faites ont été obtenues par les occultations de Mars 4 et 5 et les sondes Viking 1 et 2 [Savich *et al.* (1976); Zhang *et al.* (1990b)]. Les densités du pic ionosphérique du côté nuit sont alors très variables et parfois trop faibles pour être mesurées. Les valeurs moyennes pour le pic sont une densité électronique d'environ $5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$ et une altitude de 160 km.

Plus récemment, l'expérience de « Radio Science » (RS) à bord de MGS utilise le signal transmis par la sonde vers la Terre pour sonder l'atmosphère et le champ de gravité [Tyler *et al.* (2001)]. Cette expérience observe principalement les variations de δf autour d'une fréquence f_0 . Les perturbations du signal radio fournissent ainsi des informations sur la trajectoire de la sonde, pour évaluer la gravité, et sur l'atmosphère, dans le cas d'une mesure par occultation. La géométrie des occultations limite les angles solaires zénithaux de ces observations à une gamme comprise entre 70 et 90°. Cette restriction ne permet donc pas d'étudier le comportement de l'ionosphère dans sa globalité (coté nuit, par exemple).

L'expérience RS¹ de MGS a réalisé plus de 5 000 profils de densité électronique sont actuellement disponibles à l'adresse internet : <http://nova.stanford.edu/projects/mgs/eds-public.html>. Ces observations ont eu lieu aux dates suivantes :

- 24-31 décembre 1998,

¹Radio Science

- 9-27 mars 1999,
- 6-29 mai 1999,
- 1 novembre 2000 – 6 juin 2001,
- 1 novembre 2002 – 4 juin 2003,
- 22 juin – 2 juillet 2003,
- 23 novembre 2004 – 9 juin 2005.

Malgré la faible gamme d'angles solaires accessibles par ces observations, les mesures de RS ont permis d'étudier l'ionosphère martienne bien plus en détail :

- Observation journalière des variations de la densité électronique avec le flux solaire [Fox (2004)],
- Variation interannuelle de l'ionosphère [Bougher *et al.* (2004); Zou *et al.* (2005)],
- Modélisation plus fine de la relation entre la densité électronique et le flux solaire [Martinis *et al.* (2003); Breus *et al.* (2004); Haider *et al.* (2006); Fox et Yeager (2006); Zou *et al.* (2006)],
- Comparaison des densités électroniques des couches martiennes avec celles sur Terre [Mendillo *et al.* (2003); Rishbeth et Mendillo (2004)],
- Observation d'anomalies dans l'ionosphère et corrélation avec les champs magnétiques résiduelles de Mars [Krymskii *et al.* (1995, 2004); Breus *et al.* (2005); Mahajan *et al.* (2007)].

3.1.2 Le modèle de Chapman

3.1.2.1 La fonction de production de Chapman

La théorie de Chapman (1931) est composée de quelques hypothèses simples sur la physique de l'atmosphère. Elle suppose que l'atmosphère est exponentielle² avec un seul type de gaz et une échelle de hauteur d'atmosphère neutre constante, que la stratification est plane, que l'absorption du flux solaire est proportionnelle à la densité des particules du gaz neutre le coefficient d'absorption est constant, c'est-à-dire un rayonnement monochromatique et un seul type d'absorption.

²c'est à dire où la densité décroît exponentiellement

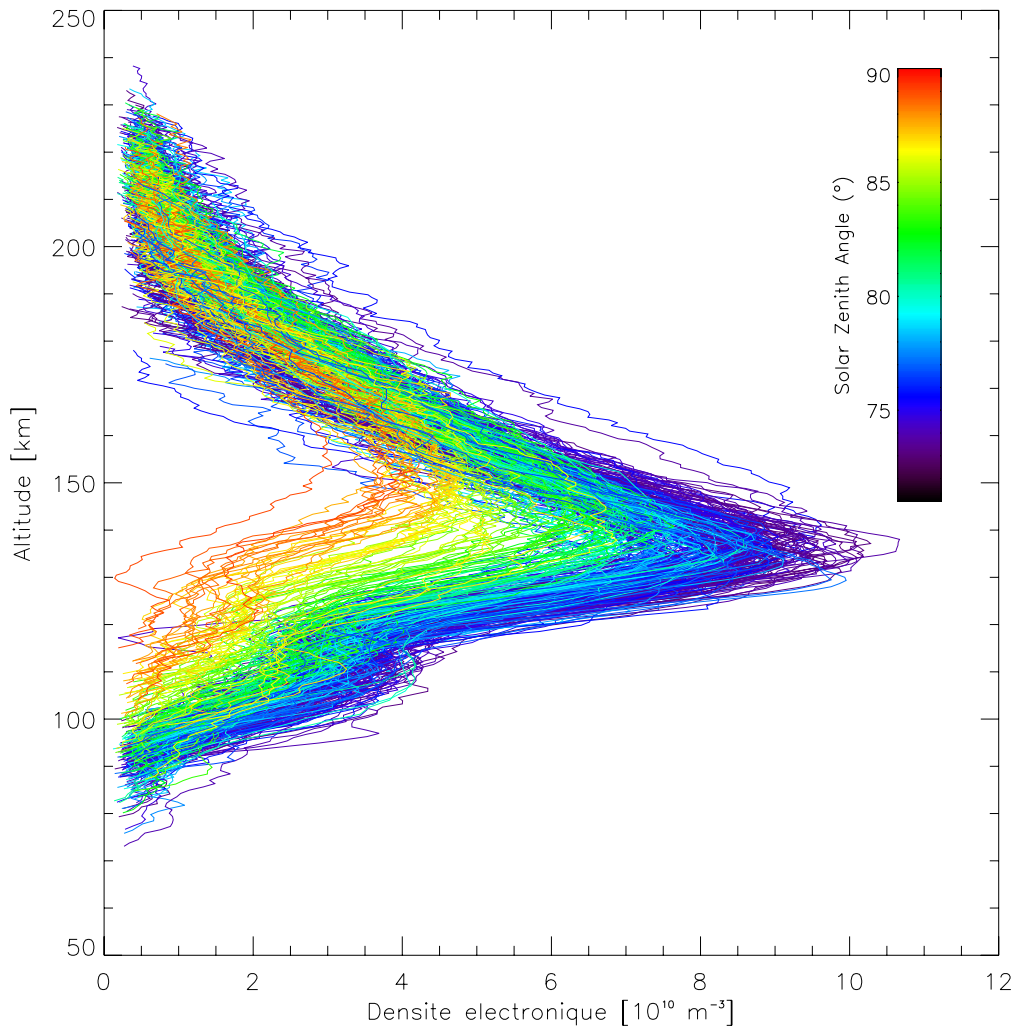


FIG. 3.2: Densité électronique en fonction de l'altitude. Ces données ont été obtenues par MGS [Tyler *et al.* (2001)]. Les couleurs correspondent à l'angle solaire zénithal pendant lequel la mesure a été faite. La dépendance du profil électronique en fonction de l'angle solaire est bien visible. Il apparaît que la densité globale diminue et que l'altitude du maximum de densité augmente avec les angles solaires, comme décrit dans le modèle de Chapman.

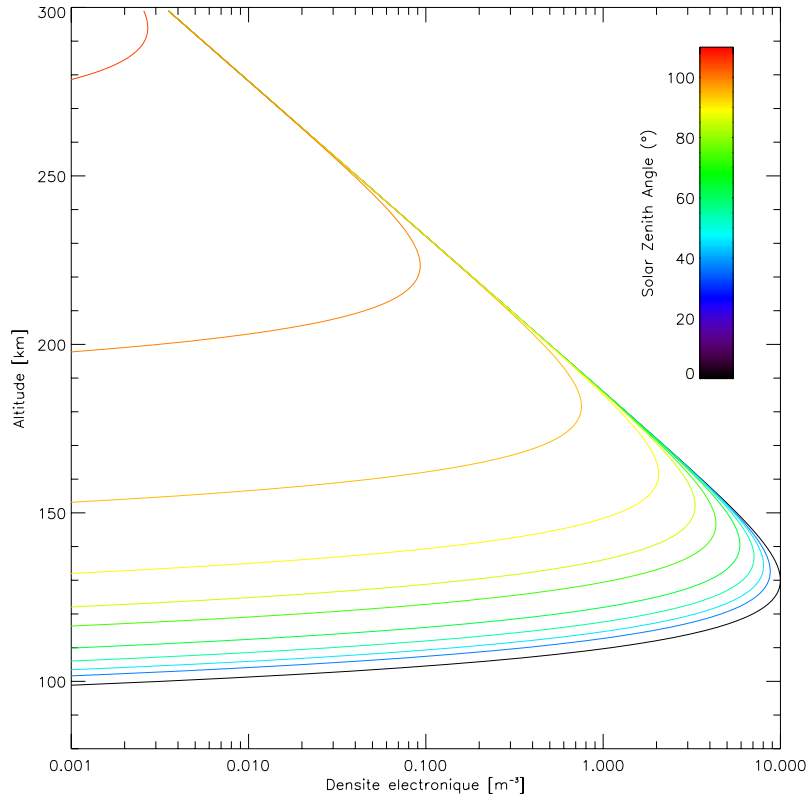


FIG. 3.3: Ce graphique présente la fonction de production de Chapman (1931) normalisée en fonction de l'altitude. Comme paramètres pour le modèle, H est égale à 10 km et h_m égale à 130 km.

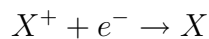
La *fonction de production de Chapman* est donnée par l'équation :

$$\frac{q}{q_{m0}} = \exp \{1 - y - \sec \chi \exp [-y]\} \quad (3.1)$$

où $y = (h - h_{m0})/H$ est la hauteur réduite par rapport à l'altitude du maximum de production et χ est l'angle solaire zénithal.

3.1.2.2 Loi de recombinaison

Nous n'allons décrire qu'un seul type de recombinaison ici qui correspond à ce qu'on appelle une couche α -Chapman. Nous nous plaçons dans le cas où les électrons se recombinent avec les ions positifs :



Le *taux de recombinaison* s'écrit $L = \alpha n_e^2$. L'équilibre entre production et perte

est atteint pour :

$$q = \alpha n_e^2$$

$$n_e(z) = n_{em0} \exp [0.5 (1 - y - \sec \chi e^{-y})] \quad (3.2)$$

Dans le cas de Mars (voir paragraphe 3.1), ce type de recombinaison explique bien la variation de la couche principale de l'ionosphère. Tout au long de ce manuscrit, lorsque nous faisons référence à une couche de Chapman ou au modèle de Chapman, cela signifie que nous utilisons un profil de densité électronique comme celui défini dans l'équation 3.2.

3.1.3 Fonction d'incidence de Chapman

En première approximation, les variations du profil de densité électronique sont données par $\sec \chi$, où χ est l'angle solaire zénithal. Cette approche est tout à fait valable en plein jour (c'est-à-dire pour de faibles angles solaires zénithaux), mais lorsque le soleil se couche ($\chi \sim 90$) ceci n'est plus vrai. Lorsque l'on considère $\sec \chi$, cela signifie qu'il n'y a plus de production dans l'ionosphère car le soleil est passé sous l'horizon, mais on oublie alors que lorsque le soleil est couché la haute atmosphère est toujours éclairée. Pour tenir compte de ce problème, Chapman (1931) a remplacé les termes $\sec \chi$ par la *fonction d'incidence de Chapman* qui est définie par :

$$Ch(d, \chi) = d \sin \chi \int_0^x \exp \left(d - d \frac{\sin \chi}{\sin \alpha} \right) \frac{1}{\sin^2 \alpha} d\alpha \quad (3.3)$$

C'est cette formulation que nous utilisons lorsque nous faisons appel à la fonction d'incidence de Chapman.

3.2 Effets de l'ionosphère sur les ondes radar

Nous décrivons dans ce paragraphe les effets sur les ondes radar de la traversée de l'ionosphère pendant le trajet entre la sonde et la surface :

- La dispersion du signal.
- L'absorption ionosphérique.
- La rotation de Faraday.

3.2.1 La dispersion du signal

L'indice de réfraction d'un plasma prend la forme $n = (1 - \omega_p^2/\omega^2)^{1/2}$ (voir annexe 5.7). Cet indice dépend de la fréquence de l'onde qui se propage dans le plasma. Les pulses de MARSIS étant émis sur une bande large de 1 MHz, les ondes à plus haute fréquence ne se propagent pas à la même vitesse que les ondes à plus basse fréquence. L'ionosphère est donc un milieu dispersif pour MARSIS. Cet effet de dispersion du signal va se traduire dans le domaine temporel par un étalement des échos ne permettant pas d'analyser finement les signaux renvoyés par le radar. Il est crucial de compenser cette dispersion avant de commencer à analyser les données.

Le déphasage introduit par la traversée de l'ionosphère peut être décrit comme la différence entre les phases d'une onde se propageant dans le vide et d'une onde traversant l'ionosphère, notons respectivement ces phases φ_0 et φ , le déphasage est donc :

$$\Delta\varphi = \varphi - \varphi_0 \quad (3.4)$$

La phase φ_0 qui correspond à une propagation dans le vide est décrite par $\varphi_0 = \omega t - k_0 h$, où h est la distance parcourue par l'onde.

Dans le cas où l'onde se propage dans un milieu avec un indice de réfraction n , la phase prend la valeur $\varphi_0 = \omega t - nk_0 h$.

Dans le cas où l'indice n varie en fonction de l'altitude (comme pour l'ionosphère), la phase de l'onde sera décrite alors par l'équation :

$$\varphi = \omega t - k_0 \int_{h_1}^{h_2} n(z) dz \quad (3.5)$$

où z est l'altitude et h_1, h_2 sont respectivement les altitudes inférieure et supérieure pendant le trajet des ondes, c'est-à-dire l'altitude de la surface et de la sonde.

Le déphasage comme introduit précédemment dans l'équation 3.4 s'écrit :

$$\Delta\varphi(\omega) = \Delta\varphi(\omega) = -k_0 \int_{h_1}^{h_2} n(z) dz + k_0 h \quad (3.6)$$

$$= -k_0 \int_{h_1}^{h_2} (n(z) - 1) dz \quad (3.7)$$

Ce phénomène (équation 3.7) est bien connu pour la propagation des ondes radars [Budden (1966), Safaeinili *et al.* (2003), Nouvel *et al.* (2004), Mouginot *et al.* (2008)].

Cependant n'oublions pas qu'après avoir été réfléchies, les ondes repassent à nouveau dans l'ionosphère avant d'atteindre la sonde. Si nous supposons que l'état de l'ionosphère est identique pendant le trajet aller et retour³, l'équation de déphasage pour le cas de MARSIS est finalement donnée par :

$$\Delta\varphi(\omega) = \frac{-2\omega}{c} \int_{h_1}^{h_2} (n(z) - 1) dz \quad (3.8)$$

où ω est la pulsation de l'onde radar, c la vitesse de la lumière dans le vide ($k = \omega/c$). C'est cette équation que nous utilisons tout au long de ce mémoire pour décrire le déphasage des ondes radars MARSIS dans l'ionosphère martienne. Nous verrons par la suite comment nous exploitons cette formule afin de compenser le déphasage et améliorer ainsi l'analyse des données MARSIS.

3.2.2 L'atténuation du signal

Si l'on considère que les collisions entre les électrons et les particules neutres ne sont pas négligeables, l'indice de réfraction n devient [Hargreaves (1979)]:

$$n^2 = 1 - \frac{\omega_p^2}{\omega(\omega - j\nu)} \quad (3.9)$$

où ν est la fréquence de collision (rad.s^{-1}) et j est le terme imaginaire ($j^2 = -1$), .

L'indice de réfraction est donc complexe ($n = \mu - j\chi$) et une onde se propageant dans ce milieu varie comme $\exp(-x\chi\omega/c)$. Ce terme en exponentielle représente l'atténuation de l'amplitude de l'onde sur une distance x . Le coefficient d'absorption est $\kappa = \omega\chi/c$. A partir de l'équation (3.9), on peut montrer que l'absorption peut s'écrire sous la forme :

$$\kappa = \frac{\omega}{c} \frac{1}{2\mu} \frac{\omega_p \nu}{\omega^2} \frac{1}{1 + \frac{\nu^2}{\omega^2}} = \frac{e^2}{2\epsilon_0 m c} \frac{1}{\mu} \frac{n_e \nu}{\omega^2 + \nu^2}$$

où $\omega_p = \frac{e}{\sqrt{\epsilon_0 m_e}} \sqrt{n_e}$ (voir annexe 5.13).

Dans l'approximation où $\omega \gg \omega_p^2$, $\mu = 1 - \omega_p^2/\omega^2$ est égale à 1. L'équation définissant l'absorption κ devient :

³Hypothèse qui se justifie par le fait que le temps écoulé entre les passages est très court comparé à la vitesse des phénomènes dans l'ionosphère.

$$\kappa = \frac{e^2}{2\epsilon_0 mc} \frac{n_e \nu}{\omega^2 + \nu^2} \quad (3.10)$$

L'absorption A en décibel par mètre du signal dans l'ionosphère est donc donnée par :

$$A = -20 \log_{10}(\exp(-\kappa)) \quad (3.11)$$

$$= 4,61 \times 10^{-5} \frac{n_e \nu}{\omega^2 + \nu^2} \quad (3.12)$$

où n_e la densité électronique est exprimée en m^{-3} , ω la pulsation de l'onde en rad/s^{-1} et ν est la fréquence de collision en rad.s^{-1} .

Cette équation est utilisée dans le chapitre 5 pour calibrer les données de l'absorption ionosphérique et étudier ainsi la réflectivité de la surface.

3.2.3 La rotation de Faraday

Si l'on considère la présence d'un champ magnétique, l'indice de réfraction n de l'ionosphère doit s'écrire [Hargreaves (1979)]:

$$n_{\pm}^2 = 1 + \frac{\omega_p^2}{\omega(\omega \pm \omega_b)} \quad (3.13)$$

où $\omega_b = \frac{e}{m} B$ est la gyrofréquence des électrons et B est le champ magnétique dans la direction perpendiculaire au déplacement des électrons.

L'angle de Faraday Ω est alors défini comme :

$$\Omega = \frac{k}{2} \int_0^h (n_+(z) - n_-(z)) dz \quad (3.14)$$

Dans le cas où $\omega \gg \omega_b$ (ce qui est vrai pour MARSIS sur Mars [Safaenili *et al.* (2001)]), on a :

$$n_+ - n_- = \frac{\omega_p^2 \omega_b}{\omega^3}$$

On obtient finalement pour un trajet simple dans l'ionosphère :

$$\Omega = \frac{k}{2} \int_0^h \frac{1}{\omega^3} \frac{e}{m} B_n \frac{e^2}{\epsilon_0 m} n_e(z) dz \quad (3.15)$$

$$= \frac{e^3}{2m^2 \epsilon_0 c \omega^2} \int_0^h B_n n_e(z) dz \quad (3.16)$$

$$= 9,3 \times 10^5 \frac{1}{\omega^2} \int_0^h B_n n_e(z) dz \quad (3.17)$$

Comme nous le verrons par la suite (paragraphe 3.8.2), Mars ne possède pas de champ magnétique global, l'effet Faraday est donc quasiment négligeable sur toute la surface [Nouvel (2002) ; Safaeinili *et al.* (2003)]

3.3 Méthodes de correction de la dispersion ionosphérique

Cette partie, qui décrit les méthodes utilisées pour compenser la dispersion ionosphérique, est la version française de l'article de Mougnot *et al.* (2008) qui se trouve en annexe ???. Nous avons réalisé ce travail en collaboration avec Ali Safaeinili du Jet Propulsion Laboratory.

Dans le paragraphe 3.2.1, nous avons établi que le déphasage des ondes radar dans l'ionosphère était fonction de l'indice de réfraction n de l'ionosphère. Cet indice de réfraction est habituellement donné par l'équation suivante (voir annexe 5.7):

$$n = \sqrt{1 - \frac{\omega_p^2}{\omega^2}} \quad (3.18)$$

où $\omega = 2\pi f$ est la pulsation de l'onde radar et ω_p la pulsation plasma.

Comme décrit par Safaeinili *et al.* (2003), si nous supposons que la fréquence ω de l'onde est bien supérieure à celle de l'ionosphère ω_p , alors nous pouvons faire un développement limité à l'ordre 3 de cette équation⁴ :

$$n = \sqrt{1 - \frac{\omega_p^2}{\omega^2}} \cong 1 - \frac{1}{2} \left(\frac{\omega_p^2}{\omega^2} \right) - \frac{1}{8} \left(\frac{\omega_p^2}{\omega^2} \right)^2 - \frac{1}{16} \left(\frac{\omega_p^2}{\omega^2} \right)^3 \quad (3.19)$$

⁴Les combinaisons des bandes en fréquence du radar sont utilisées de telle manière que cette hypothèse est toujours valide. Si cette condition n'est pas vérifiée, les ondes ne se propageraient pas l'ionosphère.

La fréquence plasma f_p (en Hz) est donnée par :

$$f_p = \frac{q_e}{2\pi\sqrt{\epsilon_0 m_e}} \sqrt{n_e} \approx 8.98\sqrt{n_e} \quad (3.20)$$

où n_e est la densité électronique (m^{-3}), $q_e = 1.6 \times 10^{-19}$ la charge électronique (Coulomb), $m_e = 9.11 \times 10^{-31}$ la masse de l'électron (kg) et $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$ la permittivité du vide (F/m).

En utilisant les équations 3.19 et 3.20, l'équation de déphasage 3.8 se réécrit :

$$\begin{aligned} \Delta\varphi(f) = \frac{4\pi}{c} \left[\frac{40.32}{f} \int_{h_1}^{h_2} n_e(z) dz + \frac{812.851}{f^3} \int_{h_1}^{h_2} n_e^2(z) dz + \dots \right. \\ \left. \dots + \frac{32774.2}{f^5} \int_{h_1}^{h_2} n_e^3(z) dz \right] \quad (3.21) \end{aligned}$$

Dans la suite de ce mémoire, nous utilisons les notations α_i et a_i (i variant de 1 à 3) pour décrire les différents termes de l'équation 3.21. Ces termes sont définis par :

$$\alpha_i = \int n_e^i(h) dh \quad (3.22)$$

$$a_1 = 40.32 \times \alpha_1 \times \frac{4\pi}{c} \quad (3.23)$$

$$a_2 = 812.851 \times \alpha_2 \times \frac{4\pi}{c} \quad (3.24)$$

$$a_3 = 32774.2 \times \alpha_3 \times \frac{4\pi}{c} \quad (3.25)$$

En utilisant la notation définie ci-dessus, le déphasage donné par l'équation 3.21 peut se réécrire comme :

$$\Delta\varphi(f) = \frac{a_1}{f} + \frac{a_2}{f^3} + \frac{a_3}{f^5} \quad (3.26)$$

Cette équation montre que le déphasage $\Delta\varphi$ se décompose en trois termes a_1 , a_2 et a_3 .

La figure 3.4 illustre l'effet du déphasage introduit par l'ionosphère sur un pulse radar. Cette figure montre clairement un signal retardé et élargi par l'ionosphère, comme décrit théoriquement dans le paragraphe 3.2.1, et un pulse net et puissant dans le cas sans ionosphère.

Les limites de l'intégration dans l'équation 3.21 sont h_1 et h_2 . Ces altitudes peuvent

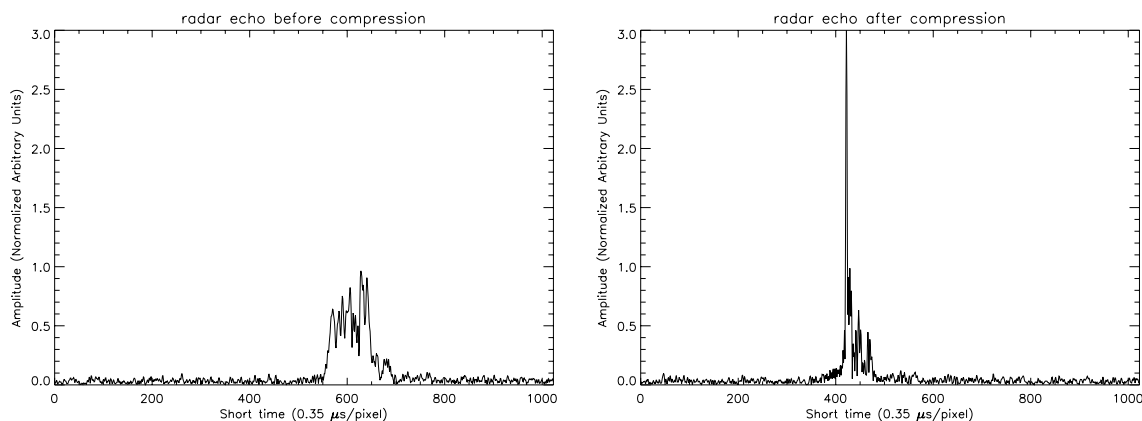


FIG. 3.4 – (a) Pulse MARSIS numéro 389 de l'orbite 2450 dans le domaine temporel après un aller-retour dans l'ionosphère martienne. L'étalement et le décalage sont tout à fait visibles comparés au même pulse après la correction ionosphérique (b).

respectivement prendre les valeurs 0 et ∞ . En effet, l'altitude du pic électronique se trouve autour de 130 km [Bougher *et al.* (2001); Fox et Yeager (2006)] et l'altitude de la sonde est toujours supérieure à 300 km. On peut donc considérer que la totalité des électrons se trouve entre la sonde et la surface. Dans ce cas, le terme α_1 est égal au contenu total en électrons de l'ionosphère appelé TEC⁵.

Dans la figure 3.5, nous avons tracé la contribution des termes a_2/f^3 et a_3/f^5 par rapport au premier terme a_1/f en fonction de l'angle solaire zénithal. Pour calculer chacun des termes, nous avons utilisé des profils de densité électronique donnés par le modèle de Chapman⁶. Les paramètres de ce modèle sont l'échelle de hauteur de l'atmosphère neutre H et la densité maximale n_0 . Dans la figure 3.5, ces paramètres prennent respectivement des valeurs typiques pour l'ionosphère martienne : 10 km et $2 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ (Fox et Yeager (2006)).

Avec cette figure 3.5, on voit clairement que la contribution des termes supérieurs est négligeable lorsque les angles solaires sont supérieurs à 90° , c'est-à-dire de nuit. Il apparaît aussi que pour des angles plus faibles, en dessous de 70° , la contribution du deuxième et même du troisième terme est nécessaire car ils peuvent représenter jusqu'à 30% de la correction.

⁵Total Electron Content en anglais

⁶Modèle décrit en détail dans le §3.1.2. Ce modèle nous sert à calculer les profils de densité électronique. Nous supposons ici que l'ionosphère n'est formée que d'une couche.

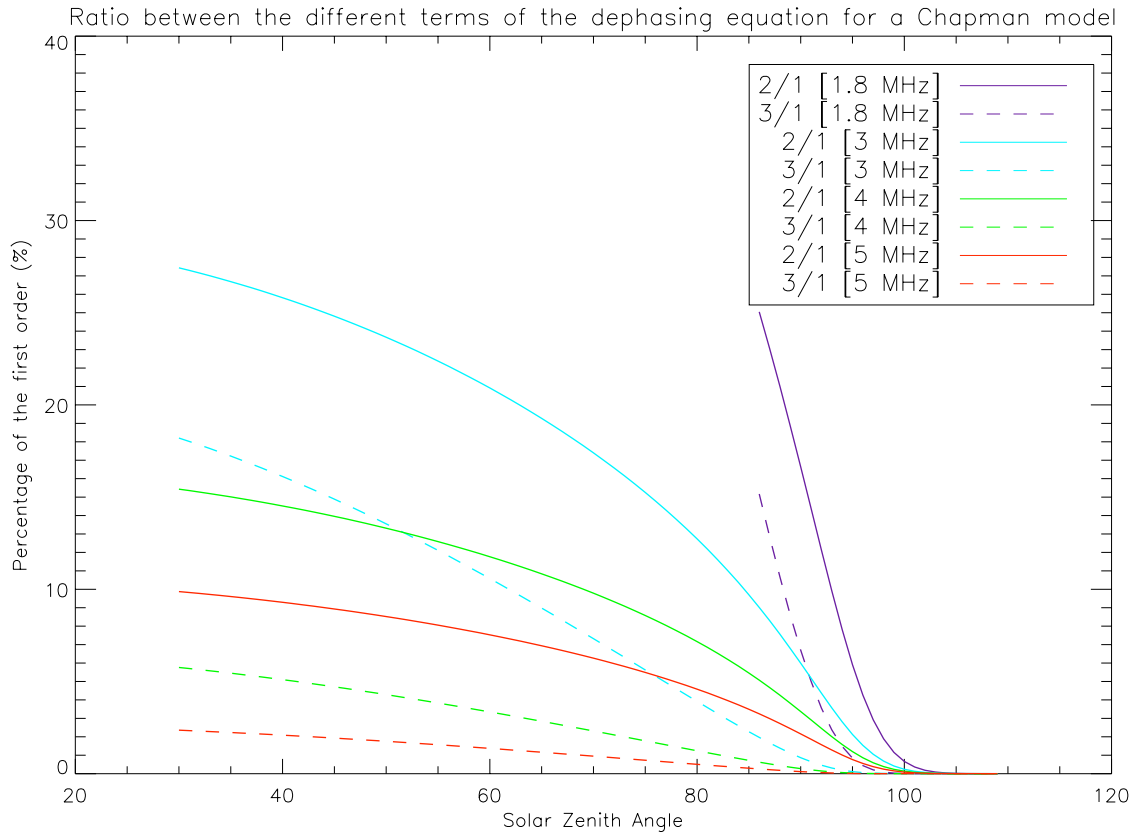


FIG. 3.5 – Rapport en pourcent entre les différents termes $[a_1/f ; a_2/f^3 ; a_3/f^5]$ de l'équation 3.26 en fonction de l'angle solaire zénithal. Ces termes sont calculés en utilisant un modèle de Chapman avec des paramètres d'entrée typiques pour l'ionosphère martienne. Les traits pleins correspondent au rapport entre le deuxième et le premier terme de l'équation 3.26 et les traits pointillés correspondent au rapport entre le troisième et le premier terme. Différentes couleurs sont attribuées à chaque fréquence (rouge : 5 MHz, vert : 4 MHz, bleu clair : 3 MHz, bleu : 1.8 MHz).

3.3.1 Mise en pratique de la correction ionosphérique

MARSIS utilise un « chirp » modulé linéairement en fréquence : $S(f)$. Le signal, après avoir traversé l'ionosphère, peut être écrit sous la forme $S_1(f) = S(f) \exp(-j\varphi(f))$, où le terme de phase $\varphi(f)$ inclut la perturbation de la phase due à l'ionosphère et la propagation dans le vide :

$$\varphi_{space} = \frac{2\omega}{c} \int dh \quad (3.27)$$

La perturbation de la phase $\Delta\varphi$ est donnée dans l'équation 3.26.

Théoriquement, le signal reçu est corrélé avec un « chirp » de référence (filtre adapté) pour produire un pulse radar idéal. Cependant le déphasage introduit par l'ionosphère résulte en une mauvaise compression du « chirp » qui se traduit par un étalement du pulse radar (voir figure 3.4).

Pour améliorer le signal compressé, nous utilisons la technique proposée par Safaeinili *et al.* (2003). Cette technique consiste à modifier la phase du signal reçu par le radar en introduisant une correction telle que nous l'avons présentée dans les équations 3.21 à 3.26.

$$S_{compressed}(f) = C_{chirp}^*(f) S_1(f) \exp(j\Delta\varphi(f)) \quad (3.28)$$

où f est la fréquence sur une bande de 1 MHz.

A travers cette correction, nous cherchons à améliorer le rapport signal sur bruit (SNR⁷) et nous considérons la correction de la phase efficace lorsque ce rapport est maximal.

Le spectre du signal dispersé $S_1(f)$ est multiplié par une exponentielle contenant les termes correctifs et ensuite compressé en multipliant par la fonction conjugué du chirp C_{chirp}^* (équation 3.28).

Comme les coefficients qui corrigent le signal ne sont à priori pas connus, nous utilisons une technique d'optimisation pour les déterminer. Le jeu de paramètres (a_1 , a_2 et a_3 ; voir l'équation 3.26) est exploré de façon à obtenir une amplitude maximale du signal réfléchi par la surface en sortie du filtre adapté. Cette maximisation assure que le signal est bien compressé. Pour implémenter cette procédure et la rendre la plus efficace possible nous avons tenu compte d'un certain nombre de contraintes qui sont discutées par la suite :

- contrainte sur le rapport signal sur bruit. Il faut qu'en sortie de la correction le signal soit maximal,

⁷Signal to Noise Ratio

- contrainte sur l'altitude, c'est-à-dire sur la position de l'écho de surface.

Ces contraintes permettent de diminuer l'étendue des solutions pour corriger le signal (gain de temps de calcul numérique) tout en utilisant des paramètres physiques tel que le TEC pour la correction.

Cette correction se divise en deux parties. Une première étape utilise un modèle gaussien pour décrire le profil de densité électronique vertical de l'ionosphère et donc les valeurs de a_i . L'utilisation de ce modèle simple permet de réduire le problème à deux paramètres libres et donc d'évaluer rapidement la correction de la dispersion en parcourant de manière systématique l'espace des solutions.

Dans une seconde étape, nous laissons les trois paramètres a_1 , a_2 et a_3 libres. Nous utilisons la première étape pour définir des conditions initiales et réduire l'espace à parcourir de manière à trouver rapidement la solution optimale.

3.3.1.1 Contrainte sur l'altitude (MOLA)

La première contrainte vient de l'altitude de la sonde et le temps de propagation jusqu'à la surface. La phase φ de l'onde réfléchiée par la surface est décrit par :

$$\varphi = \varphi_{space} + \Delta\varphi \quad (3.29)$$

Dans la procédure de correction, nous cherchons à évaluer $\Delta\varphi$, c'est-à-dire que nous effectuons l'opération : $\varphi_{estimated} = \varphi - \Delta\varphi_{correction}$. Lorsque cet objectif est atteint, alors $\varphi_{estimated}$ doit être très proche de φ_{space} . Ceci impose que l'écho de surface se trouve, après la correction, à l'altitude théorique de la surface.

En conséquence, nous contraignons notre correction en imposant que $\varphi_{estimated}$ soit proche de φ_{space} . Cette dernière valeur est donnée théoriquement par la distance entre la sonde Mars Express et la surface :

- l'altitude de la sonde est donnée par la télémétrie associée aux données,
- l'altitude de la surface est estimée par l'instrument Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) [Smith *et al.* (2001)].

En pratique, nous appliquons cette contrainte dans le domaine temporel, c'est-à-dire sur l'écho de surface qui doit se trouver à une altitude identique à celle donnée par MOLA dans une limite de plus ou moins 0.6 km.

Cette contrainte comporte cependant une limitation. Il est en effet nécessaire de connaître exactement la position de la sonde dans l'espace.

3.3.1.2 Contrainte sur le rapport signal sur bruit

La condition principale, outre le fait que l'écho de surface doit se trouver à l'altitude de la surface, est d'obtenir après correction le meilleur signal sur bruit.

Comme décrit précédemment (équation 3.28), cette correction est appliquée dans le domaine fréquentiel, mais c'est dans le domaine temporel que le rapport signal sur bruit est calculé. Nous décrivons donc ici la procédure qui effectue ce passage entre fréquentiel et temporel et qui calcule ensuite le rapport signal sur bruit.

Afin de juger de la qualité de notre correction, nous appliquons notre compensation du déphasage en fréquence sur le signal brut (équation 3.28), puis par transformée de Fourier (*FFT*⁸) nous passons ce signal dans le domaine temporel pour calculer le rapport signal sur bruit. Cette procédure est répétée pour chaque correction du déphasage.

Le calcul du rapport signal sur bruit s'effectue de la manière suivante :

- le signal est pris comme étant le maximum dans les limites imposées par MOLA⁹
- le bruit est calculé dans une fenêtre précédant la mesure du signal (avant les limites de MOLA).

Plutôt que maximiser uniquement l'amplitude du signal, nous avons choisi de calculer ce rapport sur bruit particulier. En faisant ce calcul, nous imposons que la fenêtre avant l'écho de surface ne contienne que du bruit car il est possible, en effectuant une correction trop forte de la dispersion ; de mélanger l'écho de surface (composante cohérente) avec le clutter (composante incohérente) et d'obtenir une amplitude très importante. Cependant dans le cas que nous venons de décrire une partie du signal se retrouve dans le calcul du bruit, ce qui diminue alors le rapport signal sur bruit.

Notre contrainte permet donc de maximiser l'amplitude de la composante cohérente du signal. Avec cette configuration, le signal sur bruit est maximal lorsque la contrainte sur la topographie est respectée, la correction est alors bien effectuée.

3.3.2 Détermination des conditions initiales

Pour pouvoir commencer la procédure d'optimisation du signal, il est nécessaire de fournir des conditions initiales aux paramètres a_1 , a_2 et a_3 . Pour cela, nous utilisons un profil de densité électronique simplifié représenté par une gaussienne :

$$n_e(z) = n_0 \exp \left[-\frac{(h - h_0)^2 \sec \chi}{2H^2} \right] \quad (3.30)$$

⁸Fast Fourier Transform

⁹Altitude de la surface plus ou moins 0.6 km.

où n_0 est la densité maximale lorsque le soleil est au zénith, H est l'échelle de hauteur de l'atmosphère neutre et χ est l'angle solaire zénithal (SZA).

Avec ce profil, nous calculons la correction de la phase qui ne dépend alors que deux paramètres : le TEC et l'échelle de hauteur H .

En utilisant cette approximation gaussienne pour décrire la densité électronique, les intégrales de n_e , n_e^2 et n_e^3 (voir l'équation 3.24) peuvent facilement se réécrire sous la forme :

$$\int n_e^i(h) = \frac{1}{\sqrt{i}} \left(\frac{\sec \chi}{2\pi} \right)^{(i-1)/2} \frac{TEC^i}{H^{i-1}} \quad (3.31)$$

L'équation du déphasage définie dans le \left[paragraphe 3.3 devient alors :

$$\Delta\varphi(f) = \frac{2}{c} \left[\frac{253.34\sqrt{\sec \chi}}{f} TEC + \frac{1440.76 \sec \chi}{f^3} \frac{TEC^2}{H} + \dots \right. \\ \left. \frac{18922.4 \sec^{3/2} \chi}{f^5} \frac{TEC^3}{H^2} \right] \quad (3.32)$$

Cette équation fait bien ressortir la dépendance du déphasage par rapport au TEC et à l'échelle de hauteur H . On peut noter que cette équation dépend aussi de l'angle solaire dont la valeur est connue pour chacune des mesures effectuées par MARSIS.

Cette formule simplifiée permet de trouver rapidement le déphasage provoqué par l'ionosphère (puisque'il y a seulement deux paramètres libres) sans que cela nuise à la qualité de la correction et à la détermination des paramètres a_1 , a_2 et a_3 . En pratique, la valeur de H est limitée à des valeurs allant de 8 à 30 km, ce qui correspond aux valeurs attendues pour l'échelle de hauteur de l'atmosphère neutre de Mars à 120 km [Krymskii *et al.* (2004); Gurnett *et al.* (2005); Nielsen *et al.* (2007)]. Nous parcourons alors de manière systématique l'espace à deux paramètres pour trouver la meilleure compression.

Cependant l'introduction d'un modèle simplifié de l'ionosphère résulte forcément en un résultat légèrement sous-optimal de l'estimation du déphasage, mais cette première étape fournit de bonnes conditions initiales pour la seconde partie de notre correction.

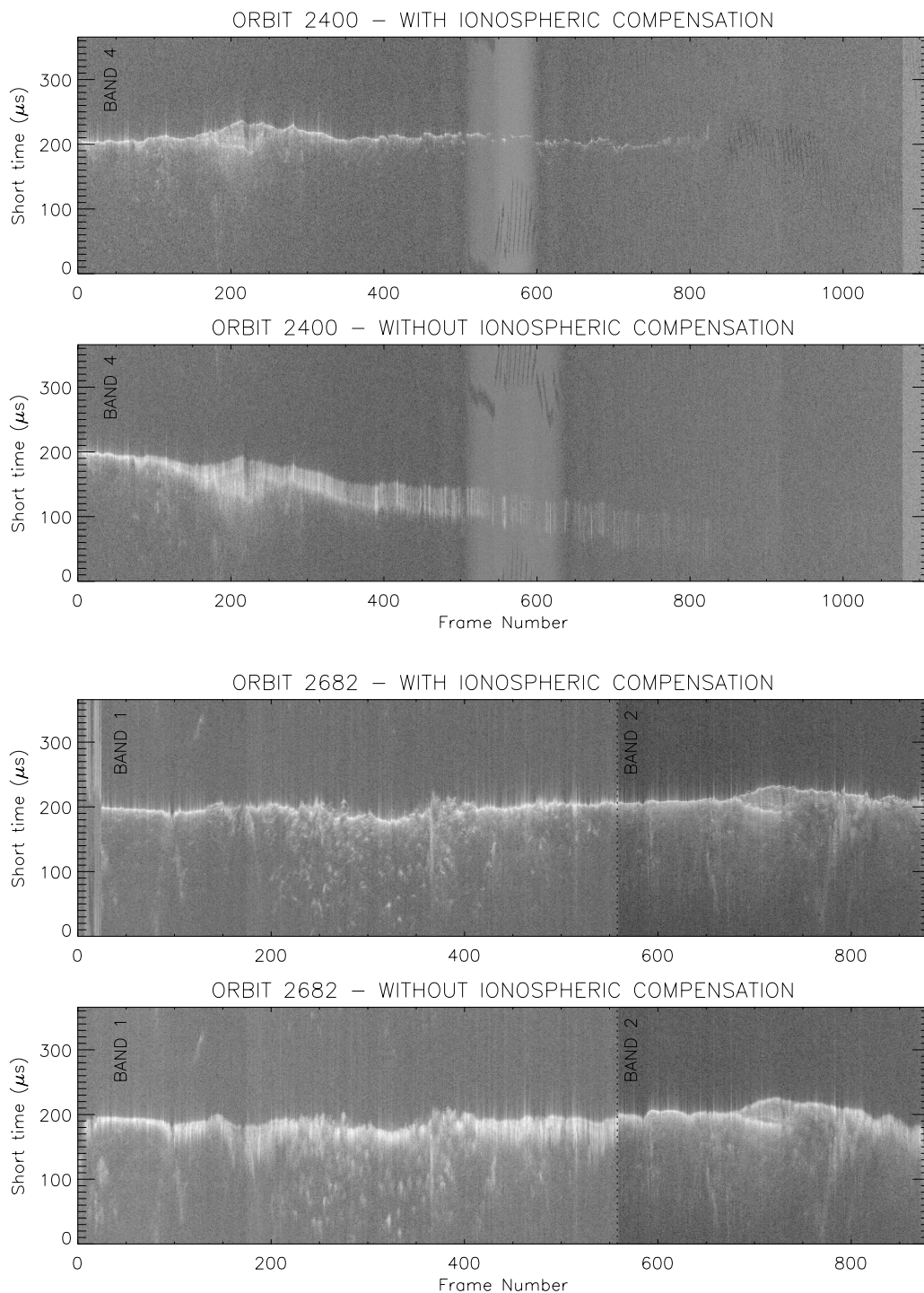


FIG. 3.6 – Radargrammes des orbites 2400 et 2682. Ces observations ont été faites dans l'hémisphère sud le 25 Novembre 2005 et le 12 Février 2006. Les radargrammes sont représentés deux par deux (en premier le signal avant la correction puis le signal après correction). Les deux figures du haut montrent la correction pour la bande de fréquence la plus haute à 5 MHz et les deux figures du bas celles pour les bandes les plus basses (1.8 et 3 MHz).

3.3.3 Méthode d'optimisation

Pour obtenir la solution optimale (compression du signal), nous parcourons maintenant notre jeu de paramètres $[a_1 ; a_2 ; a_3]$ afin de chercher la meilleure compression respectant les contraintes que nous avons imposé précédemment (SNR et altitude).

Pour réaliser cela, nous laissons chacun des paramètres totalement libres, c'est-à-dire que nous n'imposons pas un modèle d'ionosphère pour décrire $[a_1 ; a_2 ; a_3]$.

Il est possible de réduire l'espace de recherche autour de la solution trouvée lors de la première étape (voir §3.3.2). Par conséquent, nous définissons comme point de départ de cette étape de la correction les valeurs trouvées lors de la première étape (voir §3.3.2) que nous nommons $[a_{10} ; a_{20} ; a_{30}]$.

Pour commencer, nous cherchons la solution optimale dans un espace couvrant $\pm 20\%$ du premier paramètre (a_{10}) et $\pm 50\%$ des paramètres suivants (a_{20} et a_{30}). Ceci nous permet de diminuer notablement l'espace de recherche et de rendre ainsi le temps de calcul raisonnable.

Après avoir trouvé la meilleure solution dans l'espace défini précédemment, nous commençons une nouvelle itération en centrant cette fois l'espace de recherche sur la solution que nous venons de trouver.

Pour chaque orbite, nous corrigeons simultanément les deux bandes de fréquence de MARSIS (voir §2.4). En effet, il est important de noter que la solution optimale doit être la même dans les deux bandes, puisque les paramètres a_1 , a_2 et a_3 dépendent seulement de l'état de l'ionosphère (la quantité d'électrons, voir l'équation 3.24) et que celle-ci est identique pour les deux mesures. En utilisant cet aspect de la configuration des mesures MARSIS, nous pouvons définir une condition supplémentaire en imposant que le signal sur bruit soit maximal simultanément dans les deux bandes. La correction s'arrête lorsque la différence entre deux étapes de correction n'est plus sensible sur les données.

La figure 3.4 montre un pulse MARSIS avant et après compensation de la dispersion. Cet exemple valide notre correction et illustre bien les effets de la traversée de l'ionosphère : retard et dispersion du signal.

Dans la figure 3.6, tous les pulses d'une orbite sont représentés sous la forme d'un radargramme temporel. Comme pour la figure 3.4, ces radargrammes sont tracés avant et après correction. Cette figure 3.6 présente les radargrammes dans les différentes bandes de fréquence. Le radargramme de l'orbite 2400 (figure 3.6a et 3.6b) commence du côté nuit de la planète Mars ($SZA = 100^\circ$) et finit du côté jour ($SZA = 20^\circ$), il permet de voir l'effet progressif sur le signal de l'augmentation de la quantité d'électrons due au flux solaire. On constate l'efficacité de la correction car les pulses sont bien définis :

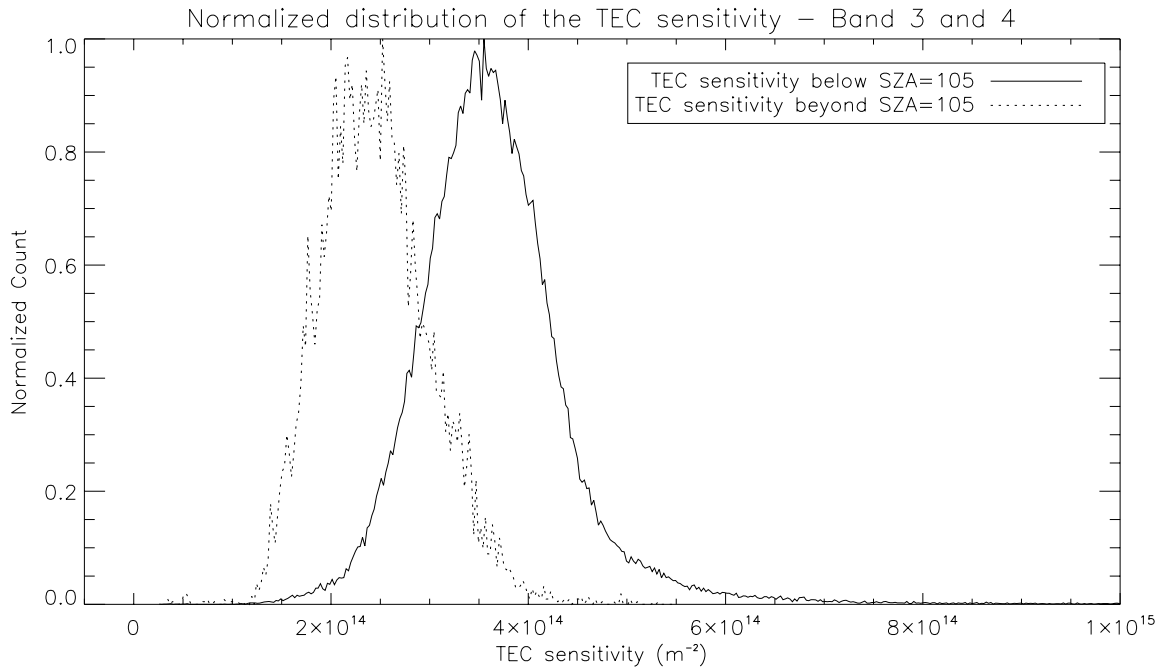


FIG. 3.7 – Distribution normalisée pour l'estimation de la sensibilité du TEC. Le couple de fréquence 4 MHz et 5 MHz est utilisé ici. Le trait en pointillé représente la distribution pour des angles solaires zénithaux au-dessus de 105° (nuit complète) et celui en trait plein en dessous 105° .

fins et intenses. Toutes les plages de fréquences de MARSIS sont utilisées ici, l'efficacité de notre procédure est donc vérifiée même pour les plus basses fréquences.

Cette procédure est appliquée quotidiennement sur les nouvelles orbites qui arrivent au Laboratoire de Planétologie de Grenoble.

3.4 Résultats associés à cette méthode de correction

Cette méthode de correction est systématiquement appliquée aux données MARSIS pour obtenir des radargrammes les mieux corrigés possibles. Ce traitement nous permet d'obtenir, comme produits dérivés, des mesures du TEC puisque cette valeur est directement liée au paramètre α_1 de la correction.

Dans la figure 3.8, les mesures dérivées de TEC pour quelques orbites sont représentées en fonction de l'angle solaire zénithal. Cette figure montre que la gamme d'angles solaires couverte par MARSIS est large, surtout comparée aux précédentes mesures ionosphériques (voir le paragraphe 3.5).

La plupart du temps, le signal est perdu lorsque SZA devient plus petit que 50 ou 55° car, au-delà de cette limite, l'absorption et la dispersion du signal est trop forte

(voir figure 3.6). La plage d'étude du TEC à partir des corrections MARSIS se situe donc entre 55° et 130° .

3.4.1 Sensibilité des mesures de TEC

Dans ce paragraphe, nous cherchons à étudier la sensibilité des mesures de TEC de notre correction. Nous parlons ici de sensibilité et non pas d'erreurs car il est difficile de quantifier les incertitudes sur les paramètres de la correction. Comme défini dans les paragraphes précédents, notre méthode de correction choisit le meilleur rapport signal sur bruit pour comprimer les données. Pour évaluer cette sensibilité, nous mesurons les variations de TEC pour des corrections légèrement sous optimales.

Le rapport signal sur bruit augmente de 16 à 19 dB entre les données brutes et corrigées (19 dB pour le pulse de la figure 3.4). Nous choisissons d'évaluer la gamme de variabilité du paramètre a_1 ¹⁰ lorsque le SNR diminue de 1 dB. Notons que ce choix de 1 dB est arbitraire et se justifie par le fait que nous pensons que c'est une marge d'erreur acceptable dans notre correction comparée aux 19 dB mentionnés précédemment. En pratique, nous augmentons ou diminuons la valeur de a_1 dans la correction jusqu'à ce que le signal ait diminué de 1 dB.

Cette variabilité dépend bien sûr de la bande de fréquence utilisée pendant l'observation car le déphasage est inversement proportionnel à la fréquence (voir équation 3.26). En conséquence, pour les fréquences les plus basses (bandes 1 et 2) de petites variations de a_1 impliquent un effet important sur le signal. Plus la fréquence est basse et plus les variations de a_1 sont restreintes dans cette limite de 1 dB.

De plus, comme nous l'avons indiqué précédemment, la correction se fait simultanément dans deux bandes de fréquences. La sensibilité de la mesure dépend donc du couple utilisé pour les observations et nous utilisons ce terme de couple dans la suite de ce paragraphe.

Dans la figure 3.7, nous traçons la distribution de ces variations de TEC pour le couple de bandes 3 et 4. Nous avons constaté que ces variations étaient bimodales entre le jour et la nuit. Les variations moyennes de TEC de jour et de nuit pour cette diminution de 1 dB sont respectivement $3.8 \times 10^{14} \text{ m}^{-2}$ et $1.5 \times 10^{14} \text{ m}^{-2}$. Ce comportement s'explique par les contraintes imposées dans la correction. De nuit, les corrections sont extrêmement faibles, seul le premier paramètre joue réellement un rôle (voir paragraphe 3.3), les erreurs sont donc minimales. Du côté jour, par contre le déphasage est important car tous les paramètres de la correction [$a_1 ; a_2 ; a_3$] jouent un rôle et donc l'ajustement de [$a_1 ; a_2 ; a_3$] est plus difficile entraînant des erreurs plus

¹⁰Equivalent au TEC.

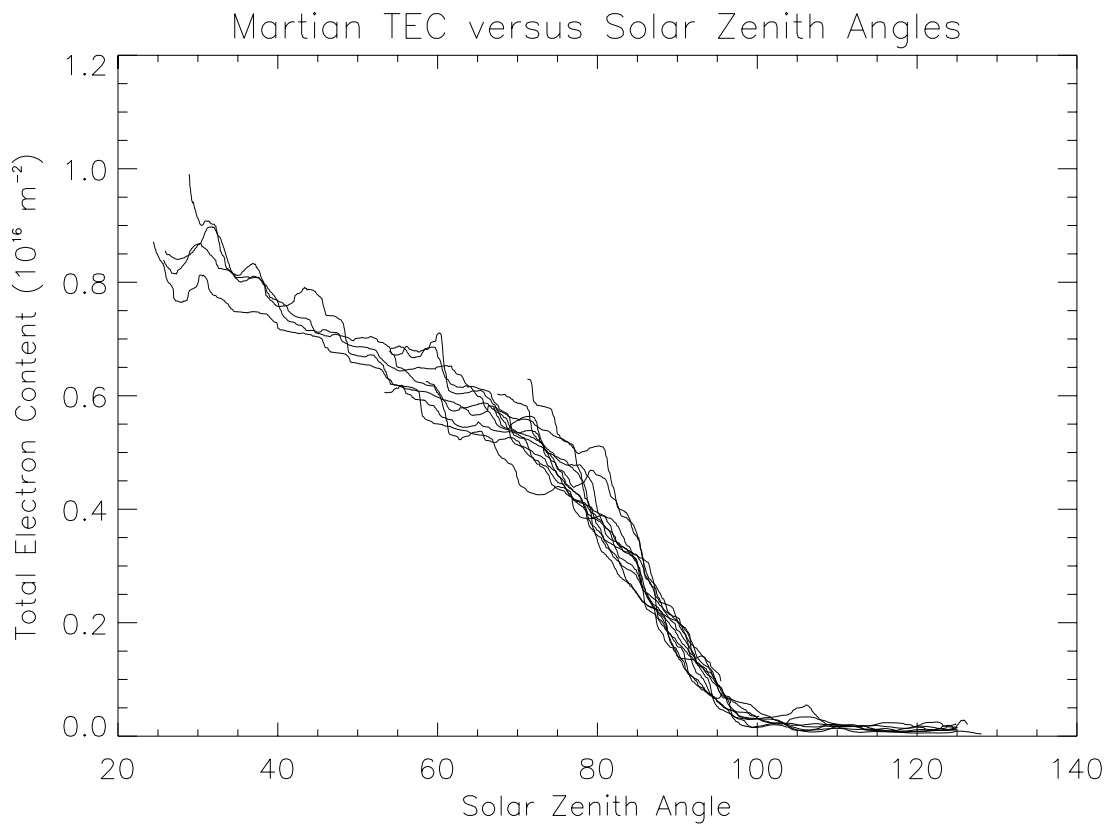


FIG. 3.8 – Contenu total en électrons en fonction de l'angle solaire zénithal mesuré par MARSIS en mode SS. Les orbites de Mars Express représentées ici sont 2392, 2393, 2398, 2414, 2540, 2541, 2543, 2544, 2545, 2575 et 2604. Chaque ligne en trait plein représente une orbite. Ici, nous montrons les meilleures orbites avec une plage d'angles solaires allant de 20 à 130°, mais la plupart du temps le signal est perdu en dessous de 50-60°.

Couple de bandes	Sensibilité des TEC [10^{14} m^{-2}] (côté nuit)	Sensibilité des TEC [10^{14} m^{-2}] (côté jour)	Nombre de mesures utilisées (côté nuit)	Nombre de mesures utilisées (côté jour)
3 - 4	2,2	3,5	11075	138803
2 - 4	2	3	440	1830
1 - 4	1,7	-	1910	0
2 - 3	1,5	2,6	109554	54786
1 - 3	1,5	2,5	40066	240
1 - 2	1	-	10832	0

TAB. 3.2 – Récapitulatif des variations de TEC pour une diminution de 1 dB par rapport à la meilleure correction. Ces valeurs correspondent aux pics des distributions comme dans la figure 3.7. Le nombre de mesures est donné pour permettre de savoir si la statistique est bonne.

grandes¹¹.

Le tableau 3.2 montre les estimations de la sensibilité du TEC calculées pour chaque couple de fréquence.

3.5 Comparaison avec les autres mesures de TEC

Comme nous l'avons indiqué précédemment, de nombreuses missions telles que Mariners 4, 6 (Fjeldbo et Eshleman (1968)), Mariner 9 (Kliore *et al.* (1972)), Mars 2, 4, 6 (Vasilyev *et al.* (1975), Kolosov *et al.* (1976)), Viking 1, 2 (Hanson *et al.* (1977), Zhang *et al.* (1990a)), Mars Global Surveyor MGS (Tyler *et al.* (2001)), MaRS/MEX (Pätzold *et al.* (2005)) ont mesuré des profils de densité électronique. A partir de ces mesures, on peut déduire des valeurs de TEC en intégrant les profils suivant les altitudes.

Dans la figure 3.10, les TEC mesurés (lignes noires) par MARSIS sont tracés en fonction de l'angle solaire zénithal et les symboles de couleurs indiquent les valeurs de TEC obtenues par les autres missions.

Les mesures de MGS (points rouges) ne couvrent que la dernière saison de mesures (du 1 Janvier 2005 au 9 Juin 2005) car elles sont proches de celles réalisées par MARSIS (de Novembre 2005 à Janvier 2006). Les mesures MGS et MARSIS sont alors faciles à comparer car elles ont été réalisées pendant une période d'activité solaire identique

¹¹Ces erreurs sont restreintes par la contrainte en altitude car la position de l'écho de surface dépend de l'altimétrie MOLA. Autrement dit, les paramètres $[a_1 ; a_2 ; a_3]$ ont une plage de variation limitée par la contrainte en altitude.

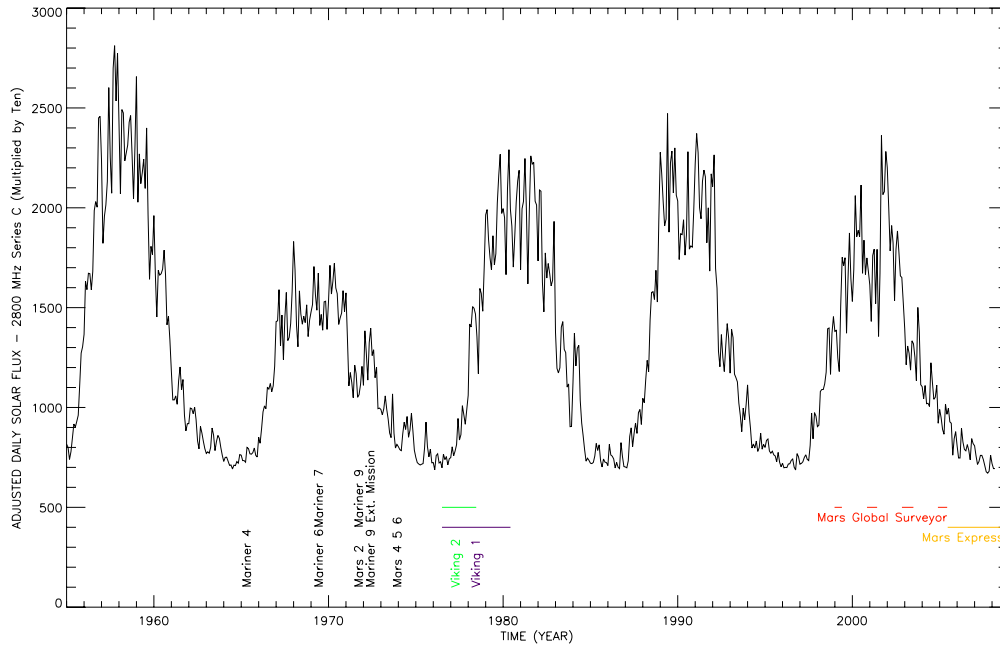


FIG. 3.9 – Densité de flux solaire ($10^{-21} \text{ J.s}^{-1}\text{m}^{-2}\text{Hz}^{-1}$) à 2800 MHz de 1947 à nos jours. Les différentes missions qui ont réalisé des profils de densité sont indiquées sur la graphique.

(relativement faible). Il apparaît que ces valeurs sont identiques entre 70° et 90° (voir figure 3.10). Cette constatation valide la correction de la dispersion ionosphérique car les valeurs de TEC dérivées du traitement des données MARSIS sont bien cohérentes avec d'autres jeux de données.

Les occultations de Mariner 9 (losange bleu) ont été réalisées durant une activité solaire modérée. Comme prédit dans tous les modèles d'ionosphère, les valeurs de TEC augmentent avec le flux solaire. Cette différence n'est pas prononcée autour de 75° , mais il apparaît clairement qu'autour de 50° les valeurs de TEC de Mariner 9 (10^{16} m^{-2}) sont plus élevées que celles de MARSIS (entre $0.7 \times 10^{16} \text{ m}^{-2}$ et $0.8 \times 10^{16} \text{ m}^{-2}$).

La dépendance des valeurs de TEC avec le flux solaire est aussi observée sur les données MARSIS pour certaines périodes (Safaenili *et al.* (2007)).

MARSIS en mode de sondage (SS3 ; voir paragraphe 2.4) nous permet donc d'estimer en un temps très court¹² les valeurs de TEC sur une large plage d'angles solaires zénithaux. ce qui n'avait jamais été possible auparavant. Ceci offre la possibilité d'étudier facilement les variations journalières de la quantité d'électrons et d'avoir un image rapide de l'état global de l'ionosphère à un instant donné. Indéniablement, si les profils réalisés par les autres instruments (MGS, Mariner 9, ...) offrent la possibilité d'avoir

¹²Une observation dure environ 30 minutes.

une information en altitude (que MARSIS (SS3) ne peut pas fournir¹³), MARSIS apporte une nouvelle dimension à ces mesures par l'étendue des angles solaires accessibles. De plus les mesures de « radio science » par occultation se faisant le long d'une ligne de visée, l'information spatiale de la mesure est plus précise dans le cas MARSIS qui mesure localement le TEC.

3.6 Ajustement des données par le modèle de Chapman

En utilisant le modèle de Chapman (voir le paragraphe 3.1.2), nous cherchons, à partir des mesures de TEC de MARSIS, à retrouver des paramètres qui caractérisent l'ionosphère de Mars : n_0 la densité maximale pour $\chi = 0$ et H l'échelle d'atmosphère neutre¹⁴.

Dans cette approche, nous faisons l'hypothèse que n_0 et H sont constants au cours d'une orbite et nous prenons en compte les trois termes définis pour la compensation de la phase (équations 3.21 et 3.26).

En utilisant le modèle de Chapman comme profil de densité électronique, nous avons calculé pour différentes conditions de n_0 et H , les termes α_1 , α_2 et α_3 (voir équation 3.24) de la manière suivante :

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= n_0 H \int \exp(-0.5(1 - z - Ch(H, \chi) \exp(-z))) dz \\ \alpha_2 &= n_0^2 H \int \exp(-(1 - z - Ch(H, \chi) \exp(-z))) dz \\ \alpha_3 &= n_0^3 H \int \exp(-1.5(1 - z - Ch(H, \chi) \exp(-z))) dz\end{aligned}\quad (3.33)$$

La figure 3.11 montre le comportement de $\alpha_1(\chi)$ ou $\text{TEC}(\chi)$ en fonction de l'angle solaire zénithal χ lorsque l'échelle de hauteur H varie de 5 à 30 km et que n_0 est fixée à $2 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$.

Les paramètres n_0 et H sont des facteurs multiplicatifs dans les équations de α_1 , α_2 et α_3 (voir équation 3.33), mais H apparaît aussi comme paramètre de la fonction d'incidence de Chapman Ch , il modifie donc légèrement la forme de α_1 , α_2 et α_3 pour

¹³Attention, le mode ionosphérique de MARSIS (AIS) est capable de mesurer des profils de densité électronique au-dessus de la densité électronique maximale.

¹⁴L'autre paramètre libre dans le modèle h_{m0} l'altitude du pic pour $\chi = 0$. Ce dernier paramètre ne peut pas être trouvé à partir des mesures MARSIS car l'information en altitude n'existe plus dans l'intégration $\int n_e dz$ (c'est-à-dire le TEC).

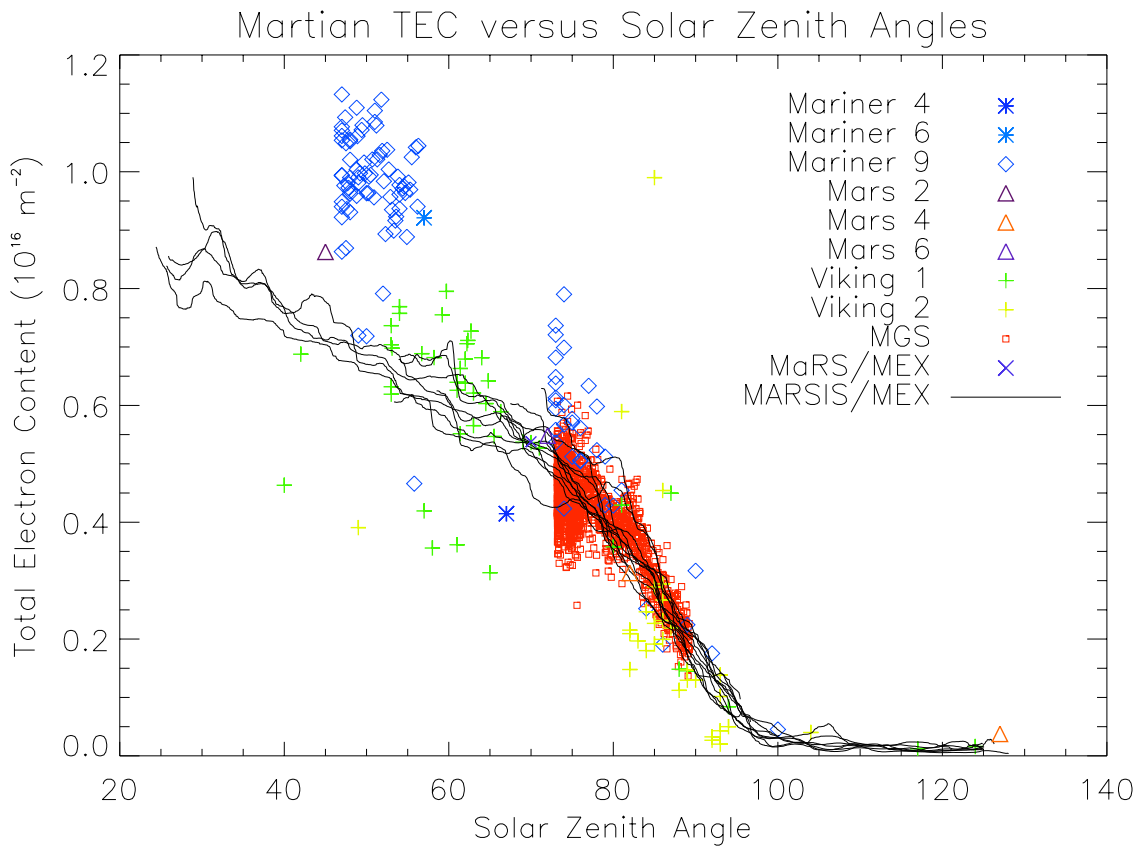


FIG. 3.10 – Contenu total en électron en fonction de l'angle solaire zénithal. Chaque type de point correspond à une mesure de TEC par un autre instrument et les traits pleins aux mesures de MARSIS dérivés de notre correction (voir figure 3.8). Les TEC des autres instruments ont été obtenus en intégrant les profils de densité de électronique suivant les altitudes. Il est possible que la plage d'altitude change d'un profil à l'autre. Par exemple, certains profils s'arrêtent à 200 km et d'autres à 300 km. Ces différences provoquent de petites erreurs sur l'intégration des profils, cependant ces erreurs sont très faibles étant donné que la couche principale électronique se trouve toujours entre 100 et 150 km.

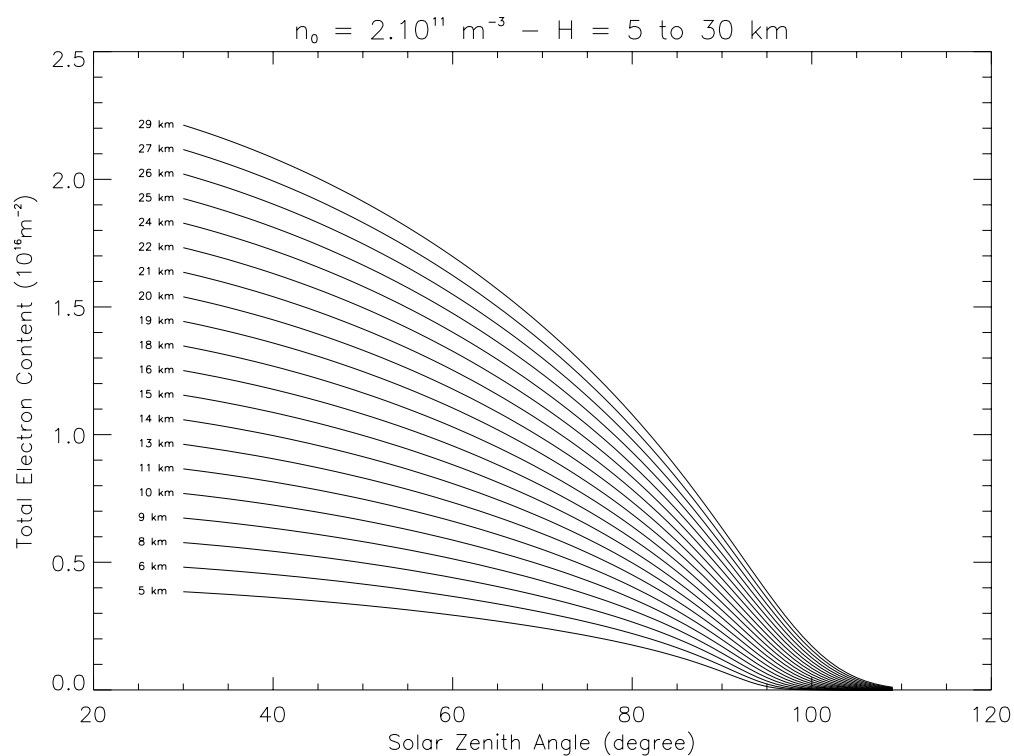


FIG. 3.11 – Contenu total en électron en fonction de l'angle solaire zénithal dans le modèle de Chapman où n_0 est fixée et H varie de 5 à 30 km.

les grands angles solaires.

Malgré cette différence, l'influence de n_0 et H sur α_1 , α_2 et α_3 semble très similaire. On peut tout de même les distinguer par le comportement du TEC autour du lever ou coucher du soleil (voir figure 3.11), c'est-à-dire près de 90° : une augmentation de H décale le « coucher » de TEC vers des χ plus grands. Pour séparer l'effet de n_0 et H dans notre ajustement, le mieux est d'utiliser une gamme de χ autour de 90° . Les valeurs de TEC au-dessus de 100° ne sont pas prises en compte car elles sont très faibles et varient peu¹⁵. La plupart du temps, le signal retourné par la surface est perdu pour des angles solaires en dessous de 55° (en plein jour) : notre estimation du TEC est alors mauvaise. En tenant compte de ces différents points, la gamme d'angles solaires zénithaux utilisée pour l'ajustement va de 60° à 100° .

Pour comparer les valeurs α_1 , α_2 et α_3 entre elles, il est nécessaire de les normaliser car elles ne sont pas aux mêmes ordres de magnitude. Ceci vient du fait que chacun de ces termes dépend respectivement de $\int n_e dz$, $\int n_e^2 dz$ et $\int n_e^3 dz$ (voir équation 3.24).

Finalement, la procédure d'ajustement qui minimise $\varepsilon(n_0, H)$, est définie par l'équation suivante :

$$\varepsilon^2(n_0, H) = \sum_{\chi=60}^{100} \frac{\varepsilon_1^2(\chi)}{\alpha_1^2(\chi_{70})} + \frac{\varepsilon_2^2(\chi)}{\alpha_2^2(\chi_{70})} + \frac{\varepsilon_3^2(\chi)}{\alpha_3^2(\chi_{70})} \quad (3.34)$$

où $\varepsilon_i^2(n_0, H) = (\alpha_i - \int n_e^i(z) dz)^2$ et χ_{70} signifie $\chi = 70$.

Le fait de minimiser en même temps α_1 , α_2 et α_3 permet de mieux découpler les paramètres n_0 et H (voir équation 3.33) car chacun de ces termes n'a pas exactement la même dépendance en n_0 et H .

Dans la figure 3.12, nous avons représenté les ajustements de α_1 , α_2 et α_3 pour l'orbite 2454. Nous avons aussi tracé en ligne pointillée l'ajustement pour $\min(\varepsilon) + \Delta\varepsilon$ (où $\Delta\varepsilon = 50\% \min(\varepsilon)$).

La bonne adéquation entre le modèle et les données permet d'affirmer qu'une couche de Chapman est une bonne description de l'ionosphère martienne en dessous de 200 km. Les valeurs obtenues pour l'ajustement sont $2 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ pour n_0 et 9,5 km pour H . La différence pour n_0 et H entre le meilleur ajustement et celui en pointillé (pour $\min(\varepsilon) + \Delta\varepsilon$) est respectivement d'environ $0.3 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ et 1.2 km.

Ce travail montre aussi que l'ionosphère de Mars en dessous de 200 km se comporte comme la région E de l'ionosphère terrestre où le taux d'ionisation est égal aux pertes par recombinaison¹⁶ (voir aussi paragraphe 3.1.2).

¹⁵Il arrive qu'elles varient, mais dans des cas en dehors du modèle de Chapman, comme par exemple les variations dues au champ magnétique (voir paragraphe 3.8.1)

¹⁶les pertes dépendent de n_e^2

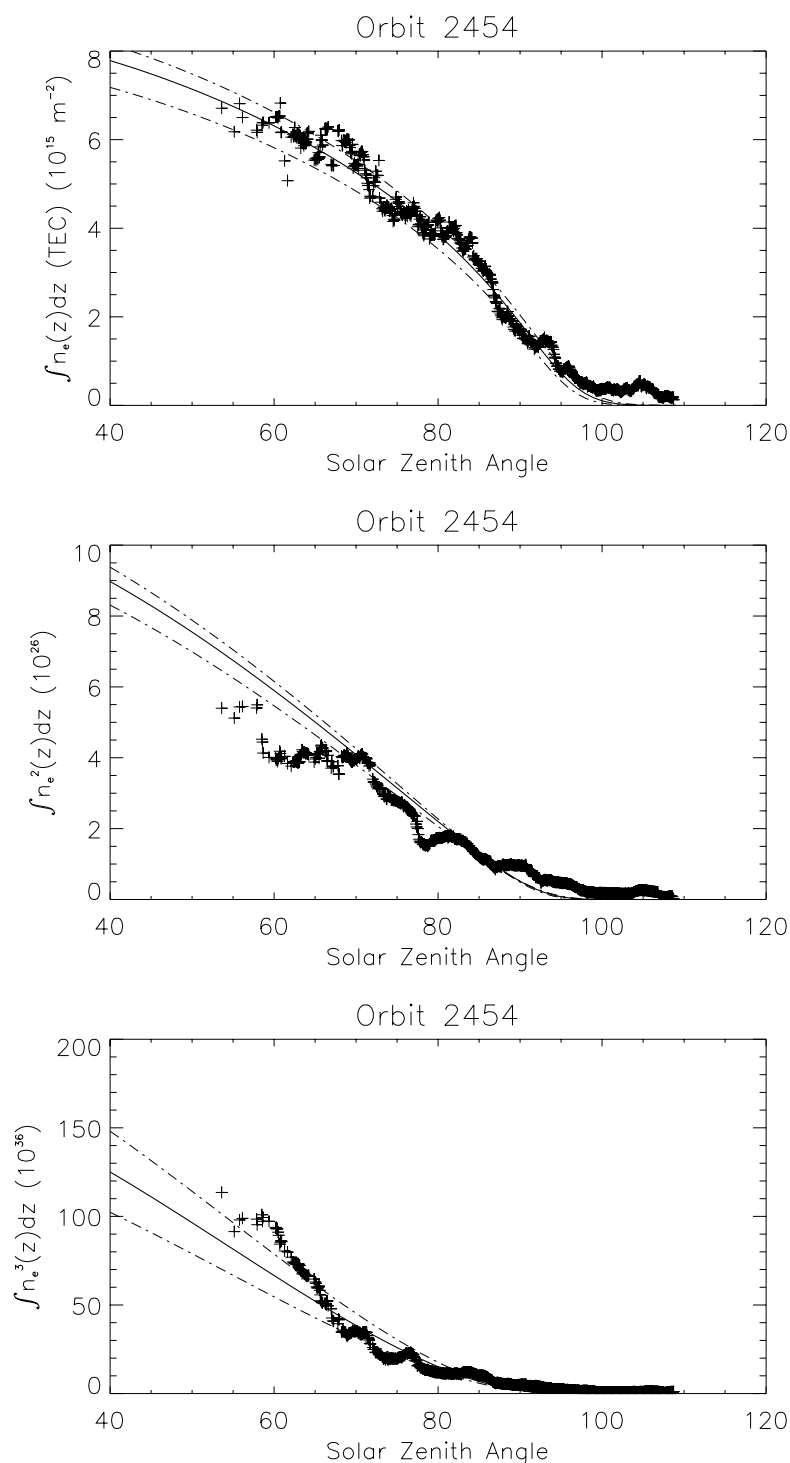


FIG. 3.12 – Ajustement sur α_1 , α_2 et α_3 en fonction de l'angle solaire zénithal pour l'orbite 2454. Nous utilisons pour l'ajustement un modèle de Chapman (figure 3.3) et nous supposons que H et n_0 sont constants pour tous les angles solaires. La ligne en trait plein correspond au meilleur ajustement (ε est minimum) et les traits pointillés sont utilisés pour évaluer la sensibilité de l'ajustement sur les paramètres n_0 et H .

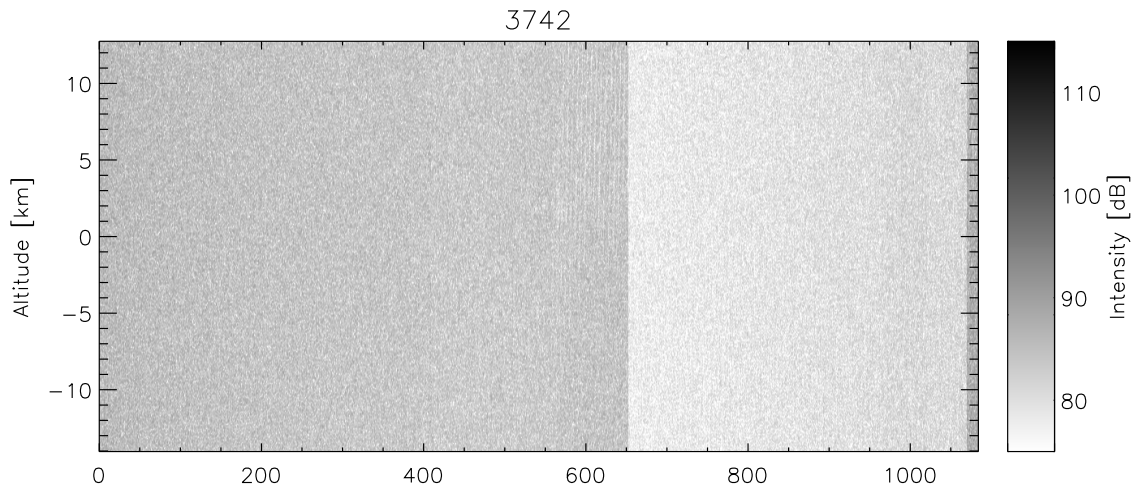


FIG. 3.13 – Radargramme corrigé de l'orbite 3742. Sur cette orbite, MARSIS opère avec les bandes de fréquence centrées sur 3, 4 et 5 MHz. Quelque soit la fréquence utilisée, il n'apparaît que du bruit pour cette orbite du 6 décembre 2006 à midi. Ce sondage a lieu durant l'éruption solaire NOAA 0930.

3.7 Evènements solaires

Dans le cadre de cette étude de l'ionosphère, nous nous sommes intéressés aux radargrammes de MARSIS pour lesquels aucun retour de la surface n'était visible. Ces radargrammes particuliers ont été enlevés de notre jeu de données utilisés pour l'étude de la réflectivité (voir Chapitre 5) car, même effectués en pleine nuit martienne, ils ne présentent qu'une réflectivité faible ou inexistante (voir figure 3.13). La liste des orbites retirées est donnée en annexe 5.7.

Les différents mécanismes pouvant produire cette absorption sont décrits par Espley *et al.* (2007) : des rayons comiques, des effets météoritiques [Witasse *et al.* (2001)], une activité en poussière ou des particules solaires à haute énergie SEP (Solar Energetic Particles) [Morgan *et al.* (2006)].

Espley *et al.* (2007) étudient la disparition des échos de MARSIS en fonction de ces différents mécanismes et constatent que l'impact de l'activité solaire sur les observations MARSIS de jour est important (voir aussi les orbites retirées pendant cette période en annexe 5.7).

Il semble évident que ce phénomène n'est pas lié à un changement brutal de la réflectivité de la surface (rugosité...), car cette atténuation n'est pas corrélée à une région géologique particulière et que très souvent d'autres mesures effectuées aux endroits où le signal a disparu, donnent des réflectivités normales.

On a vu précédemment que l'absorption ionosphérique dépend de la fréquence de

collision et de la densité électronique. Comme ce phénomène ne semble pas s'accompagner d'une augmentation du TEC mesuré avec la correction ionosphérique, nous pouvons en déduire que le profil de densité électronique ne change pas considérablement. Ceci pourrait être dû à l'ionisation d'une couche à basse altitude où les fréquences de collision sont très importantes, ce qui entraînerait alors une forte absorption du signal sans pour autant augmenter significativement la quantité totale d'électrons (voir §3.2.2).

Nous observons, comme sur la figure 3.13, que même du côté nuit¹⁷ le signal disparaît alors que cette partie de Mars n'est pas directement en interaction avec le vent solaire. Crider *et al.* (2005) ou Espley *et al.* (2005) rapportent que, durant la tempête solaire du 28 Octobre 2003, le champ magnétique rémanent oscillait régulièrement et fortement pour tous les angles solaires zénithaux. En particulier, de puissantes oscillations ont été observées du côté nuit normalement calme. Cette constatation montre bien qu'une éruption solaire affecte entièrement l'ionosphère martienne aussi bien côté nuit que côté jour.

Une partie des sondages MARSIS de décembre 2006 a été réalisée pendant que plusieurs éruptions solaires se produisaient dans la région active (NOAA 0930). Notons que nous ne possédons des données radar que toutes les 6 heures (c'est-à-dire pour chaque passage de Mars Express au périhélie) et qu'il n'est donc pas possible de suivre très en détail le déroulement de ces éruptions solaires.

La première orbite où le signal s'affaiblit est celle numérotée 3739, c'est à dire le 5 décembre 2006 à 16h. Entre le 5 décembre 22h40 (3740) et le 6 décembre 12h10 (3742, voir la figure 3.13), le signal disparaît complètement. À partir du 7 décembre 1h30, on récupère un signal très faible, celui-ci redevient vraiment normal le 8 décembre 11h11 (3749)¹⁸.

Cette séquence est cohérente avec les observations faites par Futaana *et al.* (2008) qui ont observé cette éruption sur Vénus et sur Mars avec les sondes Venus Express (VEX) et Mars Express (MEX). Le 5 décembre, les instruments d'étude des plasmas ASPERA-3 et ASPERA-4 (respectivement à bord de MEX et VEX) ont détecté une large augmentation de leur niveau de fond. Ceci est la signature typique de particules à haute énergie (MeV) pouvant provoquer l'ionisation d'une couche à basse altitude très absorbante pour MARSIS. L'enchaînement des augmentations enregistrées par ASPERA-3 et 4 est cohérent avec le temps estimé pour que les particules parcourent

¹⁷Attention, l'heure qui est indiquée, est une heure terrestre (temps universel), mais la mesure est faite coté nuit sur Mars.

¹⁸Les chiffres entre parenthèse donnent les numéros d'orbite que la description concerne. Les heures sont données en temps universel.

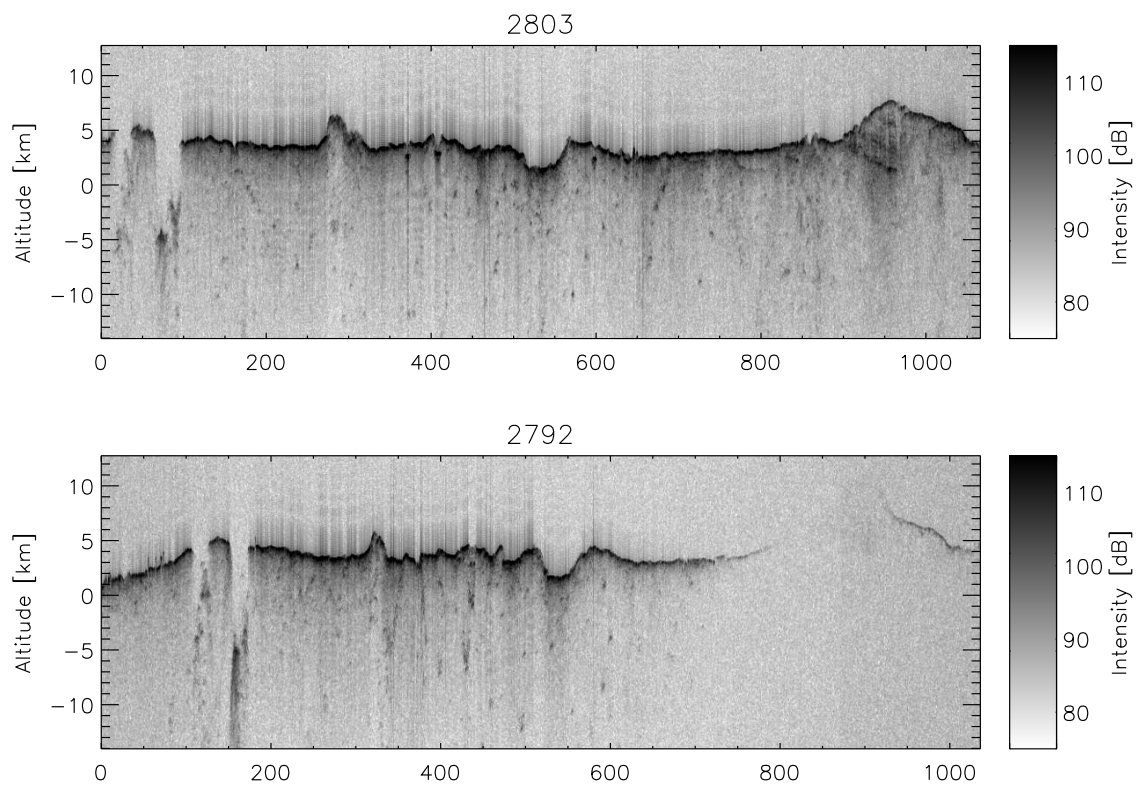


FIG. 3.14 – Radargrammes corrigés des orbites 2792 et 2803. Toutes les onze orbites, la sonde Mars Express repasse quasiment au même endroit. Ces deux orbites montrent la différence entre une orbite normal (2803) et une orbite avec disparition locale du signal (2792). Ces orbites passent au-dessus de *Valles Marineris*, puis descendent au Sud jusqu'à la calotte polaire Sud où le signal disparaît pour l'orbite 2792.

les distances Soleil-Mars et Soleil-Vénus.

Tout ceci nous amène à penser que les SEPs sont bien à l'origine de la diminution du signal MARSIS durant ce mois de décembre 2006 car la corrélation est trop importante pour n'être juste qu'une coïncidence. Cependant cette explication n'est peut être pas systématiquement la seule pour expliquer l'absorption.

Nous avons montré jusqu'à maintenant que, lors d'éruptions solaires, le signal disparaissait complètement du radargramme. Il arrive aussi quelquefois que seule une partie du radargramme soit affectée par cette absorption importante (figure 3.13). Dans la figure 3.14, deux radargrammes sont représentés : celui de l'orbite 2792 (15 Mars 2006) où l'on observe une disparition locale du signal et celui de l'orbite 2803 (18 Mars 2006) qui ne présente rien d'anormal. Ces deux orbites passent quasiment aux mêmes endroits, ce qui montre bien que la perte du signal est passagère et qu'elle ne peut pas être due à la surface (rugosité, ...). Sur l'orbite 2792, la disparition est progressive au fur et à mesure que Mars Express se rapproche de la partie sans signal. Une coupure de l'instrument ou bien un problème de transmission des données peut donc être exclu. On en revient donc aux explications présentées précédemment qui sont : des effets météoritiques, une activité en poussière ou des SEPs.

3.8 Distribution spatiale des électrons

3.8.1 Observations du contenu électronique de l'ionosphère du côté nuit

Nous observons dans certaines régions de brefs mais intenses pics électroniques. Dans la figure 3.15, le radargramme corrigé de l'orbite 2786 a été tracé avec les estimations de TEC associées à la correction et les angles solaires zénithaux correspondant. Ce sondage de l'orbite 2786 est réalisé de nuit, comme le montre les angles solaires élevés (entre 100 et 110°). Le radargramme semble bien corrigé et nous assure que les valeurs de TEC sont bonnes.

Il est très intéressant de constater que le contenu électronique de l'ionosphère n'est pas faible et constant du côté nuit. Nous observons des pics et des déplétions en électrons lorsque la sonde passe au-dessus de certaines régions. Six pics sont visibles sur ce graphique. Ces pics semblent spatialement étendus et sont séparés par des diminutions du contenu électronique. Toutefois sur d'autres orbites (2687, 2709, 2753), nous observons aussi des pics extrêmement fins.

Nous avons constaté que ces pics apparaissaient systématiquement aux mêmes en-

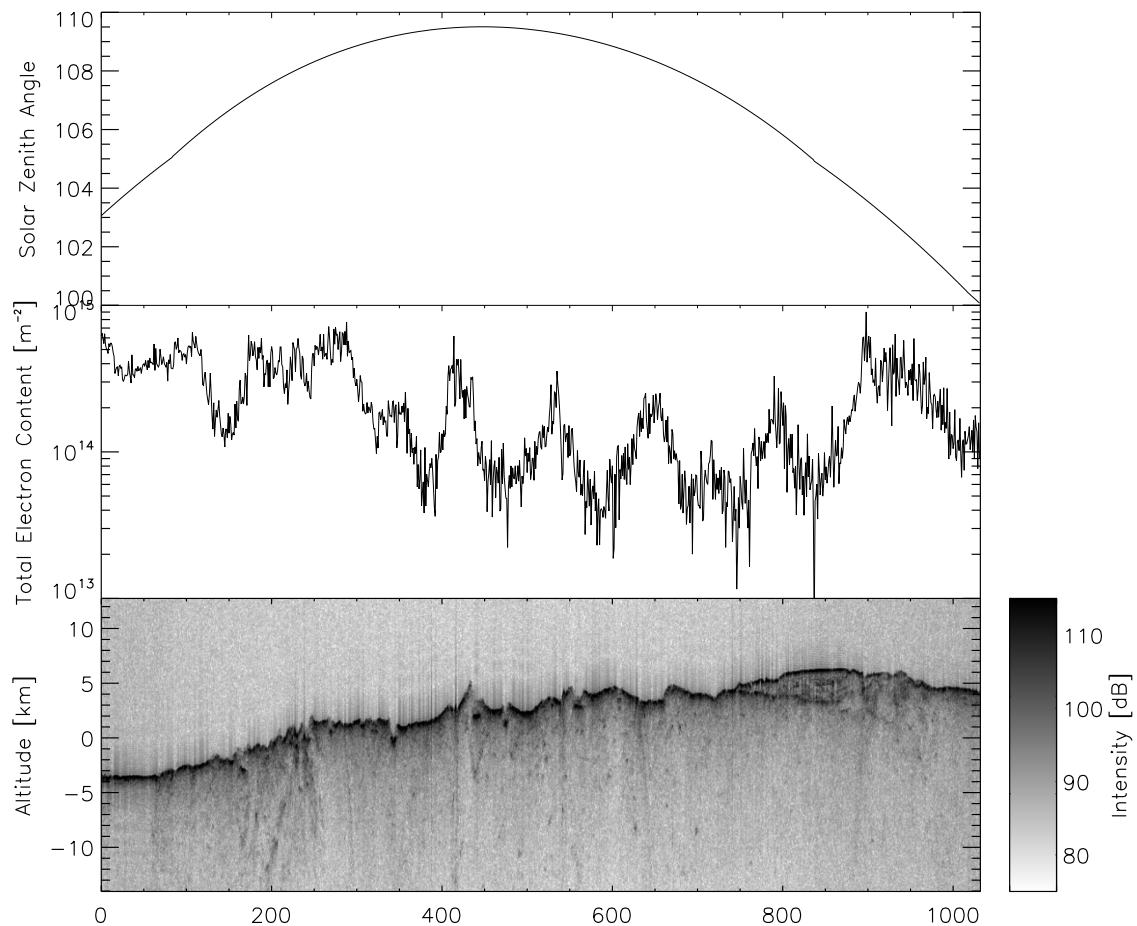


FIG. 3.15 – Radargramme corrigé de l'orbite 2786. Les valeurs de TEC, ainsi que les valeurs d'angles solaires zénithaux sont données au-dessus du radargramme. Ces variations localisées du TEC sont « mesurées » alors que le sondage est réalisé du côté nuit de la planète Mars. Ces fluctuations ne peuvent donc être attribuées à un phénomène solaire. Il semblerait plutôt que le champ magnétique rémanent de Mars soit à l'origine de ces pics électroniques.

droits sur Mars. Ces pics ne sont pas dus à des augmentations brèves et aléatoires du contenu électronique corrélées avec des éruptions solaires, des rayons cosmiques ou des météorites [Witasse *et al.* (2001)]. On sait d'autre part que Mars possède un champ magnétique rémanent [Connerney *et al.* (2001)] pouvant interagir avec l'ionosphère. Nous allons donc dans la suite de cette partie décrire la distribution spatiale de ces pics électroniques nocturnes.

3.8.2 Le champ magnétique de Mars

L'instrument Magnetometer/Electron Reflectometer (MAG/ER) de la mission MGS a permis d'avancer dans la compréhension du champ magnétique martien. Avant cette mission, la présence d'un champ magnétique n'était pas clairement établie.

MAG/ER montre que le champ magnétique martien à 400 km d'altitude est bien différent de celui sur Terre (voir figure 3.16). La Terre possède principalement un champ magnétique dipolaire, créé par la rotation du noyau de fer liquide (effet dynamo). Sur Mars, les observations montrent uniquement des champs magnétiques rémanents. Ces champs rémanents sont bien moins intenses que le dipôle terrestre ($\sim 1/800$). La Terre possède elle aussi un champ magnétique rémanent¹⁹. L'ordre de grandeur des deux champs rémanents sur Terre et sur Mars est le même avec 200 nT.

La figure 3.16 montre que le champ magnétique est beaucoup plus intense dans l'hémisphère sud que dans le nord. Sur cette carte en projection cylindrique, on peut voir des inversions de polarités du champ qui rappellent beaucoup ce que l'on observe le long des dorsales océaniques.

Le champ magnétique est un facteur important pour comprendre l'histoire et l'évolution d'une planète. Comparée à la Terre, Mars de taille inférieure, a emmagasiné moins de chaleur et l'a perdue plus facilement. Le noyau liquide s'est probablement solidifié progressivement. Petit à petit, la dynamo martienne s'est arrêtée, entraînant la disparition du champ magnétique global. La surface, sans la protection du bouclier magnétique, reçoit toutes les particules du vent solaire ce qui est peu compatible avec l'apparition de la vie.

Dans notre cas, le champ magnétique rémanent nous intéresse car il structure l'ionosphère comme nous allons le voir ensuite.

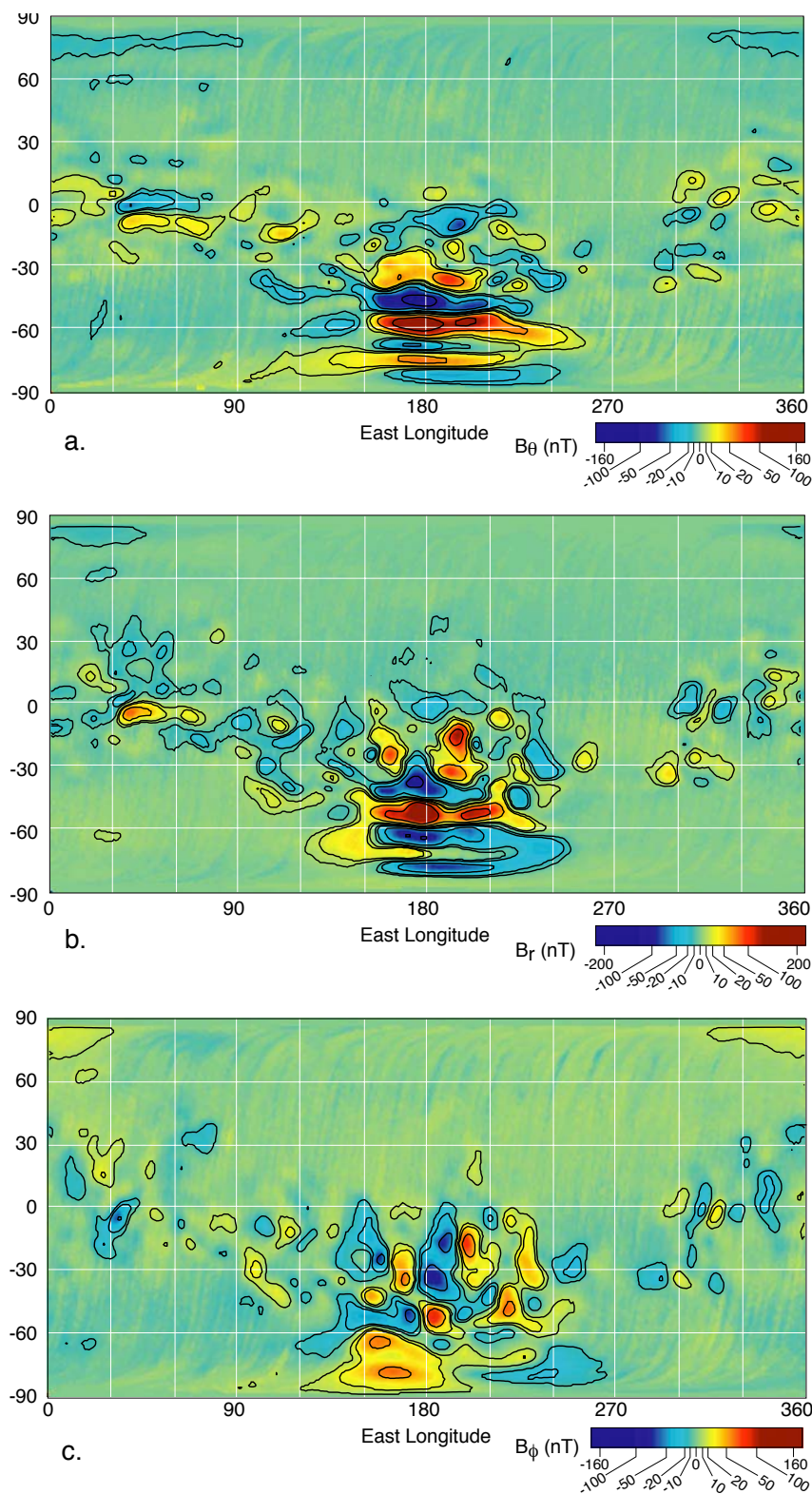


FIG. 3.16 – Cartes du champ magnétique martien à l'altitude de la sonde MGS 400 km (± 30) [Connerney *et al.* (2001)]. (a) La composante θ avec une échelle de couleur allant de - 180 à 180 nT. (b) La composante radiale du champ magnétique entre - 220 nT et + 220 nT. (c) La composante tangentielle ϕ du champ magnétique entre - 180 à 180 nT. Ces cartes ont été réalisées par l'instrument MAG/ER à bord de la sonde MGS

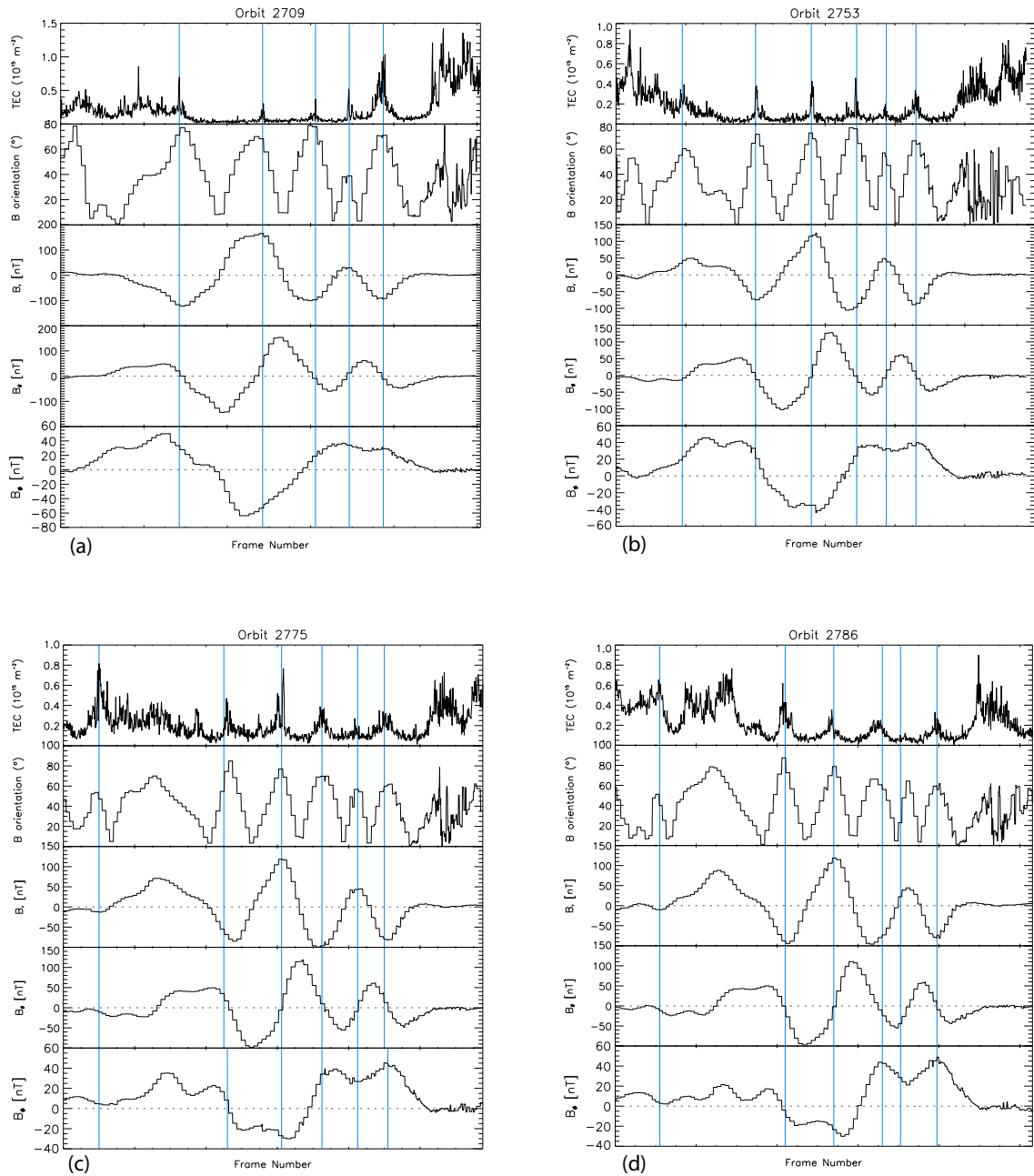


FIG. 3.17 – Cette figure présente quatre schémas associés aux orbites 2709, 2753, 2775 et 2786 de MARSIS. Sur chacun de ces schémas, on trouve de haut en bas : les valeurs de TEC dérivées de la correction ionosphérique, l'orientation du champ magnétique et les trois composantes r , θ , φ du champ magnétique rémanent. Les valeurs du champ magnétique sont obtenues à partir des mesures de MAG/ER [Connerney *et al.* (2001)] comme affichées dans la figure 3.16. Les lignes verticales bleu indiquent les positions pour lesquelles la composante θ du champ magnétique est égale à 0 ce qui correspond à un champ uniquement radial, c'est-à-dire perpendiculaire à la surface.

3.8.3 Structuration de l'ionosphère par le champ magnétique

Nous avons vu dans le paragraphe 3.8.1 que les mesures de TEC durant la nuit présentaient parfois des variations significatives (figure 3.15). Nous avons aussi constaté que ces pics de densité électronique étaient toujours présents dans des endroits où le champ magnétique est important. Dans les schémas de la figure 3.17, nous avons représenté ces variations de TEC avec les composantes r , θ , φ du champ magnétique rémanent (voir paragraphe 3.8.2). On peut observer une nette augmentation de la quantité d'électrons lorsque le champ magnétique est normal à la surface, c'est-à-dire lorsque B_θ est égale à zéro (indiqué par des lignes bleu clair dans la figure 3.17). A chaque fois, ces lignes bleu clair correspondent à un pic électronique. Il semblerait même que sur les mesures de TEC de MARSIS, la résolution spatiale soit meilleure et donc que le champ magnétique puisse être mieux localisé qu'avec MAG/ER, ce qui semble normale car les mesures de MAG/ER sont réalisées à 400 km et on peut assimiler les TEC à une mesure à 120-150 km²⁰.

Ness *et al.* (2000) avaient déjà proposé une explication à ces pics électroniques : les particules du vent solaire accélérées le long des lignes de champ magnétique ouvertes²¹ chauffent localement l'ionosphère. La quantité d'électrons augmente provoquant alors l'expansion verticale de l'ionosphère se traduisant par une augmentation de l'échelle de hauteur (voir figure 3.18). Cette interprétation a émergé en étudiant les profils d'occultations radio, puis a été développée par Mitchell *et al.* (2001) ou Krymskii *et al.* (2002, 2003, 2004).

Duru *et al.* (2006), à partir des données MARSIS en mode AIS, montrent que l'ionosphère côté jour est structurée au-dessus des régions où le champ magnétique est important. MARSIS observe des réflexions obliques sur le haut de l'ionosphère martienne côté jour. Ces réflexions auraient lieu dans des régions où la densité électronique est localement plus élevée. Les comparaisons avec le modèle de champ magnétique à 150 km d'altitude de Cain *et al.* (2003) montrent que les réflexions coïncident avec les régions où le champ est intense et proche de la verticale (voir figure 3.18). Ce résultat de Duru *et al.* (2006) corrobore l'idée proposée par Ness *et al.* (2000). Nos observations montrent que cette structuration de l'ionosphère par le champ magnétique a lieu du côté nuit

Ainsi différentes sources ont observé localement que l'ionosphère martienne est affectée par la présence du champ magnétique rémanent. Les résultats de la figure 3.19

¹⁹<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/EMM/emm.shtml>

²⁰Cette altitude correspond à l'altitude du maximum de densité électronique, c'est dans cette région que les variations de la densité sont les plus fortes.

²¹« mini magnétosphères »

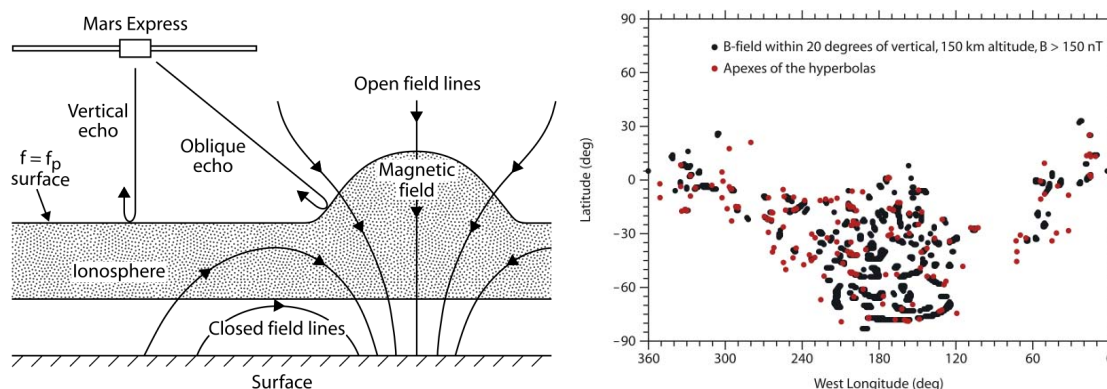


FIG. 3.18 – A gauche, un schéma descriptif de l'effet du champ magnétique sur les mesures de MARSIS en mode AIS. A droite, une carte latitude-longitude montrant la relation entre les échos obliques enregistrés par MARSIS et le champ magnétique de Mars. Les points rouges montrent les positions de la sonde au moment des mesures des échos obliques. Les points noirs montrent les endroits où le champ magnétique est à moins de 20° de la verticale et supérieure à 150 nT. Crédit :Duru *et al.* (2006).

montrent clairement cette corrélation entre le champ magnétique et la distribution des électrons dans l'ionosphère martienne. C'est pourquoi nous avons choisi d'étudier plus globalement la distribution des électrons à partir des données MARSIS [Safaeinili *et al.* (2007)].

Les niveaux moyens du TEC pouvant varier d'une orbite à l'autre, une carte avec les valeurs de TEC coté nuit serait presque illisible. Pour palier à ce problème, nous prenons en compte uniquement les valeurs de TEC lorsque SZA est supérieure à 105° car il est difficile pour des valeurs plus faibles de l'angle solaire de séparer la contribution du flux solaire de celle due au champ magnétique. De plus, en calculant les gradients de variation du TEC sur chaque orbite, nous nous affranchissons complètement des fluctuations du niveau moyen de TEC. Le résultat est présenté sous forme d'une carte en projection cylindrique dans la figure 3.19a.

La position des pics de densité sur cette carte 3.19a est liée à l'orientation du champ magnétique comme nous l'avons décrit dans le paragraphe 3.15. Nous avons donc, à partir des données de Connerney *et al.* (2001), calculé l'angle entre la surface et la direction du champ rémanent (figure 3.19b).

La structure observée sur la figure 3.19a est nettement corrélée au champ magnétique, comme le montre la figure 3.19c où les deux cartes précédentes sont superposées. Les mesures de TEC donnent précisément la localisation du départ et de l'arrivée des lignes de champ magnétique.

Sur Terre ou sur les autres planètes, le même type d'observation peut être réalisé aux pôles à cause du champ magnétique dipolaire, mais la particularité de Mars est

d'avoir perdu son champ dipolaire tout en gardant un champ magnétique rémanent qui localement forme le même type de structure « aurorale ».

3.8.4 Les aurores martiennes

La précipitation de particules énergétiques dans une atmosphère planétaire est à l'origine d'aurores. L'intensité lumineuse de ces aurores est proportionnelle au flux de particules. Grâce aux recherches sur la magnétosphère terrestre, nous savons que les aurores résultent de l'augmentation d'énergie déposée par des électrons descendants qui sont accélérés le long des lignes de champ. Ce phénomène est couramment décrit comme un processus d'accélération auroral. Un champ magnétique important limite les déplacements des particules dans la direction transverse au champ et guide le flux de particules le long des lignes de champ.

ASPERA-3 à bord de Mars Express [Barabash *et al.* (2004)] possède deux instruments pour étudier les flux de particules et le plasma : un Electron Spectrometer (ELS) et un Ion Mass Analyzer (IMA). ELS fournit les mesures d'électrons de 0.001-20 keV sur seize secteurs différents et IMA mesure les ions dans une gamme d'énergie allant de 0.01-30 keV. Cet instrument est donc capable de mesurer les énergies et les directions des particules chargées de l'ionosphère martienne [Lundin *et al.* (2004)].

ASPERA-3 a observé ce type d'accélération du côté nuit de Mars [Lundin *et al.* (2006a,b)]. Ces accélérations sont typiques de plasmas magnétisés. Lundin *et al.* (2006b) décrivent 57 orbites au-dessus de ces régions et observent un flux mono-énergétique d'électrons descendant, conjugué à un flux montant d'ions mono-énergétiques. Ces courants contraires d'ions et d'électrons sont la signature d'accélération le long d'une ligne de champ. Ces accélérations sont suffisantes pour provoquer des aurores sur Mars.

D'un autre côté, l'instrument SPICAM [Bertaux *et al.* (2000)] (Spectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere of Mars), constitué de deux spectromètres proche infrarouge et ultraviolet (UV), découvraient une aurore dans l'atmosphère de Mars [Bertaux *et al.* (2005)]. Contrairement aux planètes géantes ou à la Terre où les aurores se produisent au pôle, pour la première fois, on observait un nouveau type d'aurore dans une région contrôlée par les anomalies magnétiques. Cette émission aurorale a eu lieu dans l'ultraviolet [Bertaux *et al.* (2005); Leblanc *et al.* (2006)] et on a pu observer les bandes de résonances du carbone atomique et le groupe de la quatrième positive de $CO A^1\Pi - X^1\Sigma^+$ entre 135 et 170 nm, des émissions associées avec le doublet de $CO_2^+ B^2\Sigma_u^+ - X^2\Pi_g$ à 289 nm et O à 297.2 nm. Ces phénomènes auroraux, observés sur quelques endroits particuliers par ASPERA ou SPICAM, sont visibles sur toute la planète dans les régions où le champ magnétique

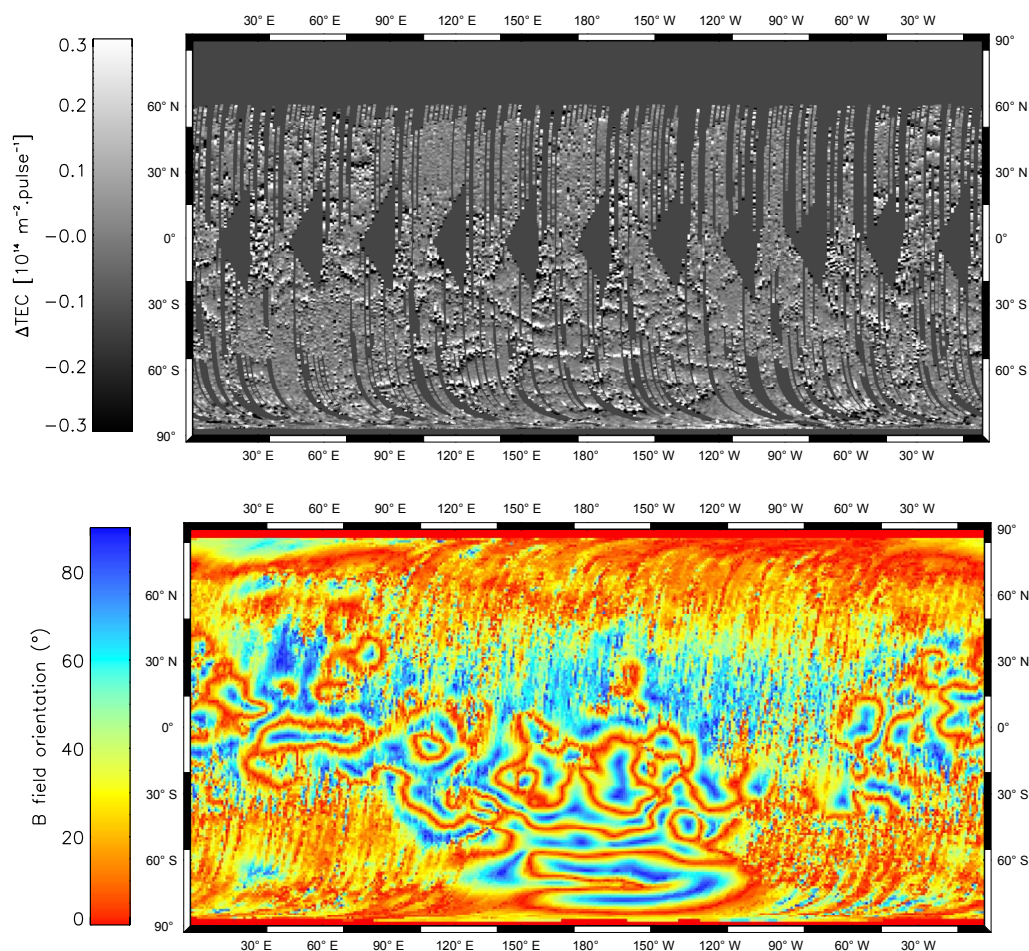


FIG. 3.19 – (a) Carte de la variabilité du contenu total en électron. Chaque pic électronique est situé à la limite entre un forte augmentation du tec (blanc) et une forte diminution (noir). La couleur grise caractérise les régions o (b) Cette carte a été construite à partir des cartes de champs magnétiques r, θ, φ présentées dans la figure 3.16 (Connerney *et al.* (2001)), elle représente l'angle entre la surface et la direction du champ magnétique. Ainsi lorsque les valeurs de la carte sont égales à 90° , le champ est normal à la surface (bleu). Il apparaît que chaque région bleu (champ magnétique normal à la surface) est corrélée à une forte augmentation du TEC (limite blanc-noir)

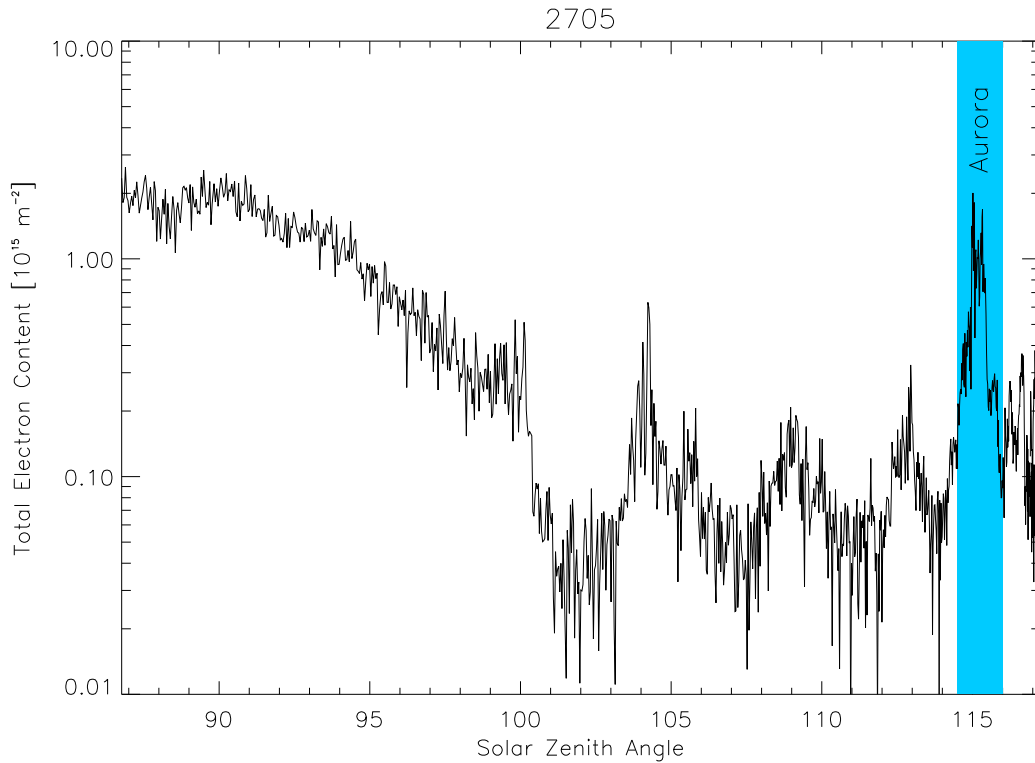


FIG. 3.20 – Quantité totale en électrons (TEC) en fonction de l'angle solaire zénithal pour l'orbite 2705. Ces mesures de TEC sont dérivées de la correction ionosphérique des données MARSIS. Dans une boîte bleu, nous indiquons le pic électronique correspondant à l'aurore détectée par les instruments par Leblanc *et al.* (2008).

est vertical (voir figure 3.19).

Il a même été possible de comparer les mesures de TEC faites par MARSIS avec l'aurore enregistrée par SPICAM et ASPERA lors de l'orbite 2621 ou 2705 de Mars Express. Sur cette orbite 2705 (voir figure 3.20), la quantité d'électrons est encore plus importante au-dessus des lignes ouvertes de champ magnétique, à tel point que le signal est perdu quelques instants par MARSIS. Cette perte de signal rend d'ailleurs difficile l'estimation du contenu électronique durant cette période, mais une chose est sûre, cette aurore entraîne une augmentation du TEC plus importante que lors des autres passages de MARSIS au-dessus de cette région. Ces observations multi-instrumentales sont rapportées en détail par Leblanc *et al.* (2008).

3.9 Synthèse

Le radar MARSIS est capable de sonder pour la première fois les premiers kilomètres de la surface martienne. Néanmoins, la traversée de la couche de plasma qui compose l'ionosphère disperse énormément les ondes basses fréquences. Cette dispersion nécessite de traiter le signal renvoyé par la sonde. Dans ce but, nous avons développé des outils permettant de lire, d'afficher et surtout de corriger efficacement les données. L'absorption provoquée aussi par l'ionosphère sera traitée dans le chapitre 5.

Nous montrons ici que cette correction fournit un produit abouti permettant ensuite une analyse approfondie des données radar. Enfin, cette correction a permis de récupérer des informations précieuses telles que le contenu total en électrons (TEC). Ces mesures de TEC issues de la correction offrent une vue nouvelle sur l'ionosphère martienne. Si ces mesures ne donnent pas d'informations sur le profil vertical de densité électronique, elles apportent par contre des données précieuses sur le comportement de l'ionosphère durant une journée martienne.

Nous avons montré qu'à partir de nos données de TEC, nous étions capables de remonter à la densité électronique maximale n_0 et à l'échelle de hauteur d'atmosphère neutre H . D'après nos résultats, ces grandeurs n_0 et H prennent respectivement comme valeurs $2 \pm 0,3 \times 10^{11} \text{ m}^{-3}$ et $9,5 \pm 1,2 \text{ km}$. Cette étude montre aussi que l'ionosphère de Mars en dessous de 200 km se comporte comme la région E de l'ionosphère terrestre où le taux d'ionisation est égal aux pertes par recombinaison²² (voir aussi paragraphe 3.1.2).

Nous nous sommes aussi penchés sur les radargrammes qui ne présentaient aucun signal en essayant de comprendre la nature des phénomènes à l'origine de ces disparitions. Nous montrons clairement que les mesures MARSIS sont affectées par les éruptions solaires. Ces éruptions solaires ionisent probablement une couche à basse altitude ($\sim 80 \text{ km}$) ce qui génère une absorption très forte du signal.

Enfin, un des résultats majeurs avec ces données de TEC a été de montrer clairement la corrélation entre le champ magnétique et l'ionosphère grâce à une carte de la distribution nocturne des électrons. Nous avons ainsi montré que le champ magnétique rémanent modifiait la distribution des électrons de l'ionosphère en les précipitant le long des lignes de champ radiales.

²²les pertes dépendent de n_e^2

Chapitre 4

Les calottes polaires de Mars

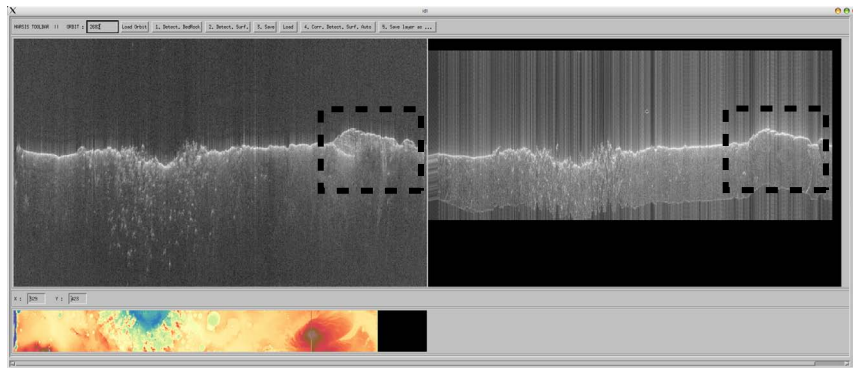
Ce chapitre traite des calottes polaires nord et sud de Mars. L'étude de ces régions et plus particulièrement de la composition de ces dépôts doit nous permettre de mieux comprendre l'évolution du climat martien [Clifford *et al.* (2000)] et d'évaluer la quantité d'eau présente sur Mars en mesurant le volume de glace présente aux pôles. Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes particulièrement intéressés à l'exploitation des données MARSIS pour réaliser cette mesure du volume de glace.

Pour cela, il est nécessaire de connaître la topographie basale des deux pôles. Grâce à l'exploitation des données MARSIS à l'aide d'une méthode de localisation des échos provenant du sous-sol, nous avons pu réaliser cette cartographie du socle des calottes. Cette estimation s'appuie également sur les observations et analyses déjà réalisées dans le passé.

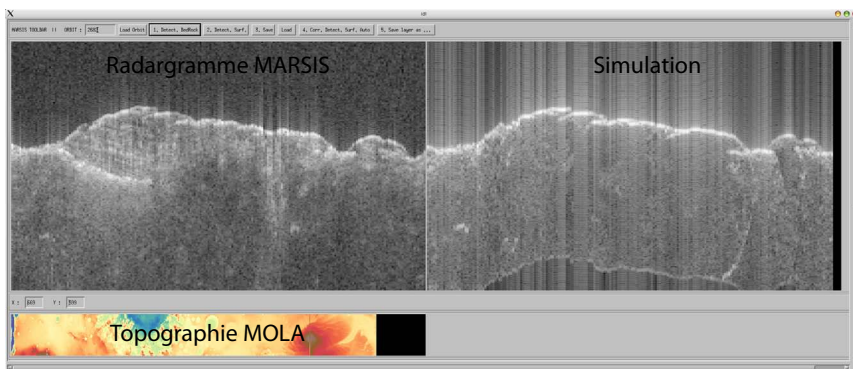
Dans ce chapitre nous présentons dans un premier temps la méthode de pointage de couche (§4.1). Puis nous décrivons, après une présentation des observations et analyses déjà réalisées (respectivement §4.2.1 et §4.3.1 pour les pôles nord et sud), le résultat de notre travail ayant conduit à l'estimation ou la validation du volume de glace des pôles nord et sud de Mars (§4.2.2 et §4.11).

4.1 Méthode de localisation des échos (pointage de couche)

Il n'existe actuellement pas de méthode permettant de déterminer automatiquement la position d'un écho du sous-sol (comme celui provenant du socle d'une calotte) sur le radargramme. Il est en effet difficile de trouver des critères pertinents permettant de façon fiable de faire la distinction entre des échos latéraux (clutter) et des échos du sous-sol.



(a)



(b)

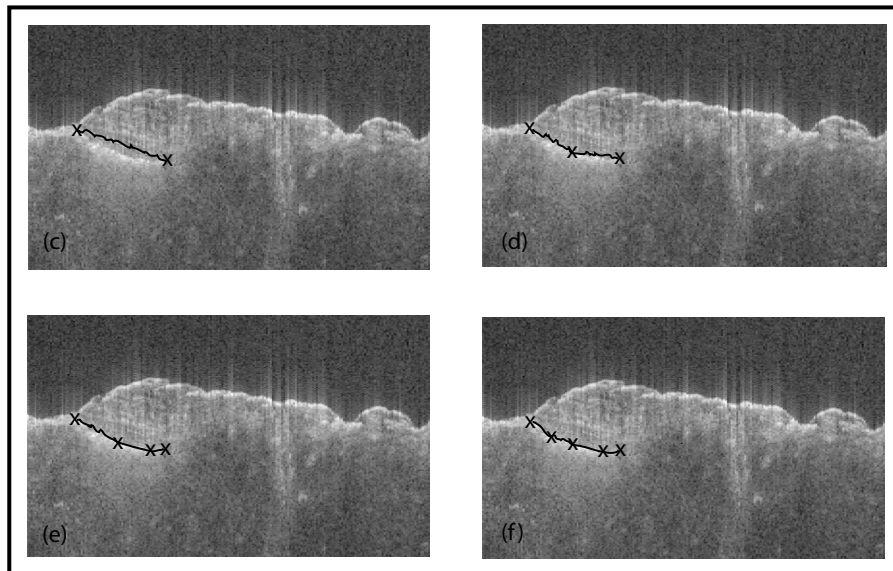


FIG. 4.1 – Les figures (a) et (b) sont des captures d'écran de la routine développée en IDL pour le pointage des couches. La figure (a) correspond à l'étape 1 de pointage et la figure (b) à l'étape 2. L'image (b) est donc un agrandissement d'une partie du radargramme dans l'image (a). Les différentes fenêtres du logiciel ont été disposées de la manière suivante : à gauche le radargramme (ici l'orbite 2682), à droite la simulation et en bas la topographie MOLA correspondante. Les quatre images (c), (d), (e) et (f) illustrent les étapes de pointage d'une couche comme décrit dans le §4.1.

Nous avons donc mis en place un outil permettant de repérer manuellement, sur chaque radargramme, l'emplacement supposé d'un écho. Cet outil est une routine IDL interactive permettant de pointer à la souris les échos directement sur le radargramme (figure 4.1). Cet outil présente différentes fenêtres où sont affichés le radargramme MARSIS de l'orbite sélectionnée, la simulation correspondante à cette orbite et la topographie MOLA. Toutes ces informations (simulation, topographie) facilitent la détection d'écho du sous-sol et évitent les confusions possibles avec les « clutters » (voir §2.2.3).

Le déroulement de ce pointage est le suivant :

1. Après avoir affiché l'orbite souhaitée (figure 4.1a), la procédure de localisation d'une couche est lancée. On désigne à l'aide de la souris la partie du radargramme où l'on souhaite pointer une couche. Cette zone est ensuite agrandie.
2. Dans la partie agrandie (figure 4.1b), on désigne ensuite, en cliquant avec la souris, deux points d'ancrage (figure 4.1c) : la position de départ de la couche et la position d'arrivée. La routine trace ensuite une droite de référence entre ces deux points. Les positions qui seront finalement retenues pour chaque pulse correspondent au point le plus intense se trouvant à plus ou moins trois points/pixels de la droite de référence.
3. Si la position des points ne correspond pas à celle de la couche, il est possible de rajouter de nouveaux points d'ancrage (voir figures 4.1d et 4.1e). La routine trace alors plusieurs droites reliant les points d'ancrage consécutifs et détermine la position de la couche comme décrit précédemment. On définit autant de points d'ancrages qu'il est nécessaire pour que la couche soit parfaitement identifiée (figure 4.1f).
4. Une fois une couche identifiée, il est possible de relancer la procédure pour en « pointer » une autre et ainsi de suite. Toutes ces couches sont alors enregistrées dans un fichier et sont identifiables par un nom spécifique : `couche0`, `couche1`, ...

Les positions enregistrées sont celles de la couche sur le radargramme, c'est-à-dire des positions temporelles. Le passage des mesures temporelles t en profondeur d se fait si l'on connaît la constante diélectrique ε du milieu dans lequel se propage les ondes radars. L'équation pour les ondes MARSIS, en tenant compte de l'aller-retour des ondes, est donc :

$$d = \frac{tc}{2\sqrt{\varepsilon}}$$

Nous utilisons dans la suite de ce chapitre les résultats de ces pointages pour étudier les calottes nord et sud de Mars.

4.2 La calotte Nord

L'épaisseur totale des dépôts polaires a toujours été difficile à déterminer. Avant l'arrivée de Mars Global Surveyor (MGS) et des sondes suivantes, on estimait à partir des données Mariner et Viking que la calotte Nord avait une épaisseur maximale comprise entre 4 et 6 km [Dzurisin et Blasius (1975); Malin (1986)].

Les données de l'instrument Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) à bord de la sonde MGS ont permis d'améliorer cette estimation de la topographie de la surface martienne. D'après les données MOLA, la calotte nord surplombe les plaines environnantes (*Vastitas Borealis*) d'environ 3 km [Zuber *et al.* (1998)], donc dans l'hypothèse où il n'y a pas d'inflexion due au poids de la calotte, l'épaisseur de glace est aussi de 3 km. Le volume total de glace correspondant est, d'après Zuber *et al.* (1998), environ $1.2 \pm 0.2 \times 10^6$ km³. La topographie montre une calotte à bord raide, parcourue par des dépressions circulaires (Chasmas) probablement dues à une érosion éolienne [Howard (2000); Fishbaugh et Head (2000); Ng et Zuber (2006)]. Ces escarpements peuvent atteindre une pente de 60° et 1000 m de dénivelée et semblent être directement creusés dans la calotte laissant ainsi apparaître sa structure interne : une superposition de strates plus ou moins claires (voir figure 4.3).

Ces dépôts stratifiés (PLD¹) ont d'abord été observés par Mariner 9 [Soderblom *et al.* (1973)]. Les images de Mariner montraient des couches régulières s'étendant sur de grandes distances et sur des kilomètres d'épaisseur. L'épaisseur de ces couches mesurée à l'époque était d'environ 10 à 50 m [Blasius *et al.* (1982)], mais cette épaisseur était à la limite de résolution des images de Mariner 9.

Récemment, les images obtenues par le High-Resolution Imaging Experiment (HIRISE) à bord de la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) montrent des strates d'environ 10 cm d'épaisseur [Herkenhoff *et al.* (2007)]. Ces couches observées par HIRISE sur des pentes ont une épaisseur apparente de 1 m, ce qui correspond à une couche de 10 cm de hauteur en utilisant la topographie [Herkenhoff *et al.* (2007)]². Ces résultats récents montrent que la stratification des dépôts polaires est très fine impliquant que les radars MARSIS et SHARAD ne sont pas capables de résoudre les

¹C'est cette stratification qui est à l'origine du nom donné à ces régions : « polar layered deposits » ou PLD.

²La résolution de HIRISE est de l'ordre de 30 cm, il a été possible d'observer des structures plus petites que 30 cm uniquement parce que ces couches affleuraient sur une pente.

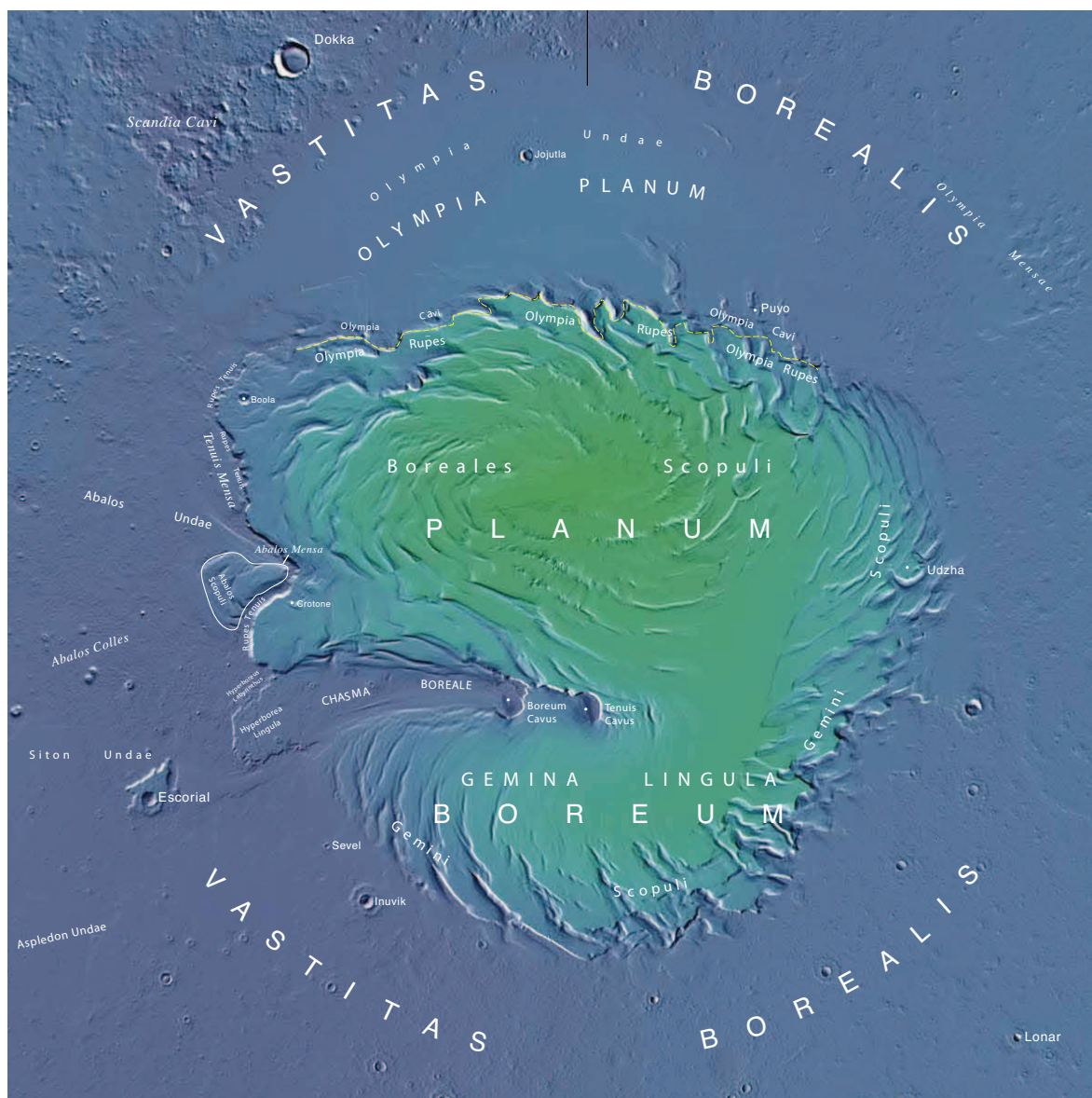


FIG. 4.2 – Nomenclature de la région polaire nord de Mars superposée à la topographie obtenue par MOLA. Carte de projection stéréographique polaire nord.

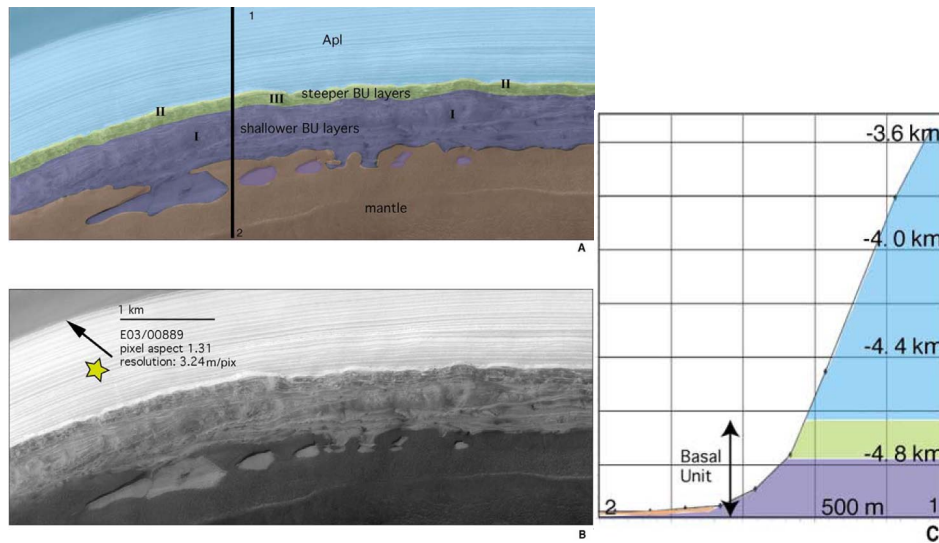


FIG. 4.3 – Exemple d’affleurement de l’unité basale dans Chasma Boreale. (A) Interprétation géologique de l’image. Les différents labels qui identifient les unités géologiques sont : **Apl** pour les dépôts polaires stratifiées, **BU** pour l’unité basale. La ligne noire indique la localisation du tracé MOOLA pour la coupe géologique (C). (B) Partie d’une image MOC E03/00889. Crédits : Fishbaugh et Head (2005)

couches à cette échelle-là.

Les données du spectro-imageur OMEGA à bord de la sonde Mars Express ont montré que les dépôts polaires Nord étaient riches en glace d’eau [Bibring *et al.* (2005)]. On attribue, par ailleurs, à l’assombrissement des couches une proportion plus importante de poussière dans la glace [Thomas *et al.* (1992)] : une couche claire correspondrait à une période d’accumulation de glace d’eau propre pendant une période où l’atmosphère calme véhicule peu de poussière. Les niveaux sombres correspondraient soit à des époques d’ablation laissant sur place une accumulation résiduelle de poussière contenue dans la glace se sublimant, soit à des époques avec une circulation éolienne intense et une atmosphère très poussiéreuse.

L’âge de la calotte Nord est difficile à évaluer. Herkenhoff et Plaut (2000) ont montré, à partir du taux de cratérisation, que la surface de la calotte Nord était au maximum âgée de 100 000 ans. Plus récemment, Levrard *et al.* (2007) ont présenté un modèle temporel qui simule les échanges de glace d’eau entre la calotte Nord, les tropiques et un réservoir de surface à haute latitude. Ce modèle semble montrer que la formation de la calotte Nord et d’un pergélisol à haute latitude a commencé il y a 4 millions d’années avec la diminution de l’insolation³.

On a constaté que la calotte Nord de Mars présente toujours de l’activité. En février

³Variation des paramètres orbitaux de Mars [Laskar *et al.* (2002, 2004)]

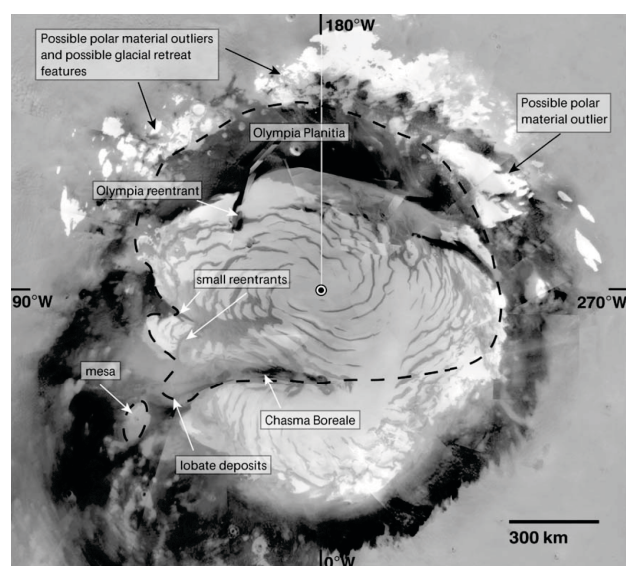


FIG. 4.4 – Mosaïque d'images MOC de la région polaire nord. La ligne en pointillés représente l'étendue de l'unité basale supposée par Fishbaugh et Head (2005). Crédits : Fishbaugh et Head (2005)

2008, la caméra HIRISE de la mission MRO a photographié sur un escarpement deux avalanches distantes de 8 km . Les deux nuages d'avalanche mesuraient respectivement 180 et 100 m. Ces avalanches se sont déclenchées pendant le printemps martien. Il est probable que la couche de glace carbonique qui recouvrait la région se soit sublimée brutalement, provoquant une instabilité au sommet de l'escarpement.

Une unité basale (BU⁴) sombre et stratifiée a été observée [Malin *et al.* (2001); Kolb et Tanaka (2001); Byrne et Murray (2002); Tanaka *et al.* (2008)] sous les dépôts polaires (voir figure 4.3). Cette unité se trouve entre les dépôts polaires stratifiés et le plancher de *Vastitas Borealis*, elle introduit une nouvelle complexité à la stratigraphie du pôle nord ayant d'importantes implications dans l'histoire de cette région. Il semblerait qu'elle s'étende de 80° de latitude jusque sous *Boreales Scopuli* et, comme le montre la figure 4.4, on ne la retrouve pas sous *Gemina Lingula*. Les parties exposées de la BU dans *Olympia Planitia* et *Chasma Boreale* (voir figure 4.3) montrent des strates relativement sombres ayant subi de l'érosion. L'érosion de cette couche (due probablement au vent) est la principale source des dunes observées dans cette région. La couleur sombre de la BU est attribuée à une importante quantité de poussière dans cette unité. Des mécanismes de formation ont été proposés par Fishbaugh et Head (2005) et poussent à croire que l'unité basale serait le reste d'une ancienne calotte. Le schéma de la figure 4.5 résume les descriptions faites précédemment.

⁴Basal Unit en anglais.

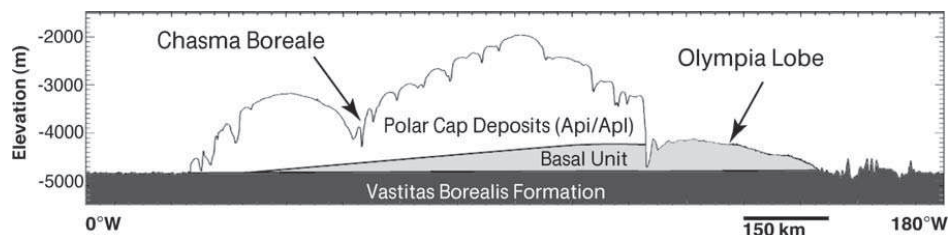


FIG. 4.5 – Profil approximatif de l'unité basale (en gris) sous les dépôts polaires. Le lobe de *Olympia* est constitué uniquement de l'unité basale. Schéma tiré de Byrne et Murray (2002), Fig. 11.

4.2.1 La calotte Nord vue par MARSIS

MARSIS a effectué à peu près une centaine de sondages au-dessus de la calotte Nord⁵. Ces sondages ont été fait dans des conditions médiocres car le radar observe la plupart du temps cette région du côté jour de Mars : les effets ionosphériques sont donc importants (voir le paragraphe 3.2.1) et par conséquent rendent ces données plus difficiles à exploiter. Dans la figure 4.6, nous présentons six observations des dépôts polaires stratifiés Nord. Ces sondages ont été choisis afin que la calotte soit vue à chaque fois sous un angle différent (voir la carte topographique dans figure 4.6).

Les radargrammes de la figure 4.6 sont affichés en distance/profondeur et non pas en temps. Les temps d'arrivée des échos du sous-sol ont été convertis en prenant une constante diélectrique uniforme pour le sous-sol de $3,1^6$ [Grima *et al.* (2008)].

On note aussi que la région dunaire d'*Olympia Planitia* provoque d'importants « clutters » qui entraînent la perte complète du signal, ainsi plus aucun écho n'est visible dans cette région.

Ces coupes transversales montrent que les ondes MARSIS ne pénètrent pas systématiquement jusqu'à la roche de fond⁷ (orbite 3674 ; figure 4.6a). Ceci signifie probablement qu'une unité particulière absorbe une grande partie du signal qui n'atteint plus le socle de la calotte. Cette absorption vient sûrement de la glace de la BU plus riche en poussière, comme le laisse d'ailleurs penser son albédo sombre sur la figure 4.3. Nous constatons aussi que certaines parties de la calotte présentent énormément de réflexions vers la base de calotte (figure 4.6). Nous attribuons ces deux observations à l'unité basale. Ces échos se retrouvent d'ailleurs uniquement sous *Boreales Scopuli* et pas *Gemina Lingula* et le radargramme de l'orbite 3674 (voir figure 4.6) montre clairement que l'unité basale s'étend bien au-delà des dépôts polaires stratifiés sous la

⁵ Avant l'orbite 5200.

⁶ Constante diélectrique mesurée dans la région de *Gemina Lingula* correspondant à de la glace d'eau

⁷ bedrock en anglais

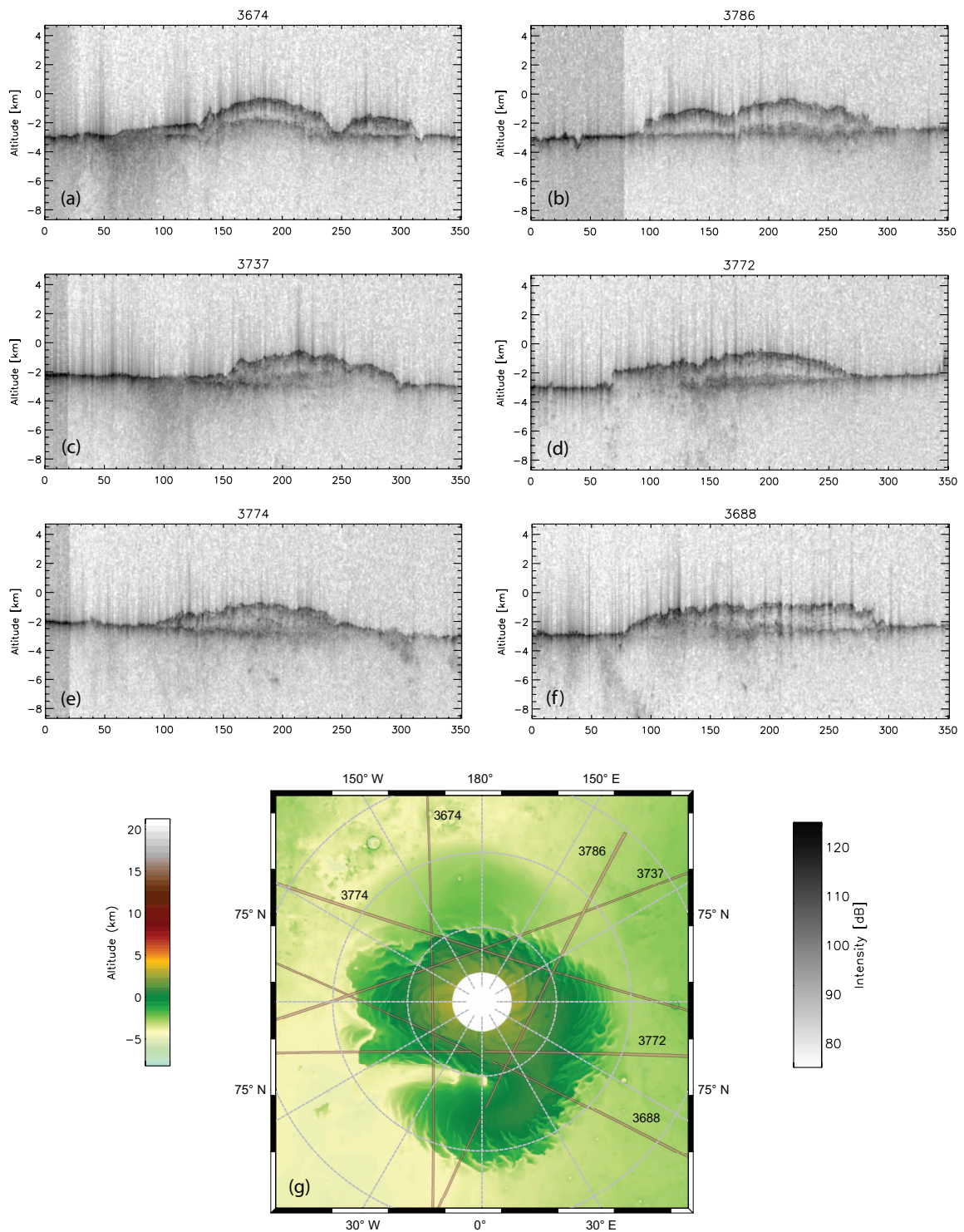


FIG. 4.6 – Les figures (a) à (f) sont des radargrammes MARSIS passant au-dessus de la calotte nord. La dimension verticale de ces radargrammes est spatiale et non temporelle. Le passage du temporel au spatial a été fait avec une constante diélectrique de 3,1 pour le sous-sol. La figure (g) est un carte topographique (MOLA) en projection stéréographique polaire nord. Sur cette carte, nous donnons la position des différentes orbites MARSIS.

région de *Olympia Undae*.

Les sondages MARSIS montrent aussi que le socle ne présente pas de déflexion due au poids de la calotte. Cette structure est similaire à celle proposée par Fishbaugh et Head (2005). Dans la région de *Gemina Lingula*, le socle est nettement visible et ne présente pas non plus de déflexion particulière.

Nous observons enfin que l'épaisseur maximale des « PLD » est identique entre *Boreales Scopuli*⁸ et *Gemina Lingula* avec environ 1500-1600 m. Par conséquent, les processus de dépôts/accumulation sont identiques entre les deux lobes de la calotte nord.

4.2.2 Volume de la calotte nord et de l'unité basale par MARSIS

En montrant que le poids de la calotte ne provoquait pas de déflexion de la surface et qu'il n'y avait pas de topographie particulière sous la glace, MARSIS confirme l'estimation du volume faite à partir des données MOLA par Zuber *et al.* (1998) de $1,2 \pm 0,2 \times 10^6$ km³.

Il nous a paru intéressant d'estimer le volume de l'unité basale, il sera alors facile de faire le bilan du volume des différentes unités contenant de la glace d'eau (PLP et BU).

Ce travail s'est déroulé en plusieurs étapes qui sont :

1. La détermination de la constante diélectrique de cette couche pour convertir les délais mesurés en distances.
2. Les mesures du délai entre l'écho de surface et le socle : méthode de pointage de couche.
3. Un premier ajustement polynomial pour déterminer la topographie des plaines (*Vastitas Borealis*) sous la calotte.
4. Un deuxième ajustement polynomial pour déterminer la topographie de l'unité basale.
5. La mesure du volume par la différence entre ces deux cartes.

Premièrement, la détermination de la constante diélectrique de la BU a été faite en supposant que l'altitude socle était donnée par l'ajustement polynomial de *Vastitas Borealis* (figure 4.7b) et en utilisant les mesures des orbites 3674 et 3685 dans la région

⁸La mesure de l'épaisseur des PLD dans *Boreales Scopuli* s'est faite en mesurant la distance entre le haut de la BU et la surface.

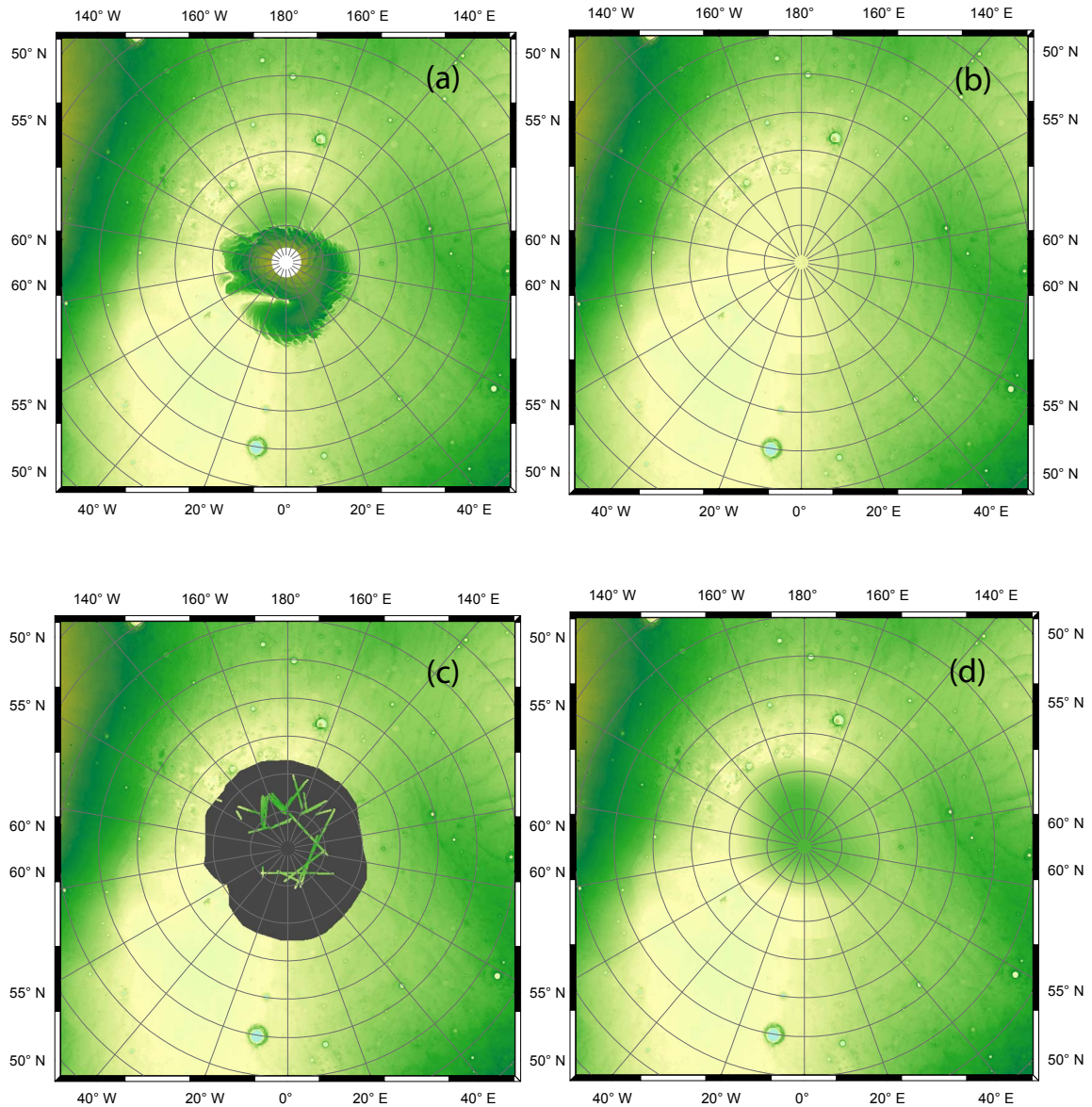


FIG. 4.7 – La carte (a) représente la topographie MOLA de la région polaire nord de Mars. La carte (b) est un ajustement de la surface des plaines pour obtenir la position du fond de la calotte (carte (b)), la région où l'ajustement a été réalisé est visible en gris sur la carte (c). Nous avons reporté les mesures de l'épaisseur de la BU faites par MARSIS sur la carte (c) et nous avons calculé un autre ajustement qui donne alors la topographie de la BU (carte (d)). La différence entre les cartes (b) et (d) permet d'évaluer le volume de l'unité basale.

de *Olympia planitia* (voir, par exemple, les pulses 110 à 130 de la figure 4.6a). Les mesures du délai entre l'écho de surface et l'écho du fond, puis la comparaison avec les épaisseurs supposées⁹ de cette région, nous permettent de mesurer une constante diélectrique de $3,9 \pm 0,5$.

En supposant que cette valeur est le résultat d'un mélange entre de la glace d'eau et un autre matériau : poussières ou cendres volcaniques, nous pouvons estimer la proportion de chacun de ces éléments. Nous obtenons un mélange de 35% de poussière dans de la glace d'eau. Pour réaliser cette estimation, nous avons pris une constante diélectrique de 3,1 [Grima *et al.* (2008)]¹⁰ pour la glace d'eau, 6 pour la poussière [voir tableau 5.1] et nous avons utilisé la formule de mélange de Maxwell Garnet [Sihvola (1999)] défini dans le paragraphe 5.1.

Deuxièmement, avec la méthode de pointage de couche décrite dans le paragraphe 4.1, nous avons reporté systématiquement l'épaisseur mesuré par la BU sur la carte de la figure 4.7c.

Nous avons considéré que le socle de la calotte était donné par la continuité des plaines du Nord (*Vastitas Borealis*). Ceci est une bonne approximation comme le montrent les radargrammes de la figure 4.6 car le socle ne présente pas de relief particulier. Nous avons donc créé une carte du fond de la calotte en ajustant la topographie des plaines par un polynôme bi-dimensionnel (voir figure 4.7b).

De la même manière, nous avons fait un autre ajustement avec les mesures de MARSIS (voir figure 4.7c) pour obtenir une forme approchée de la BU comme le montre la figure 4.7d. On notera que pour cet ajustement, nous avons considéré que, sous *Gemina Lingula*, la topographie était donnée par le socle et non pas par la BU (figure 4.7b) car celle-ci n'est jamais visible dans cette région (figure 4.6 ; Fishbaugh et Head (2005) et Tanaka *et al.* (2008)).

En utilisant les résultats des ajustement précédents, nous estimons que le volume de la BU est $0,3 \pm 0,1 \times 10^6 \text{ km}^3$. Ce volume est compatible avec celui proposé par Byrne et Murray (2002) : $0,27 \times 10^6 \text{ km}^3$. Le volume estimé représente 20 à 30 % du volume total de la calotte et les PLD représentent donc un volume de $0,9 \pm 0,3 \times 10^6 \text{ km}^3$. Bien sûr, l'ajustement réalisé ici ne donne qu'une idée approximative de la topographie de la BU. Les erreurs sur cette estimation du volume sont donc importantes : incertitudes sur la constante diélectrique de cette couche, erreurs de pointage de couche et incertitudes sur les ajustements de la topographie. Nous disposons maintenant d'une méthode simple

⁹Déduites par la différence entre la topographie MOLA et l'ajustement polynomial des plaines.

¹⁰Grima *et al.* (2008) montre que la constante diélectrique des PLDs dans *Gemina Lingula* est 3,1 et que la glace qui compose cette région est très pure. On peut donc supposer que la glace d'eau qui compose l'unité basale possède la même constante diélectrique.

permettant de quantifier le volume de l'unité basale et, pour obtenir une topographie précise, il sera nécessaire d'utiliser les données du radar SHARAD dont la couverture est très dense dans la calotte nord.

4.3 La calotte Sud

La calotte permanente au pôle sud de Mars constitue une tâche blanche visible depuis la Terre (voir figure 4.9). Les astronomes l'observent depuis longtemps [Flammarion (1892)]. Cependant la composition en glace carbonique de cette calotte résiduelle n'a été décrite que plus récemment avec les données thermiques de la sonde Viking [Kieffer (1979); Paige *et al.* (1990)]. Les données thermiques de THEMIS ont révélé une différence entre cette calotte de glace de CO_2 et les terrains sous-jacents riches en glace de H_2O car la glace carbonique est plus froide que la glace d'eau [Titus *et al.* (2003)]. Le spectro-imageur OMEGA a observé les signatures spectrales de glaces de CO_2 et H_2O et a permis la première identification directe de ces matériaux [Bibring *et al.* (2004); Douté *et al.* (2007)]. Cependant, cette glace d'eau observable par son spectre infrarouge est-elle limitée à une aire confinée autour de cette calotte résiduelle ou bien très étendue, mais complètement masquée par la poussière ?

Topographiquement¹¹, un relief autour du pôle géographique semble surplomber de 1000 m environ les plaines cratérisées qui l'entourent. Ce relief ne présente pas la même densité de cratères que les plaines cratérisées et s'étend jusqu'à des latitudes proches de 70°S dans certaines directions. Cette surface très lisse laisse donc penser que la calotte permanente d'eau s'étend sur une surface similaire à la calotte boréale.

De plus, comme au Nord, des vallées creusent le relief où apparaît le même empilement de strates : les SPLD¹² ou dépôts polaires stratifiés du Sud [Murray *et al.* (1972)]. Ces vallées pourraient être la conséquence soit d'une érosion éolienne [Howard (2000); Fishbaugh et Head (2002); Koutnik *et al.* (2005)], soit d'une débâcle d'un réservoir d'eau sous terrain [Clifford (1987)].

Le taux de cratérisation de la calotte Sud montre que la surface est plus vieille que celle du Nord : entre 30 et 100 Ma [Koutnik *et al.* (2002)]. Ceci s'explique probablement par le fait que le pôle Sud de Mars est bien plus froid que le pôle Nord et par conséquent moins sensible aux variations climatiques. Cette température plus faible au pôle sud est peut être due à l'importante différence d'altitude entre ces régions polaires : la calotte australe se trouve sur un plancher situé 6400 m plus haut que celui de la calotte boréale.

¹¹Données MOLA.

¹²SPLD pour « south polar layered deposits » en anglais.

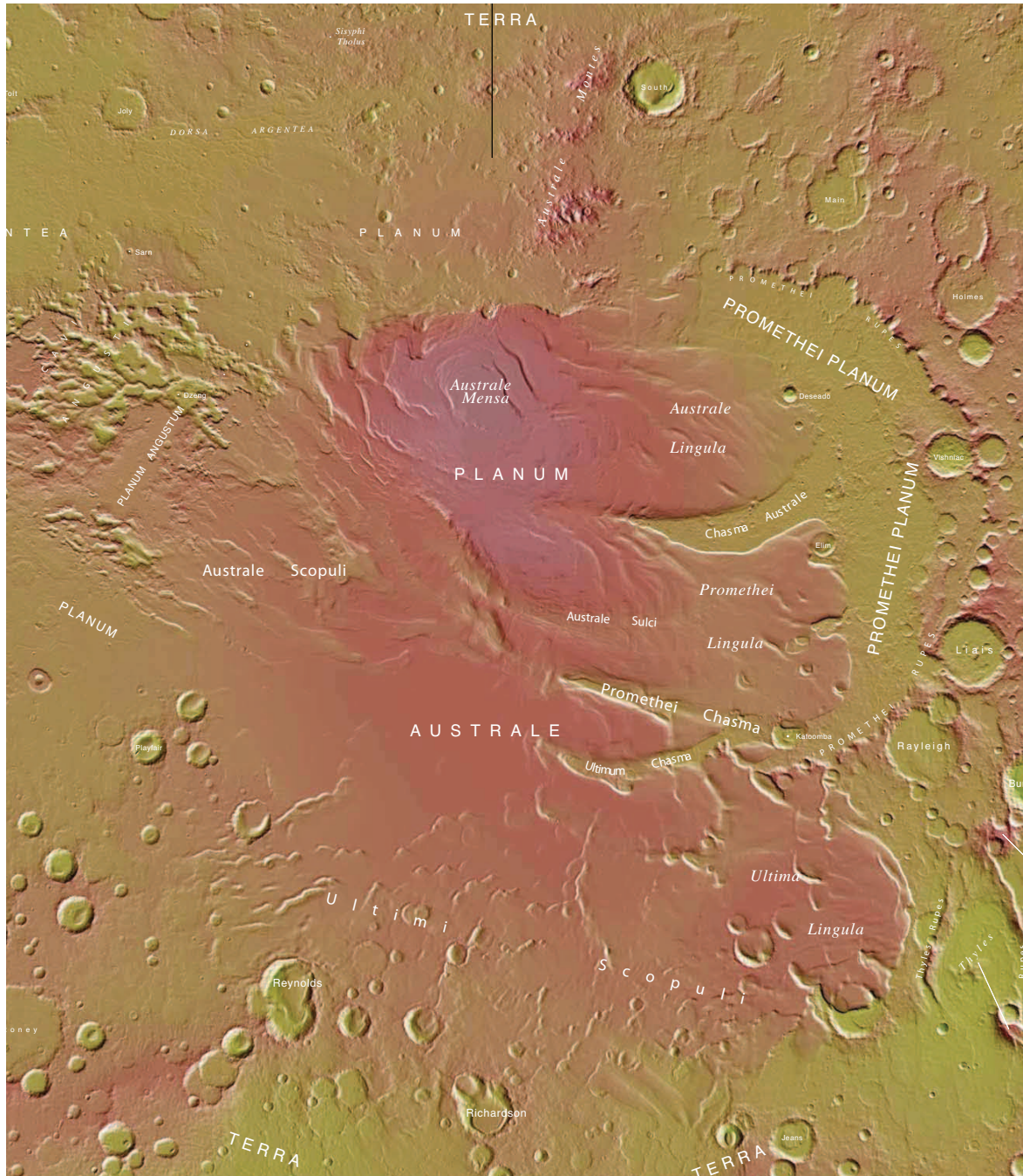


FIG. 4.8 – Nomenclature de la région polaire sud de Mars superposée à la topographie obtenue par MOLA. Carte de projection stéréographique polaire sud.

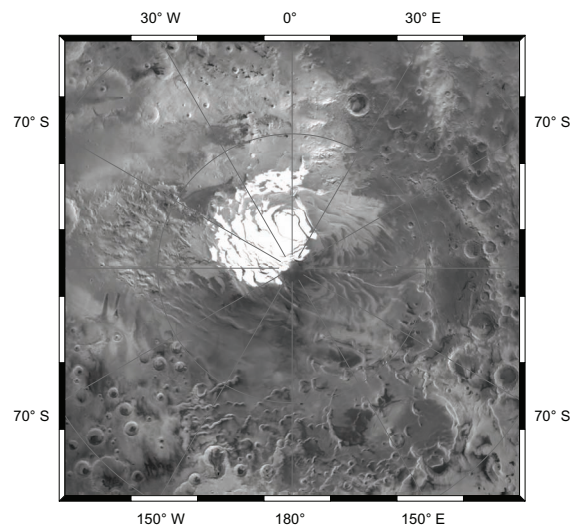


FIG. 4.9 – Mosaïque d’images MOC de la région polaire sud (projection stéréographique sud)

4.3.1 La calotte Sud de Mars vue par MARSIS

Les observations de la calotte sud sont très nombreuses et beaucoup se font dans d’excellentes conditions (de nuit¹³) contrairement à la calotte nord.

Comme pour la calotte nord, nous présentons dans la figure 4.6 des radargrammes MARSIS qui coupent la calotte sud suivant différentes directions (voir figure 4.10g). Ces radargrammes ont été transformés en distance/altitude et sont presque similaires à des coupes verticales de la surface. Comme pour la calotte nord, nous avons utilisé une constante diélectrique uniforme de 3,1 dans le sous-sol pour effectuer cette transformation.

Ces sondages MARSIS montrent que la calotte est composée d’un dôme de presque 4 km d’épaisseur (figure 4.10b) se situant autour du pôle géographique qui décroît régulièrement vers la longitude 180° (figure 4.10a, e) dans la région de *Ultimi Scopuli*. L’épaisseur de glace dans cette extension est au maximum de 1,5 à 2 km. La calotte ne présente pas d’extension de l’autre côté vers la longitude 0°. Pour la première fois, MARSIS fournit une mesure directe montrant clairement l’extension de la calotte et sa composition en glace d’eau. Entre ce dôme et l’extension de *Ultimi Scopuli*, on trouve de grandes vallées (chasmas) qui creusent profondément la calotte (figure 4.10d). On voit alors apparaître une stratification avec quelques échos à l’intérieur de la calotte. Ces strates sont plus nettement visibles dans la région d’*Ultimi Scopuli*.

On distingue sur le radargramme 2714 (figure 4.10a), un écho entre les pulses 50 et

¹³Avec un SZA élevé, c’est un impact ionosphérique minimal

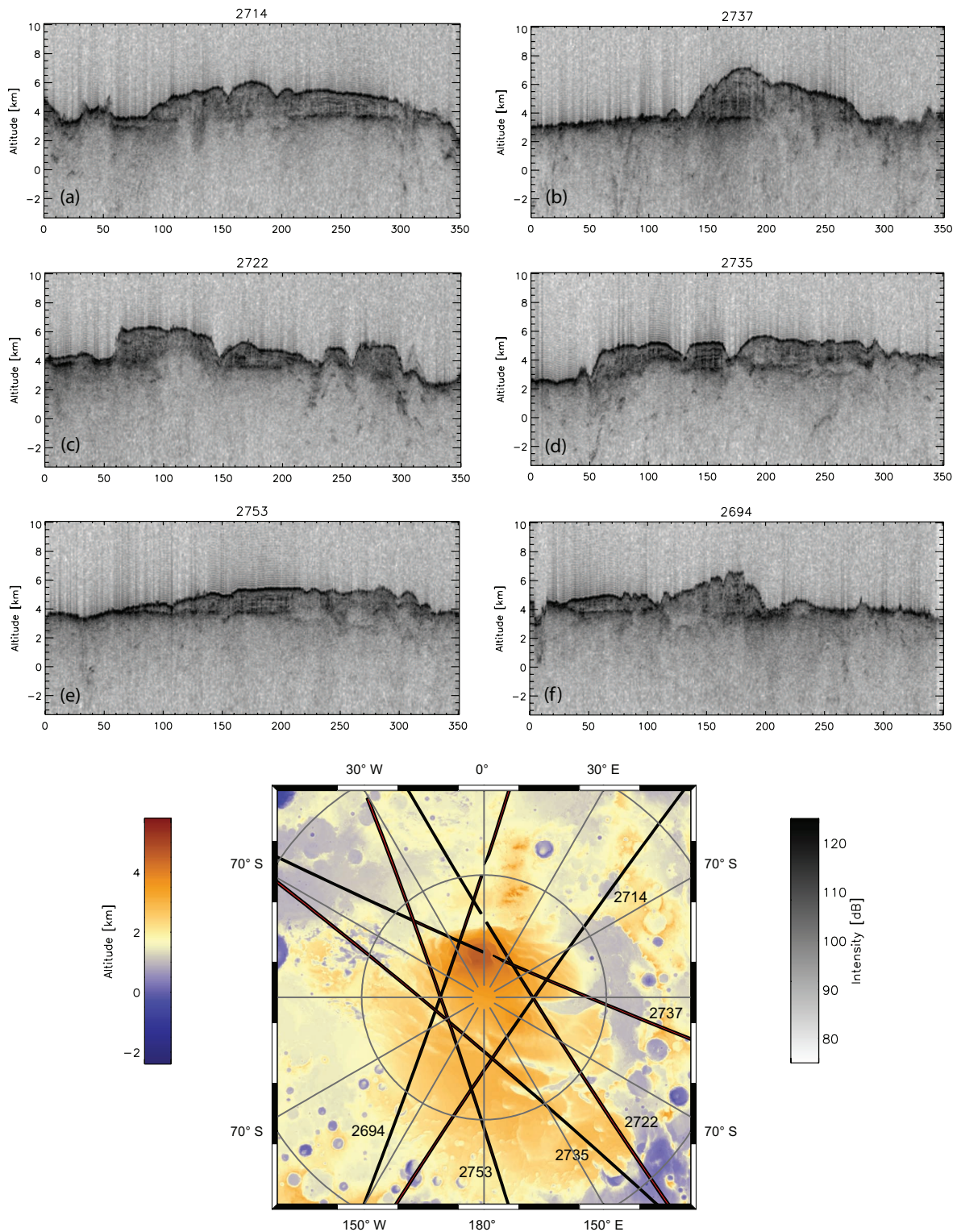


FIG. 4.10 – Les figures (a) à (f) sont des radargrammes MARSIS passant au-dessus de la calotte sud. La dimension verticale de ces radargrammes est spatiale et non temporelle. Le passage du temporel au spatial a été fait avec une constante diélectrique de 3,1 pour le sous-sol. La figure (g) est un carte topographique (MOLA) en projection stéréographique polaire sud. Sur cette carte, nous donnons la position des différentes orbites MARSIS.

80. Celui-ci se trouve plus en profondeur que la base de la calotte et se situe dans *Prometheus Basin* à côté de la calotte. Les mesures de MARSIS, en utilisant une constante diélectrique de 3,1, montrent que cette interface se trouve 600 m sous la surface. Il semble donc que ce cratère soit rempli d'un matériau transparent, probablement riche en glace [Farrell *et al.* (2008)].

Nous observons systématiquement une couche de quelques centaines de mètres dans une région en dehors de la calotte entre les longitude 30°W et 0° et autour de la latitude 80°S. Un exemple est visible au début du radargramme de l'orbite 2722 (figure 4.10c) où, entre les pulses 0 et 30, un écho apparaît 200 ou 300 m sous la surface.

4.3.2 Mesure du volume de la calotte sud

Dans cette partie, nous décrivons notre travail réalisé pour mesurer l'épaisseur et le volume de la calotte sud. Ce travail s'appuie sur l'exploitation des sondages de MARSIS dans cette région à l'aide de la méthode de pointage (voir §4.1). Au total nous avons pu extraire plus de 150 000 mesures d'épaisseur dans environ 350 orbites.

Nous avons donc reconstruit la topographie de l'interface basale de la calotte. Pour cela, nous avons retiré à la topographie (MOLA) les épaisseurs de la glace mesurées par MARSIS afin obtenir l'altitude du socle de la calotte. Ces mesures sont reproduites dans la figure 4.11b. La conversion des délais mesurés a été faite en utilisant une constante diélectrique de 3,1 (glace d'eau).

Malgré le nombre important de mesures MARSIS dans cette région, on peut voir que la couverture de la calotte n'est pas complète. Ceci s'explique de deux façons : soit il n'y a pas de sondage MARSIS à ces endroits là, soit l'interface basale n'est pas visible sur les radargrammes. Le radargramme 2737 (figure 4.10b) est un bon exemple de ce phénomène. On observe que, du pulse 130 à 200, un écho net marque l'emplacement du socle, mais que celui-ci ne continue pas sous le reste de la calotte. Cette disparition peut être due à une rugosité plus importante de l'interface basale et/ou à une absorption plus importante des SPLD. Pour palier à ce manque de mesures, nous avons interpolé¹⁴ la carte avec les mesures de la figure 4.11b. Le résultat de cette interpolation est donné dans la figure 4.11d.

Comme le montraient déjà les radargrammes de la figure 4.10, le socle à l'échelle régionale est relativement plat, c'est-à-dire qu'il ne présente pas de déflexion de la croûte due au poids de la glace.

La carte d'épaisseur de la glace (figure 4.11c) est finalement obtenue en soustrayant

¹⁴Nous avons utilisé l'interpolation par les voisins naturels (natural neighbor interpolation) développée en IDL.

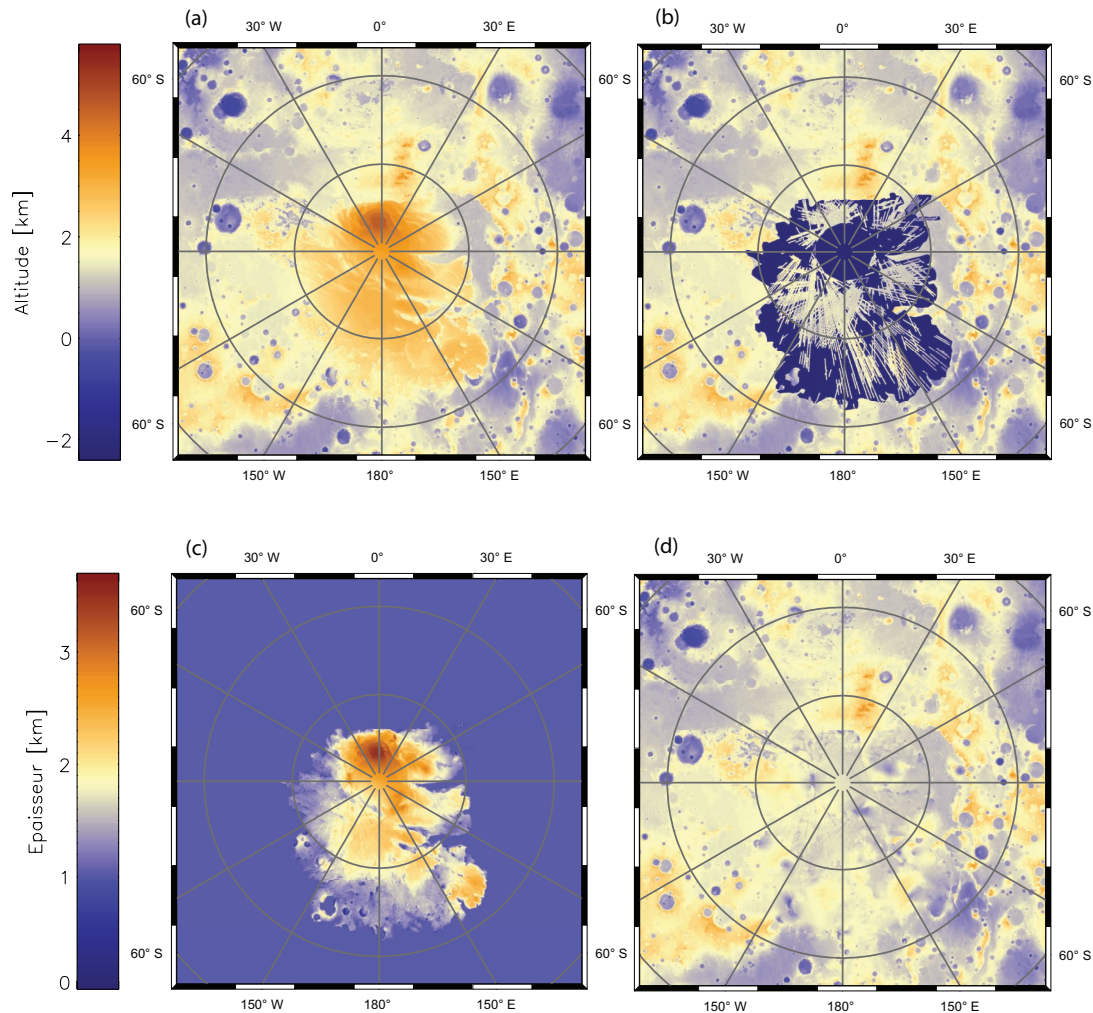


FIG. 4.11 – La projection des cartes est stéréographique polaire sud. Les cartes (a), (b) et (d) utilisent le code de couleur défini dans le cartouche du haut, la carte (c) utilise un code de couleur défini dans le cartouche du bas. La figure (a) est une carte de la topographie de Mars réalisée à partir des données MOLA. Celle notée (b) représente la même région avec les mesures MARSIS donnant la position du socle. La carte (b) est interpolée pour obtenir celle en (d). La différence entre (d) et (a) donne la carte d'épaisseur de glace de la calotte polaire sud (c).

la carte interpolée (figure 4.11d) à la carte de la topographie de la surface MOLA (figure 4.11a). Cette carte révèle des épaisseurs très importantes autour du pôle et une partie plus fine s'étendant en direction de la longitude 180° jusqu'à des latitudes proches de 70°S. La hauteur maximale de glace mesurée par MARSIS est $3,7 \pm 0,4$ km. L'estimation du volume de la calotte sud est environ $1,6 \pm 0,2 \times 10^6$ km³ [Plaut *et al.* (2007)], soit un volume un peu plus important que celui de la calotte nord. Les incertitudes incluent l'erreur faite sur la constante diélectrique, les erreurs associées à la résolution de MARSIS dans la glace (environ 100 m), ainsi que les erreurs de pointage liées à l'identification de l'écho provenant de l'interface basale. Avec cette étude, les données MARSIS montrent que la calotte sud (les SPLD) est constitué de glace d'eau et qu'il n'est pas raisonnable de considérer qu'elle puisse être en partie ou totalement constituée de glace de dioxyde de carbone. En effet, l'utilisation d'une constante proche de 3,1 (glace d'eau) donne une topographie qui s'accorde parfaitement avec les terrains environnant la calotte.

4.4 Synthèse

Faire le bilan du volume des dépôts glaciaires permanents permet d'évaluer la quantité d'eau présente actuellement sur Mars.

Estimer ces volumes requiert de connaître la topographie du socle. La glace est un milieu quasiment transparent pour les ondes radars permettant de sonder la glace jusqu'à l'interface basale.

Nous montrons ici quelques exemples de ces sondages qui nous révèlent que les deux calottes nord et sud ne provoquent pas de flexion de la lithosphère due à la charge de la glace. MARSIS confirme ainsi les estimations du volume faites à partir des données MOLA pour la calotte nord et permet d'évaluer précisément le volume de glace dans la calotte sud. Un récapitulatif du volume de glace d'eau contenu est donné dans le tableau 4.1.

		Volume (10^6 km^3)	Surface équivalente globale (m)
Calotte nord	NPLD ¹⁵ +BU ¹⁶	$1,2 \pm 0,2^{17}$	$8,3 \pm 1,4$ (7,6)
	BU	$0,3 \pm 0,1$	$2 \pm 0,7$ (1,3)
Calotte sud	SPLD ¹⁸	$1,6 \pm 0,2$	$11 \pm 1,4$
Totaux		$2,8 \pm 0,4$	$19,3 \pm 2,8$ (18.6)

TAB. 4.1 – Ce tableau récapitule les volumes des calottes martiennes et donne l'équivalent de hauteur d'eau répartie sur toute la surface de Mars (Surface équivalent globale). Les chiffres entre parenthèses donne la surface équivalente en retirant les 35% de poussières contenues dans l'unité basale.

Chapitre 5

Réflectivité de la surface par MARSIS

Ce chapitre est dédié à l'étude de la réflectivité de la surface martienne. Le but est d'arriver à remonter jusqu'aux valeurs de la constante diélectrique (directement liée à la réflectivité). Ces valeurs permettent de contraindre la nature des matériaux qui compose les premières dizaines de mètres sous la surface. La géologie de la surface à cette échelle de profondeur est peu connue car les instruments « classiques » de l'exploration martienne ne fournissent des informations que sur le proche sous-sol (1 μm à 1 m). MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) offre une opportunité nouvelle d'explorer la surface dans la première dizaine de mètres¹.

Cette étude nécessite tout d'abord de calibrer les données et de séparer les différents effets jouant sur la réflectivité :

- Nous commençons donc par décrire les valeurs de constante diélectrique de différents matériaux ce qui nous permettra, finalement, d'avoir une idée des matériaux qui composent le proche sous-sol (§5.1).
- Nous développerons ensuite la méthode d'extraction des amplitudes des échos de surface (§5.2) et la correction de l'absorption ionosphérique qui permettent d'aboutir à une carte globale de la réflectivité (§5.3).
- Nous exposerons alors notre utilisation de la simulation MARSIS développée au Laboratoire de Planétologie de Grenoble qui nous permet de remonter aux constantes diélectriques de la surface.
- Nous étudierons finalement les variations globales de la réflectivité, puis nous détaillerons deux régions : l'une, près de l'équateur où se trouve *Medusae Fossae* et Amazonis Planitia et, l'autre, au niveau de la calotte résiduelle sud composée de glace de CO_2 (§5.4).

¹Nous ne parlons ici que de la réflectivité de la surface, nous avons montré que MARSIS était capable de sonder des structures géologiques de plusieurs kilomètres d'épaisseur.

5.1 Constantes diélectriques

Nous présentons dans ce paragraphe les résultats de mesures expérimentales sur les constantes diélectriques (ou permittivité) de différents matériaux pouvant constituer la surface de Mars. Ces matériaux sont des milieux électromagnétiques à perte : les constantes diélectriques sont donc complexes et généralement données sous la forme $\varepsilon = \varepsilon' + j\varepsilon''$. Les valeurs représentées dans le tableau 5.1 sont la partie réelle ε' dans la première colonne et la tangente de perte définie par $\tan \delta = \varepsilon''/\varepsilon'$ dans la deuxième colonne.

En optique, le coefficient de réflexion r en incidence normale sur une interface entre deux milieux, respectivement d'indices optiques n_i et n_j , est défini comme suit :

$$r = \frac{n_i - n_j}{n_i + n_j} \quad (5.1)$$

La relation entre la constante diélectrique et l'indice optique est $n = \sqrt{\varepsilon}$. La réflectivité d'une interface est donnée par $R = ||r^2||$, elle est donc reliée au contraste de constantes diélectriques des matériaux qui composent cette interface. Nous ne parlons, dans ce chapitre, que de la réflectivité de la surface, par conséquent, un de ces deux matériaux est toujours l'atmosphère ($\varepsilon = 1$).

Nous voyons dans le tableau 5.1 que la constante diélectrique ε' de l'eau liquide est élevée, tout comme sa conductivité : c'est donc un matériau extrêmement réfléchissant. C'est sur cette constatation que MARSIS a été conçu, dans l'espoir que d'éventuelles nappes d'eau souterraines soient visibles, même si elles étaient profondément enfouies sous la surface. Dans ce tableau, nous n'avons pas indiqué de valeurs de constantes diélectriques de matériaux hydratés qui sont, bien entendu, plus réfléchissants (i.e. leur constante diélectrique est plus élevée) que les mêmes matériaux secs. La teneur en eau est prédominante dans les propriétés du sol.

La glace d'eau existe sur Mars² uniquement en cristallisation hexagonale. Le comportement diélectrique de la glace est totalement différent de celui de l'eau. La constante diélectrique réelle ε' est peu dépendante de la température et de la fréquence [Bogorodsky *et al.* (1985)]. Par contre l'atténuation (la tangente de perte) est dépendante de la température et décroît avec celle-ci [Bogorodsky *et al.* (1985)]. Ces pertes dans la glace d'eau restent en général faibles, ce milieu est donc transparent pour les ondes radar. Les radars sont des instruments de prospection parfaits dans les régions riches en glace.

Enfin, notons qu'un des effets les plus importants sur les constantes diélectriques

²et sur Terre.

	<i>Constante diélectrique</i>	<i>Tangente de perte</i>	<i>Référence</i>
<i>Vide</i>	1	0	
<i>Dioxyde de Carbone</i>			
<i>Givre (CO₂)</i>	1,6	6×10^{-7}	Pettinelli <i>et al.</i> (2003)
<i>Glace pure (CO₂)</i>	2,12	10^{-6}	Pettinelli <i>et al.</i> (2003)
<i>Eau</i>			
<i>Liquide (H₂O)</i>	88	$10^{-4} - 1$	Ulaby <i>et al.</i> (1986)
<i>Glace pure (H₂O)</i>	3,1 - 3,2	$10^{-5} - 10^{-2}$	Ulaby <i>et al.</i> (1986); Picardi <i>et al.</i> (2004)
<i>Roches ignées</i>			
	5 - 11	$10^{-3} - 10^{-1}$	Campbell et Ulrichs (1969); Paillou <i>et al.</i> (2001); Heggy <i>et al.</i> (2003)
<i>Andésite</i>	5,1	4×10^{-3}	Campbell et Ulrichs (1969)
<i>Basalte</i>	6 - 9	$10^{-2} - 10^{-1}$	Campbell et Ulrichs (1969)
<i>Sédiments</i>	3 - 8	$10^{-3} - 10^{-1}$	Ulaby <i>et al.</i> (1986)
<i>Poussière volcanique</i>	2,7 - 3,4	10^{-2}	Campbell et Ulrichs (1969)

TAB. 5.1 – Tableau récapitulant les constantes diélectriques et les tangentes de perte des matériaux susceptibles de se trouver à la surface de Mars. Les constantes diélectriques des roches données par Campbell et Ulrichs (1969) sont mesurées à une fréquence de 450 MHz. Les mesures de Pettinelli *et al.* (2003) sont réalisées à une fréquence de 300 MHz. Les mesures de Paillou *et al.* (2001) et Heggy *et al.* (2003) sont données entre 1 et 100 MHz.

des milieux constituant la surface martienne est la porosité. A grande profondeur, on peut s'attendre à ce qu'elle soit nulle, elle influe donc uniquement sur la réflectivité de la surface. Un matériau peut voir sa constante diélectrique varier énormément par le simple fait que la porosité ne soit pas la même. On peut considérer que les matériaux poreux sont un mélange entre un matériau de constante diélectrique ε' et de l'air. Par exemple, les poussières volcaniques sont constituées de matériaux avec des constantes diélectriques allant 5 à 11 (voir tableau 5.1), mais possèdent une constante diélectrique autour de 3. Ceci vient du fait que la porosité dans ce type de matériaux est importante (20% – 50%).

En utilisant les formules de mélange de Maxwell Garnett, on peut estimer la variation de la constante diélectrique en fonction de la porosité. Ces formules sont décrites par l'équation qui donne la constante diélectrique effective ε_{eff} :

$$\varepsilon_{eff} = \varepsilon_e + 3f\varepsilon_e \frac{\varepsilon_i - \varepsilon_e}{\varepsilon_i + 2\varepsilon_e - f(\varepsilon_i - \varepsilon_e)} \quad (5.2)$$

où f est la fraction du volume total occupé par les inclusions de constante diélectrique réelle ε_i et l'environnement autour des inclusions à une constante diélectrique réelle ε_e . Cette formule n'est pas valable dans tous les cas, ce modèle considère que les inclusions sont sphériques et qu'il n'y a aucune interaction entre les deux matériaux. Cette géométrie donne le mélange diélectrique le plus simple. La figure 5.1 donne une idée de la variation de la constante diélectrique pour un matériau en fonction de la porosité.

Nous avons discuté dans ce paragraphe des constantes diélectriques des matériaux pouvant composer la surface martienne dans le but de comprendre les réflectivités que nous allons mesurer avec MARSIS. Il faut, bien entendu, garder à l'esprit que la réflexion des ondes radar aux longueurs d'onde de MARSIS se fait sur une épaisseur d'environ une cinquantaine de mètres à la surface et qu'il n'est pas toujours judicieux de considérer que les réflexions se font sur un milieu homogène diélectriquement.

5.2 Extraction de l'amplitude de l'écho de surface

Pour étudier la réflectivité de la surface, il faut trouver une méthode permettant d'extraire des radargrammes MARSIS la puissance de l'écho de surface.

Les radargrammes MARSIS sont composés d'environ un millier de pulses. Chaque pulse correspond à un sondage vertical de la surface. Des échos apparaissent lorsque les ondes envoyées par le radar rencontrent des changements brutaux de la constante diélectrique (voir paragraphe 2.2.3). Ces ondes se propagent à la vitesse de la lumière et

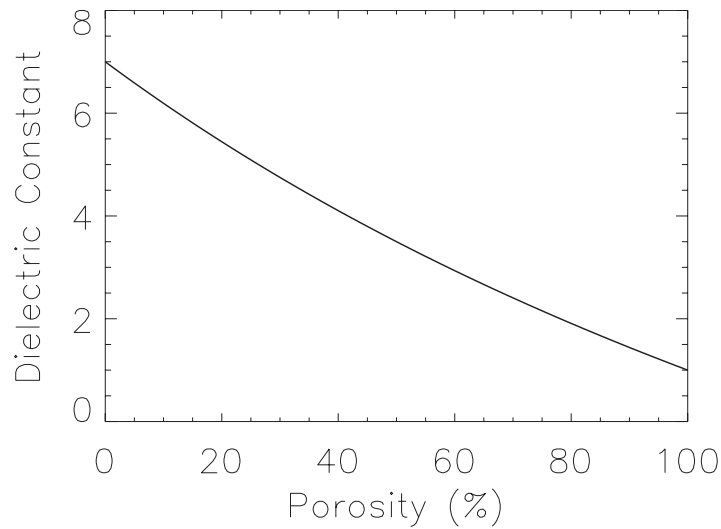


FIG. 5.1 – Effet de la porosité sur un matériel ayant une constante diélectrique ϵ' égale à 7. Nous utilisons la formule de mélange de Maxwell Garnett.

le temps aller-retour entre l'émission et l'écho nous donne une mesure de distance (en supposant que l'on connaisse l'indice optique du milieu dans lequel l'onde se propage).

Nous cherchons ici à localiser, puis à mesurer sur un radargramme l'amplitude de l'écho de surface. Un moyen simple de localiser la surface serait d'utiliser l'altimétrie MOLA et de calculer le temps aller-retour d'une onde pour parcourir la distance satellite surface ce qui nous donnerait la position de l'écho de surface. Il arrive cependant que la surface « MOLA » ne corresponde pas à la position de l'écho de surface radar. Nous avons donc développé un algorithme qui permet de situer l'écho de surface sans faire appel à MOLA. La principale hypothèse est de considérer que le premier écho intense correspond à celui de la surface. Une fois celui-ci identifié, nous pouvons donc enregistrer son amplitude.

- Appelons C le critère de sélection de l'écho de surface. Ce critère calcule le rapport signal sur bruit de chaque échantillon d'un pulse qui possède alors une valeur $C(i)$ décrit par l'équation :

$$C(i) = \frac{|S(i)|^2}{\text{mean}(|S(i-1 : i-30)|^2)} \quad (5.3)$$

où S est le signal reçu par MARSIS avec 512 échantillons et i est la position temporelle/échantillon dans le pulse. Nous calculons ici le contraste en un point et une fenêtre le précédant.

La valeur C est maximale lorsque, d'une part, $|S(i)|^2$ est maximal et que, d'autre part, $\text{mean}(|S(i-1 : i-30)|^2)$ est minimal, ce qui est vérifiée uniquement pour l'écho de surface puisque c'est le seul écho qui n'a que du bruit qui le précède. Un exemple

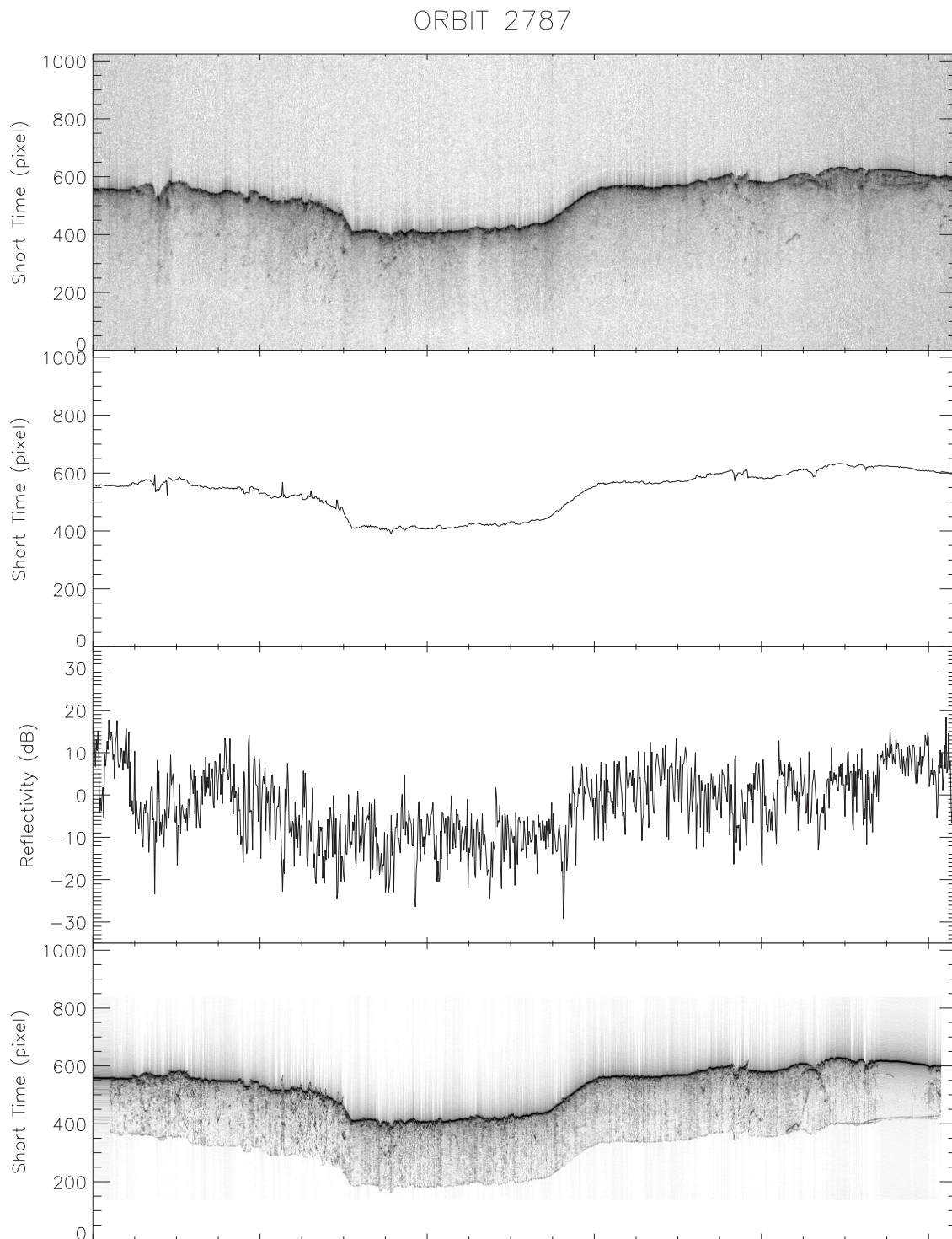


FIG. 5.2 – De haut en bas, nous avons tracé le radargramme corrigé de l'orbite 2787, la position de la surface détectée par notre algorithme, l'amplitude de l'écho de surface et enfin le radargramme simulé de cette orbite.

Fréquence	Nombre de pulses traités
1.8 MHz	140 260
3 MHz	625 084
4 MHz	1 375 063
5 MHz	809 123

TAB. 5.2 – Ce tableau récapitule les nombres de mesures effectuées par MARSIS que nous avons traité. Notre étude s’arrête à l’orbite 5200 pour le moment.

est donné dans la figure 5.2 pour l’orbite 2787.

Le tableau 5.2 résume le nombre de pulses traités pour chaque bande fréquence pour les orbites allant de 2300 à 5200.

5.3 Calibration relative des données MARSIS

Les données du radar MARSIS ne sont pas calibrées de manière absolue, il est donc nécessaire de compenser plusieurs effets affectant la puissance du signal reçu. Ces compensations sont discutées dans les paragraphes suivants 5.3.1 et 5.3.2. Il restera ensuite à définir une surface de référence dont nous connaissons les propriétés géologiques pour faire correspondre aux réflectivités des valeurs de constantes diélectriques (§5.5)

5.3.1 Equation du radar

Comme décrit dans le paragraphe 2.2.5, la puissance reçue de la partie cohérente du signal (zone de fresnel) décroît et croît en R^2 , où R est l’altitude de la sonde.

L’orbitographie de Mars Express est très elliptique comme nous l’avons vu dans le paragraphe 1.2.2.1. Lorsque MARSIS opère l’altitude de la sonde varie entre 300 et 800 km, il est donc nécessaire de compenser cette perte : cet effet ne peut donc pas être négligé.

5.3.2 Absorption du signal par l’ionosphère

Comme décrit dans le paragraphe 3.2.2 ou par Safaeinili *et al.* (2003), la couche de plasma qui compose l’ionosphère absorbe les ondes radar de MARSIS. L’équation 3.9 nous donne l’absorption A des ondes électromagnétiques dans un plasma en dB par m :

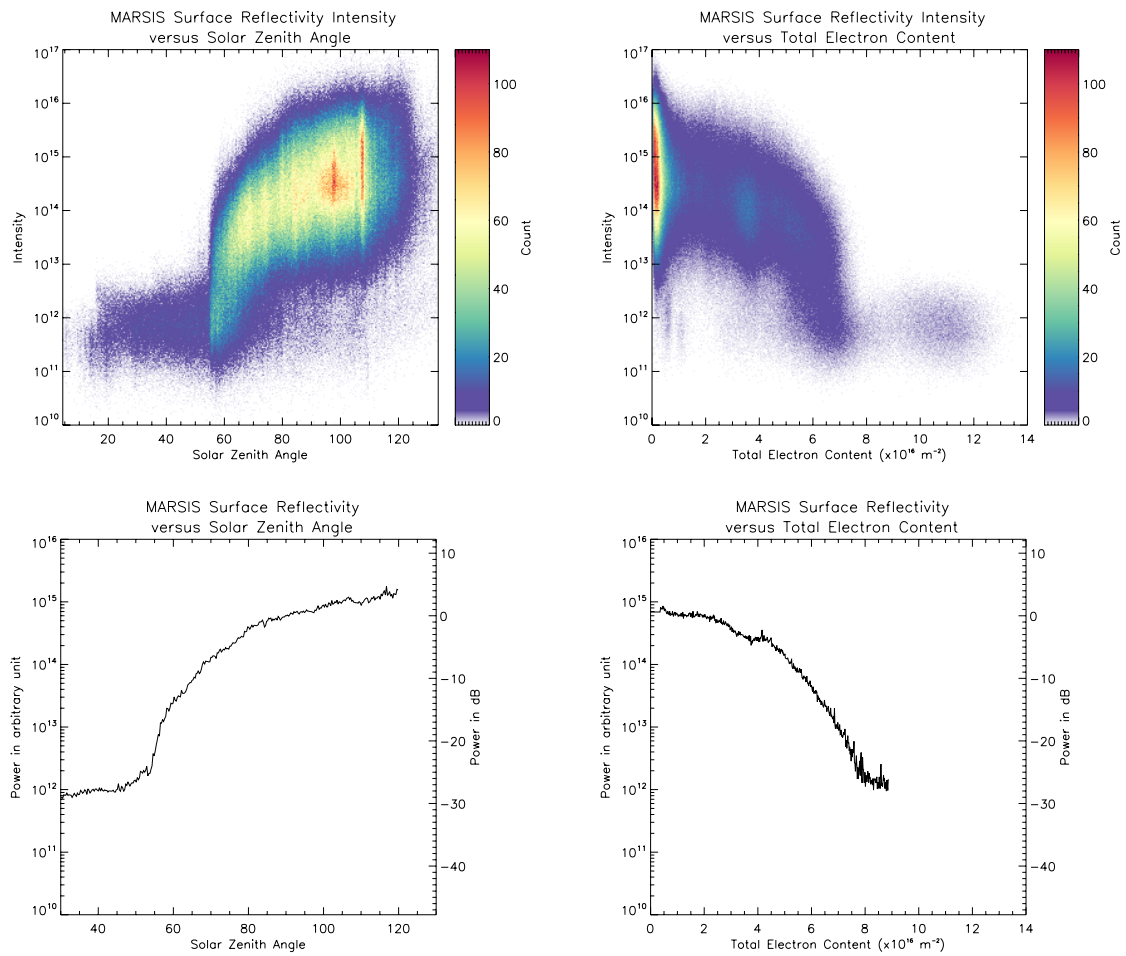


FIG. 5.3 – (a) Réflectivité brute de la surface en fonction de l'angle solaire zénithal (SZA). (b) Réflectivité brute en fonction du contenu total en électrons (TEC). (c) Réflectivité moyenne en fonction de l'angle solaire zénithal. (d) Réflectivité moyenne en fonction du contenu total en électrons. Toutes ces figures sont réalisées avec l'ensemble des données de la bande à 4 MHz.

$$A = 4,61 \times 10^{-5} \frac{n_e \nu}{\omega^2 + \nu^2}$$

où n_e est la densité électronique à une altitude z donnée en m^{-3} et ν est la fréquence de collision en rad.s^{-1} à une altitude z .

Dans la cas de MARSIS, les ondes électromagnétiques passant deux fois à travers l'ionosphère, on définit donc habituellement l'absorption totale en dB comme :

$$A = 2 \times 4,61 \times 10^{-5} \int \frac{n_e(z)\nu(z)}{\omega^2 + \nu^2(z)} dz \quad (5.4)$$

L'équation 5.4 montre clairement que les principaux paramètres qui contrôlent l'absorption sont le profil de densité électronique et le profil de la fréquence de collision. Comme ces profils sont corrélés à l'angle solaire zénithal, l'absorption change au cours de la journée martienne. Nielsen *et al.* (2007) ou Safaeinili *et al.* (2003) ont décrit et modélisé en détail ce phénomène pour différents états de l'atmosphère martienne.

Une estimation précise de l'absorption nécessite de connaître, pour chaque sondage de MARSIS, l'état exact de l'ionosphère, c'est-à-dire le profil de densité électronique et celui de la fréquence de collision. Ces grandeurs n'étant pas mesurées, il n'est pas possible de corriger précisément l'absorption. Cependant la correction de l'effet de distorsion ionosphérique (voir paragraphe 3.3) fournit une valeur du contenu total en électrons (TEC) à chaque sondage/pulse [voir paragraphe 3.3 ; Mougnot *et al.* (2008)] et, comme ces TEC sont l'intégrale du profil de densité électronique, ces valeurs sont de bons indicateurs pour estimer l'absorption ionosphérique.

Les figures 5.3a et 5.3b montrent l'effet d'absorption sur les données MARSIS respectivement en fonction de SZA et du TEC. Dans ces figures, nous avons utilisé l'ensemble des mesures de réflectivité obtenues à partir des données MARSIS dans la bande à 4 MHz. Pour une valeur de TEC ou SZA donnée, la réflectivité peut varier de plus ou moins 10 dB, cette distribution large est due à des différences de réflectivité de la surface.

On peut observer que globalement la réflectivité diminue lorsque le TEC augmente. Cette tendance est bien en accord avec l'équation 5.4 qui montre que l'absorption de l'ionosphère augmente lorsque la densité électronique devient plus importante (c'est-à-dire lorsque le TEC augmente ou que SZA diminue).

Cette absorption fait diminuer le signal jusqu'à un seuil qui correspond au niveau du bruit de MARSIS qui se trouve environ 30 dB en dessous du maximum de réflectivité. Le tableau 5.3 résume d'ailleurs, pour chaque bande de fréquence utilisée par MARSIS, les valeurs de l'angle solaire zénithal et de TEC à partir desquelles on ne mesure plus

	3 MHz - BAND 2	4 MHz - BAND 3	5 MHz - BAND 4
Contenu totale en électron (m²)	3×10 ¹⁵	7,5×10 ¹⁵	7,5×10 ¹⁵
Angle solaire zénithal (°)	85	70	60

TAB. 5.3 – Tableau récapitulant les limites dans lesquelles sont prises les mesures de réflectivité des ondes radar MARSIS.

de signal. Nous avons donc choisi de retirer toutes les données en dehors de ces limites. De la même manière, nous avons supprimé les mesures dont la puissance se trouvait en dessous du seuil donné par le bruit. Nous avons aussi retiré de notre étude tous les radargrammes qui présentaient des caractéristiques³ d'éruptions solaires comme décrit dans le paragraphe 3.7.

L'étape suivante consiste à évaluer l'absorption moyenne en fonction des valeurs de TEC. Nous calculons donc la réflectivité moyenne sur l'ensemble des données avec un pas de TEC de $2 \times 10^{13} \text{ m}^{-2}$. Le résultat est présenté par la figure 5.3d. Cette courbe de réflectivité moyenne nous permet de normaliser les données pour compenser les effets de l'absorption.

Les données normalisées sont tracées dans la figure 5.4a. On peut voir que l'absorption a été compensée sur les données tracées en fonction du TEC.

Un moyen de constater l'efficacité de cette correction est de vérifier que ces réflectivités normalisées avec les valeurs de TEC ne présentent plus de dépendance en fonction de SZA. Nous constatons, en effet, dans la figure 5.4b que les valeurs de la réflectivité normalisées suivant le TEC sont distribuées autour d'une valeur constante quelque soit SZA.

Nous avons aussi comparé l'absorption en fonction de SZA (figure 5.3c) avec la figure 9 de l'article de Nielsen *et al.* (2007). L'absorption obtenue est en accord avec celle modélisée par Nielsen *et al.* (2007). Par exemple, on peut voir que l'absorption du signal radar à 4MHz après un aller-retour dans l'ionosphère est 20 dB pour un angle solaire zénithal de 60°⁴.

³Signal anormalement faible.

⁴En n'oubliant pas de rajouter un facteur 2 aux valeurs données par Nielsen *et al.* (2007) qui ne calcule l'absorption que pour un trajet simple dans l'ionosphère et non un aller-retour.

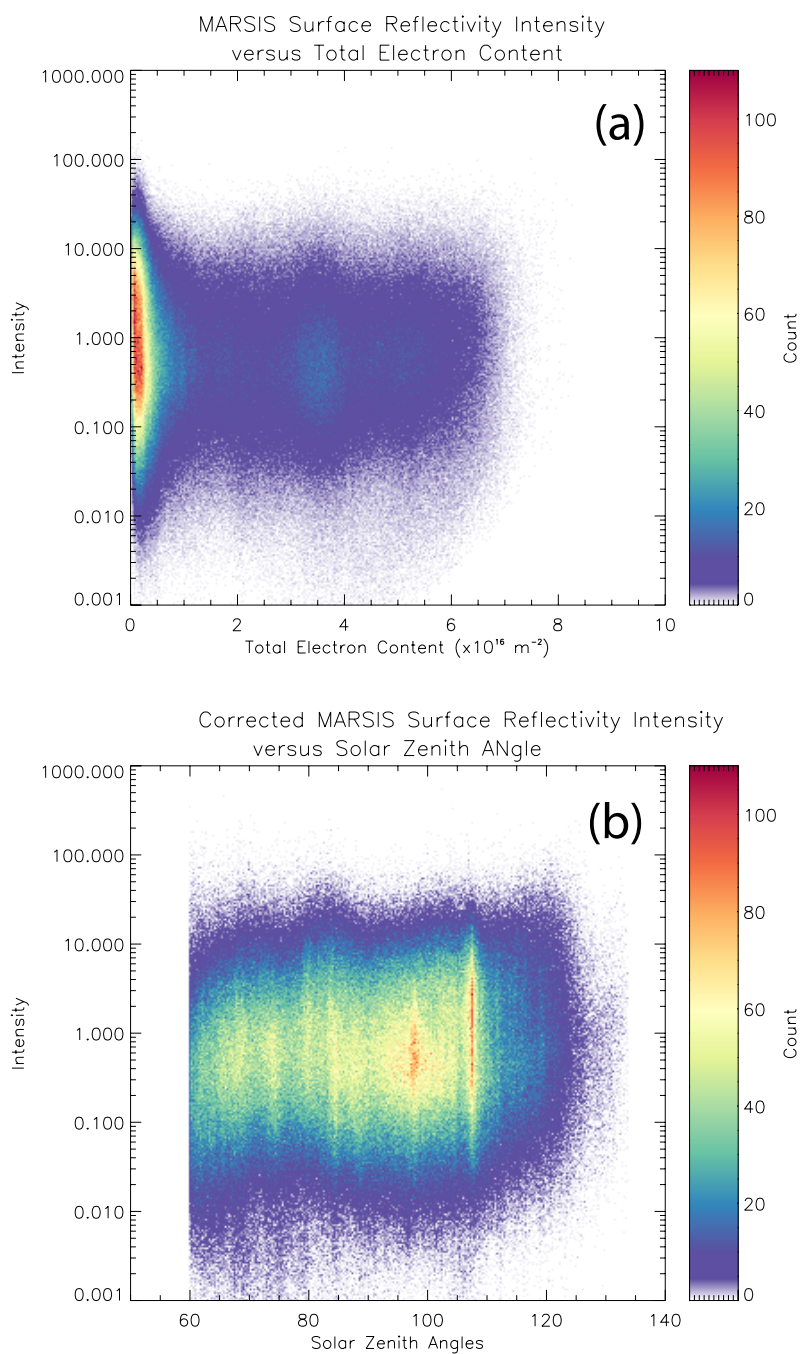


FIG. 5.4 – (a) Réflectivité après correction de l'absorption en fonction du contenu total en électrons. (b) Réflectivité après compensation de l'absorption en fonction de l'angle solaire zénithal. Les réflectivités de la figure (b) sont corrigées en fonction des valeurs TEC mais sont tracés en fonction de SZA. Ceci permet de vérifier que notre correction est efficace. Toutes ces figures sont réalisées avec l'ensemble des données de la bande à 4 MHz.

5.4 Réflectivité de la surface martienne

5.4.1 Rugosité de la surface

A partir des réflectivités extraites des radargrammes (§5.2) et corrigées des effets d'absorption de l'ionosphère (§5.3.2), nous avons construit une carte globale de la réflectivité radar de la surface martienne. Nous présentons cette réflectivité sous deux projections différentes :

- Une carte en projection cylindrique (figure 5.5) avec une résolution de 2 pixels par degré (environ 30 km à l'équateur)
- Deux cartes en projection stéréographique polaire (figure 5.6) avec une résolution de 4 pixels par degré (environ 15 km).

Il arrive que plusieurs orbites passent au même endroit, nous moyennons alors les mesures qui se trouvent dans le même pixel.

Ces cartes de réflectivité ou d'albédo radar mélangent les différentes bandes de fréquence de MARSIS car nous avons constaté peu de différences à cette échelle et nous obtenons ainsi une couverture bien meilleure de la surface martienne.

Toutefois, dans des études locales ou régionales, il pourrait être intéressant de comparer les réflectivités mesurées dans chacune des bandes de fréquence car elles permettent de mieux caractériser les matériaux qui composent la surface.

Sur cette carte d'albédo, deux effets se mélangent : ceux de la rugosité et ceux des matériaux (constante diélectrique)⁵. Les zones qui apparaissent en bleu sur la figure 5.5 indiquent une surface peu réfléchissante et les zones en rouge une surface réfléchissante. Nous avons aussi reproduit une carte de la rugosité à l'échelle kilométrique de l'article de Kreslavsky et Head (2000). Cette carte RGB a été réalisée à partir des données MOLA, elles montrent de fortes similitudes avec la carte de réflectivité.

La première constatation est que les hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère sud possèdent un albédo radar plus faible que les plaines du nord (*Vastitas Borealis Formation* 45°N-80°N). Ceci s'explique simplement car les plaines sont très lisses comparées aux plateaux dont la rugosité vient de la cratérisation importante à toutes les échelles. Cette rugosité se traduit par une couleur blanchâtre sur la carte de Kreslavsky et Head (2000) et les terrains plus lisses par une couleur plus sombre.

On constate que les régions où la réflectivité est la plus élevée sont les plateaux volcaniques (20°N-30°S;150°W-90°W) dans la région de *Tharsis*. La réflectivité dans ces régions est même plus importante que dans les plaines du nord, alors que la rugosité est similaire entre ces deux régions. Ce fort albédo s'explique probablement par

⁵Il est nécessaire de séparer ces effets pour remonter à la composition du sol.

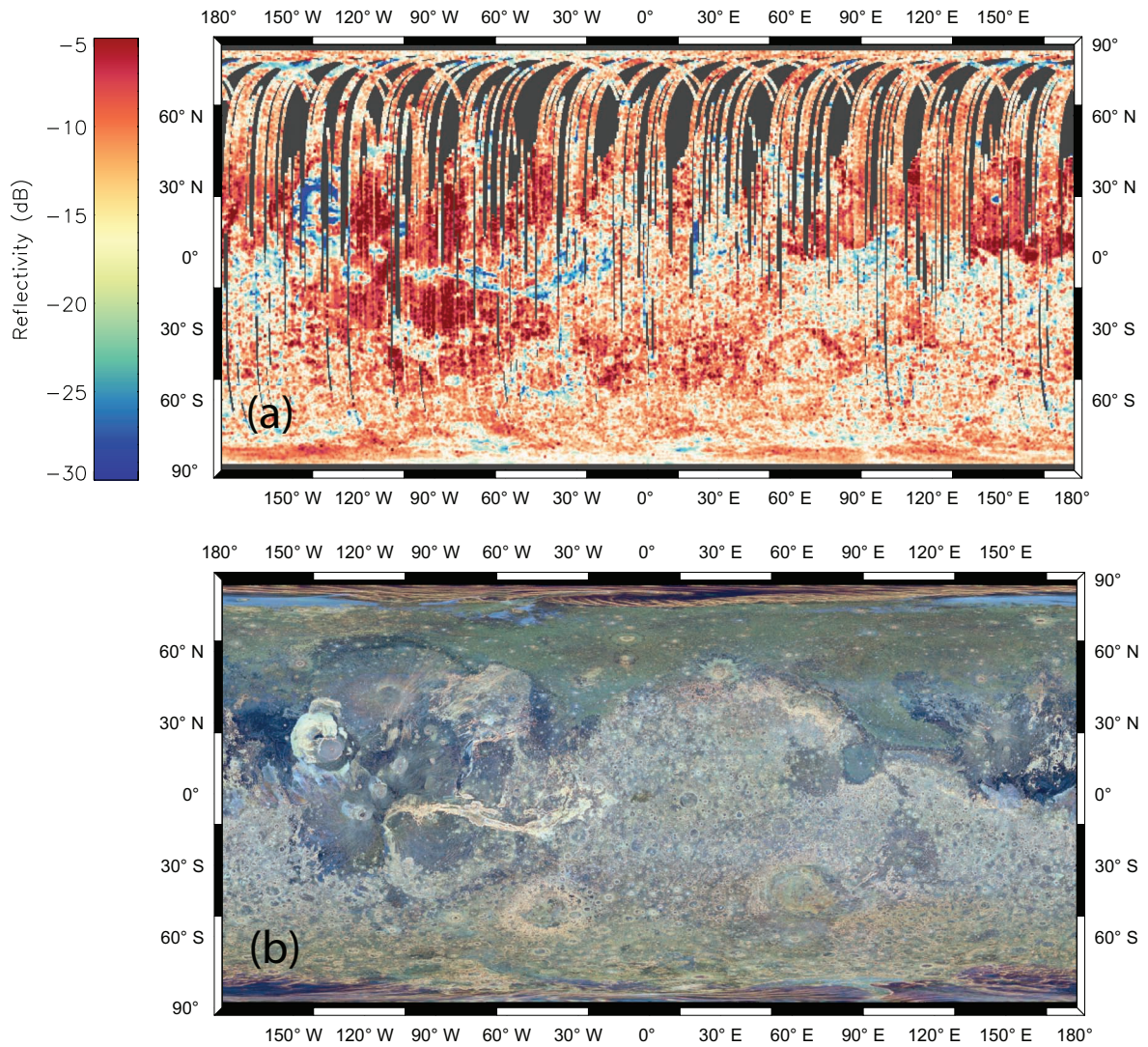


FIG. 5.5 – (a) Carte de la réflectivité de la surface martienne pour le radar basse fréquence MARSIS. (b) Carte de la rugosité tirée de Kreslavsky et Head (2000). Chaque canal R, G, B correspond une échelle de rugosité (Bleu : 0.6 km, Vert : 2,4 km et Rouge : 19,2 km). Les terrains les plus clairs sont les plus rugueux.

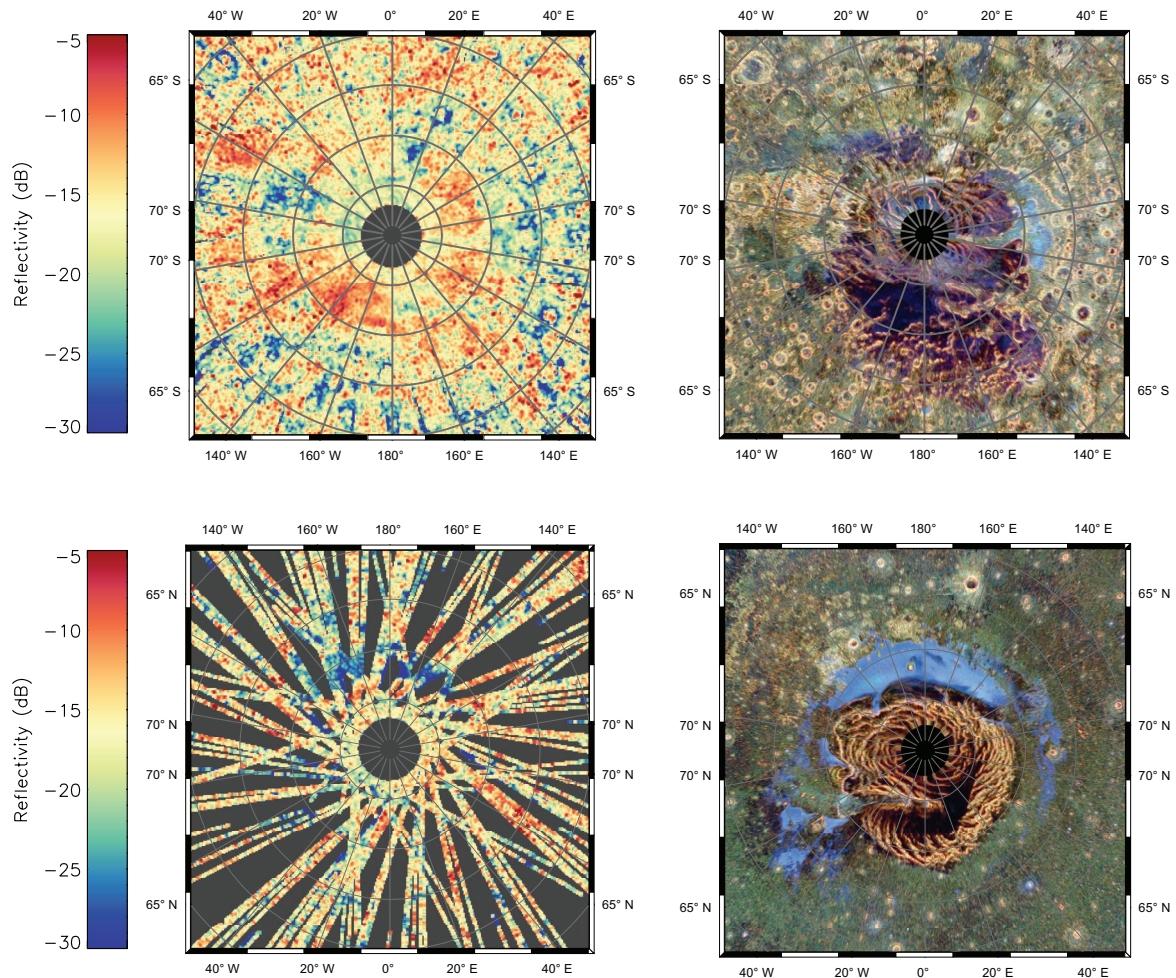


FIG. 5.6 – (a) Carte de la réflectivité de la surface en projection stéréographique polaire sud. (b) Carte de la rugosité tirée de Kreslavsky et Head (2000). Chaque canal R, G, B correspond une échelle de rugosité (Bleu : 0.6 km, Vert : 2,4 km et Rouge : 19,2 km). Les terrains les plus clairs sont les plus rugueux. Les cartes (c) et (d) sont identiques à (a) et (b) mais pour le pôle nord.

la présence, à la fois, d'un terrain très lisse et d'une constante diélectrique élevée. De même, les régions d'*Elysium Planitia* (0°N - 15°N ; 130°E - 180°E), d'*Amazonis Planitia* (10°N - 40°N ; 180°W - 150°W) sont des régions réfléchissantes et très plates à toutes les échelles comme l'atteste la couleur sombre sur la carte de rugosité.

Comme on s'y attend les reliefs les plus accidentés présentent aussi une réflectivité très faible comme *Valles Marineris* (5°S ; 110°W - 30°W), l'auréole d'*Olympus Mons* (30°N ; 140°W), les flancs des cratères d'*Argyre* (50°S ; 40°W), de *Hellas* (45°S ; 75°E) ou les dunes d'*Olympia Undae* (80°N ; 120°E - 130°W).

Les dunes d'*Olympia Undae* possèdent une faible rugosité à grande échelle mais une forte rugosité à petite échelle (environ 100 m). Cette rugosité particulière se caractérise

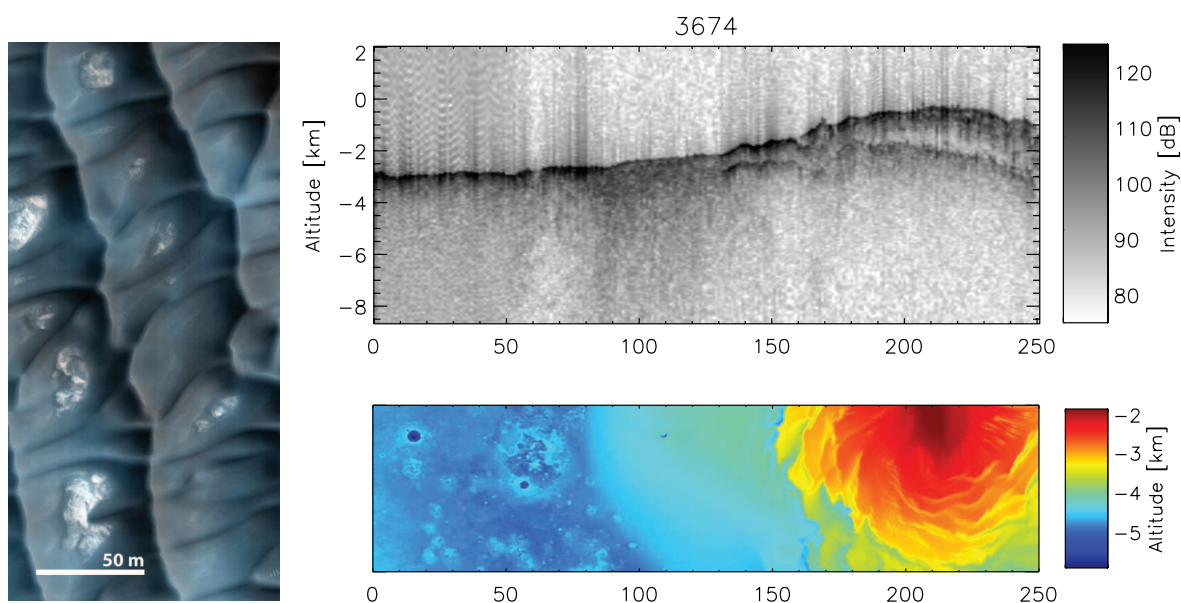


FIG. 5.7 – La photo de gauche a été réalisée par HIRISE (PSP_001736_2605, Crédit : NASA/JPL/University of Arizona). Cette photo à 25 cm de résolution par pixel montre en détail les dunes se trouvant dans la région de *Olympia Undae*. L'espacement entre les dunes est ici d'environ 50 m, ce qui est très proche des longueurs d'ondes du radar MARSIS. Les images de droite correspondent à une partie du passage de l'orbite 3674 de Mars Express au-dessus de cette région. L'image du haut est un radargramme MARSIS et celle du bas une carte topographique MOLA. Il apparaît entre les pulses 80 et 130 du radargramme (c'est-à-dire lors du sondage de *Olympia Undae*) que l'écho de surface est beaucoup faible et également que les « clutters » sont très importants. Ceci est tout à fait caractéristique d'une surface très rugueuse.

par une couleur bleu vif sur la carte de Kreslavsky et Head (2000). Cette couleur indique qu'*Olympia Undae* ne présente pas de structure au-dessus de 1 km.

Lorsque l'on regarde la photographie prise dans cette région par HIRISE (figure 5.7), on comprend très bien pourquoi la réflectivité de la surface est quasiment inexistante dans cette région (voir radargramme de la figure 5.5) : les dunes sont espacées d'environ 50 à 100 m, c'est-à-dire exactement la longueur d'onde de MARSIS. Dans ce cas extrême de rugosité, la composante cohérente du signal disparaît en totalité, seule subsistant la partie diffuse, incohérente.

Ce survol de la réflectivité des ondes radar sur la surface martienne montre qu'il est absolument crucial de compenser la baisse de la réflectivité due à la « topographie », si on veut étudier les matériaux qui composent le proche sous-sol.

Les calottes réfléchissent assez bien les ondes radar à part dans les régions riches en chasmas.

5.4.2 Dispersion des mesures

Connaître la dispersion des mesures permet d'évaluer la précision des réflectivités que nous obtenons avec MARSIS.

Lorsque le nombre de mesures dans un pixel est suffisant, il est possible de calculer un écart-type. Ainsi pour chaque pixel où la statistique est supérieure à 5, nous calculons l'écart-type sur ces mesures et nous le normalisons par la réflectivité du pixel. Cette normalisation est nécessaire car la réflectivité varie sur 3 ordres de grandeur en échelle linéaire (ou 30 dB) (voir figure 5.5a). La figure 5.8 présente donc la dispersion en pourcent de chaque mesure de réflectivité.

Premièrement il apparaît que la dispersion est plus importante lorsque la rugosité est grande. Ainsi les régions avec une dispersion importante sont, par exemple, *Valles Marineris*, *Argyre*, *Hellas*. Deuxièmement, on voit apparaître une structure qui rappelle fortement celle du mesure de TEC de la figure 3.19. Ainsi, aux endroits où la quantité d'électrons est la plus importante, la dispersion des mesures est la plus grande⁶. Nous rediscuterons ce point dans la suite de cette étude.

Finalement, cette carte montre que la dispersion, compte tenu des traitements (correction de la dispersion et de l'absorption) appliqués aux données, est de l'ordre de 10-15%.

5.4.3 Simulation des données MARSIS

Nous avons montré précédemment que le signal renvoyé par la surface était fortement dépendant de la rugosité. Il apparaît donc nécessaire de compenser les effets de la rugosité pour étudier des variations de la constante diélectrique. Comme décrit dans le paragraphe 2.6, nous avons réalisé la simulation du signal retourné par la surface pour toutes les orbites MARSIS. Nous avons extrait les échos de surface de ces simulations de la même manière que pour les données expérimentales. Comme dans la simulation, les propriétés diélectriques de la surface sont similaires avec une constante diélectrique égale à 4, les seuls effets faisant varier la réflectivité sont ceux associés à la rugosité.

La plupart des modèles de réflectivité permettent de faire la distinction entre les effets de constantes diélectriques et les effets de rugosité [Picardi *et al.* (2004)]. Ceci nous permet de considérer séparément la rugosité et la constante diélectrique. Nous utilisons alors le résultat de la simulation comme une référence de la réflectivité.

Le résultat de ce travail est donné dans la figure 5.9 sous forme d'une carte globale de la réflectivité simulée de la surface martienne.

⁶Attention la carte de TEC est décalée de 180° en longitude par rapport à celle de réflectivité, ceci pour mieux faire apparaître les structures de l'ionosphère

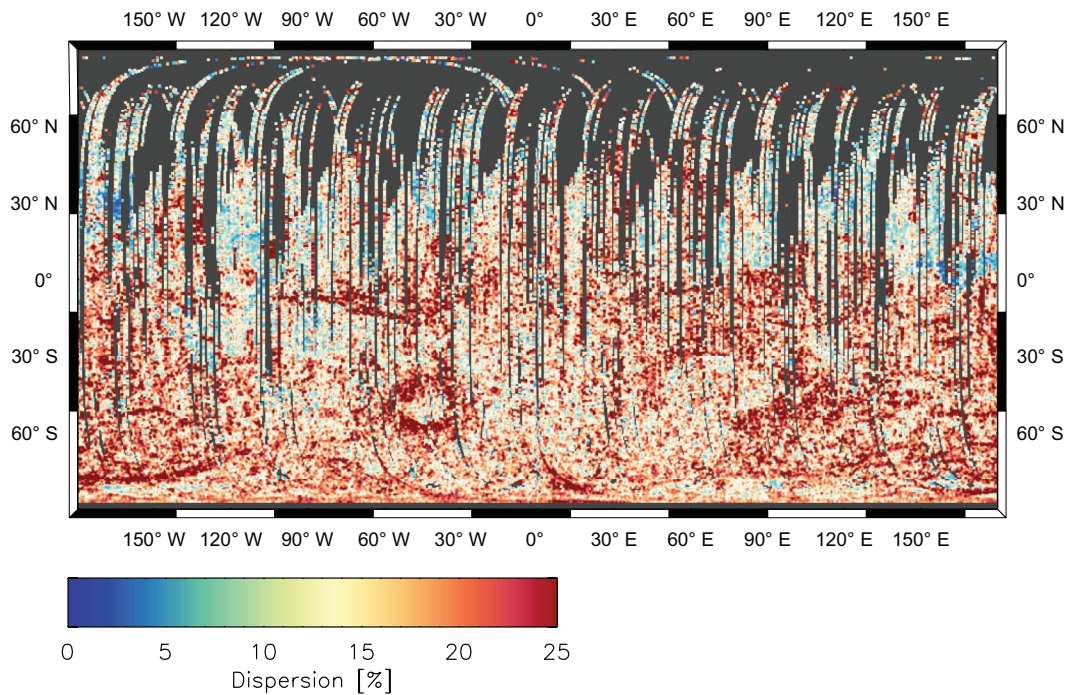


FIG. 5.8 – Cette carte en projection cylindrique présente la dispersion relative des mesures de réflectivité MARSIS.

On remarque sur la carte stéréographique polaire nord (figure 5.9) que la région des dunes dans *Olympia Planitia* présente une réflectivité assez forte par rapport à la réalité. Ceci est un bon exemple des limitations de la simulation. En effet, la taille des facettes de MARSIS est d'environ 460 m (résolution des cartes MOLA), ce qui ne permet pas de résoudre les structures plus petites (voir figure 5.7). Il manque, pour le moment, dans cette simulation la prise en compte des effets de la rugosité à plus basse échelle.

Ces cartes sont utilisées par la suite pour normaliser les sondages de MARSIS.

5.5 Etude globale

Nous cherchons à obtenir des cartes reflétant les caractéristiques diélectriques (permittivité) des matériaux composant la surface. Pour cela, il faut s'affranchir des effets du relief (pente, rugosité) et il faut calibrer les réflectivités. Nous décrivons dans ce paragraphe la méthode pour séparer les effets du relief et ceux de la permittivité des matériaux, puis, comme les données ne sont pas calibrées de manière absolue, nous montrons comment nous calibrons la réflectivité de la surface par rapport à une surface de référence.

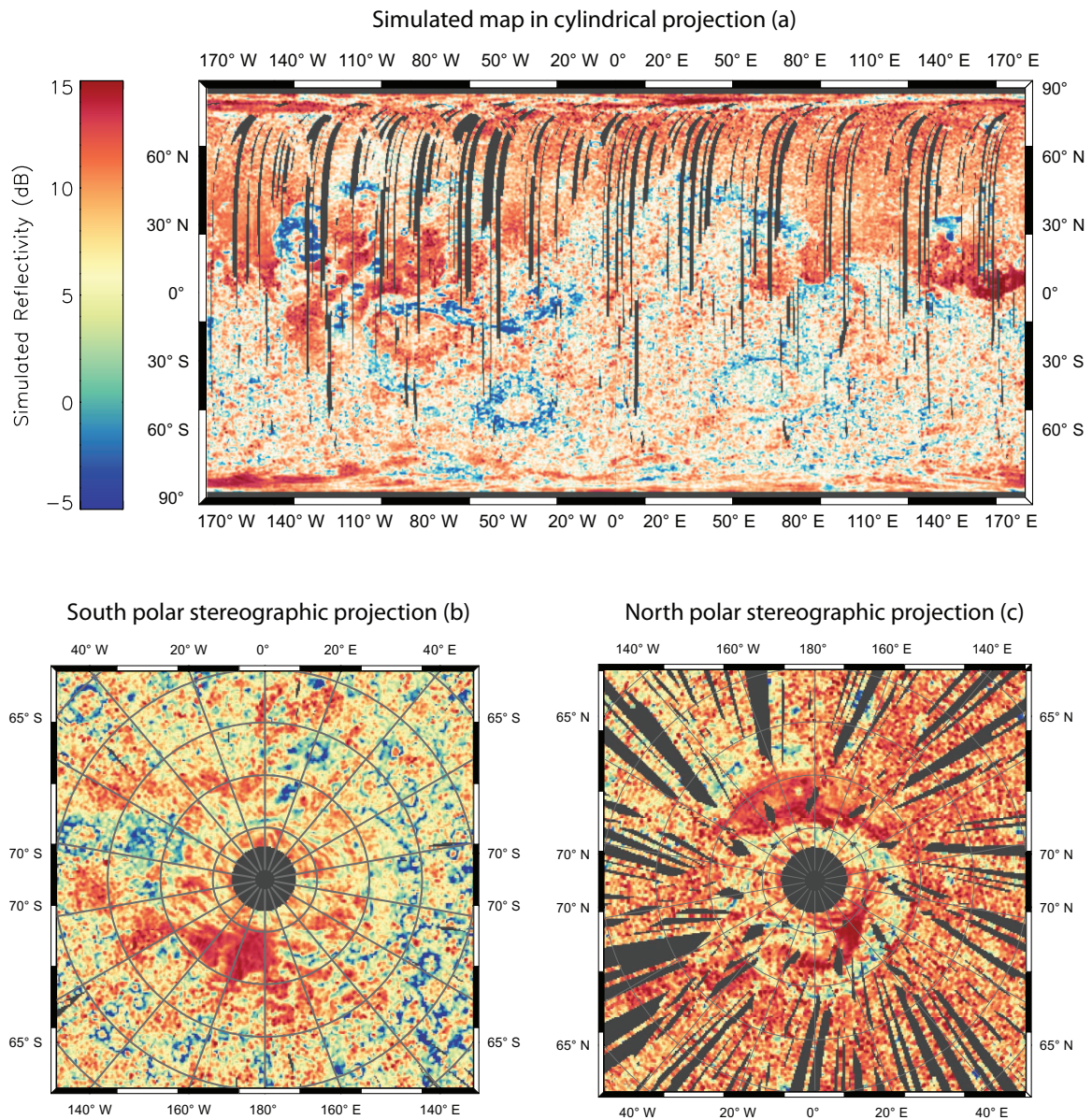


FIG. 5.9 – Ces cartes ont été produites à partir des radargrammes simulés. La carte (a) est en projection cylindrique et les cartes (b) et (c) sont respectivement en projection stéréographique polaire sud et nord. Le rouge correspond à une forte réflectivité et le bleu à une faible réflectivité.

La compréhension des phénomènes d'interaction entre les ondes radar et les différents matériaux géologiques composant le sous-sol est indispensable pour comprendre la réflectivité de la surface martienne. Les effets pouvant jouer un rôle sur la réflectivité de la surface sont les suivants :

- Le relief ou les pentes du terrain (donc un effet sur l'angle d'incidence de l'onde radar)
- la rugosité de la surface : celle-ci est toujours définie par rapport à une échelle de référence qui est la longueur d'onde incidente. Habituellement, la rugosité est définie selon le critère de Rayleigh : une surface est lisse si l'écart-type σ_r des altitudes de la surface est tel que $\sigma_r \leq \lambda/8 \cos \theta$
- Les constantes diélectriques des matériaux de la surface et du sous-sol.

Dans notre cas, la simulation (voir §5.4.3) nous donne une très bonne idée des effets du relief et permet ainsi de les compenser. La rugosité pour MARSIS (10-100 m) est, pour le moment, difficile à évaluer, mais mises à part quelques régions particulières la surface est assez lisse à cette échelle pour supposer cet effet peu important [Nouvel (2002)].

Après avoir construit des cartes simulées (voir figure 5.9), il est possible d'utiliser celles-ci pour normaliser les cartes « brutes » de réflectivité (voir figure 5.5). En faisant cette normalisation, nous supposons que les effets sur la réflectivité de la constante diélectrique (du type de sol) et ceux du relief sont séparés, c'est-à-dire que la réflectivité R peut s'écrire sous la forme :

$$R = F(\varepsilon)G(\text{relief}) \quad (5.5)$$

On obtient finalement un résultat qui se rapproche de la fonction $F(\varepsilon)$ en divisant R par G . Le résultat de cette normalisation est reproduite dans la figure 5.10.

Comme on ne possède pas de calibration absolue de la réflectivité, nous permettant de remonter aux constantes diélectriques, il est nécessaire de trouver une région de référence. On trouve, au sud, une région (80-85°S ; 180°W) très plate. Cette région nous sert de référence pour calibrer les mesures de réflectivité. En effet, à cet endroit, les effets de la rugosité sont faibles et on connaît la composition du sol : de la glace d'eau quasiment pure recouverte par quelques centimètres de poussière [Plaut *et al.* (2007)].

Nous considérons donc que dans cette région la constante diélectrique est $\varepsilon = 3, 15$ (voir tableau 5.1 ; Grima *et al.* (2008)) et nous calibrons le reste des mesures à partir de cette région.

L'analyse de ces cartes fait apparaître clairement différentes régions de Mars identifiables par leur réflectivité :

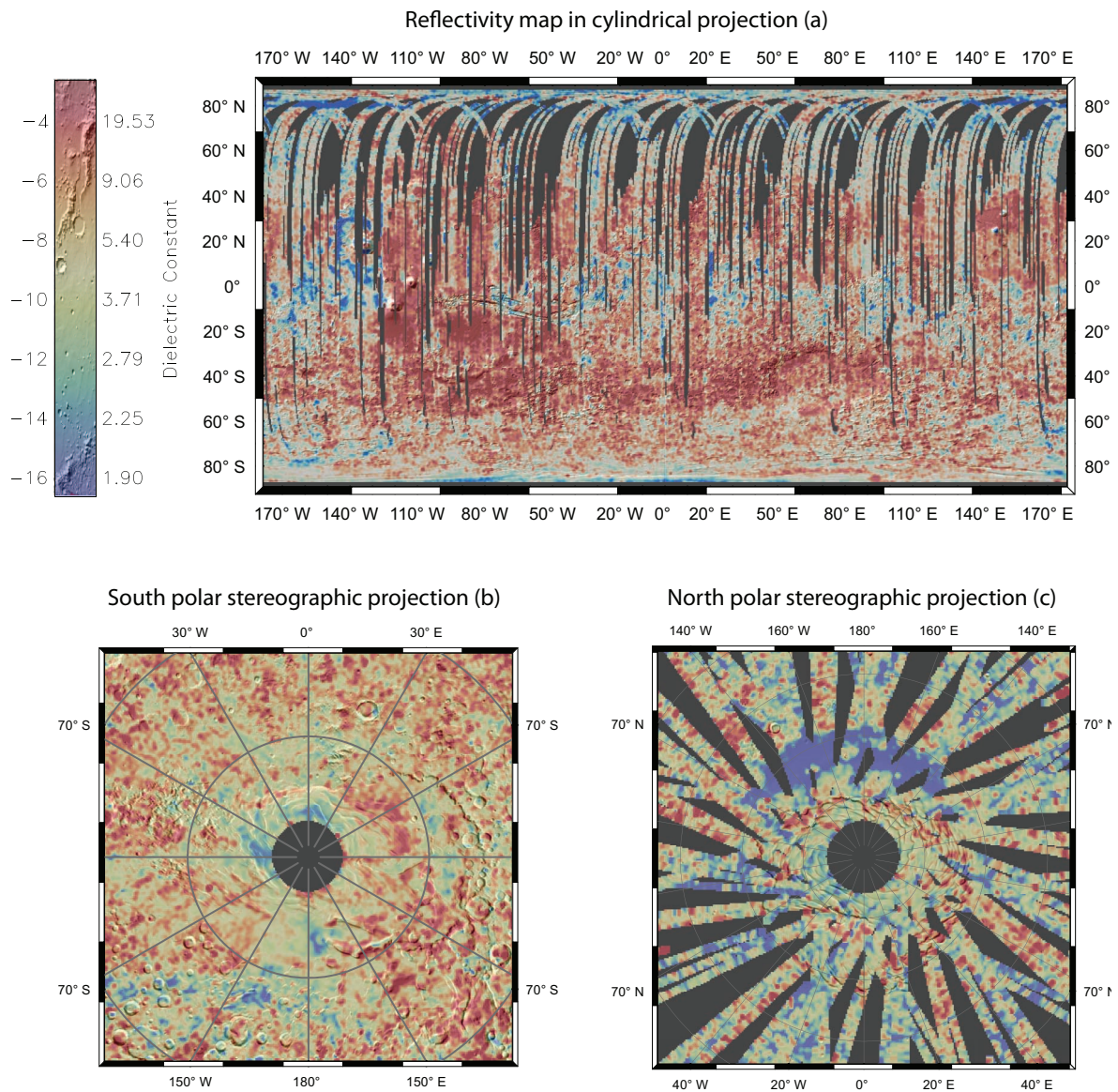


FIG. 5.10 – Ces cartes sont le résultat de la normalisation par la simulation. La carte (a) est en projection cylindrique et les cartes (b) et (c) sont respectivement en projection stéréographique polaire sud et nord. Le rouge correspond à une forte réflectivité et le bleu à une faible réflectivité.

- Premièrement les plaines de nord (*Vastitas Borealis*) semblent posséder une réflectivité faible.
- A l’opposé, on trouve la région de *Tharsis* avec l’albédo radar le plus fort de Mars. Une bande entre les latitudes 30°S et 50°S présente aussi un albédo assez fort et de manière plus générale les terrains des hauts plateaux cratérisés ont une réflectivité plus élevée que les autres régions. A l’intérieur de ces terrains cratérisés de forte réflectivité, c’est la région *Arabia Terra* qui présente la réflectivité la plus basse.
- Nous observons une dépendance latitudinale de la réflectivité qui serait plus faible vers les hautes latitudes.
- Il semblerait que les régions proches d’*Elysium Planitia* ou de *Medusa Fossae Formation* aient une réflectivité faible. Cette zone s’étend le long de la limite entre les plaines du nord et les hauts plateaux du sud.
- On retrouve près du pôle nord, dans la région dunaire d’*Olympia Planitia*, une réflectivité très faible. Comme nous l’avons expliqué précédemment, il est fortement probable que cette très faible réflectivité soit liée au relief particulier de cet endroit. Ceci montre, encore une fois, les limitations de la simulation qui ne peut pas prendre en compte les structures à petite échelle. On constate d’ailleurs le même phénomène pour l’auréole autour d’*Olympus Mons*.
- Enfin, la région autour de 180° de longitude présente une structure rappelant celle du champ magnétique (voir figure 5.11). Nous avons montré que le champ magnétique structure l’ionosphère martienne de telle sorte que certaines régions très localisées présentent une quantité d’électrons significativement plus importante. Comme le montre la figure 5.11, cette soudaine augmentation du TEC s’accompagne d’une diminution de la réflectivité. Il est probablement que, lors du passage de MARSIS au dessus de ces singularités, le déphasage ionosphérique a changé rapidement. Les pulses sommés à bord de la sonde ne présentant pas tous le même déphasage, la sommation n’est plus cohérente et donc le signal est « perdu ». De plus, il est possible que la correction de l’absorption ionosphérique ne soit pas efficace à ces endroits particuliers.

5.5.1 Variation de la réflectivité à grande échelle

Pour mieux décrire les variations à grande échelle de la réflectivité, nous avons ajusté les données de la figure 5.10 avec des harmoniques sphériques. Nous utilisons des harmoniques de degré 6 qui correspondent à des variations sur des échelles d’environ 3000 km. Cet ajustement revient à minimiser l’équation :

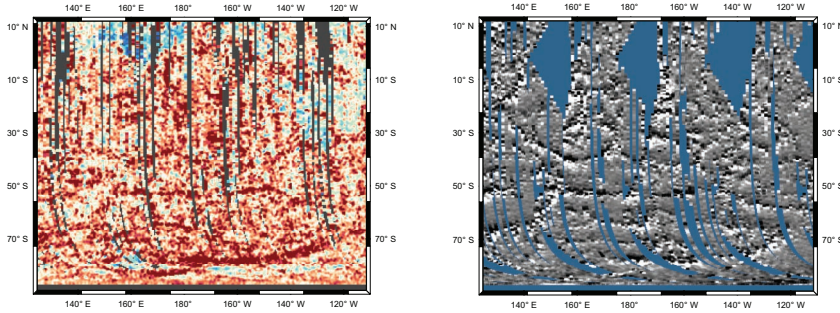


FIG. 5.11 – A gauche, extrait de la carte de dispersion de la réflectivité (figure 5.8) de la surface martienne dans la région où le champ magnétique est le plus actif. A droite, la carte du gradient du contenu nocturne en électrons (voir figure 3.19). On voit que les endroits où l'on trouve des pics électroniques, le signal est plus dispersé et les réflectivités sont plus faibles (voir figure 5.10)

$$\varepsilon^2 = \left(d(\theta, \varphi) - \sum_{l=0}^6 \sum_{m=0}^l [a_l^m \cos(m\varphi) + b_l^m \sin(m\varphi)] P_l^m(\cos \theta) \right)^2 \quad (5.6)$$

où $d(\theta, \varphi)$ est la carte de réflectivité de la surface martienne (figure 5.9), l et m sont respectivement le degré et l'ordre des harmoniques, P_l^m sont les polynômes de Legendre, θ est la longitude et φ la colatitute.

Avant d'ajuster les réflectivités, les régions pour lesquelles l'effet de la rugosité est mal compensé (*Olympia Planitia*, l'auréole d'*Olympus Mons*) ont été retirées. De même, nous avons supprimé toutes les régions dont la dispersion des mesures était supérieure à 20% (voir figure 5.8). Nous enlevons ainsi les endroits où les valeurs de TEC sont importantes (voir figure 5.8) et où nous avons constaté que les valeurs de réflectivité ne reflétaient pas la réalité. L'ajustement avec les harmoniques sphériques sur les mesures restantes donne les cartes de réflectivité de la figure 5.12.

Ces cartes montrent que les régions polaires présentent une réflectivité relativement faible comparée au reste de la planète. La réflectivité semble diminuer lentement pour atteindre un minimum de réflexion au niveau des calottes polaires. Au nord, cette décroissance commence à des latitudes plus faibles (50°N) qu'au sud (60°S). En effet, au nord, toute la région de *Vastitas Borealis* (les plaines du nord) présente une réflectivité assez faible.

Cette décroissance de la réflectivité pourrait s'expliquer par la présence d'un pergélisol de plus en plus proche de la surface à mesure qu'on se rapproche du pôle. Cette observation va dans le même sens que la représentation schématique (figure 5.13) de la

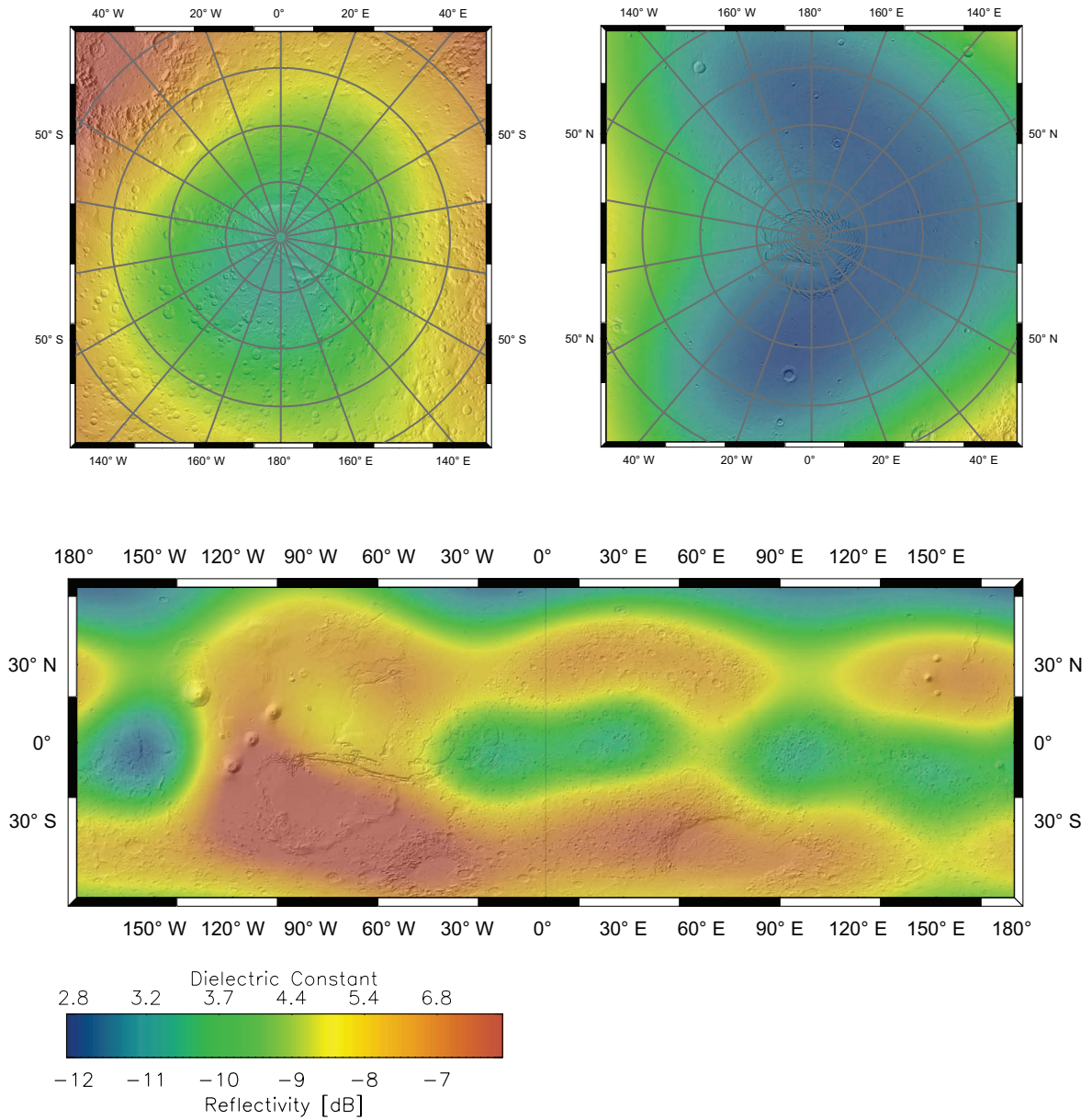


FIG. 5.12 – Résultat de l'ajustement des mesures de la réflectivité par des harmoniques à l'ordre 6. De haut en bas, nous avons représenté ces résultats en projection stéréographique polaire nord et sud, puis en projection cylindrique.

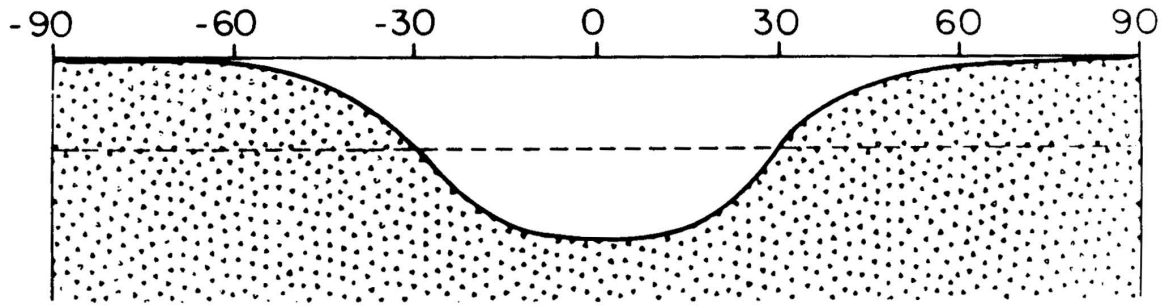


FIG. 5.13 – Représentation schématique de la distribution du pergélisol dans le sous-sol de Mars tirée de Squyres *et al.* (1992). Cette représentation a été déduite des caractéristiques de la surface. La glace dans les régions équatoriales aurait été retirée peu à peu par sublimation ou diffusion.

distribution de la glace dans le sous-sol martien déduit à partir d'observations géologiques de Squyres *et al.* (1992).

Nous avons constaté que la réflectivité de la calotte nord et celle des plaines qui l'entourent sont assez similaires. Bien qu'on admette que la réflectivité au pôle correspond à celle de la glace d'eau, on ne peut exclure que celle des plaines du nord soit due à la présence d'un matériau poreux comme des sédiments ou de la poussière qui donnerait alors une réflectivité similaire à la glace d'eau. On notera aussi que le nombre de mesure dans cette région est assez faible et qu'il serait nécessaire d'étudier de nouvelles orbites pour confirmer ces observations.

Nous observons aussi que certaines régions équatoriales présentent une réflectivité assez faible. Ces régions se trouvent vers *Medusae Fossae*, le sud d'*Arabia Terra*, ainsi qu'une bande qui s'étend entre ces deux régions, à la limite entre plaines et plateaux cratérisés, au sud d'*Elysium Planitia* (110°E-180°).

Les régions présentant une réflectivité très importante sont le dôme de *Tharsis* et plus particulièrement toute la région au sud de *Valles Marineris*, cette forte réflectivité s'étend ensuite le long des latitudes 30°-50° dans les deux hémisphères.

5.5.2 Discussion

Les observations décrites précédemment semblent correspondre à celles faites par le spectromètre neutron et gamma (GRS) à bord de Mars Odyssey (voir figure 5.14). Cet instrument a étudié la distribution de l'hydrogène dans le premier mètre de la surface [Boynton *et al.* (2002); Feldman *et al.* (2002)]. Il a observé deux types de réservoirs d'hydrogène à la surface martienne. :

- Le premier très important se trouve aux hautes latitudes (>50°) autour des pôles.

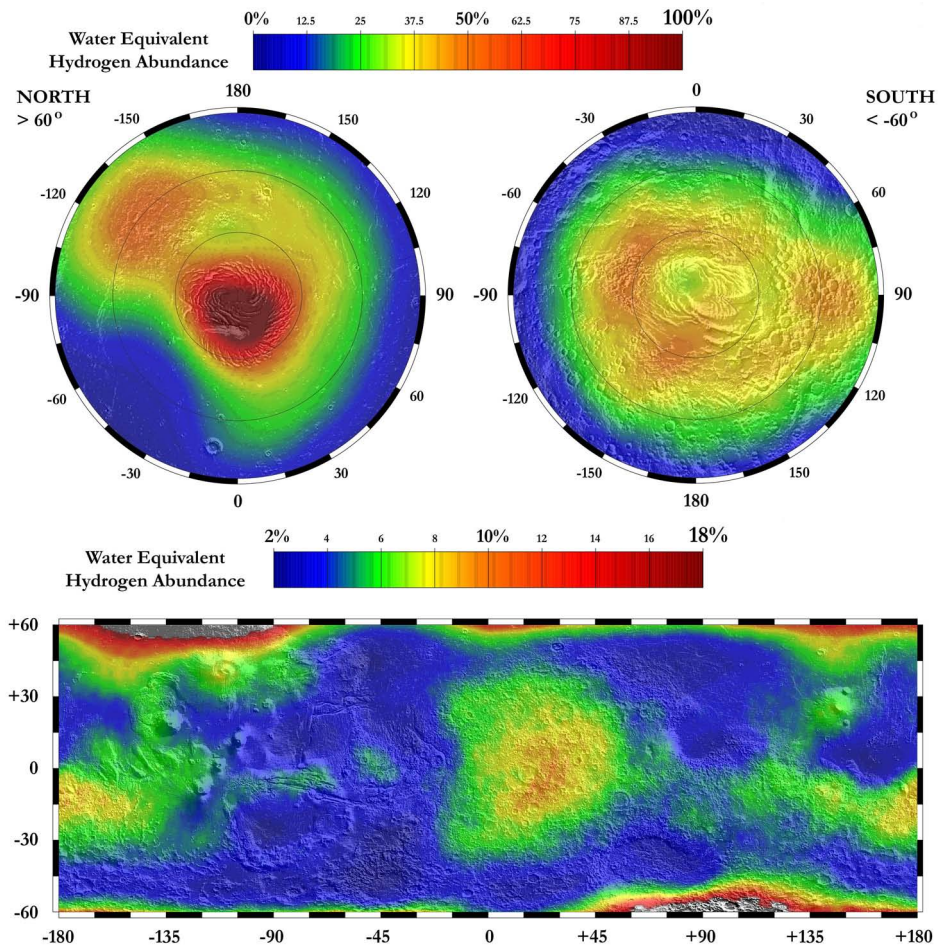


FIG. 5.14 – Quantité d'eau équivalente aux abondances d'hydrogène avec le relief ombragé dérivé de la topographie MOLA. Les masses d'eau en pourcent ont été déterminées à partir du comptage des neutrons épithermaux en utilisant le spectromètre neutron à bord de Mars Odyssey entre Février 2002 et Avril 2003. Crédits : Los Alamos National Laboratory, Feldman *et al.* (2004).

En convertissant ces mesures de quantité d'hydrogène en quantité équivalente d'eau, on obtient un sol avec plus 50% d'eau en masse dans ces régions polaires [Feldman *et al.* (2002); Boynton *et al.* (2002); Mitrofanov *et al.* (2002); Tokar *et al.* (2002); Prettyman *et al.* (2004)]. Cette observation va tout à fait dans le sens de celles de MARSIS et corrobore clairement l'idée d'un pergélisol à haute latitude comme prédit par Fanale *et al.* (1986); Farmer et Doms (1979); Mellon et Jakosky (1993). Le fait que MARSIS observe des structures similaires à GRS, montre que les dépôts de glace aux pôles s'étendent plus profondément que les 1 ou 2 mètres sondés avec les données « neutrons ». On remarque tout de même que l'extension autour de la calotte nord du réservoir d'hydrogène et l'extension de la zone avec une faible réflectivité de MARSIS ne sont pas similaires. Pour MARSIS, cette région semble suivre les contours des plaines du nord (*Vastitas Borealis*). On remarque aussi que les réflectivités au nord et au sud avec MARSIS ne se ressemblent pas. Il est probable, qu'en plus de l'effet latitudinal de diminution de la réflectivité, *Vastitas Borealis* soit une unité géologique particulière où la réflectivité est plus faible à cause d'une structure différente du sol (glace, matériaux peu denses, « réflectivité multi-couches »).

- Le second réservoir vu par GRS couvre une vaste région à des latitudes équatoriales. Ces réservoirs équatoriaux d'hydrogène correspondent à des quantités d'eau autour de 10% en masse qui pourraient être liées à la présence de minéraux hydratés [Feldman *et al.* (2002, 2004b,c); Basilevsky *et al.* (2003)]. La figure 5.14 montre deux réservoirs séparés proches d'*Arabia Terra* et *Medusae Fossae*, connectés par une extension longitudinale (riche en hydrogène) qui suit une altitude constante [Feldman *et al.* (2004)]. Ces réservoirs semblent correspondre aux régions équatoriales où MARSIS observe une réflectivité assez faible. Cependant, les résultats MARSIS semblent plus difficilement accordables avec la présence de minéraux hydratés. En effet, l'hydratation aurait plutôt tendance à augmenter la constante diélectrique des matériaux et donc la réflectivité.

Pour mieux comprendre ces réflectivités faibles à des latitudes équatoriales, nous nous sommes concentrés sur l'étude de la région allant en longitude de 150°E à 140°W et en latitude 10°S à 40°N (figure 5.16a). Les principales structures avec une faible réflectivité qui apparaissent, sont :

- L'auréole d'*Olympus Mons*, mais nous avons établi que sa faible réflectivité était liée une rugosité importante. Par conséquent, cette région ne peut pas être à l'origine de la faible réflectivité équatoriale observée sur les harmoniques sphériques car elle a été exclue de l'ajustement.
- Une bande proche de la latitude 0°. Cette bande de faible albédo se distingue

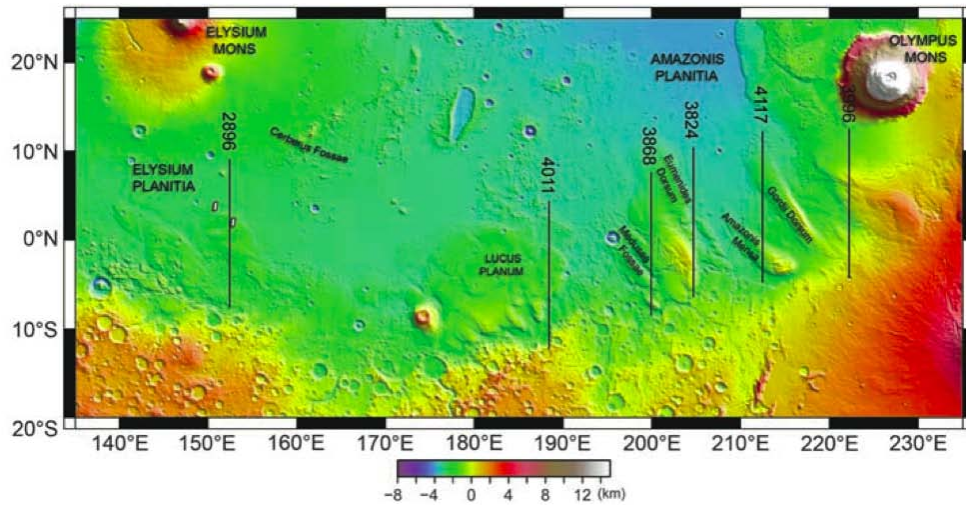


FIG. 5.15 – Crédits : Fig. 1 dans Watters *et al.* (2007). Carte topographique de la région de *Medusa Fossae* dans *Elysium* et *Amazonis Planitiae* le long de la dichotomie entre nord et sud. La position des orbites MARSIS 2896, 4011, 3868, 3824, 4117 et 3996 est indiquée par des lignes noires par dessus la carte MOLA.

nettement des terrains plus au nord et semble correspondre parfaitement aux structures de *Medusae Fossae*.

D'autres structures avec des fortes réflectivités sont bien visibles. Toute la partie au-dessus de l'équateur, à l'exception de l'auréole d'*Olympus Mons*, présente une réflectivité importante, en particulier, la région à l'ouest d'*Elysium Mons*.

Medusa Fossae Nous avons remarqué que les régions avec un faible albédo correspondaient aux endroits où MARSIS et SHARAD observent un écho de sous-sol (voir figure 5.17) [Watters *et al.* (2007); Carter *et al.* (2008)]. Ces échos plats et continus se prolongent sur plusieurs centaines de kilomètres sous ces formations. Un exemple est donné dans la figure 5.16a.

Watters *et al.* (2007) montrent à partir de ces radargrammes que la constante diélectrique de ces formations doit être $2,9 \pm 0,4$ avec des pertes faibles ($\sim 0,0048 \pm 0,0024$ dB/m à 4 MHz). Watters *et al.* (2007) observent ainsi que l'épaisseur maximale de ces formations est 2,5 km (en supposant que $\epsilon = 2,9$) et concluent qu'elles sont formées soit par un matériau de faible densité, soit par un matériau riche en glace d'eau. Cette conclusion ne permet pas vraiment de trancher sur les origines proposées pour *Medusa Fossae* comme des écoulements pyroclastiques [Hynek *et al.* (2003); Muhleman *et al.* (1991)], des dépôts éoliens [Tanaka (2000)] ou des restes des dépôts stratifiés de glace d'eau [Head et Kreslavsky (2004); Schultz et Lutz (1988)].

A partir de nos observations et de celles de Watters *et al.* (2007), nous avons carto-

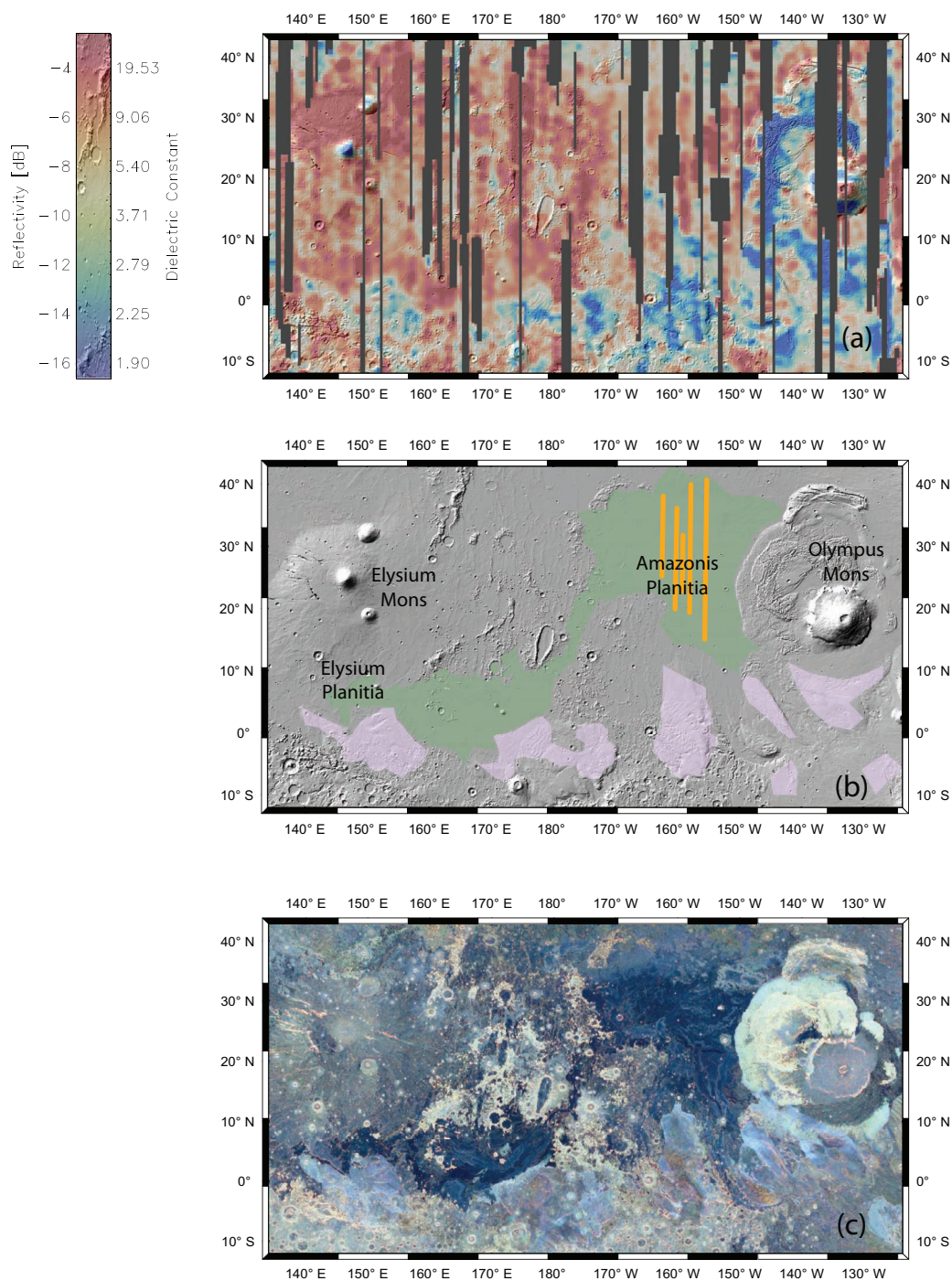


FIG. 5.16 – En haut, nous présentons une carte (a) de la réflectivité de la surface martienne vue par MARSIS dans les régions de *Medusa Fossae*, *Amazonis Planitia* et *Elysium Planitia*. Au milieu, on trouve une carte schématique (b) montrant les unités sélectionnées pour les mesures de réflectivité. Sur cette carte, l'unité rose correspond aux endroits où Watters *et al.* (2007) ont observé une interface en sous-sol. L'unité en vert correspond à des coulées de lave où nous avons observé une interface proche de la surface (traits oranges, orbites : 3824, 3846, 3857, 3868, 3890). Ces coulées sont nettement visibles sur la carte de rugosité tirée de Kreslavsky et Head (2000) avec leur couleur quasiment noir.

graphié ces formations (régions en rose sur la figure 5.16b). La réflectivité moyenne dans cette sélection correspond à une constante diélectrique de 2.4 ± 0.5 . Cette constante diélectrique est plus faible que celle trouvée par Watters *et al.* (2007). Les estimations faites par Watters *et al.* (2007) équivalaient à une mesure moyenne sur toute l'épaisseur de ces formations, alors que les mesures de réflectivité correspondent aux constantes diélectriques des matériaux composant les premières dizaines de mètres de la surface. Il est donc possible que la porosité du matériau qui compose ces structures soit plus importante près de la surface provoquant une baisse de la constante diélectrique. On ne peut exclure aussi que la rugosité, à l'échelle de quelques mètres ou quelques dizaines de mètres associée avec une constante diélectrique assez faible, soit à l'origine de cette réflectivité plus faible.

Sur la carte de rugosité de Kreslavsky et Head (2000) (Fig. 5.16c), il apparaît que les régions identifiées ici présentent parfois une couleur bleuté signifiant une rugosité à petite échelle. Carter *et al.* (2008) constatent que l'écho de surface disparaît sur les radargrammes de SHARAD et associent cette disparition à une rugosité à l'échelle de quelques mètres, cependant MARSIS est moins sensible à ce type de rugosité.

Watters *et al.* (2007) concluent que ces formations, possédant une constante diélectrique assez faible, peuvent être des dépôts composés de matériaux de faible densité ou encore riches en glace d'eau (voir tableau 5.1). On pourra tout de même noter que le fait que GRS observe que cette région est enrichie en hydrogène, fait penser que ces dépôts contiennent de l'eau [Feldman *et al.* (2004b)] et qu'il est difficile d'envisager des matériaux poreux sur plusieurs kilomètres d'épaisseur.

Amazonis Planitia Une autre région a aussi retenu notre attention : nous avons observé avec MARSIS une interface sous *Amazonis Planitia*. Nous indiquons sur la figure 5.16b l'étendue de cette interface par des traits oranges qui correspondent parfaitement aux limites de la région sombre sur la carte de rugosité.

Kreslavsky et Head (2000) décrivent cette zone comme extrêmement plate à toutes les échelles. Cette zone très lisse s'étend dans *Elysium Planitia*, *Amazonis Planitia* et *Marte Valles* qui connectent *Elysium* et *Amazonis* ce qui suggère qu'elles ont la même origine. En se basant sur ces caractéristiques, les observations de Mars Orbiter Camera (MOC) [McEwen *et al.* (1999)] et les différences par rapport aux autres unités, ces régions sont interprétées comme de coulées de lave récentes [Hartmann *et al.* (1999); McEwen *et al.* (1999); Keszthelyi *et al.* (2000)].

En prenant en compte ces observations, nous avons défini un masque correspondant à cette unité (représenté avec la couleur verte sur la figure 5.16b). Avec ce masque et à partir de la carte réflectivité, nous trouvons que la constante diélectrique de cette

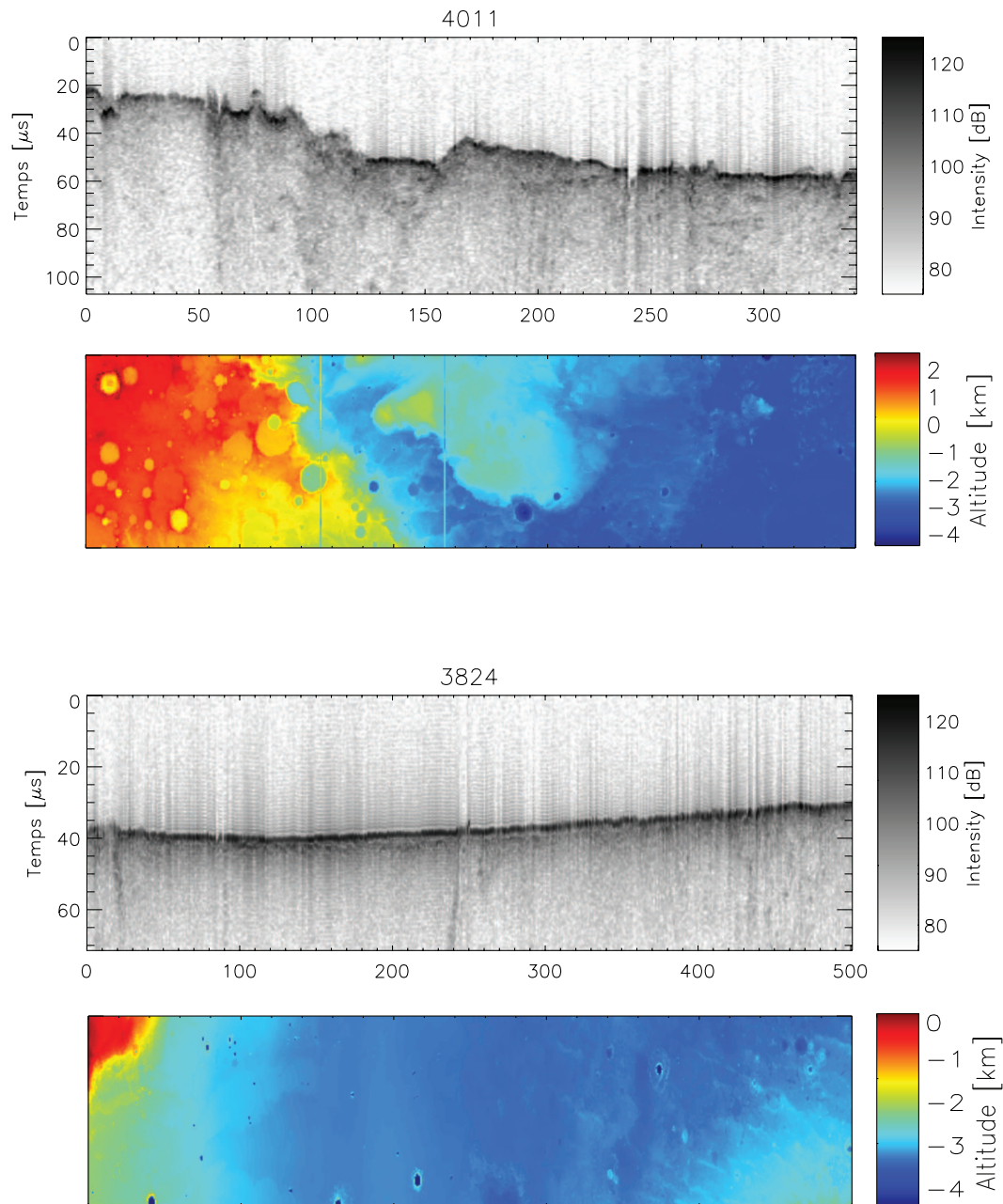


FIG. 5.17 – En haut, nous avons reproduit une partie de l'orbite 4011 où Watters *et al.* (2007) ont observé une interface sous *Medusa Fossae* (ici autour des pulses 200). En bas une partie de l'orbite 3824 où l'on peut voir une interface juste sous la surface entre les pulses 150 et 400. Cette orbite correspond à un des traits oranges de la figure 5.16b. Nous indiquons pour chacune de ces orbites la topographie MOLA des régions sondées.

unité est égale à 7 ± 1 . Cette valeur est tout à fait caractéristique de roches ignées (voir tableau 5.1) et exclut complètement la présence de glace. Avec cette constante diélectrique (7 ± 1), nous pouvons donc estimer que l'interface vue par MARSIS (figure 5.17) se trouve à environ 140 ± 50 m de profondeur. Les différentes caractéristiques de cette région vue par MARSIS confirment que ces régions sont composées de coulées de lave récentes.

5.6 Réflectivité de la calotte résiduelle sud de Mars

5.6.1 La calotte résiduelle sud de Mars

La calotte sud de Mars est partiellement recouverte d'une fine couche de glace de dioxyde de carbone (CO_2), qui est facilement visible depuis la Terre grâce à son albédo élevé comparé aux régions environnantes. Il a été montré que cette couche de CO_2 recouvrait directement la glace d'eau qui compose l'immense partie de la calotte [Plaut *et al.* (2007)] sous la forme de dépôts stratifiés (SPLD).

Ce sont les données thermiques de THEMIS qui révèlent la première fois que la glace de CO_2 superpose celle d'eau. Cette distinction a pu être faite car la glace carbonique est bien plus froide que celle de H_2O [Titus *et al.* (2003)]. Le spectro-imageur OMEGA a ensuite identifié les signatures spectrales de ces deux glaces et a permis la première identification directe de ces matériaux à ces hautes latitudes [Bibring *et al.* (2004); Douté *et al.* (2007)]. OMEGA confirme aussi cette structure avec une fine couche de CO_2 au-dessus de la glace d'eau.

Plusieurs couches composent ce dépôt permanent de CO_2 d'après les images de MOC. Thomas *et al.* (2005) ont montré que la calotte résiduelle est composée de deux unités géologiques majeures : une unité ancienne ayant jusqu'à six couches, d'approximativement 2 m d'épaisseur, et une unité plus jeune qui peut posséder jusqu'à 3 couches (1-2 m d'épaisseur). Même si Thomas *et al.* (2005) ont pu constater l'épaisseur d'une dizaine de mètres de cette couche, il n'a pas été possible de construire finement une carte globale de l'épaisseur de CO_2 qui permettrait de connaître exactement le volume de CO_2 contenu dans cette unité.

A partir de ces connaissances une estimation de la quantité de CO_2 a été faite dans l'optique de la comparer au contenu total de l'atmosphère martienne. Byrne et Ingersoll (2003) montrent qu'une calotte résiduelle de CO_2 de 10 m d'épaisseur sur une surface de $87,000 \text{ km}^2$, avec une densité de 1.6 g.cm^{-3} , contribuerait à seulement 5% de la masse globale de l'atmosphère. Cette quantité est donc insuffisante pour avoir un rôle important dans les modèles climatiques.

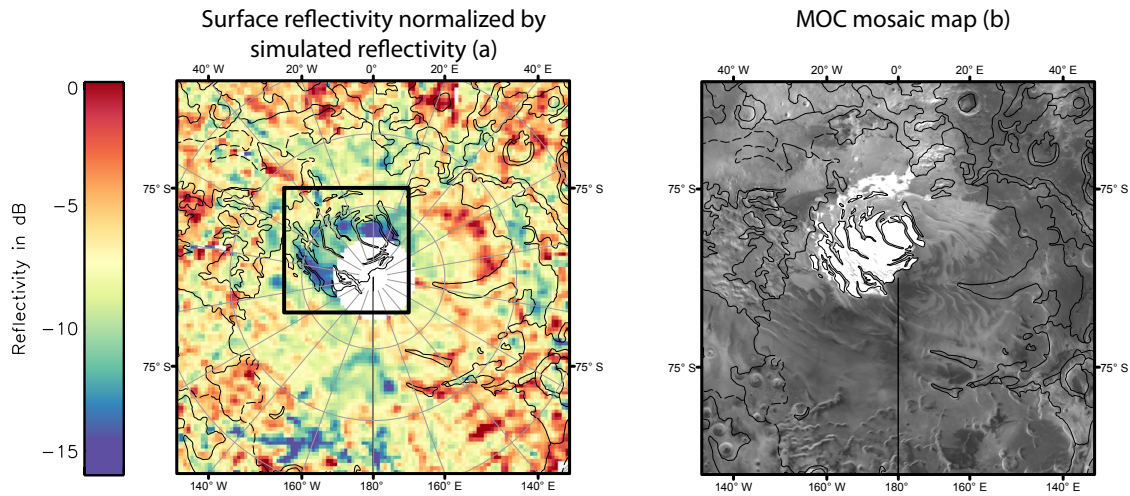


FIG. 5.18 – (a) Carte de réflectivité à 4 MHz. (b) Mosaïque d’images de la Mars Orbiter Camera (MOC) dans la région polaire sud de Mars. La résolution de la carte est environ 14.7 km par pixel. La zone d’étude est indiquée par la boîte noire.

La carte de réflectivité de la région polaire sud a été reproduite dans la figure 5.18. On y a ajouté les limites des différentes unités géologiques définies par Skinner *et al.* (2006). Avec cette carte, nous avons ajouté une carte réalisée par la caméra MOC sur laquelle on distingue clairement les limites de la calotte résiduelle par son fort albédo. La carte de réflectivité radar révèle, elle aussi, une réflectivité particulière dans cette région de la calotte résiduelle. Nous allons essayer ici de comprendre comment cette pellicule de CO_2 de la calotte résiduelle peut, à ce point, diminuer la réflectivité de cette région. Pour décrire celle-ci, nous définissons un modèle de réflectivité multi-couches qui nous permet de calculer l’impact de la couche de CO_2 sur l’amplitude de l’écho de surface. Nous utilisons ce modèle pour reproduire les mesures observées, ce qui nous permet d’aboutir à une mesure globale de l’épaisseur de CO_2 .

5.6.2 Modèle de réflectivité multi-couches

Nous avons construit un modèle très simple pour essayer de décrire la réflectivité particulière dans cette région. Ce modèle nous permet de calculer la propagation des ondes radar dans un milieu stratifié et obtenir ainsi une réflectivité correspondante aux caractéristiques de ce milieu.

Comme décrit dans le paragraphe précédent, il a été mis en évidence qu’une couche de glace de CO_2 recouvrait la glace d’eau qui compose la calotte sud. C’est pourquoi nous avons choisi de décrire notre modèle avec trois couches superposées qui sont de haut en bas : l’atmosphère, le glace de CO_2 et la glace d’eau (voir figure 5.19).

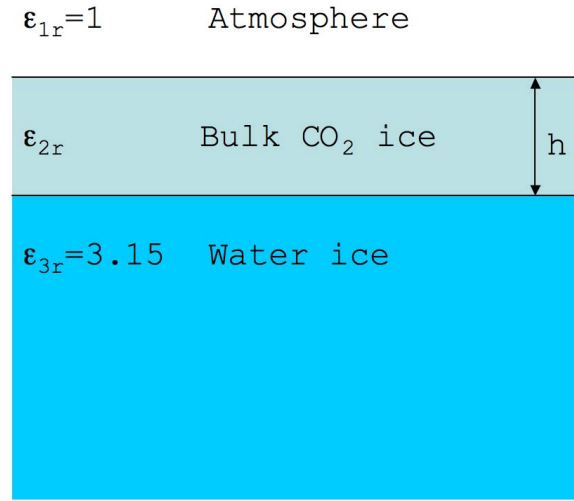


FIG. 5.19 – Vue schématique d’une coupe dans la calotte résiduelle sud, comme décrit dans notre modèle.

Lorsque l’on considère uniquement deux couches i et j avec des indices de réfraction respectifs n_i et n_j , le coefficient de réflexion r_{ij} en incidence normale est classiquement donné par l’équation :

$$r_{ij} = \frac{n_j - n_i}{n_j + n_i} \quad (5.7)$$

Comme MARSIS travaille toujours dans la direction du nadir, la géométrie de la réflexion est toujours normale à la surface. C’est pourquoi nous ne considérons que ce cas. De plus, même si la surface est légèrement pentue, la normalisation par la simulation permet de corriger les pertes.

Dans un milieu stratifié comme celui que nous avons décrit, le coefficient de réflexion total s’exprime en fonction des coefficients r_{12} et r_{23} qui sont respectivement les coefficients de réflexion sur la première et la deuxième interface (ces coefficients sont calculés à partir de l’équation 5.7) [Born et Wolf (1979)] :

$$r(f) = \frac{r_{12} + r_{23}e^{2i\beta}}{1 + r_{12}r_{23}e^{2i\beta}} \quad (5.8)$$

où $\beta = \frac{2\pi}{\lambda}$, h est l’épaisseur de la couche intermédiaire et λ est la longueur d’onde de l’onde incidente.

Cette notation implique que les termes n_1 , n_2 et n_3 sont respectivement les indices de réfraction des couches supérieure (atmosphère), intermédiaire (CO_2) et inférieure (H_2O) (voir figure 5.19). L’indice de réfraction correspond à la racine carrée de la partie réelle de la constante diélectrique : $n_i = \sqrt{\varepsilon_i}$.

Ce modèle n'inclut pas les pertes dans les différents milieux. Nous pensons que c'est une bonne approximation car il est connu que les pertes dans la glace sont très faibles comme cela a d'ailleurs été observé par MARSIS dans les SPLD [Plaut *et al.* (2007)].

L'équation 5.8 montre clairement que la réflectivité du modèle dépend de la fréquence et comme MARSIS émet sur une bande large de 1 MHz, nous ne pouvons donc pas limiter le calcul de la réflectivité de l'équation 5.8 à une fréquence. Il n'est pas possible, non plus, d'étudier directement l'effet de $r(f)$ sur le signal en fréquence de MARSIS car, d'une part, toutes les composantes du signal se mélangent alors (cohérent, incohérent, sous-sol) et, d'autre part, car la bande n'est pas assez large pour que les différences de réflexion de $r(f)$ soient réellement sensibles.

Il est donc nécessaire d'appliquer ce coefficient de réflexion sur la bande de MARSIS, puis de regarder quelle est l'amplitude de l'écho de surface réfléchi⁷. Finalement, le calcul de la réflectivité prend la forme suivante :

$$R = \max (\| \text{IFFT}(S(f)r(f)S^*(f)) \|) \quad (5.9)$$

où f est la fréquence, r est le coefficient de réflexion défini dans l'équation 5.8 et S est le « chirp » modulé linéairement en fréquence de MARSIS. La transformée inversée de Fourier (IFFT⁸) permet d'obtenir le signal dans le domaine temporel.

Dans ce modèle, nous considérons que la glace d'eau est compacte ce qui correspond à une constante diélectrique de 3.15. La constante diélectrique de l'atmosphère est fixée à 1.

Le choix de cette valeur pour la glace d'eau est une bonne hypothèse car plusieurs travaux montrent que les dépôts qui constituent la calotte polaire sont de la glace assez pure [Plaut *et al.* (2007); Zuber *et al.* (2007)].

Il est possible que la glace soit poreuse, ce qui entraînerait une diminution de la constante diélectrique. Par exemple, lorsque la porosité de la glace est de 10%, en utilisant les formules de mélange de Maxwell Garnett [Sihvola (1999)], la constante diélectrique serait alors 2,87.

La figure 5.20 montre la réflectivité R en fonction de l'épaisseur de CO_2 , pour différentes constantes diélectriques du CO_2 (couleurs arc-en-ciel). Les deux paramètres libres de ce modèle sont l'épaisseur et la constante diélectrique de la glace de la couche intermédiaire (CO_2). Ces deux paramètres ont un impact sur la réflectivité étudiée.

Cette figure 5.20 nous montre que la réflectivité est minimale, lorsque la couche intermédiaire a une épaisseur optique n_2h proche de $\lambda_0/4$ (où λ_0 est la fréquence centrale

⁷C'est-à-dire la valeur intégrée sur la bande.

⁸Inverse Fast Fourier Transform

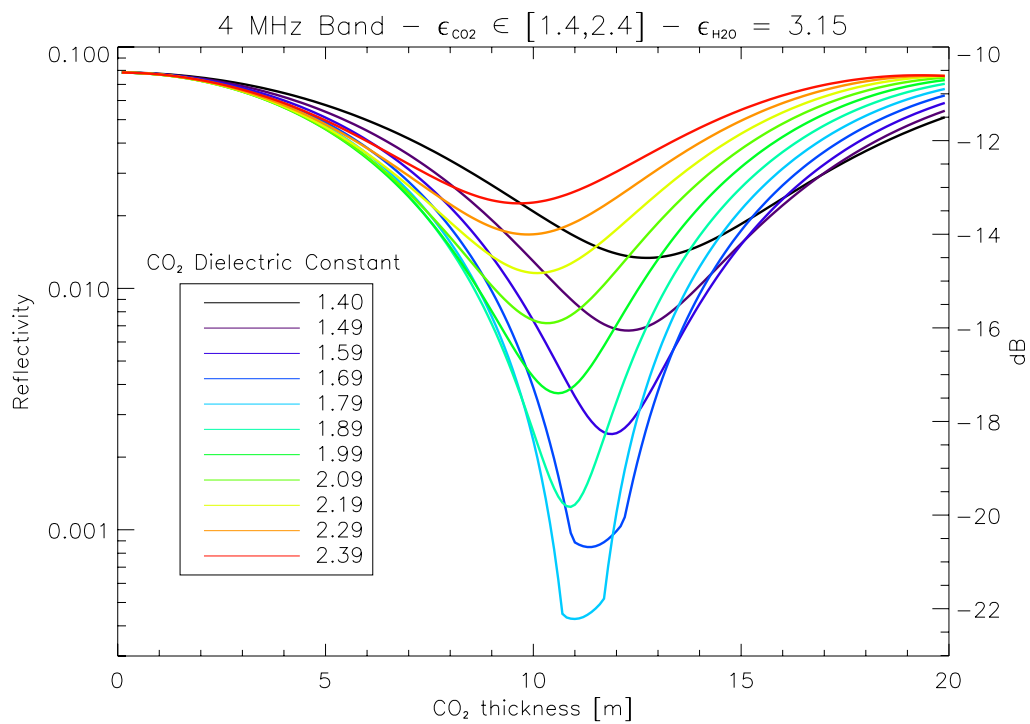


FIG. 5.20 – Réflectivité R de la surface stratifiée (voir figure 5.19) en fonction de l'épaisseur h de la couche intermédiaire et pour différentes valeurs de la constante diélectrique. Les constantes diélectriques de la couche supérieure et inférieure sont respectivement 1 et 3.15.

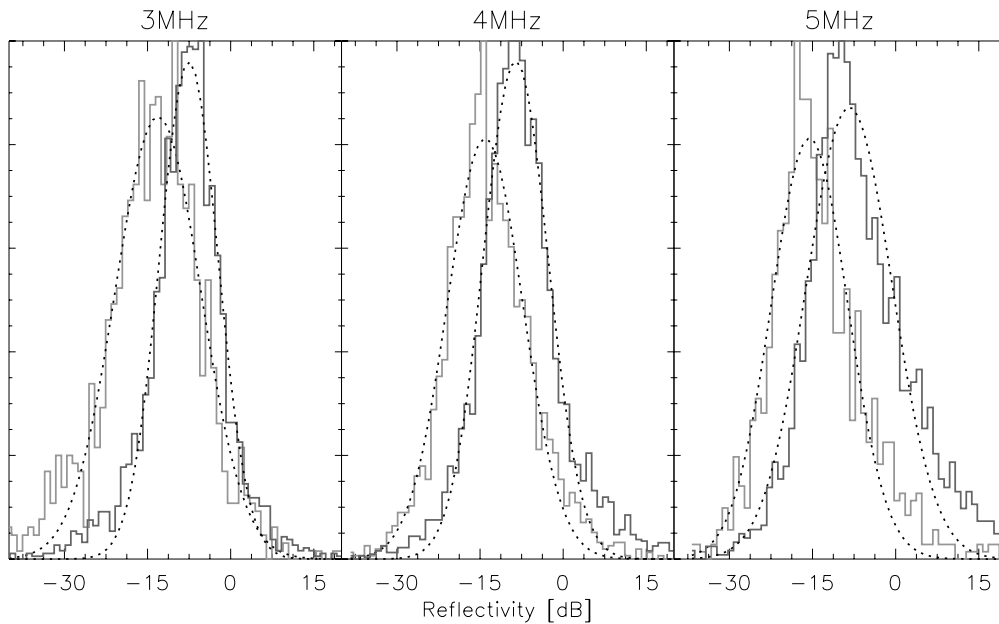


FIG. 5.21 – Ce graphique présente la distribution de la réflectivité dans la région de référence (noir) et dans la calotte résiduelle sud (gris clair). Les lignes noires en pointillés correspondent aux ajustements gaussiens réalisés sur les distributions. Les résultats de ces ajustements sont récapitulés dans le tableau 5.4

de la bande MARSIS) et qu'elle est maximale lorsque l'épaisseur optique est proche de $\lambda_0/2$ [Born et Wolf (1979)]. Cette constatation signifie que les paramètres n et h ont un impact très similaire sur la réflectivité de ce milieu.

Le contraste entre les différentes constantes diélectriques jouent aussi un rôle. La réflectivité est minimale ou strictement égale à zéro quand la constante diélectrique ε_2 du milieu intermédiaire est égale à $\sqrt{n_1 n_3}$. Dans ce modèle, ceci correspond à une valeur où $\varepsilon_2 = 1.77$.

5.6.3 Etude globale de la calotte résiduelle sud

Comme la réflectivité mesurée par MARSIS n'est pas calibrée de manière absolue, il est nécessaire de comparer nos valeurs avec une zone de référence où l'on supposera connaître les propriétés de réflectivité, c'est-à-dire la composition.

Nous avons choisi une région de référence de 2° par 2° dans les SPLD autour de la position 82°S et 150°W . Cette région a été sélectionnée car elle est extrêmement plate d'après les données MOLA. On peut donc s'attendre à ce que le seul paramètre jouant un rôle sur la réflectivité soit la constante diélectrique.

Nous savons que les ondes radar sont réfléchies par de la glace d'eau pure [Plaut *et al.* (2007)]. Dans ce cas, le coefficient de réflexion, dans cette région, est $r_{\text{air}/\text{H}_2\text{O}} =$

	3 MHz	4 MHz	5 MHz
Calotte résiduelle sud	-13,1	-14,1	-15,5
Surface de référence (glace d'eau)	-7,5	-8,5	-8,3
Différence de réflectivité	5,6	5,5	7,2

TAB. 5.4 – Ce tableau récapitule les résultats des ajustements gaussiens sur les distributions (voir figure 5.21). Les deux premières lignes indiquent en décibel la position centrale de la gaussienne (respectivement pour la calotte résiduelle et pour la surface de référence). Ces positions nous donnent donc les réflectivités les plus probables pour chacune de ces régions. La dernière ligne correspond à la différence de réflectivité entre les deux régions (en dB).

0.279 avec $\varepsilon_{H_2O} = 3.15$ (voir équation 5.7), ce qui correspond à une réflectivité $R = \|r_{air/H_2O}\|^2 = 0,078$.

Si cette région présente de la porosité, comme nous l'avons mentionné précédemment, la constante diélectrique devrait diminuer et par conséquent la réflectivité de même. Pour une porosité de 10%, ε_{H_2O} serait 2.87 et la réflectivité correspondante serait $R = 0,066$. Nous considérons les limites de la calotte résiduelle sud comme l'unité définie par Skinner *et al.* (2006) dans les cartes géologiques de Mars. Les mesures MARSIS couvrent environ 60% des 87,000 km² de la calotte résiduelle⁹.

Nous sélectionnons ensuite toutes les mesures MARSIS qui se trouvent à l'intérieur des limites de la calotte résiduelle et de la région de référence. Ces mesures nous permettent de tracer les distributions de réflectivité de ces deux régions (voir figure 5.21) et cela pour chaque bande de fréquence utilisée par MARSIS (2, 3, 4)¹⁰. Pour trouver la valeur qui caractérise le mieux chaque région, nous avons ajusté les distributions par des fonctions gaussiennes. Les meilleurs paramètres pour ces ajustements sont donnés dans le tableau 5.4.

Ces résultats montrent que, pour toutes les fréquences, la réflectivité est plus faible dans la calotte résiduelle que dans la région de référence. Dans le but de définir les meilleurs paramètres (ε_2, h) qui reproduisent cette diminution de la réflectivité, nous utilisons le modèle multi-couches défini précédemment. Nous fixons une plage de variation à chaque paramètre libre du modèle qui est de 0 à 20 m pour l'épaisseur h et de 1 à 3,15 pour la constante diélectrique ε_2 .

Les limites pour ε_2 sont bien évidemment les valeurs des constantes diélectriques de la couche supérieure et inférieure.

⁹Les mesures MARSIS, à cause de l'orbitographie de Mars Express, ne dépassent jamais 87-88°S ou 87-88°N

¹⁰La bande 1 n'est pas utilisée car elle est vraiment perturbée par l'ionosphère martienne

En résumé, notre procédure consiste à rechercher les meilleurs paramètres du modèle qui reproduisent simultanément la diminution de la réflectivité dans toutes les bandes MARSIS. Cette minimisation donne systématiquement les valeurs 11 m pour l'épaisseur de la couche intermédiaire et 2,25 pour la constante diélectrique. Cette constante diélectrique est proche de la valeur expérimentale mesurée par Pettinelli *et al.* (2003). Ceci confirme le fait que cette fine couche brillante qui couvre la région de la calotte résiduelle martienne est composée de glace de CO_2 .

Les erreurs à un sigma sur chaque paramètre calculé à partir de la matrice de covariance, sont 1 m pour l'épaisseur et 0.2 pour la constante diélectrique.

Les valeurs données précédemment supposent qu'il n'y a pas de porosité pour la glace d'eau, c'est-à-dire $\varepsilon_{H_2O} = 3,15$. Si on considère le cas où la glace d'eau a une porosité de 10%, alors la réflectivité diminuera de moins de 1 dB. En conséquence, 1 dB est la limite de la sensibilité de MARSIS car beaucoup de paramètres entrent en jeu dans cette mesure (correction de la distorsion ionosphérique, correction de l'absorption ionosphérique, localisation de l'écho de surface, normalisation par la simulation)¹¹. Les valeurs dans le cas avec 10% de porosité, h et ε_2 deviennent 11,3 m et 2,18. En conclusion, ces variations ne sont pas significatives.

5.6.4 Etude locale de la calotte résiduelle sud

Dans cette partie, nous ne considérons plus la calotte résiduelle comme une unité unique et homogène, mais nous essayons d'évaluer, localement, les propriétés de la glace de CO_2 car, comme le montre la figure 5.18, cette région présente une large variabilité de réflectivité.

Dans notre modèle, ces variations peuvent s'expliquer comme des variations de l'épaisseur de la couche de CO_2 ou bien comme des variations de la constante diélectrique (ou encore les deux simultanément). Dans l'étude globale décrite précédemment, la statistique est importante et permet de faire ressortir les valeurs les plus probables, alors que dans l'étude locale, pour chaque pixel, il y a moins de mesures MARSIS permettant de faire ressortir les valeurs les plus probables. De plus, les deux paramètres de notre modèle jouent un rôle extrêmement similaire en réduisant quasiment de « la même manière » la réflectivité. C'est pourquoi nous avons pensé qu'il était plus intéressant de regarder alternativement les variations d'un paramètre en fixant l'autre. Ainsi pour chaque pixel, nous essayons d'abord d'inverser les mesures en terme de variation de la constante diélectrique, puis en terme d'épaisseur de la couche de CO_2 .

¹¹Cependant le fait de travailler sur des distributions (voir figure 5.21) permet de faire ressortir la valeur la plus probable.

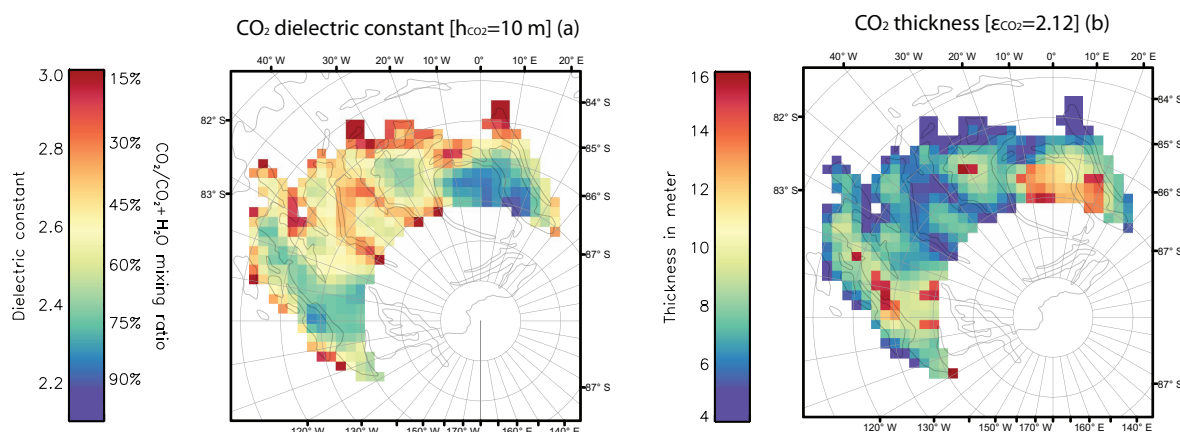


FIG. 5.22 – Cartes de la région de la calotte résiduelle. (a) Carte des constantes diélectriques trouvées par notre modèle de réflectivité lorsque l'épaisseur est fixée à 10 m. En utilisant la formule de mélange de Maxwell Garnett [Sihvola (1999)] et en supposant un mélange entre la glace de CO_2 et de H_2O , nous donnons le pourcentage de CO_2 dans la glace. (b) Carte de l'épaisseur de la calotte résiduelle lorsque la constante diélectrique est fixée à 2.12.

5.6.4.1 Variabilité spatiale de la constante diélectrique ?

Dans un premier temps, l'épaisseur est fixée à 10 m et la constante diélectrique est laissée libre. La valeur de 10 m correspond à la valeur trouvée précédemment dans l'étude globale.

Dans ce cas, la carte de constante diélectrique résultante est donnée par la figure 5.22. Les régions de faible réflectivité (voir figure 5.18) correspondent aux régions où la constante diélectrique est proche de celle de la glace carbonique pure ($\epsilon_{CO_2}=2,12$). Par contre dans la partie centrale de la calotte résiduelle, les valeurs de epsilon sont plus élevées, entre les valeurs de la glace de CO_2 (2,12) et de la glace d'eau (3,15) ce qui signifierait un mélange entre les deux glaces. Ce mélange peut aussi être intime (à la dimension du grain) ou spatial car la dimension du pixel est grande (environ 10 km) et des affleurements d'eau se mélangeraient avec la calotte résiduelle.

En utilisant la formule de mélange de Maxwell Garnett [Sihvola (1999)] et en supposant que la constante diélectrique mesurée est seulement due au mélange de glaces de CO_2 et H_2O , nous calculons le pourcentage de glace de CO_2 dans le mélange total glace d'eau plus glace de CO_2 . Nous indiquons donc dans la légende de la figure 5.22a en plus de la constante diélectrique, le pourcentage de glace d'eau dans le mélange glace d'eau plus glace carbonique. Nous montrons ainsi que la partie centrale de la calotte résiduelle pourrait contenir jusqu'à 50% d'eau, alors que les terrains environnants en contiendraient moins de 20%.

5.6.4.2 Variabilité spatiale de l'épaisseur ?

Dans un second temps, nous estimons avec notre modèle de réflectivité multi-couches l'épaisseur de la calotte résiduelle en fixant la constante diélectrique de la couche intermédiaire à 2.12. Cette valeur est proche de celle trouvée précédemment (voir §5.6.3) et correspond à la mesure expérimentale faite par Pettinelli *et al.* (2003).

La figure 5.22b correspond à la carte d'épaisseur de CO_2 calculée avec notre modèle. Dans ce cas où l'on fixe la constante diélectrique, nous observons deux types de terrain : ceux avec une faible épaisseur dans la partie centrale (plus fine que 6-7 m) et ceux avec épaisseur d'environ 12 m dans les parties environnantes. Comme il est difficile de mesurer une diminution de la réflectivité en dessous de 1 dB, il n'est donc pas possible de mesurer des épaisseurs en dessous de 4 m.

5.6.5 Discussion

Le modèle de réflexion multi-couches proposé ici nous permet d'estimer l'épaisseur de glace de CO_2 dans une portion de la calotte résiduelle sud de Mars. Ainsi, l'épaisseur moyenne de CO_2 mesurée avec MARSIS est en accord avec l'épaisseur estimée par Thomas *et al.* (2005).

Il est intéressant de noter que la réflectivité vue par MARSIS n'est pas homogène dans la calotte résiduelle. En effet, nous observons que la partie centrale de la calotte correspond à une haute réflectivité comparée aux terrains environnants.

Nous avons proposé une interprétation de cette hétérogénéité, grâce à un modèle de réflectivité multi-couches, en terme de variations de la constante diélectrique ou de l'épaisseur de la couche de CO_2 .

Dans un premier temps, l'épaisseur de la couche de CO_2 est fixée pour toute la calotte et nous regardons les changements de la constante diélectrique. Dans ce cas, il semblerait que la partie centrale soit un mélange entre de la glace d'eau et de la glace de CO_2 , alors que les terrains environnants sont composés principalement de CO_2 pure.

Dans un second temps, la composition de la calotte est supposée être homogène, composée de glace de CO_2 pure et nous étudions les variations de l'épaisseur de la couche de CO_2 . Il apparaît alors que la partie centrale est plus fine que les terrains autour. En utilisant ce résultat, le volume de glace CO_2 contenu dans la partie cartographiée de la calotte résiduelle est environ 4.1×10^{11} m³. Comme les mesures de MARSIS couvrent environ 60% de la calotte, nous pouvons estimer que le volume total est environ $6,85 \times 10^{11}$ m³, ce qui correspond à peu près à 5% (0.27 mbar) de la pression atmosphérique à la surface (5.6 mbar) si nous supposons que la densité de la glace carbonique est 1.6 g.cm⁻³. Cette estimation est en accord avec les travaux précédents

qui évaluaient à peu près le même volume de CO_2 : cette quantité de CO_2 est donc faible comparée à la masse de l'atmosphère [Prettyman *et al.* (2004); Byrne et Ingersoll (2003)].

L'idée sous-jacente de ce calcul est de connaître l'importance de ce réservoir de CO_2 pour en estimer l'impact sur le climat dans le cas où celui-ci se sublime. On voit très bien ici ou dans les articles de Prettyman *et al.* (2004) et Byrne et Ingersoll (2003) que la quantité de CO_2 contenue dans la calotte résiduelle n'est pas suffisante pour avoir un impact réel sur le climat.

Finalement, dans les deux cas (épaisseur ou constante diélectrique fixée), notre modèle montre que la partie centrale de la calotte résiduelle est moins riche en glace de CO_2 que les terrains qui l'entourent. Ainsi les réflectivités les plus faibles traduisent des quantités plus importantes de CO_2 .

Un travail similaire pourrait être réalisé à partir des données du radar SHARAD, qui opère autour de 20 MHz¹². La résolution horizontale de SHARAD est 300 m, ce qui permettrait de décrire les structures de la surface avec une meilleure résolution [Seu *et al.* (2007)]. De plus, comme la longueur de SHARAD est plus courte que celle de MARSIS, cet instrument serait sensible à des épaisseurs de CO_2 plus fines et donc probablement aux dépôts saisonniers de CO_2 comme le décrivent aussi Nunes et Phillips (2006).

5.7 Synthèse

Nous décrivons dans ce chapitre toute notre procédure pour réussir à mesurer, à partir des données MARSIS, les constantes diélectriques de la surface martienne. Cette procédure comprend dans l'ordre : l'extraction des amplitudes des échos de surface des données, la calibration relative des données (absorption ionosphérique, région de référence, etc) et la compensation des effets de rugosité sur la réflectivité correction.

Nous étudions ensuite les variations globales de la constante diélectrique en montrant qu'il y a des similarités avec les données GRS, puis nous détaillons deux régions près de l'équateur : *Medusae Fossae* avec constante diélectrique de $2,4 \pm 0,5$ caractéristique d'un milieu riche en glace et/ou poreux et *Amazonis Planitia* avec une constante diélectrique de 7 ± 1 caractéristique de coulées de lave.

Enfin, nous étudions la calotte résiduelle sud de Mars. Nous montrons que les réflectivités faibles observées dans cette région avec MARSIS sont compatibles avec une couche d'environ 10 m de CO_2 .

¹²longueur d'onde de 15 m dans le vide

Conclusion et Perspectives

Cette thèse a montré les capacités du radar MARSIS embarqué sur la sonde Mars Express pour l'étude des surfaces planétaires. Nous avons présenté ici des outils efficaces de traitement et de manipulation des données du radar. Après avoir été remaniés par Cyril Grima, ces outils sont utilisés aussi pour la manipulation des données SHARAD. Cette thèse a permis à la fois de mettre en place une chaîne de traitement des données radar, mais, également, d'apporter des résultats scientifiques importants pour comprendre la planète Mars.

Dans une première partie, nous avons développé une technique efficace de compensation des effets ionosphériques sur les ondes radar. Cette correction a fourni par ailleurs une estimation systématiquement du contenu total en électrons dans l'ionosphère. Ces mesures ont permis de mettre en évidence la forte corrélation entre le champ magnétique rémanent de Mars et la distribution des électrons dans l'ionosphère martienne. A l'heure actuelle, Mars Express est toujours en activité et le traitement des futures données permettra d'approfondir les travaux actuels sur l'étude de l'ionosphère. En particulier, l'étude conjointe de plusieurs instruments permettra sûrement de mieux comprendre les différents processus impliqués dans ces précipitations électroniques le long des lignes du champ magnétique rémanent.

L'étude des calottes martiennes avec MARSIS a permis d'estimer finement leur volume donnant ainsi une bonne idée des quantités d'eau renfermées dans ces réservoirs. Nous avons pu conclure que le volume total des deux calottes était équivalent à une couche d'eau d'environ 20 m répartie sur toute la surface du globe. Dans les années à venir, il sera plus que nécessaire de coupler ces résultats avec ceux du radar SHARAD de la sonde MRO. Par exemple, on peut facilement envisager de cartographier précisément l'unité basale dans la région polaire à l'aide des jeux de données des deux radars martiens. Un travail de fond est toujours nécessaire pour traiter les données MARSIS qui arrivent encore actuellement et pour compléter de jour en jour les cartes actuelles comme celle du socle de la calotte sud.

Dans une autre partie, nous décrivons notre procédure de calibration du signal de

MARSIS, qui s'avère efficace pour compenser l'absorption ionosphérique et les effets de diminution de la réflectivité induits par la rugosité de la surface. Nous arrivons finalement à obtenir une réflectivité de la surface qui renseigne sur la nature des matériaux du proche sous-sol. L'étude de ces réflectivités permet déjà et permettra par d'autres études de mieux caractériser la surface de Mars. Ce mémoire décrit les variations à l'échelle du globe et montre une forte dépendance latitudinale de la réflectivité provoquée probablement par la remontée du pergélisol vers la surface. A plus petite échelle, nous avons montré que, près de l'équateur, certaines régions présentaient une réflectivité très faible qui pourrait être synonyme de présence de glace d'eau comme dans *Medusae Fossae*. Nos résultats permettent aussi de conclure sur la nature de certaines régions extrêmement plates comme *Elysium Planitia* ou *Amazonis Planitia* en montrant, d'une part, que la constante diélectrique de ces matériaux correspond à des roches ignées (coulées de lave) et, d'autre part, en estimant l'épaisseur de « ces coulées ».

Il sera plus que nécessaire dans les futures études de développer des modèles complexes de réflectivité permettant d'expliquer, par exemple, la réflectivité très faible des plaines du nord (*Vastitas Borealis*). Ces modèles complexes passent souvent par la prise en compte de plusieurs couches géologiques de nature différente (réflectivité multi-couches). Nous avons d'ailleurs utilisé ce type de modèle multi-couches pour décrire la réflectivité de la calotte résiduelle sud de Mars et nous avons pu conclure que cette région est recouverte d'une couche de CO_2 d'environ 10 m d'épaisseur.

Ce radar de sondage est le premier embarqué dans une mission spatiale d'exploration du système solaire¹³ et montre les capacités de ce type d'instrument à fournir des informations cruciales pour l'exploration planétaire. SHARAD est le prolongement de MARSIS et permet de compléter les découvertes réalisées jusqu'à maintenant. Ce radar SHARAD, avec une fréquence centrale de 20 MHz, est moins sensible aux effets de l'ionosphère et apporte plus de détails sur la structure du sous-sol martien. On peut finalement espérer que cette technologie qui a fait ces preuves dans l'étude des surfaces planétaires soit embarquée dans les futures missions spatiales vers les satellites glacés de Jupiter et Saturne.

¹³Depuis les sondes Apollo.

Bibliographie

- J. L. BANDFIELD, V. E. HAMILTON et P. R. CHRISTENSEN : A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES. *Science*, 287, 1626–1630, 2000.
- S. BARABASH, R. LUNDIN, H. ANDERSSON, K. BRINKFELDT, A. GRIGORIEV, H. GUNNELL, M. HOLMSTRÖM, M. YAMAUCHI, K. ASAMURA, P. BOCHSLER, P. WURZ, R. CERULLI-IRELLI, A. MURA, A. MILILLO, M. MAGGI, S. ORSINI, A. J. COATES, D. R. LINDER, D. O. KATARIA, C. C. CURTIS, K. C. HSIEH, B. R. SANDEL, R. A. FRAHM, J. R. SHARBER, J. D. WINNINGHAM, M. GRANDE, E. KALLIO, H. KOSKINEN, P. RIIHELÄ, W. SCHMIDT, T. SÄLES, J. U. KOZYRA, N. KRUPP, J. WOCH, S. LIVI, J. G. LUHMANN, S. MCKENNA-LAWLOR, E. C. ROELOF, D. J. WILLIAMS, J.-A. SAUVAUD, A. FEDOROV et J.-J. THOCAVEN : The Analyzer of Space Plasmas and Energetic Atoms (ASPERA-3) for the Mars Express Mission. *Space Science Reviews*, 126, 113–164, 2006.
- S. BARABASH, R. LUNDIN, H. ANDERSSON, J. GIMHOLT, M. HOLMSTRÖM, O. NORBERG, M. YAMAUCHI, K. ASAMURA, A. J. COATES, D. R. LINDER, D. O. KATARIA, C. C. CURTIS, K. C. HSIEH, B. R. SANDEL, A. FEDOROV, A. GRIGORIEV, E. BUDNIK, M. GRANDE, M. CARTER, D. H. READING, H. KOSKINEN, E. KALLIO, P. RIIHELA, T. SÄLES, J. KOZYRA, N. KRUPP, S. LIVI, J. WOCH, J. LUHMANN, S. MCKENNA-LAWLOR, S. ORSINI, R. CERULLI-IRELLI, M. MAGGI, A. MORBIDINI, A. MURA, A. MILILLO, E. ROELOF, D. WILLIAMS, J.-A. SAUVAUD, J.-J. THOCAVEN, T. MOREAU, D. WINNINGHAM, R. FRAHM, J. SCHERRER, J. SHARBER, P. WURZ et P. BOCHSLER : ASPERA-3 : analyser of space plasmas and energetic ions for Mars Express. In A. WILSON et A. CHICARRO, éditeurs : *Mars Express : the Scientific Payload*, volume 1240 de *ESA Special Publication*, pages 121–139, 2004.
- N. G. BARLOW, J. M. BOYCE, F. M. COSTARD, R. A. CRADDOCK, J. B. GARVIN, S. E. H. SAKIMOTO, R. O. KUZMIN, D. J. RODDY et L. A. SODERBLUM : Standardizing the nomenclature of Martian impact crater ejecta morphologies. *J. Geophys. Res.*, 105, 26733–26738, 2000.

- A. T. BASILEVSKY, M. L. LITVAK, I. G. MITROFANOV, W. V. BOYNTON, R. S. SAUNDERS et J. W. HEAD : Search for Traces of Chemically Bound Water in the Martian Surface Layer Based on HEND Measurements onboard the 2001 Mars Odyssey Spacecraft. *Solar System Research*, 37, 387–397, 2003.
- J.-L. BERTAUX, D. FONTEYN, O. KORABLEV, E. CHASSEFIÈRE, E. DIMARELLIS, J. P. DUBOIS, A. HAUCHECORNE, M. CABANE, P. RANNOU, A. C. LEVASSEUR-REGOURD, G. CERNOGORA, E. QUEMERAIS, C. HERMANS, G. KOCKARTS, C. LIPPENS, M. D. MAZIERE, D. MOREAU, C. MULLER, B. NEEFS, P. C. SIMON, F. FORGET, F. HOURDIN, O. TALAGRAND, V. I. MOROZ, A. RODIN, B. SANDEL et A. STERN : The study of the martian atmosphere from top to bottom with SPICAM light on mars express. *Planet. Space Sci.*, 48, 1303–1320, 2000.
- J.-L. BERTAUX, O. KORABLEV, S. PERRIER, E. QUÉMERAIS, F. MONTMESSIN, F. LEBLANC, S. LEBONNOIS, P. RANNOU, F. LEFÈVRE, F. FORGET, A. FEDOROVA, E. DIMARELLIS, A. REBERAC, D. FONTEYN, J. Y. CHAUFRAY et S. GUIBERT : SPICAM on Mars Express : Observing modes and overview of UV spectrometer data and scientific results. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111, 10–+, 2006.
- J.-L. BERTAUX, F. LEBLANC, O. WITASSE, E. QUEMERAIS, J. LILENSTEN, S. A. STERN, B. SANDEL et O. KORABLEV : Discovery of an aurora on Mars. *Nature*, 435, 790–794, 2005.
- J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, A. GENDRIN, B. GONDET, F. POULET, M. BERTHÉ, A. SOUFFLOT, R. ARVIDSON, N. MANGOLD, J. MUSTARD et P. DROSSART : Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, 307, 1576–1581, 2005.
- J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, F. POULET, A. GENDRIN, B. GONDET, M. BERTHÉ, A. SOUFFLOT, P. DROSSART, M. COMBES, G. BELLUCCI, V. MOROZ, N. MANGOLD, B. SCHMITT et t. OMEGA TEAM : Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars. *Nature*, 428, 627–630, 2004.
- K. R. BLASIUS, J. A. CUTTS et A. D. HOWARD : Topography and stratigraphy of Martian polar layered deposits. *Icarus*, 50, 140–160, 1982.
- V. V. BOGORODSKY, C. R. BENTLEY et P. E. GUDMANSEN : *Radioglaciology*. 1985.
- M. BORN et E. WOLF : *Principles of Optics : Electromagnetic theory of propagation, interference and diffraction of light*. 7th (expanded) edition édition, 1979.

- S. W. BOUGHER, S. ENGEL, D. P. HINSON et J. M. FORBES : Mars Global Surveyor Radio Science electron density profiles : Neutral atmosphere implications. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3091–3094, 2001.
- S. W. BOUGHER, S. ENGEL, D. P. HINSON et J. R. MURPHY : MGS Radio Science electron density profiles : Interannual variability and implications for the Martian neutral atmosphere. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109, 3010–+, 2004.
- W. V. BOYNTON, W. C. FELDMAN, I. G. MITROFANOV, L. G. EVANS, R. C. REEDY, S. W. SQUYRES, R. STARR, J. I. TROMBKA, C. D’USTON, J. R. ARNOLD, P. A. J. ENGLERT, A. E. METZGER, H. WÄNKE, J. BRÜCKNER, D. M. DRAKE, C. SHINOHARA, C. FELLOWS, D. K. HAMARA, K. HARSHMAN, K. KERRY, C. TURNER, M. WARD, H. BARTHE, K. R. FULLER, S. A. STORMS, G. W. THORNTON, J. L. LONGMIRE, M. L. LITVAK et A. K. TON’CHEV : The Mars Odyssey Gamma-Ray Spectrometer Instrument Suite. *Space Science Reviews*, 110, 37–83, 2004.
- W. V. BOYNTON, W. C. FELDMAN, S. W. SQUYRES, T. H. PRETTYMAN, J. BRÜCKNER, L. G. EVANS, R. C. REEDY, R. STARR, J. R. ARNOLD, D. M. DRAKE, P. A. J. ENGLERT, A. E. METZGER, I. MITROFANOV, J. I. TROMBKA, C. D’USTON, H. WÄNKE, O. GASNAULT, D. K. HAMARA, D. M. JANES, R. L. MARCIALIS, S. MAURICE, I. MIKHEEVA, G. J. TAYLOR, R. TOKAR et C. SHINOHARA : Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars : Evidence for Subsurface Ice Deposits. *Science*, 297, 81–85, 2002.
- W. V. BOYNTON, G. J. TAYLOR, L. G. EVANS, R. C. REEDY, R. STARR, D. M. JANES, K. E. KERRY, D. M. DRAKE, K. J. KIM, R. M. S. WILLIAMS, M. K. CROMBIE, J. M. DOHM, V. BAKER, A. E. METZGER, S. KARUNATILLAKE, J. M. KELLER, H. E. NEWSOM, J. R. ARNOLD, J. BRÜCKNER, P. A. J. ENGLERT, O. GASNAULT, A. L. SPRAGUE, I. MITROFANOV, S. W. SQUYRES, J. I. TROMBKA, L. D’USTON, H. WÄNKE et D. K. HAMARA : Concentration of H, Si, Cl, K, Fe, and Th in the low- and mid-latitude regions of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, 12–+, 2007.
- T. K. BREUS, A. M. KRYMSKII, D. H. CRIDER, N. F. NESS, D. HINSON et K. K. BARASHYAN : Effect of the solar radiation in the topside atmosphere/ionosphere of Mars : Mars Global Surveyor observations. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 109, 9310–+, 2004.
- T. K. BREUS, N. F. NESS, A. M. KRYMSKII, D. H. CRIDER, M. H. ACUNA, J. E. P. CONNERNEY, D. HINSON et K. K. BARASHYAN : The effects of crustal magnetic

- fields and the pressure balance in the high latitude ionosphere/atmosphere at Mars. *Advances in Space Research*, 36, 2043–2048, 2005.
- K. G. BUDDEN : *Radio Waves in the Ionosphere*. Cambridge University Press, 1966.
- S. BYRNE et A. P. INGERSOLL : A Sublimation Model for Martian South Polar Ice Features. *Science*, 299, 1051–1053, 2003.
- S. BYRNE et B. C. MURRAY : North polar stratigraphy and the paleo-erg of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107, 11–1, 2002.
- J. C. CAIN, B. B. FERGUSON et D. MOZZONI : An $n = 90$ internal potential function of the Martian crustal magnetic field. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108, 5008–+, 2003.
- M. J. CAMPBELL et J. ULRICH : Electrical properties of rocks and their significance for lunar radar observations. *J. Geophys. Res.*, 74, 5867–5881, 1969.
- B. CANTOR, M. MALIN et K. S. EDGETT : Multijear Mars Orbiter Camera (MOC) observations of repeated Martian weather phenomena during the northern summer season. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107, 5014–+, 2002.
- L. M. CARTER, B. A. CAMPBELL, T. R. WATTERS, R. SEU, R. J. PHILLIPS, D. BICCARI, J. W. HOLT, C. LEUSCHEN, J. J. PLAUT, A. SAFAEINILI, R. OROSEI, S. E. SMREKAR, N. E. PUTZIG, A. F. EGAN, F. BERNARDINI et SHARAD TEAM : SHARAD Sounding Radar Observations of the Medusae Fossae Formation, Mars. 39, 1721–+, 2008.
- S. CHAPMAN : The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating earth . *Proceedings of the Physical Society*, 43, 26–45, 1931.
- P. R. CHRISTENSEN, R. V. MORRIS, M. D. LANE, J. L. BANDFIELD et M. C. MALIN : Global mapping of Martian hematite mineral deposits : Remnants of water-driven processes on early Mars. *J. Geophys. Res.*, 106, 23873–23886, 2001.
- S. M. CLIFFORD : Polar basal melting on Mars. *J. Geophys. Res.*, 92, 9135–9152, 1987.
- S. M. CLIFFORD, D. CRISP, D. A. FISHER, K. E. HERKENHOFF, S. E. SMREKAR, P. C. THOMAS, D. D. WYNN-WILLIAMS, R. W. ZUREK, J. R. BARNES, B. G. BILLS, E. W. BLAKE, W. M. CALVIN, J. M. CAMERON, M. H. CARR, P. R. CHRISTENSEN, B. C. CLARK, G. D. CLOW, J. A. CUTTS, D. DAHL-JENSEN, W. B. DURHAM,

- F. P. FANALE, J. D. FARMER, F. FORGET, K. GOTTO-AZUMA, R. GRARD, R. M. HABERLE, W. HARRISON, R. HARVEY, A. D. HOWARD, A. P. INGERSOLL, P. B. JAMES, J. S. KARGEL, H. H. KIEFFER, J. LARSEN, K. LEPPER, M. C. MALIN, D. J. MCCLEESE, B. MURRAY, J. F. NYE, D. A. PAIGE, S. R. PLATT, J. J. PLAUT, N. REEH, J. W. RICE, D. E. SMITH, C. R. STOKER, K. L. TANAKA, E. MOSLEY-THOMPSON, T. THORSTEINSSON, S. E. WOOD, A. ZENT, M. T. ZUBER et H. J. ZWALLY : The State and Future of Mars Polar Science and Exploration. *Icarus*, 144, 210–242, 2000.
- J. E. P. CONNERNEY, M. H. ACUÑA, P. J. WASILEWSKI, G. KLETETSCHKA, N. F. NESS, H. RÈME, R. P. LIN et D. L. MITCHELL : The Global Magnetic Field of Mars and Implications for Crustal Evolution. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4015–4018, 2001.
- F. M. COSTARD : The spatial distribution of volatiles in the Martian hydrolithosphere. *Earth Moon and Planets*, 45, 265–290, 1989.
- R. A. CRADDOCK et T. A. MAXWELL : Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes. *J. Geophys. Res.*, 98, 3453–3468, 1993.
- D. H. CRIDER, J. ESPLEY, D. A. BRAIN, D. L. MITCHELL, J. E. P. CONNERNEY et M. H. ACUÑA : Mars Global Surveyor observations of the Halloween 2003 solar superstorm's encounter with Mars. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 110, 9–+, 2005.
- J. CURLANDER et R. MCDONOUGH : *Synthetic Aperture Radar : Systems and Signal Processing*. Wiley, 1991. NOTE : This is my reference for ground-range projecting. I already knew how to do it, but I provide it as a reference in some of my papers so the reader can find out about it.
- S. DOUTÉ, B. SCHMITT, Y. LANGEVIN, J.-P. BIBRING, F. ALTIERI, G. BELLUCCI, B. GONDET, F. POULET et THE MEX OMEGA TEAM : South Pole of Mars : Nature and composition of the icy terrains from Mars Express OMEGA observations. *Planet. Space Sci.*, 55, 113–133, 2007.
- F. DURU, D. A. GURNETT, T. F. AVERKAMP, D. L. KIRCHNER, R. L. HUFF, A. M. PERSON, J. J. PLAUT et G. PICARDI : Magnetically controlled structures in the ionosphere of Mars. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 111, 12204–+, 2006.
- D. DZURISIN et K. R. BLASIUS : Topography of the polar layered deposits of Mars. *J. Geophys. Res.*, 80, 3286–3306, 1975.

- J. R. ESPLEY, P. A. CLOUTIER, D. H. CRIDER, D. A. BRAIN et M. H. ACUÑA : Low-frequency plasma oscillations at Mars during the October 2003 solar storm. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 110, 9–+, 2005.
- J. R. ESPLEY, W. M. FARRELL, D. A. BRAIN, D. D. MORGAN, B. CANTOR, J. J. PLAUT, M. H. ACUÑA et G. PICARDI : Absorption of MARSIS radar signals : Solar energetic particles and the daytime ionosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 34, 9101–+, 2007.
- F. P. FANALE, J. R. SALVAIL, A. P. ZENT et S. E. POSTAWKO : Global distribution and migration of subsurface ice on Mars. *Icarus*, 67, 1–18, 1986.
- C. B. FARMER et P. E. DOMS : Global seasonal variation of water vapor on Mars and the implications of permafrost. *J. Geophys. Res.*, 84, 2881–2888, 1979.
- W. M. FARRELL, S. M. CLIFFORD, S. M. MILKOVICH, J. J. PLAUT, C. J. LEUSCHEN, G. PICARDI, D. A. GURNETT, T. R. WATTERS, A. SAFAEINILI, A. B. IVANOV, R. J. PHILLIPS, E. R. STOFAN, E. HEGGY, S. A. CUMMER et J. R. ESPLEY : MARSIS subsurface radar investigations of the South Polar reentrant Chasma Australe. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 113, 4002–+, 2008.
- W. C. FELDMAN, W. V. BOYNTON, R. L. TOKAR, T. H. PRETTYMAN, O. GASNAULT, S. W. SQUYRES, R. C. ELPHIC, D. J. LAWRENCE, S. L. LAWSON, S. MAURICE, G. W. MCKINNEY, K. R. MOORE et R. C. REEDY : Global Distribution of Neutrons from Mars : Results from Mars Odyssey. *Science*, 297, 75–78, 2002.
- W. C. FELDMAN, J. W. HEAD, S. MAURICE, T. H. PRETTYMAN, R. C. ELPHIC, H. O. FUNSTEN, D. J. LAWRENCE, R. L. TOKAR et D. T. VANIMAN : Recharge mechanism of near-equatorial hydrogen on Mars : Atmospheric redistribution or subsurface aquifer. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 18701–+, 2004b.
- W. C. FELDMAN, M. T. MELLON, S. MAURICE, T. H. PRETTYMAN, J. W. CAREY, D. T. VANIMAN, D. L. BISH, C. I. FIALIPS, S. J. CHIPERA, J. S. KARGEL, R. C. ELPHIC, H. O. FUNSTEN, D. J. LAWRENCE et R. L. TOKAR : Hydrated states of $MgSO_4$ at equatorial latitudes on Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 16702–+, 2004c.
- W. C. FELDMAN, T. H. PRETTYMAN, S. MAURICE, J. J. PLAUT, D. L. BISH, D. T. VANIMAN, M. T. MELLON, A. E. METZGER, S. W. SQUYRES, S. KARUNATILLAKE, W. V. BOYNTON, R. C. ELPHIC, H. O. FUNSTEN, D. J. LAWRENCE et R. L. TOKAR : Global distribution of near-surface hydrogen on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109, 9006–+, 2004.

- K. E. FISHBAUGH et J. W. HEAD : North polar region of Mars : Topography of circumpolar deposits from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data and evidence for asymmetric retreat of the polar cap. *J. Geophys. Res.*, 105, 22455–22486, 2000.
- K. E. FISHBAUGH et J. W. HEAD : Chasma Boreale, Mars : Topographic characterization from Mars Orbiter Laser Altimeter data and implications for mechanisms of formation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107, 5013–+, 2002.
- K. E. FISHBAUGH et J. W. HEAD : Origin and characteristics of the Mars north polar basal unit and implications for polar geologic history. *Icarus*, 174, 444–474, 2005.
- G. FJELDBO et V. R. ESHLEMAN : The atmosphere of mars analyzed by integral inversion of the Mariner IV occultation data. *Planet. Space Sci.*, 16, 1035–1059, 1968.
- G. FJELDBO, W. C. FJELDBO et V. R. ESHLEMAN : Models for the Atmosphere of Mars Based on the Mariner 4 Occultation Experiment. *J. Geophys. Res.*, 71, 2307–+, 1966.
- C. FLAMMARION : *La planète Mars et ses conditions d'habitabilité*. Gauthier-Villars et Fils, Paris, 1892.
- F. FORGET, G. B. HANSEN et J. B. POLLACK : Low brightness temperatures of Martian polar caps : CO_2 clouds or low surface emissivity? *J. Geophys. Res.*, 100, 21219–21234, 1995.
- V. FORMISANO, F. ANGRILLI, G. ARNOLD, S. ATREYA, G. BIANCHINI, D. BIONDI, A. BLANCO, M. I. BLECKA, A. CORADINI, L. COLANGELI, A. EKONOMOV, F. ESPOSITO, S. FONTI, M. GIURANNA, D. GRASSI, V. GNEDYKH, A. GRIGORIEV, G. HANSEN, H. HIRSH, I. KHATUNTSEV, A. KISELEV, N. IGNATIEV, A. JUREWICZ, E. LELLOUCH, J. LOPEZ MORENO, A. MARTEN, A. MATTANA, A. MATURILLI, E. MENCARELLI, M. MICHALSKA, V. MOROZ, B. MOSHKIN, F. NESPOLI, Y. NIKOLSKY, R. ORFEI, P. ORLEANSKI, V. OROFINO, E. PALOMBA, D. PATSAEV, G. PICCIONI, M. RATAJ, R. RODRIGO, J. RODRIGUEZ, M. ROSSI, B. SAGGIN, D. TITOV et L. ZASOVA : The Planetary Fourier Spectrometer (PFS) onboard the European Mars Express mission. *Planet. Space Sci.*, 53, 963–974, 2005.
- J. L. FOX : Response of the Martian thermosphere/ionosphere to enhanced fluxes of solar soft X rays. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 109, 11310–+, 2004.

- J. L. FOX et K. E. YEAGER : Morphology of the near-terminator Martian ionosphere : A comparison of models and data. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 111, 10309–+, 2006.
- Y. FUTAANA, S. BARABASH, M. YAMAUCHI, S. MCKENNA-LAWLOR, R. LUNDIN, J. G. LUHMANN, D. BRAIN, E. CARLSSON, J.-A. SAUVAUD, J. D. WINNINGHAM, R. A. FRAHM, P. WURZ, M. HOLMSTRÖM, H. GUNELL, E. KALLIO, W. BAUMJOHANN, H. LAMMER, J. R. SHARBER, K. C. HSIEH, H. ANDERSSON, A. GRIGORIEV, K. BRINKFELDT, H. NILSSON, K. ASAMURA, T. L. ZHANG, A. J. COATES, D. R. LINDER, D. O. KATARIA, C. C. CURTIS, B. R. SANDEL, A. FEDOROV, C. MAZELLE, J.-J. THOCAVEN, M. GRANDE, H. E. J. KOSKINEN, T. SALES, W. SCHMIDT, P. RIIHELA, J. KOZYRA, N. KRUPP, J. WOCH, M. FRÄNZ, E. DUBININ, S. ORSINI, R. CERULLI-IRELLI, A. MURA, A. MILILLO, M. MAGGI, E. ROELOF, P. BRANDT, K. SZEGO, J. SCHERRER et P. BOCHSLER : Mars Express and Venus Express multi-point observations of geoeffective solar flare events in December 2006. *Planet. Space Sci.*, 56, 873–880, 2008.
- A. GENDRIN, N. MANGOLD, J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, B. GONDET, F. POULET, G. BONELLO, C. QUANTIN, J. MUSTARD, R. ARVIDSON et S. LEMOUÉLIC : Sulfates in Martian Layered Terrains : The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307, 1587–1591, 2005.
- C. GRIMA, W. KOFMAN, J. MOUGINOT, A. HERIQUE, D. BICCARI, R. SEU, M. CUTIGNI et R. J. PHILLIPS : Dielectric mapping of bulk polar ices on mars. *submitted in GRL*, 2008.
- D. A. GURNETT, D. L. KIRCHNER, R. L. HUFF, D. D. MORGAN, A. M. PERSON, T. F. AVERKAMP, F. DURU, E. NIELSEN, A. SAFAEINILI, J. J. PLAUT et G. PICARDI : Radar Soundings of the Ionosphere of Mars. *Science*, 310, 1929–1933, 2005.
- S. A. HAIDER, S. P. SETH, V. R. CHOKSI et K. I. OYAMA : Model of photoelectron impact ionization within the high latitude ionosphere at Mars : Comparison of calculated and measured electron density. *Icarus*, 185, 102–112, 2006.
- W. B. HANSON, S. SANATANI et D. R. ZUCCARO : The Martian ionosphere as observed by the Viking retarding potential analyzers. *J. Geophys. Res.*, 82, 4351–4363, 1977.
- J. K. HARGREAVES : *The Upper Atmosphere and Solar-Terrestrial Relations*. Van Nostrand Reinhold Company Ltd., 1979.

- W. K. HARTMANN, M. MALIN, A. MCEWEN, M. CARR, L. SODERBLOM, P. THOMAS, E. DANIELSON, P. JAMES et J. VEVERKA : Evidence for recent volcanism on Mars from crater counts. *Nature*, 397, 586–589, 1999.
- J. W. HEAD, J. F. MUSTARD, M. A. KRESLAVSKY, R. E. MILLIKEN et D. R. MARCHANT : Recent ice ages on Mars. *Nature*, 426, 797–802, 2003.
- J. W. HEAD, III et M. KRESLAVSKY : Medusae Fossae Formation : Ice-rich Airborne Dust Deposited During Periods of High Obliquity ? *In* S. MACKWELL et E. STANSBERRY, éditeurs : *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 35 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1635–+, 2004.
- E. HEGGY, P. PAILLOU, F. COSTARD, N. MANGOLD, G. RUFFIE, F. DEMONTOUX, G. GRANDJEAN et J. M. MALÉZIEUX : Local geoelectrical models of the Martian subsurface for shallow groundwater detection using sounding radars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108, 11–+, 2003.
- K. E. HERKENHOFF, S. BYRNE, P. S. RUSSELL, K. E. FISHBAUGH et A. S. MCEWEN : Meter-Scale Morphology of the North Polar Region of Mars. *Science*, 317, 1711–, 2007.
- K. E. HERKENHOFF et J. J. PLAUT : Surface Ages and Resurfacing Rates of the Polar Layered Deposits on Mars. *Icarus*, 144, 243–253, 2000.
- A. D. HOWARD : The Role of Eolian Processes in Forming Surface Features of the Martian Polar Layered Deposits. *Icarus*, 144, 267–288, 2000.
- B. M. HYNEK, R. J. PHILLIPS et R. E. ARVIDSON : Explosive volcanism in the Tharsis region : Global evidence in the Martian geologic record. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108, 5111–+, 2003.
- P. B. JAMES, H. H. KIEFFER et D. A. PAIGE : *The seasonal cycle of carbon dioxide on Mars*, pages 934–968. Mars, 1992.
- D. JOUGLET, F. POULET, R. E. MILLIKEN, J. F. MUSTARD, J.-P. BIBRING, Y. LANGEVIN, B. GONDET et C. GOMEZ : Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA : 1. Analysis of the 3 μm hydration feature. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, 8–+, 2007.
- L. KESZTHELYI, A. S. MCEWEN et T. THORDARSON : Terrestrial analogs and thermal models for Martian flood lavas. *J. Geophys. Res.*, 105, 15027–15050, 2000.

- H. H. KIEFFER : Mars south polar spring and summer temperatures - A residual CO₂ frost. *J. Geophys. Res.*, 84, 8263–8288, 1979.
- A. J. KLIORÉ : Radio occultation exploration of Mars. pages 295–316, 1974.
- A. J. KLIORÉ : Radio occultation observations of the ionospheres of Mars and Venus. *In Venus and Mars : Atmospheres, Ionospheres, and Solar Wind Interactions*, pages 265–276, 1992.
- A. J. KLIORÉ, D. L. CAIN, G. FJELDBO, B. L. SEIDEL, M. J. SYKES et S. I. RASOOL : The atmosphere of Mars from Mariner 9 Radio Occultation Measurements (A 5. 5). *Icarus*, 17, 484–+, 1972.
- A. J. KLIORÉ, G. FJELDBO et B. L. SEIDEL : Summary of Mariner 6 and 7 radio occultation results on the atmosphere of Mars. *In* K. Y. KONDRATYEV, M. J. RYCROFT et C. SAGAN, éditeurs : *Space Research*, pages 165–175, 1971.
- A. J. KLIORÉ, G. FJELDBO, B. L. SEIDEL, M. J. SYKES et P. M. WOICESHYN : S band radio occultation measurements of the atmosphere and topography of Mars with Mariner 9 : Extended Mission coverage of polar and intermediate latitudes. *J. Geophys. Res.*, 78, 4331–4351, 1973.
- E. J. KOLB et K. L. TANAKA : Geologic History of the Polar Regions of Mars Based on Mars Global Surveyor Data. II. Amazonian Period. *Icarus*, 154, 22–39, 2001.
- M. A. KOLOSOV, V. M. IVANOV, D. S. LUKIN et I. G. SPIRIDONOV : Radio occultation of the Martian ionosphere taking into account horizontal gradients of electron density. *In* M. J. RYCROFT, éditeur : *Space Research*, pages 1013–1017, 1976.
- M. A. KOLOSOV, O. I. YAKOVLEV, G. D. YAKOVLEVA, A. I. EFIMOV, B. P. TRUSOV, T. S. TIMOFEEVA, Y. M. KRUGLOV, V. A. VINOGRADOV et V. P. ORESHKIN : Results of Investigations of the Atmosphere of Mars by the Method of Radio Transillumination by Means of the Automatic Interplanetary Stations "Mars-2," "Mars-4," and "Mars-6". *Cosmic Research*, 13, 46–+, 1975.
- M. KOUTNIK, S. BYRNE et B. MURRAY : South Polar Layered Deposits of Mars : The cratering record. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107, 5100–+, 2002.
- M. R. KOUTNIK, S. BYRNE, B. C. MURRAY, A. D. TOIGO et Z. A. CRAWFORD : Eolian controlled modification of the martian south polar layered deposits. *Icarus*, 174, 490–501, 2005.

- M. A. KRESLAVSKY et J. W. HEAD : Kilometer-scale roughness of Mars : Results from MOLA data analysis. *J. Geophys. Res.*, 105, 26695–26712, 2000.
- A. M. KRYMSKII, T. BREUS et E. NIELSEN : On possible observational evidence in electron density profiles of a magnetic field in the Martian ionosphere. *J. Geophys. Res.*, 100, 3721–3730, 1995.
- A. M. KRYMSKII, T. K. BREUS, N. F. NESS, M. H. ACUÑA, J. E. P. CONNERNEY, D. H. CRIDER, D. L. MITCHELL et S. J. BAUER : Structure of the magnetic field fluxes connected with crustal magnetization and topside ionosphere at Mars. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 107, 1245–+, 2002.
- A. M. KRYMSKII, T. K. BREUS, N. F. NESS, D. P. HINSON et D. I. BOJKOV : Effect of crustal magnetic fields on the near terminator ionosphere at Mars : Comparison of in situ magnetic field measurements with the data of radio science experiments on board Mars Global Surveyor. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 108, 1431–+, 2003.
- A. M. KRYMSKII, N. F. NESS, D. H. CRIDER, T. K. BREUS, M. H. ACUÑA et D. P. HINSON : Solar wind interaction with the ionosphere/atmosphere and crustal magnetic fields at Mars : Mars Global Surveyor Magnetometer/Electron Reflectometer, radio science, and accelerometer data. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 109, 11306–+, 2004.
- J. LASKAR, A. C. M. CORREIA, M. GASTINEAU, F. JOUTEL, B. LEVRARD et P. ROBUTEL : Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus*, 170, 343–364, 2004.
- J. LASKAR, B. LEVRARD et J. F. MUSTARD : Orbital forcing of the martian polar layered deposits. *Nature*, 419, 375–377, 2002.
- J. LASKAR et P. ROBUTEL : The chaotic obliquity of the planets. *Nature*, 361, 608–612, 1993.
- F. LEBLANC, O. WITASSE, J. LILENSTEN, R. A. FRAHM, A. SAFAENILI, D. A. BRAIN, J. MOUGINOT, H. NILSSON, Y. FUTAANA, J. HALEKAS, M. HOLMSTRÖM, J. L. BERTAUX, J. D. WINNINGHAM, W. KOFMAN et R. LUNDIN : Observations of aurorae by SPICAM ultraviolet spectrograph on board Mars Express : Simultaneous ASPERA-3 and MARSIS measurements. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 113, 8311–+, 2008.

- F. LEBLANC, O. WITASSE, J. WINNINGHAM, D. BRAIN, J. LILENSTEN, P.-L. BLELLY, R. A. FRAHM, J. S. HALEKAS et J. L. BERTAUX : Origins of the Martian aurora observed by Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars (SPICAM) on board Mars Express. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 111, 9313–+, 2006.
- R. R. LEIGHTON et B. C. MURRAY : Behavior of carbon dioxide and other volatiles on Mars. *Science*, 153, 136–144, 1966.
- B. LEVRARD, F. FORGET, F. MONTMESSIN et J. LASKAR : Recent ice-rich deposits formed at high latitudes on Mars by sublimation of unstable equatorial ice during low obliquity. *Nature*, 431, 1072–1075, 2004.
- B. LEVRARD, F. FORGET, F. MONTMESSIN et J. LASKAR : Recent formation and evolution of northern Martian polar layered deposits as inferred from a Global Climate Model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, 6012–+, 2007.
- R. LUNDIN, S. BARABASH, H. ANDERSSON, M. HOLMSTRÖM, A. GRIGORIEV, M. YAMAUCHI, J.-A. SAUVAUD, A. FEDOROV, E. BUDNIK, J.-J. THOCAVEN, D. WINNINGHAM, R. FRAHM, J. SCHERRER, J. SHARBER, K. ASAMURA, H. HAYAKAWA, A. COATES, D. R. LINDER, C. CURTIS, K. C. HSIEH, B. R. SANDEL, M. GRANDE, M. CARTER, D. H. READING, H. KOSKINEN, E. KALLIO, P. RIIHELA, W. SCHMIDT, T. SÄLES, J. KOZYRA, N. KRUPP, J. WOCH, J. LUHMANN, S. MCKENNA-LAWLER, R. CERULLI-IRELLI, S. ORSINI, M. MAGGI, A. MURA, A. MILILLO, E. ROELOF, D. WILLIAMS, S. LIVI, P. BRANDT, P. WURZ et P. BOCHSLER : Solar Wind-Induced Atmospheric Erosion at Mars : First Results from ASPERA-3 on Mars Express. *Science*, 305, 1933–1936, 2004.
- R. LUNDIN, D. WINNINGHAM, S. BARABASH, R. FRAHM, D. BRAIN, H. NILSSON, M. HOLMSTRÖM, M. YAMAUCHI, J. R. SHARBER, J.-A. SAUVAUD, A. FEDOROV, K. ASAMURA, H. HAYAKAWA, A. J. COATES, Y. SOOBIAH, C. CURTIS, K. C. HSIEH, M. GRANDE, H. KOSKINEN, E. KALLIO, J. KOZYRA, J. WOCH, M. FRAENZ, J. LUHMANN, S. MCKENNA-LAWLER, S. ORSINI, P. BRANDT et P. WURZ : Auroral Plasma Acceleration Above Martian Magnetic Anomalies. *Space Science Reviews*, 126, 333–354, 2006a.
- R. LUNDIN, D. WINNINGHAM, S. BARABASH, R. FRAHM, M. HOLMSTRÖM, J.-A. SAUVAUD, A. FEDOROV, K. ASAMURA, A. J. COATES, Y. SOOBIAH, K. C. HSIEH, M. GRANDE, H. KOSKINEN, E. KALLIO, J. KOZYRA, J. WOCH, M. FRAENZ,

- D. BRAIN, J. LUHMANN, S. MCKENNA-LAWLER, R. S. ORSINI, P. BRANDT et P. WURZ : Plasma Acceleration Above Martian Magnetic Anomalies. *Science*, 311, 980–983, 2006b.
- K. K. MAHAJAN, S. SINGH, A. KUMAR, S. RAGHUVANSHI et S. A. HAIDER : Mars Global Surveyor radio science electron density profiles : Some anomalous features in the Martian ionosphere. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, 10006–+, 2007.
- M. C. MALIN : Density of Martian north polar layered deposits - Implications for composition. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 444–447, 1986.
- M. C. MALIN, M. A. CAPLINGER et S. D. DAVIS : Observational Evidence for an Active Surface Reservoir of Solid Carbon Dioxide on Mars. *Science*, 294, 2146–2148, 2001.
- M. C. MALIN et K. S. EDGETT : Evidence for Persistent Flow and Aqueous Sedimentation on Early Mars. *Science*, 302, 1931–1934, 2003.
- C. R. MARTINIS, J. K. WILSON et M. J. MENDILLO : Modeling day-to-day ionospheric variability on Mars. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 108, 8–1, 2003.
- A. S. MCEWEN, M. MALIN, L. KESZTHELYI, P. LANAGAN, R. A. BEYER et W. HARTMANN : Recent and Ancient Flood Lavas on Mars. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 30 de *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1829–+, 1999.
- M. T. MELLON et B. M. JAKOSKY : Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on mars. *J. Geophys. Res.*, 98, 3345–3364, 1993.
- M. MENDILLO, S. SMITH, J. WROTEN, H. RISHBETH et D. HINSON : Simultaneous ionospheric variability on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 108, 6–1, 2003.
- S. M. METZGER, J. R. CARR, J. R. JOHNSON, T. J. PARKER et M. T. LEMMON : Dust devil vortices seen by the mars pathfinder camera. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2781–2784, 1999.
- M. A. MISCHNA, M. I. RICHARDSON, R. J. WILSON et D. J. MCCLEESE : On the orbital forcing of martian water and CO_2 cycles : A general circulation model study with simplified volatile schemes. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108, 5062–+, 2003.

- D. L. MITCHELL, R. P. LIN, C. MAZELLE, H. RÈME, P. A. CLOUTIER, J. E. P. CONNERNEY, M. H. ACUÑA et N. F. NESS : Probing mars' crustal magnetic field and ionosphere with the mgs electron reflectometer. *J. Geophys. Res.*, 106, 23419–23428, 2001.
- I. MITROFANOV, D. ANFIMOV, A. KOZYREV, M. LITVAK, A. SANIN, V. TRET'YAKOV, A. KRYLOV, V. SHVETSOV, W. BOYNTON, C. SHINOHARA, D. HAMARA et R. S. SAUNDERS : Maps of Subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey. *Science*, 297, 78–81, 2002.
- D. D. MORGAN, D. A. GURNETT, D. L. KIRCHNER, R. L. HUFF, D. A. BRAIN, W. V. BOYNTON, M. H. ACUÑA, J. J. PLAUT et G. PICARDI : Solar control of radar wave absorption by the martian ionosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 33, 13202–+, 2006.
- J. MOUGINOT, W. KOFMAN, A. SAFAEINILI et A. HERIQUE : Correction of the ionospheric distortion on the marsis surface sounding echoes. *Planet. Space Sci.*, 56, 917–926, 2008.
- D. O. MUHLEMAN, B. J. BUTLER, A. W. GROSSMAN et M. A. SLADE : Radar images of mars. *Science*, 253, 1508–1513, 1991.
- B. C. MURRAY, L. A. SODERBLOM, J. A. CUTTS, R. P. SHARP, D. J. MILTON et R. B. LEIGHTON : Geological Framework of the South Polar Region of Mars (A 4. 4). *Icarus*, 17, 328–+, 1972.
- N. F. NESS, M. H. ACUÑA, J. E. P. CONNERNEY, A. J. KLIÖRE, T. K. BREUS, A. M. KRYMSKII, P. CLOUTIER et S. J. BAUER : Effects of magnetic anomalies discovered at Mars on the structure of the Martian ionosphere and solar wind interaction as follows from radio occultation experiments. *J. Geophys. Res.*, 105, 15991–16004, 2000.
- Felix S. L. NG et Maria T. ZUBER : Patterning instability on the Mars polar ice caps. *J. Geophys. Res.*, 111, 2006.
- E. NIELSEN, D. D. MORGAN, D. L. KIRCHNER, J. J. PLAUT et G. PICARDI : Absorption and reflection of radio waves in the martian ionosphere. *Planet. Space Sci.*, 55, 864–870, 2007.
- J. F. NOUVEL : *Sondage du sous-sol martien par un radar basse-fréquence depuis un satellite en orbite basse : analyses physiques et préparation des données*. Thèse de doctorat, UJF, 2002.

- J. F. NOUVEL, A. HERIQUE, W. KOFMAN et A. SAFAEINILI : Radar signal simulation : Surface modeling with the facet method. *Radio Sci.*, 39, RS1013, 2004.
- D. C. NUNES et R. J. PHILLIPS : Radar Subsurface Mapping of the Polar Layered Deposits on Mars. *J. Geophys. Res.*, 2006.
- D. A. PAIGE, K. E. HERKENHOFF et B. C. MURRAY : Mariner 9 observations of the south polar CAP of Mars - Evidence for residual CO₂ frost. *J. Geophys. Res.*, 95, 1319–1335, 1990.
- P. PAILLOU, G. GRANDJEAN, J.-M. MALÉZIEUX, G. RUFFIÉ, E. HEGGY, D. PIPONNIER, P. DUBOIS et J. ACHACHE : Performances of Ground Penetrating Radars in arid volcanic regions : Consequences for Mars subsurface exploration. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 911–914, 2001.
- M. PÄTZOLD, S. TELLMANN, B. HÄUSLER, D. HINSON, R. SCHAA et G. L. TYLER : A Sporadic Third Layer in the Ionosphere of Mars. *Science*, 310, 837–839, 2005.
- G. H. PETTENGILL et P. G. FORD : Winter Clouds over the North Martian Polar Cap. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 609–+, 2000.
- E. PETTINELLI, G. VANNARONI, A. CERETI, F. PAOLUCCI, G. DELLA MONICA, M. STORINI et F. BELLA : Frequency and time domain permittivity measurements on solid CO₂ and solid CO₂-soil mixtures as Martian soil simulants. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108, 10–+, 2003.
- G. PICARDI, D. BICCARI, R. SEU, L. MARINANGELI, W. T. K. JOHNSON, R. L. JORDAN, J. PLAUT, A. SAFAENILI, D. A. GURNETT, G. G. ORI, R. OROSEI, D. CALABRESE et E. ZAMPOLINI : Performance and surface scattering models for the Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS). *Planet. Space Sci.*, 52, 149–156, 2004.
- J. J. PLAUT, G. PICARDI, A. SAFAEINILI, A. B. IVANOV, S. M. MILKOVICH, A. CICHETTI, W. KOFMAN, J. MOUGINOT, W. M. FARRELL, R. J. PHILLIPS, S. M. CLIFFORD, A. FRIGERI, R. OROSEI, C. FEDERICO, I. P. WILLIAMS, D. A. GURNETT, E. NIELSEN, T. HAGFORS, E. HEGGY, E. R. STOFAN, D. PLETTEMEIER, T. R. WATTERS, C. J. LEUSCHEN et P. EDENHOFER : Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science*, 316, 92–, 2007.
- T. H. PRETTYMAN, W. C. FELDMAN, M. T. MELLON, G. W. MCKINNEY, W. V. BOYNTON, S. KARUNATILLAKE, D. J. LAWRENCE, S. MAURICE, A. E. METZGER,

- J. R. MURPHY, S. W. SQUYRES, R. D. STARR et R. L. TOKAR : Composition and structure of the Martian surface at high southern latitudes from neutron spectroscopy. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109, 5001–+, 2004.
- H. RISHBETH et M. MENDILLO : Ionospheric layers of Mars and Earth. *Planet. Space Sci.*, 52, 849–852, 2004.
- A. SAFAEINILI, D. BICCARI, O. BOMBACI, D. GURNETT, W. T. K. JOHNSON, R. L. JORDAN, R. OROSEI, G. PICARDI, J. PLAUT, R. SEU, E. ZAMPOLINI et C. ZELLI : Radar sounding of mars : A focus on marsis. *In Conference on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars*, 2001.
- A. SAFAEINILI, W. KOFMAN, J. MOUGINOT, Y. GIM, A. HERIQUE, A. B. IVANOV, J. J. PLAUT et G. PICARDI : Estimation of the total electron content of the Martian ionosphere using radar sounder surface echoes. *Geophys. Res. Lett.*, 34, 23204–+, 2007.
- A. SAFAEINILI, W. KOFMAN, J.-F. NOUVEL, A. HERIQUE et R. L. JORDAN : Impact of Mars ionosphere on orbital radar sounder operation and data processing. *Planet. Space Sci.*, 51, 505–515, 2003.
- N. A. SAVICH, V. A. SAMOVOL, M. B. VASILYEV, A. S. VYSHLOV, L. N. SAMOZNAEV, A. I. SIDORENKO et D. Y. SHTERN : The nighttime ionosphere of mars from mars-4 and mars-5 radio occultation dual-frequency measurements. Rapport technique, NASA, 1976. Document ID : 19760018040 Accession ID : 76N25128 In NASA. Goddard Space Flight Center Solar-Wind Interaction with the Planets Mercury, Venus, and Mars p 41-46 (SEE N76-25125 15-91) Publication Information : 6 ; p 41-46 ; United States ; NASA. Goddard Space Flight Center Solar-Wind Interaction with the Planets Mercury, Venus, and Mars.
- P. SCHULTZ et A. B. LUTZ : Polar wandering of Mars. *Icarus*, 73, 91–141, 1988.
- R. W. SCHUNK et A. F. NAGY : *Ionospheres : Physics, Plasma Physics, and Chemistry*. 2000.
- R. SEU, R. J. PHILLIPS, D. BICCARI, R. OROSEI, A. MASDEA, G. PICARDI, A. SAFAEINILI, B. A. CAMPBELL, J. J. PLAUT, L. MARINANGELI, S. E. SMREKAR et D. C. NUNES : SHARAD sounding radar on the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, 5–+, 2007.

- A. SIHVOLA : *Electromagnetic mixing formulas and applications*. The Institution of Electrical Engineers, 1999.
- J. A. SKINNER, Jr., T. M. HARE et K. L. TANAKA : Digital Renovation of the Atlas of Mars 1 :15,000,000-Scale Global Geologic Series Maps. In S. MACKWELL et E. STANSBERY, éditeurs : *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 de *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 2331–+, 2006.
- D. E. SMITH, M. T. ZUBER, H. V. FREY, J. B. GARVIN, J. W. HEAD, D. O. MUHLEMAN, G. H. PETTENGILL, R. J. PHILLIPS, S. C. SOLOMON, H. J. ZWALLY, W. B. BANERDT, T. C. DUXBURY, M. P. GOLOMBEK, F. G. LEMOINE, G. A. NEUMANN, D. D. ROWLANDS, O. AHARONSON, P. G. FORD, A. B. IVANOV, C. L. JOHNSON, P. J. MCGOVERN, J. B. ABSHIRE, R. S. AFZAL et X. SUN : Mars orbiter laser altimeter. *J. Geophys. Res.*, 106, 23689–23722, 2001.
- L. A. SODERBLOM, M. C. MALIN, J. A. CUTTS et B. C. MURRY : Mariner 9 observations of the surface of Mars in the north polar region. *J. Geophys. Res.*, 78, 4197–4210, 1973.
- S. W. SQUYRES, R. E. ARVIDSON, J. F. BELL, J. BRÜCKNER, N. A. CABROL, W. CALVIN, M. H. CARR, P. R. CHRISTENSEN, B. C. CLARK, L. CRUMPLER, D. J. DES MARAIS, C. D'USTON, T. ECONOMOU, J. FARMER, W. FARRAND, W. FOLKNER, M. GOLOMBEK, S. GOREVAN, J. A. GRANT, R. GREELEY, J. GROTZINGER, L. HASKIN, K. E. HERKENHOFF, S. HVIID, J. JOHNSON, G. KLINGELHÖFER, A. H. KNOLL, G. LANDIS, M. LEMMON, R. LI, M. B. MADSEN, M. C. MALIN, S. M. MCLENNAN, H. Y. MCSWEEN, D. W. MING, J. MOERSCH, R. V. MORRIS, T. PARKER, J. W. RICE, L. RICHTER, R. RIEDER, M. SIMS, M. SMITH, P. SMITH, L. A. SODERBLOM, R. SULLIVAN, H. WÄNKE, T. WDOWIAK, M. WOLFF et A. YEN : The Opportunity Rover's Athena Science Investigation at Meridiani Planum, Mars. *Science*, 306, 1698–1703, 2004.
- S. W. SQUYRES, S. M. CLIFFORD, R. O. KUZ'MIN, J. R. ZIMBELMAN et F. M. COSTARD : Ice in the Martian regolith. pages 523–554, 1992.
- K. L. TANAKA : Dust and Ice Deposition in the Martian Geologic Record. *Icarus*, 144, 254–266, 2000.
- K. L. TANAKA, J. A. P. RODRIGUEZ, J. A. SKINNER, M. C. BOURKE, C. M. FORTEZZO, K. E. HERKENHOFF, E. J. KOLB et C. H. OKUBO : North polar region of Mars :

- Advances in stratigraphy, structure, and erosional modification. *Icarus*, 196, 318–358, 2008.
- P. THOMAS, S. SQUYRES, K. HERKENHOFF, A. HOWARD et B. MURRAY : *Polar deposits of Mars*. Mars, 1992.
- P. C. THOMAS, M. C. MALIN, P. B. JAMES, B. A. CANTOR, R. M. E. WILLIAMS et P. GIERASCH : South polar residual cap of Mars : Features, stratigraphy, and changes. *Icarus*, 174, 535–559, 2005.
- P. G. THOMAS et P. GIERASCH : Dust devils on Mars. *Journal of Geophysical Research Supplement*, 90, 84–85, 1985.
- T. N. TITUS, H. H. KIEFFER et P. R. CHRISTENSEN : Exposed Water Ice Discovered near the South Pole of Mars. *Science*, 299, 1048–1051, 2003.
- G. TOBIE, F. FORGET et F. LOTT : Numerical simulation of the winter polar wave clouds observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Laser Altimeter. *Icarus*, 164, 33–49, 2003.
- R. L. TOKAR, W. C. FELDMAN, T. H. PRETTYMAN, K. R. MOORE, D. J. LAWRENCE, R. C. ELPHIC, M. A. KRESLAVSKY, J. W. HEAD, J. F. MUSTARD et W. V. BOYNTON : Ice concentration and distribution near the south pole of Mars : Synthesis of odyssey and global surveyor analyses. *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), 190000–1, 2002.
- G. L. TYLER, G. BALMINO, D. P. HINSON, W. L. SJOGREN, D. E. SMITH, R. A. SIMPSON, S. W. ASMAR, P. PRIEST et J. D. TWICKEN : Radio science observations with Mars Global Surveyor. *J. Geophys. Res.*, 106, 23327–23348, 2001.
- F. T. ULABY, R. K. MOORE et A. K. FUNG : *Microwave Remote Sensing*. 1986.
- M. B. VASILYEV, A. S. VYSHLOV, M. A. KOLOSOV, N. A. SAVICH, V. A. SAMOVOL, L. N. SAMOZNAYEV, A. I. SIDORENKO, Y. N. ALEKSANDROV, A. I. DANILENKO et V. M. DUBROVIN : Preliminary results of two-frequency radio-occultation of the Mars ionosphere by means of Mars planetary probes in 1974. *NASA STI/Recon Technical Report N*, 75, 24625–+, 1975.
- M. VINCENDON, Y. LANGEVIN, F. POULET, J.-P. BIBRING et B. GONDET : Recovery of surface reflectance spectra and evaluation of the optical depth of aerosols in the near-IR using a Monte Carlo approach : Application to the OMEGA observations of high-latitude regions of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, 8–+, 2007.

- M. VINCENDON, Y. LANGEVIN, F. POULET, J.-P. BIBRING, B. GONDET, D. JOUGLET et OMEGA TEAM : Dust aerosols above the south polar cap of Mars as seen by OMEGA. *Icarus*, 196, 488–505, 2008.
- T. R. WATTERS, B. CAMPBELL, L. CARTER, C. J. LEUSCHEN, J. J. PLAUT, P. GIOVANNI, R. OROSEI, A. SAFAEINILI, S. M. CLIFFORD, W. M. FARRELL, A. B. IVANOV, R. J. PHILLIPS et E. R. STOFAN : Radar sounding of the medusae fossae formation mars : Equatorial ice or dry, low-density deposits? *Science*, 318, 1025, 2007.
- O. WITASSE, J.-F. NOUVEL, J.-P. LEBRETON et W. KOFMAN : HF radio wave attenuation due to a meteoric layer in the atmosphere of Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3039–3042, 2001.
- M. H. G. ZHANG, J. G. LUHMANN et A. J. KLIORE : An observational study of the nightside ionospheres of Mars and Venus with radio occultation methods. *J. Geophys. Res.*, 95, 17095–17102, 1990a.
- M. H. G. ZHANG, J. G. LUHMANN, A. J. KLIORE et J. KIM : A post-Pioneer Venus reassessment of the Martian dayside ionosphere as observed by radio occultation methods. *J. Geophys. Res.*, 95, 14829–14839, 1990b.
- H. ZOU, J.-S. WANG et E. NIELSEN : Effect of the seasonal variations in the lower atmosphere on the altitude of the ionospheric main peak at Mars. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 110, 9311–+, 2005.
- H. ZOU, J.-S. WANG et E. NIELSEN : Reevaluating the relationship between the Martian ionospheric peak density and the solar radiation. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 111, 7305–+, 2006.
- M. T. ZUBER, R. J. PHILLIPS, J. C. ANDREWS-HANNA, S. W. ASMAR, A. S. KONOPLIV, F. G. LEMOINE, J. J. PLAUT, D. E. SMITH et S. E. SMREKAR : Density of Mars' South Polar Layered Deposits. *Science*, 317, 1718–, 2007.
- M. T. ZUBER, D. E. SMITH, S. C. SOLOMON, J. B. ABSHIRE, R. S. AFZAL, O. AHARONSON, K. FISHBAUGH, P. G. FORD, H. V. FREY, J. B. GARVIN, J. W. HEAD, A. B. IVANOV, C. L. JOHNSON, D. O. MUHLEMAN, G. A. NEUMANN, G. H. PETTENGILL, R. J. PHILLIPS, X. SUN, H. J. ZWALLY, W. B. BANERDT et T. C. DUXBURY : Observations of the North Polar Region of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Science*, 282, 2053–+, 1998.

Liste des publications et communications relatives à cette thèse

Publications dans des revues à comité de lecture

- J. J. Plaut, G. Picardi, A. Safaeinili, A. B. Ivanov, S. M. Milkovich, A. Cicchetti, W. Kofman, **J. Mouginot**, W. M. Farrell, R. J. Phillips, S. M. Clifford, A. Frigeri, R. Orosei, C. Federico, I. P. Williams, D. A. Gurnett, E. Nielsen, T. Hagfors, E. Heggy, E. R. Stofan, D. Plettemeier, T. R. Watters, C. J. Leuschen et P. Edenhofer : Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars *Science*, 2007, 316, 92-
- R. Seu, R. J. Phillips, G. Alberti, D. Biccari, F. Bonaventura, M. Bortone, D. Calabrese, B. A. Campbell, M. Cartacci, L. M. Carter, C. Catallo, A. Croce, R. Croci, M. Cutigni, A. Di Placido, S. Dinardo, C. Federico, E. Flamini, F. Fois, A. Frigeri, O. Fuga, E. Giacomoni, Y. Gim, M. Guelfi, J. W. Holt, W. Kofman, C. J. Leuschen, L. Marinangeli, P. Marras, A. Masdea, S. Mattei, R. Mecozzi, S. M. Milkovich, A. Morlupi, **J. Mouginot**, R. Orosei, C. Papa, T. Paternò, P. Persi del Marmo, E. Pettinelli, G. Pica, G. Picardi, J. J. Plaut, M. Provenziani, N. E. Putzig, F. Russo, A. Safaeinili, G. Salzillo, M. R. Santovito, S. E. Smrekar, B. Tattarletti et D. Vicari : Accumulation and Erosion of Mars South Polar Layered Deposits, *Science*, 2007, 317, 1715-
- A. Safaeinili, W. Kofman, **J. Mouginot**, Y. Gim, A. Herique, A. B. Ivanov, J. J. Plaut et G. Picardi : Estimation of the total electron content of the Martian ionosphere using radar sounder surface echoes, *Geoph. Res. Letters* , 2007, 34, 23204-+
- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili et A. Herique : Correction of the ionospheric distortion on the MARSIS surface sounding echoes, *Plan. and Space Sci.* , 2008, 56, 917-926
- F. Leblanc, O. Witasse, J. Lilensten, R. A. Frahm, A. Safaeinili, D. A. Brain, **J. Mouginot**, H. Nilsson, Y. Futaana, J. Halekas, M. Holmström, J. L. Bertaux, J.

- D. Winningham, W. Kofman et R. Lundin : Observations of aurorae by SPICAM ultraviolet spectrograph on board Mars Express : Simultaneous ASPERA-3 and MARSIS measurements, *J. of Geophys. Res.*, 2008, 113, 8311-+
- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili, C. Grima, A. Herique, J. Plaut : MARSIS surface reflectivity of the south residual cap of Mars, soumis à *Icarus*.
 - C. Grima, W. Kofman, **J. Mouginot**, A. Herique, D. Biccari, R. Seu, M. Cutigni : Dielectric mapping of bulk polar ices on Mars, soumis à *Science*.

Résumés soumis à des conférences internationales

- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Herique, J. J. Plaut, A. Safaeinili, A. B. Ivanov et G. Picardi : MARSIS penetrating radar measurement of the total electron content and of the south polar layered deposits. *First European Planetary Science Conference*, Berlin, 2006.
- J. J. Plaut, G. Picardi, A. Cicchetti, S. Clifford, P. Edenhofer, W. Farrell, C. Federico, A. Frigeri, E. Heggy, A. Herique, A. Ivanov, R. Jordan, W. Kofman, C. Leuschen, S. Milkovich, **J. Mouginot**, E. Nielsen, R. Orosei et E. Pettinelli : MARSIS Subsurface Sounding Observations of the South Polar Region of Mars. *Fourth International Conference on Mars Polar Science and Exploration*, Davos, 2006.
- A. Herique, A. Roux, J. P. Goutail, P. Grussenmeyer, L. Moreau, M. Dechambre, M. Gay, W. Kofman, **J. Mouginot**, P. Volcke : Consert Radar Tomography in transmission, a new for glaciers characterisation : Perspectives and preliminary results for the Glacier de l'Argentière. *European Geosci. Union*, Vienne, 2006.
- J. J. Plaut, G. Picardi, S. Clifford, W. Farrell, A. Frigeri, W. Kofman, S. Milkovich, E. Heggy, A. Ivanov, **J. Mouginot**, R. Orosei, R. Phillips, D. Plettmeier et A. Safaeinili : MARSIS Subsurface Sounding Observations of the Polar Deposits of Mars. *American Geoph. Union*, 2006.
- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili et A. Herique : Ionospheric Correction for MARSIS on Mars Express and Total Electron Content (TEC) Estimation. *7th International Conference on Mars*, Pasadena, 2007.
- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili et A. Herique : Results from MARSIS surface sounding mode measurement of total electron content of the martian ionosphere. *Second European Planetary Science Conference*, Postdam, 2007.
- C. Simon, O. Witasse, F. Leblanc, J. Liliensten, **J. Mouginot**, W. Kofman, J.-L. Bertaux : Analysis and modelling of SPICAM data onboard Mars Express.

European Geosci. Union, Vienne, 2007.

- A. Safaeinili, W. Kofman, **J. Mouginot**, A. Ivanov, Y. Gim, J. Plaut, G. Picardi : MARSIS Observation of Mars Ionosphere using Surface Radar Echoes. *European Geosci. Union*, Vienne, 2007.
- J. Mouginot, W. Kofman, A. Safaeinili, J. Plaut et G. Picardi : Preliminary results of surface study by MARSIS. *European Mars Science and Exploration Conference : Mars Express & ExoMars*, Noordwijk, 2007.
- C. Grima, W. Kofman, **J. Mouginot**, A. Servain, P. Beck, A. Pommerol, A. Herique, R. Seu : Surface and subsurface study of unusual ice scarps, southern polar cap of Mars. *37th COSPAR Scientific Assembly*, Montreal, 2008.
- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili, A. Herique, J. Plaut, G. Picardi et C. Grima : Thickness of south residual cap of Mars by MARSIS. *37th COSPAR Scientific Assembly*, Montreal, 2008.
- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili, A. Herique, J. J. Plaut et G. Picardi : Calibration of MARSIS Surface Echoes. *39th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, 2008.
- **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili, A. Herique, J. J. Plaut et G. Picardi : Thickness of South Residual Cap of Mars by MARSIS. *39th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, 2008.

Résumés soumis à des conférences nationales

1. **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Herique, J. Plaut, A. Safaeinili, A. Ivanov et G. Picardi : Mesures avec le radar MARSIS du contenu total en électron (TEC) de l'ionosphère et des dépôts stratifiés du pôle sud de Mars. *Congrès du PNP*, Nancy, 2006.
2. **J. Mouginot**, W. Kofman, A. Safaeinili et A. Herique : Results from MARSIS sounding mode on the total electron content of the martian ionosphere. *Journées de la SF₂A*, Grenoble, 2007.

Annexes

Listes des orbites retirées de l'étude

Numéro d'orbite	Date	Observations	Angle solaire zénithal
1986	1 Août 2005	Pas de signal	52 - 65°
1989	2 Août 2005	Quasiment pas de signal	52 - 99°
1991	3 Août 2005	Quasiment pas de signal	76 - 99°
1992	3 Août 2005	Pas de signal	76 - 98°
1993	3 Août 2005	Pas de signal	76 - 98°
1995	4 Août 2005	Très faible	76 - 98°
1996	4 Août 2005	Très faible	76 - 97°
1998	5 Août 2005	Faible	76 - 97°
1999	5 Août 2005	Faible	76 - 97°
2000	5 Août 2005	Faible	76 - 97°
2002	6 Août 2005	Faible	76 - 96°
2004	6 Août 2005	Faible	76 - 96°
2008	8 Août 2005	Faible	76 - 95°
2422	1 Déc. 2005	Faible	23 - 102°
2424	2 Déc. 2005	Faible	24 - 102°
2603	21 Jan. 2006	Très faible	65 - 116°
2619	26 Jan. 2006	Localement faible	90 - 125°
2648	3 Fév. 2006	Localement faible	89 - 123°

Numéro d'orbite	Date	Observations	Angle solaire zénithal
2708	19 Fév. 2006	Localement très faible	87 - 116°
2771	9 Mars 2006	Faible	97 - 110°
2774	10 Mars 2006	Localement faible	98 - 110°
2775	10 Mars 2006	Légèrement faible	98 - 110°
2791	15 Mars 2006	Localement faible	100 - 109°
2792	15 Mars 2006	Localement faible	100 - 109°
2795	16 Mars 2006	Localement faible	101 - 108°
2800	17 Mars 2006	Faible	100 - 108°
2806	19 Mars 2006	Localement faible	99 - 108°
2832	26 Mars 2006	Faible	94 - 107°
2840	28 Mars 2006	Localement faible	105 - 107°
2871	6 Avr. 2006	Faible	86 - 107°
2872	6 Avr. 2006	Faible	86 - 107°
2900	14 Avr. 2006	Localement faible	80 - 107°
3635	6 Nov. 2006	Très faible	38 - 129°
3636	6 Nov. 2006	Très faible	38 - 128°
3639	7 Nov. 2006	Pas de signal	76 - 125°
3642	8 Nov. 2006	Pas de signal	35 - 122°
3643	8 Nov. 2006	Pas de signal	34 - 123°
3644	9 Nov. 2006	Pas de signal	34 - 123°
3645	9 Nov. 2006	Pas de signal	34 - 120°
3701	25 Nov. 2006	Faible	79 - 133°
3702	25 Nov. 2006	Faible	54 - 133°
3739	5 Déc. 2006	Très faible	94 - 133°
3740	5 Déc. 2006	Pas de signal	62 - 133°
3741	6 Déc. 2006	Pas de signal	62 - 133°

Numéro d'orbite	Date	Observations	Angle solaire zénithal
3742	6 Déc. 2006	Pas de signal	62 - 133°
3744	7 Déc. 2006	Très faible	63 - 133°
3745	7 Déc. 2006	Très faible	63 - 133°
3746	7 Déc. 2006	Faible	93 - 133°
3747	7 Déc. 2006	Faible	64 - 132°
3748	8 Déc. 2006	Légèrement faible	64 - 132°
3752	8 Déc. 2006	Faible	91 - 132°
3792	20 Déc. 2006	Faible	73 - 129°
3793	20 Déc. 2006	Faible	73 - 129°
3795	21 Déc. 2006	Faible	73 - 128°
3802	23 Déc. 2006	Faible	75- 128°
3838	2 Jan. 2007	Faible	81 - 122°
3851	6 Jan. 2007	Localement faible	115 - 120°
3853	6 Jan. 2007	Localement faible	84 - 120°
3856	7 Jan. 2007	Localement faible	84 - 120°
3867	10 Jan. 2007	Localement faible	86 - 118°
3885	15 Jan. 2007	Faible	95 - 115°
3895	18 Jan. 2007	Localement faible	90 - 113°
3902	20 Jan. 2007	Faible	91 - 112°
3904	20 Jan. 2007	Localement faible	91 - 112°
4114	21 Mars 2007	Localement faible	71 - 90°
4141	28 Mars 2007	Localement faible	70 - 87°
4177	7 Avr. 2007	Faible	72 - 81°
4613	7 Août 2007	Localement faible	54 - 118°
4618	8 Août 2007	Très faible	54 - 119°
4626	11 Août 2007	Localement faible	54 - 120°

Numéro d'orbite	Date	Observations	Angle solaire zénithal
4649	17 Août 2007	Localement faible	54 - 122°
4679	25 Août 2007	Localement faible	54 - 123°
4722	6 Sept. 2007	Localement faible	89 - 124°
4726	8 Sept. 2007	Mauvaise correction	81 - 95°
4768	19 Sept. 2007	Faible	94 - 121°
4790	25 Sept. 2007	Légèrement faible	67 - 119°
4794	27 Sept. 2007	Faible	88 - 119°
4843	10 Oct. 2007	Localement faible	76 - 113°
4857	14 Oct. 2007	Très faible	95 - 111°
4909	29 Oct. 2007	Faible	95 - 103°

Création et Lecture de fichiers ESRI shapefile avec IDL

Concept général

Il existe dans IDL une classe d'objet qui permet l'accès aux données contenues dans les fichiers "shapefile" utilisées par ArcGIS. Cette classe appelée `IDLffShape` est associée à des fonctions permettant de lire, ouvrir, créer ou modifier les fichiers "shapefile". Ces fichiers ESRI (pour Environmental Systems Research Institute, Inc) «shapefile» (.shp) consistent en un fichier principal, un fichier index et une table dBASE. Les trois fichiers sont créés par IDL et peuvent ensuite être directement importés dans ArcGIS comme une nouvelle couche.

La procédure suivante pour créer cette couche ("shapefile") comprend 4 étapes : la création des fichiers "shapefile", la création des attributs de nos entités¹⁴, la définition de la position l'entité et l'enregistrement de ces modifications.

Création d'un fichier "shapefile"

La commande pour créer ces fichiers est :

¹⁴identique pour toutes les entités

Shape Type	Type Code	Définition
Point	1	Point [x,y]
PolyLine	3	Vecteur
Polygon	5	Polygone = surface
Multipoint	8	Ensemble de points
PointZ	11	Un point [x,y,z] + mesure en option
PolyLineZ	13	vecteur [x,y] + z + mesure en option
PolygonZ	15	Polygone + z + + mesure en option
MultipointZ	18	Ensemble de PointZ
PointM	21	Point + mesure
PolyLineM	23	Vecteur + mesures
PolygonM	25	Polygone + mesures pour chaque point du polyg.
MultipointM	28	Ensemble de PointM
MultiPatch	31	Complicé ...

Table 5.6:

```
shapefile = OBJ_NEW( 'IDLffShape' , '/home/mouginot/GIS/example.shp' , $
                    /UPDATE , ENTITY_TYPE = 5 )
```

En fonction du type de couches souhaitées, il est nécessaire de changer la valeur de `ENTITY_TYPE`.

Voici un tableau récapitulatif de ces valeurs en fonction du type d'entité¹⁵ (ces informations se trouvent aussi dans l'aide IDL).

Par la suite, nous traitons juste le cas 1 pour un point et 5 pour un polygone. On pourra facilement extrapoler aux autres cas si nécessaire.

La ligne de commande décrite précédemment correspond à la création du fichier "shapefile" qui ne contiendra alors qu'un élément. Si par la suite, nous souhaitons rajouter un autre élément, il est nécessaire d'ouvrir le fichier déjà créé. Comme on ne peut pas changer le type des entités, la commande sera simplement:

```
shapefile = OBJ_NEW( 'IDLffShape' , '/home/mouginot/GIS/example.shp' , $
                    /UPDATE )
```

¹⁵Ce tableau est tiré de ESRI Shapefile Technical Description.

Définition des attributs de nos entités

Quelque soit le type d'entité retenu, on définit de la même manière ses attributs. Pour le moment nous avons l'impression que la définition de x attributs à la première entité, empêche de changer par la suite mais cela reste à voir.

```
shapefile -> AddAttribute, 'NAME_ATTRIBUT_0' , 7 , 25 , PRECISION = 0
shapefile -> AddAttribute, 'NAME_ATTRIBUT_1' , 7 , 25 , PRECISION = 0
```

Le premier champ correspond au nom de l'attribut, le deuxième au type (entier, réel ou caractères), le troisième au nombre de digits et le dernier champ au nombre de décimales pour un réel (voir l'aide IDL). Ici nous avons uniquement défini les attributs, il faudra par la suite récupérer une structure contenant les attributs puis la remplir.

Définition des valeurs/positions de notre entité

Cette étape s'effectue après avoir ouvert/créé notre objet `shapefile`.

Pour définir notre entité (pas ses attributs) c'est-à-dire remplir sa fiche technique (latitude, longitude, etc ...), il faut exécuter les commandes suivantes:

```
; Creation d'une structure shapefile
entite = {IDL_SHAPE_ENTITY}
```

Voici à quoi ressemble cette entité :

```
IDL> help,entite,/st
** Structure IDL_SHAPE_ENTITY, 10 tags, length=100, data length=100:
SHAPE_TYPE      LONG           0
ISHAPE          LONG           0
BOUNDS          DOUBLE      Array[8]
N_VERTICES      LONG           0
VERTICES        POINTER     <NullPointer>
MEASURE         POINTER     <NullPointer>
N_PARTS         LONG           0
PARTS           POINTER     <NullPointer>
PART_TYPES      POINTER     <NullPointer>
ATTRIBUTES      POINTER     <NullPointer>
```

Il est donc nécessaire maintenant de remplir cette structure. Ci-dessous deux exemples un pour un point (`ENTITY_TYPE=1`) et l'autre pour un polygone (`ENTITY_TYPE=5`):

```

; Define the values for the new entity
entNew.SHAPE_TYPE = 1
entNew.ISHAPE = 1 ; type <-> point
entNew.BOUNDS[0] = -666.25100 ; xmin
entNew.BOUNDS[1] = 40.026878 ; ymin
entNew.BOUNDS[2] = 0.00000000 ; zmin (optionnal)
entNew.BOUNDS[3] = 0.00000000 ; measure minimum (optionnal)
entNew.BOUNDS[4] = -666.25100 ; xmax
entNew.BOUNDS[5] = 40.026878 ; ymax
entNew.BOUNDS[6] = 0.00000000 ; zmax (optionnal)
entNew.BOUNDS[7] = 0.00000000 , measure maximum (optionnal)
entNew.N_VERTICES = 1 ; take out of example, need as workaround

```

La méthode est un plus compliquée pour un polygone¹⁶:

```

; Define the values for the new entity
entNew.SHAPE_TYPE = 5 ; type <-> polygone
entNew.ISHAPE = 0
entNew.BOUNDS[0] = -110.0
entNew.BOUNDS[1] = 38.0
entNew.BOUNDS[2] = 0.00000000
entNew.BOUNDS[3] = 0.00000000
entNew.BOUNDS[4] = -100.0
entNew.BOUNDS[5] = 40.0
entNew.BOUNDS[6] = 0.00000000
entNew.BOUNDS[7] = 0.00000000
entNew.N_VERTICES = 4 ; nombre de points dans le polygone

; comme vertices ou measure, etc... sont des pointeurs,
; on procede de la manière suivante:
entnew.vertices = ptr_new(dblarr(2,4))
(*entnew.vertices)[1,*]=[38,38,40,40] ; latitude
(*entnew.vertices)[0,*]=[-100,-110,-110,-100] ; longitude

```

¹⁶ou polyline, polylineM, etc ...

Remplissage des attributs et sauvegarde de l'entité

Pour cette étape, il faut créer une structure avec nos attributs, on pourra ensuite y rentrer les attributs avec l'entité dans le shapefile, voici comment se présente cette étape:

```

;Create structure for new attributes
attrNew = shapefile ->GetAttributes(/ATTRIBUTE_STRUCTURE)

;Define the values for the new attributes
attrNew.ATTRIBUTE_0 = 'Denver'
attrNew.ATTRIBUTE_1 = 'Colorado'

;Add the new entity to new shapefile
shapefile -> PutEntity, entNew

;Add the Colorado attributes to new shapefile
shapefile -> SetAttributes, 0, attrNew

;Close the shapefile
OBJ_DESTROY, shapefile

```

Lors de la ligne avec `|SetAttributes`, le 0 doit en fait correspondre aux numéros de l'entité que l'on veut mettre à jour 0, 1, 2, etc.

Rappels sur les ondes électromagnétiques

La notation complexe d'un onde électromagnétique se fait sous la forme :

$$u(\vec{r}, t) = u_0 e^{-i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})} \quad (5.10)$$

Les équations de Maxwell sont décrites par :

$$\begin{aligned}
\vec{\nabla} \cdot \vec{E} &= \frac{\rho}{\epsilon_0} \\
\vec{\nabla} \wedge \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\
\vec{\nabla} \cdot \vec{B} &= 0 \\
\vec{\nabla} \wedge \vec{B} &= \mu_0 \vec{j} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}
\end{aligned}$$

Et pour une onde électromagnétique ces équations se simplifient :

$$\begin{aligned}
i\vec{k} \cdot \vec{E} &= \frac{\rho}{\epsilon_0} \\
i\vec{k} \wedge \vec{E} &= i\omega \vec{B} \\
i\vec{k} \cdot \vec{B} &= 0 \\
i\vec{k} \wedge \vec{B} &= \mu_0 \vec{j} - i\mu_0 \epsilon_0 \omega \vec{E}
\end{aligned}$$

Comme l'on sait que $\epsilon_0 \mu_0 = 1/c^2$ et en multipliant la dernière équation de Maxwell par ω , on peut réécrire :

$$\vec{k} \wedge \omega \vec{B} = -i\omega \mu_0 \vec{j} - \frac{\omega^2}{c^2} \vec{E} \quad (5.11)$$

L'équation de propagation est donc donnée par :

$$\begin{aligned}
\vec{k} \wedge \vec{k} \wedge \vec{E} &= -i\omega \mu_0 \vec{j} - \frac{\omega^2}{c^2} \vec{E} \\
(\vec{k} \cdot \vec{E}) \vec{k} - k^2 \vec{E} &= -i\omega \mu_0 \vec{j} - \frac{\omega^2}{c^2} \vec{E} \\
(k^2 - \omega^2/c^2) \vec{E} - (\vec{k} \cdot \vec{E}) \vec{k} &= i\omega \mu_0 \vec{j}
\end{aligned} \quad (5.12)$$

L'équation 5.12 correspond à l'équation générale de propagation d'un onde. On peut maintenant différencier le cas où l'onde se propage dans le vide ou dans un plasma.

Pour une onde dans le vide, les courants sont nulles et $\vec{j} = 0$; la solution pour que $\vec{E} \neq 0$ est alors $\omega/k = c$ et on a $\vec{k} \perp \vec{E}$.

Onde dans un plasma "froid" sans champ magnétique

Pour une onde dans un plasma, les courants \vec{j} ne sont pas nuls. Prenons le cas le plus simple d'un plasma "froid" sans champ magnétique. La dénomination de plasma "froid"

signifie que l'agitation thermique des particules du plasma est négligeable, c'est à dire que toutes les particules ont une même vitesse \vec{v} . Cette hypothèse n'est valable que si la vitesse des particules du plasma est très inférieure à la vitesse de phase de l'onde : $v_{th} \ll v_\varphi$.

- Le mouvement de particules de masse m et de charge q est décrit par l'équation :

$$m \frac{d\vec{v}}{dt} = q(\vec{E} + \vec{v} \wedge \vec{B})$$

On peut montrer aisément que la contribution du champ magnétique dans cette équation est négligeable face à celle du champ électrique ¹⁷.

$$\vec{v} \wedge \vec{B} \propto vB \propto v \frac{kE}{\omega}$$

Or dans l'hypothèse d'un plasma "froid" on vient de voir que $v_{th} \ll v_\varphi = \omega/k$ par conséquent $v \frac{kE}{\omega} \ll E$. L'équation du mouvement se réduit alors à :

$$-i\omega m \vec{v} = q \vec{E} \quad (5.13)$$

- Le courant \vec{j} est décrit par l'équation :

$$\vec{j} = \sum_i q_i n_i \vec{v}_i \quad (5.14)$$

i correspond à l'espèce de particules considérée. Le courant engendré par le mouvement des électrons de masse m_e et de charge e est donc $\vec{j}_e = q_e n_e \vec{v}_e$ et avec l'équation du mouvement 5.13 on obtient donc :

$$\vec{j}_e = i \frac{n_e e^2}{\omega m_e} \vec{E}$$

De la même manière, on obtient le courant engendré par les ions de masse m_i et de charge Ze (avec $n_i Z = n_e$) :

$$\vec{j}_i = i \frac{n_i e^2}{\omega m_i} \vec{E} = i \frac{n_e e^2}{\omega Z m_i} \vec{E}$$

¹⁷toujours dans le cas d'un plasma "froid"

Le courant total \vec{j} est la somme des courants électronique et ionique, soit :

$$\begin{aligned}\vec{j} = \vec{j}_e + \vec{j}_i &= i \frac{n_e e^2}{m_e \omega} \left(1 + \frac{m_e}{Z m_i} \right) \vec{E} \\ &\approx i \frac{n_e e^2}{m_e \omega} \vec{E} \\ &= i \varepsilon_0 \frac{\omega_p^2}{\omega} \vec{E}\end{aligned}$$

Nous avons introduit dans cette équation que la pulsation plasma $\omega_p = \sqrt{\frac{n_e e^2}{m_e \varepsilon_0}}$ ¹⁸. On néglige la contribution des ions car la masse des ions est beaucoup plus grande que celle des électrons.

Reprenons l'équation de propagation 5.12 d'une onde dans un plasma que nous avons défini le courant \vec{j} dans un plasma. On peut rapidement établir que :

$$[k^2 - (\omega^2 - \omega_p^2) / c^2] \vec{E} - (\vec{k} \cdot \vec{E}) \vec{k} = 0$$

Il n'y a alors que deux solutions possibles à cette équation, soit $\vec{E} \parallel \vec{k}$ ou bien $\vec{E} \perp \vec{k}$.

- Dans le premier cas $\vec{E} \parallel \vec{k}$, les ondes sont longitudinales et $\omega = \omega_p$ (le plasma oscille à sa fréquence propre).
- Dans le second cas $\vec{E} \perp \vec{k}$, les ondes sont transverses et $k^2 = (\omega^2 - \omega_p^2) / c^2$. Le vecteur d'onde k est égal à $n\omega/c$ où n est l'indice de réfraction. L'indice de réfraction dans un plasma est donc donné par $n = (1 - \omega_p^2 / \omega^2)^{1/2}$.

¹⁸La pulsation plasma représente indirectement le temps nécessaire au plasma pour se réorganiser suite à la perturbation introduite par l'onde se propageant. Si la fréquence de l'onde est trop faible par rapport à celle du plasma, cela signifie que les oscillations du champ électro-magnétique sont assez lentes pour que le plasma ait le temps de se "recombiner". Dans ce cas, l'onde ne se propage plus dans le plasma.