



HAL
open science

Etude et modélisation des performances des radars sondeurs basse fréquence pour la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars

Essam Heggy

► **To cite this version:**

Essam Heggy. Etude et modélisation des performances des radars sondeurs basse fréquence pour la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2002. Français. NNT: . tel-00011598

HAL Id: tel-00011598

<https://theses.hal.science/tel-00011598>

Submitted on 22 Feb 2006

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.

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Spécialité

Astronomie et Astrophysique

présentée par

Essam HEGGY

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS VI

**Etude et modélisation des performances des radars sondeurs basse
fréquence pour la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars**

Soutenue le 16 Septembre 2002

devant le jury d'examen composé de :

P. Paillou	- <i>Observatoire Astronomique de Bordeaux, fr</i>
J. J. Berthelier	- <i>CETP, Saint-Maur, fr</i>
G. Olhoeft	- <i>Colorado School of Mines, Boulder, USA</i>
S. Clifford	- <i>Lunar Planetary Institute, Houston, USA</i>
F. Costard	- <i>Université Paris-Sud, Orsay, fr</i>
P. Encrenaz	- <i>Observatoire de Paris, Paris, fr</i>
J. P. Parneix	- <i>ENS Chimie et Physique de Bordeaux, fr</i>
J.M. Malezieux	- <i>EGID-Université de Bordeaux III, Bordeaux, fr</i>

**Thèse préparée à l'Observatoire Astronomique de Bordeaux
UMR 5804**

à tous les enfants non scolarisés de mon pays,

Remerciements

Les résultats de ce travail ainsi que les publications qui en sont issues sont le fruit d'un travail d'équipe dirigé par Philippe Paillou de l'Observatoire Astronomique de Bordeaux. Je tiens à le remercier pour les efforts qu'il a consentis pour encadrer ce travail ainsi que pour ses précieux conseils. Ceci a permis l'éclosion d'un milieu particulièrement favorable qui a grandement contribué à la réussite de ce travail. J'espère que notre collaboration se poursuivra.

Je remercie aussi Gilles Ruffié, François Demontoux et Jean-Paul Parneix du laboratoire PIOM à l'École Nationale Supérieure de Chimie et de Physique de Bordeaux (ENSCP) pour avoir encadré mon travail et pour tout le temps qu'ils m'ont accordé et les moyens expérimentaux qu'ils ont mis à ma disposition.

Mes remerciements vont aussi à Jean Marie Malézieux, Brigitte Spiteri et aux personnels du laboratoire EGID (Environnement, Géo-Ingénierie, Imagerie et Développement) pour leurs conseils et soutien.

Merci à tout le personnel de l'Observatoire de Bordeaux et du laboratoire PIOM pour avoir suivi avec moi cette aventure martienne.

Je tiens à remercier Gary Olhoeft du Colorado School of Mines et Jean-Jacques Berthelier du Centre d'étude des Environnements Terrestres et Planétaires pour avoir accepté d'être les rapporteurs de mon travail de thèse.

Tous mes remerciements aussi à Stephen Clifford du Lunar and Planetary Institute de Houston pour ses précieux conseils sur l'hydrologie martienne et sa participation à mon jury de thèse.

Un très grand merci à Pierre Encrenaz de l'Observatoire de Paris. Sans son soutien et celui de toute l'équipe de l'École Doctorale d'Astronomie et d'Astrophysique d'Ile de France, le petit Égyptien arrivé en France dans son bureau en 1998 n'aurait jamais pu aller aussi loin.

Je tiens à affirmer toute ma reconnaissance à François Costard et Nicolas Mangold pour leur aide sur la géologie martienne et le soutien scientifique apporté à ce travail de thèse.

Je remercie mes collègues de l'Observatoire : Thomas, Johan, Olivier, Simon, Sébastien, Franck, Valentine, les deux Éric, les deux Nicolas, Jean-Luc et Laetitia pour toute l'amitié qu'on a partagée durant ces trois ans à Bordeaux. Je leur dois un accueil chaleureux, et j'ai appris quelque chose de chacun d'entre eux. Merci pour votre soutien moral de tous les instants.

Je remercie aussi Richard Simpson de l'Université de Stanford, Ali Safaeinelli du JPL, Roberto Oresei de l'ASI ainsi que toute l'équipe de MARSIS et Yuri Ozorovich du RSSI à Moscou, pour les discussions sur les résultats de ce travail et ses perspectives.

Enfin, je remercie tous les gens simples qui m'ont aidé dans mes tâches quotidiennes pendant mon séjour en France, à qui je dois beaucoup. L'accueil chaleureux, la convivialité présente dans ce pays fascinant, leur aide et le savoir que j'ai acquis ici constituent pour moi une dette que je n'oublierai jamais.

Résumé

Les performances des systèmes de sondage radar (radars géologiques, systèmes aéroportés, sondeur orbital) sont liées à leur capacité de pénétration dans les matériaux géologiques qui constituent les sites observés. Notre thématique de recherche consiste à étudier expérimentalement les propriétés géo-électrique du sous-sol martien et à modéliser l'écho radar rétro-diffusé afin, de quantifier les capacités des radars sondeurs basse fréquence (de 1 à 20 MHz) à détecter la présence de possibles réservoirs d'eau situés à quelques centaines de mètres de profondeur dans le sous-sol de Mars. La rugosité des interfaces géologiques et leur géométrie ne contribuant que partiellement à la rétro-diffusion des ondes radar basse fréquence, ce sont principalement les propriétés électromagnétiques des matériaux (permittivité électrique et perméabilité magnétique) qui contrôlent la profondeur de pénétration et l'identification de zones humides. Ainsi, la connaissance des propriétés géo-électriques et de la stratigraphie du sous-sol martien est indispensable pour l'inversion et l'interprétation des futurs données des sondeurs radars.

L'étude menée dans ce travail de thèse concerne principalement trois instruments radar dédiés à la recherche des réservoirs d'eau dans le sous-sol de Mars. Le premier est l'instrument MARSIS (Mars Advanced Radar for Sub-surface and Ionosphere Sounding) qui partira à bord de la mission Mars Express de l'ESA en 2003. Il s'agit d'un sondeur vertical en orbite à 400 km d'altitude, qui fonctionnera dans la bande de fréquence 1.3 à 5 MHz. Le second est un sondeur à 20 MHz SHARAD (SHALLOW sub-surface sounding RADAR) à bord de la plate-forme orbitale Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) de la NASA qui sera lancée en 2005. Le troisième instrument concerne le projet Netlander du CNES qui embarquera en 2007 quatre GPR (Ground Penetrating Radar) qui réaliseront un sondage mono-statique du sous-sol martien depuis sa surface, à une fréquence centrale de 2 MHz. Les profondeurs de pénétration de ces instruments ont été calculées à partir de modèle simple du sous-sol martien, de valeurs sous estimées de la permittivité du sol et des tangentes de perte très faibles. Considérant une dynamique de -60 dB pour MARSIS et SHARAD et de -100 dB pour Netlander, les profondeurs de pénétration ont été estimées jusqu'à 5 km pour les radars de Mars Express et de Netlander, et à environ 1 km pour SHARAD.

La première étape de notre travail a consisté à étudier les propriétés électriques et magnétiques de matériaux volcaniques et sédimentaires susceptibles d'être présents dans le sous-sol de Mars. Nous avons donc effectué des mesures de permittivité électrique et de perméabilité magnétique des échantillons représentatifs (en termes de composition minéralogique et des conditions de température et porosité) des couches géologiques constituant le modèle général du sous-sol martien proposé par Clifford en 1993, choisis en fonction des connaissances actuelles de la pétrologie et la minéralogie de la surface et du sous-sol de Mars. Les techniques de mesure utilisent deux analyseurs d'impédance HP 4192A et HP 4291A, dans la gamme de 1 à 500 MHz, associés à deux cellules capacitatives l'une électriques et l'autre magnétiques. Nous avons étudié les variations des caractéristiques électriques et magnétiques des matériaux en fonction de paramètres comme la porosité et le profil thermique du sous-sol. Cette première étape nous a permis d'établir un profil diélectrique général du sous-sol de Mars à 2 MHz, que nous avons ensuite utilisé pour calculer les profondeurs de pénétration et les atténuations dans le signal radar rétro-diffusé. Ses résultats ont permis ainsi de réévaluer la capacité d'un radar sondeur à détecter la présence de la nappe phréatique dans le sous-sol martien, dans la limite des capacités de détection des instruments de Netlander et de Mars Express. Nous avons ainsi montré, à partir de valeurs de permittivité et de perméabilité mesurées en laboratoire, que les performances des sondeurs radar ont été parfois largement surestimées. Nos résultats indiquent que les profondeurs de pénétration se réduisent à 1 km pour les GPR de Netlander, et moins de 400 m pour les instruments MARSIS et SHARAD.

Si on assume que le modèle de Clifford décrit la majorité des terrains martiens, il serait donc difficile de détecter et de cartographier la nappe phréatique dans le sous-sol martien de façon non ambiguë à l'état actuel des performances des trois sondeurs radar.

Une recherche de sites spécifiques présentant un contexte minéralogique moins riche en oxyde de fer (effet d'atténuation par conduction), ainsi que des conditions géophysiques favorisant un meilleur contraste diélectrique entre les différentes couches du sous-sol, est donc nécessaire à une détection non ambiguë de la présence d'eau dans le sous-sol de Mars.

Dans la deuxième partie de notre travail, nous avons construit quatre modèles géologiques (à partir des observations Viking, MOC et TES de la surface) correspondant à des contextes locaux représentant un intérêt particulier pour la recherche de lentilles d'eau dans le proche sous-sol de Mars. Ces sites pourraient constituer des cibles d'atterrissages potentiels pour les GPR de Netlander. Nous avons ensuite synthétisé en laboratoire des échantillons représentatifs de chacune des couches géologiques de chaque modèle, puis nous avons procédé à la caractérisation électromagnétique des échantillons afin de construire les profils géo-électriques correspondants.

Enfin, nous avons utilisé un code FDTD pour simuler le signal radar rétro-diffusé à 2 MHz pour chacun de ces sites, en considérant les paramètres instrumentaux de Netlander. Nous avons pu ainsi prédire la détectabilité de lentilles d'eau dans le proche sous-sol (profondeur de quelques centaines de mètres) dans les terrains ayant vécu une activité hydrothermale dans leur passé. Les résultats ont montré la possibilité d'identifier les réservoirs d'eau à 400 m de profondeur pour un sondeur radar à 2 MHz du type Netlander.

Les résultats obtenus pendant ce travail de thèse pourront également permettre d'évaluer des systèmes adaptés à la recherche de l'eau dans le sous-sol des régions arides terrestres, où le contexte géologique et géo-électrique est favorable à la pénétration des ondes radar. Ainsi la nappe phréatique nubienne (situé à 600 m de profondeur sous des couches de calcaire et de grés) dans l'Ouest du désert égyptien peut être un site potentiel pour l'étude de l'utilité des sondeurs radar basse fréquence à détecter l'eau à quelques centaines de mètres de profondeurs.

Abstract

The performances of low frequency sounding radars (GPR, aeroported systems, orbital sounder) are strongly related to the ability of the electromagnetic waves to penetrate the geological materials constituting the studied soil. The aim of this research is to study experimentally the geo-electrical and geo-magnetic properties of the Martian sub-surface analogues and to simulate the backscattered radar echo in the frequency band 1-20 MHz, in order to determine the ability of future radar sounding experiments to detect the possible presence of water in the Martian sub-surface, few hundreds of meter deep.

Our study concern three different low frequency sounding radars, planned to probe the water presence in the Martian sub-surface at depth ranging from few hundreds of meters to few kilometres. The first one is the MARSIS (Mars Advanced Radar for Sub-surface and Ionosphere Sounding) experiment on board of the Mars Express orbiter scheduled for 2003 and operating in the frequency band 1.3 to 5 MHz. The second, is the SHallow RADar sounding experiment SHARAD, planed for 2005 on board the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), operating at higher frequency around 20 MHz. Its objective is mainly to detect shallow sub-surface water lenses with a lower penetration depth and a better resolution of the near sub-surface tomography. The third experiment is the Ground Penetrating Radar (GPR) experiment within the Netlander mission planed for 2007 and operating around 2 MHz, searching mainly for deep sub-surface water and mapping the sub-surface layered structures. Considering a dynamic range of -60 dB for MARSIS and SHARAD, and -100 dB for the Netlander GPR, the penetration depths were estimated to be respectively 2.5 km for the radar experiments on board Mars Express and Netlander, and 1 km for SHARAD.

In the first step of our approach, we constructed experimentally a most common geo-electric and geo-magnetic profile representative of the Martian sub-surface starting from the Clifford geological description of the Martian sub-surface by measuring the electric permittivity and magnetic permeability of well defined mixtures of basaltic, volcanic and sedimentary materials that have been reported for Mars. We mainly considered iron oxides (hematite, maghemite, magnetite), clays and evaporites that may be present such as gypsum, and their mixtures with representative amounts of the Martian geological context under the most common petrophysical and geophysical conditions, along the sub-surface profile. This led to synthetic representative samples of the Martian sub-surface materials under adequate conditions of porosity and temperature that should exist in the first 2.5 km of the upper crust. Measurements were elaborated using two frequency analyser HP4192A and HP 4291A connected to both electric and magnetic cells. Results show that the electrical and magnetic losses in first layers of the Martian sub-surface (few hundreds of meters), which are mainly constituted of volcanic sediments rich in iron-oxides materials, could significantly decrease the radar penetration depth initially foreseen, thus limiting the deep sub-surface exploration of the global aquifer. Numerical calculation of the penetration depth using those measurement, gives an average investigation depth of 1 km for the GPR experiment of the Netlander mission and 400 of meters for MARSIS an SHARAD.

Thus, If we assume that major part of the Martian upper crust to be close to the geological description of the Clifford model, then we can expect the performance and results credibility of a low frequency radar global sounding of the Martian deep sub-surface aquifer to be very limited by the presence of electric and magnetic losses in the first volcanic layers.

Such a global model for the Martian sub-surface has to be refined for local water investigation. Thus we started to evaluate experimentally the performances in terms of penetration depth and signal to noise ratio of such radar systems for Martian sub-surface exploration on local selected sites where the geological and geophysical conditions deviated from the standard model. Based on day present available observational records, we constructed four geological models corresponding to four potential landing sites of the Netlander experiment. Those sites present a special interest for the search of water lenses in the Martian near sub-surface. We conducted series of measurements on the electromagnetic

properties of localised volcanic and sedimentary materials that might be present on those sites. This led to the construction of four realistic geo-electrical models of the Martian sub-surface for the 1-20 MHz frequency range, for terrains where young fluvial-like features raise the possibility that liquid water may exist at shallow depths (100 to 400 m deep). Similarly to the general model we used local expected sub-surface petrochemical and geophysical conditions such as temperature gradient, rocks porosity and granulation that may exist along the first few hundreds of meters of the Martian crust.

We finally use the Finite Difference Time Domain (FDTD) technique to simulate the radar wave propagation along those geo-electrical descriptions. We evaluated through this numerical simulation work combined to laboratory measurement, the constraints on water identification and what might be an optimal sites for an unambiguous detection of water in the Martian geological context. Sites described are not nominative; they are examples showing the possible configurations for local type of terrains where GPR could hold a significant contribution in uniquely identifying water.

Results of this research could be extended to consider adapted techniques to detect deep sub-surface water in dry desertic regions like the Egyptian western desert, where the geo-electrical properties of the dry calcareous sediments allow a deep penetration of the low frequency GPR waves. The Nubian fossil aquifer at 600 m deep, can thus be a potential target for testing the utility of 2-20 MHz experimental GPR to probe deep sub-surface water.

Table des matières

Introduction

Cadre général.....	16
La problématique.....	17
Objectifs de recherche.....	18
Résultats obtenus.....	18
Organisation du mémoire.....	19
Collaboration.....	20
Financement.....	20

I – L’hydrologie de Mars

23

1-1 Historique de l’observation de l’eau sur Mars.....	24
1-2 Mars en chiffres.....	25
1-3 Evolution climatique.....	27
1-4 La géologie de Mars.....	27
1-4-1 La surface.....	28
1-4-1-1 Age et datation.....	28
1-4-1-2 La topographie.....	30
1-4-1-3 La dichotomie Nord-Sud.....	31
1-4-1-4 Le volcanisme.....	32
1-4-1-5 Composition minéralogique.....	34
1-4-2 La structure interne.....	38
1-4-2-1 L’activité sismique.....	38
1-4-2-2 Le magnétisme.....	38
1-5 Evidences géomorphologiques de la présence de l’eau.....	39
1-5-1 Morphologie fluviale.....	39
1-5-1-1 Les réseaux de paléo- rivière.....	40
1-5-1-2 Les chenaux de débâcle.....	40
1-5-1-3 Les ruissellements.....	41
1-5-2 Morphologie du pergélisol.....	43
1-5-3 Les calottes polaires.....	44
1-5-4 Morphologie des cratères.....	45
1-6 L’eau à la surface et dans le proche sous-sol de Mars.....	48
1-7 L’eau dans le sous-sol de Mars : modèle hydrologique.....	51
1-7-1 Formation du réservoir d’eau fossile sur Mars.....	51
1-7-2 Paramètres géophysiques du sous-sol de Mars.....	52
1-7-2-1 La porosité.....	52
1-7-2-2 La perméabilité.....	54
1-7-2-3 La structure thermique : la cryosphère.....	54

1-7-3 Distribution de l'eau dans la sous-sol.....	56
1-7-4 Stabilité de la glace dans le sous-sol de Mars	57
1-8 Modèle géologique du sous-sol martien.....	58
1-9 Etat actuel des connaissances.....	61

II – Les moyens géophysiques d'exploration du sous-sol

65

2-1 Stratégie d'exploration géophysique de Mars.....	66
2-2 Les observations en visible	67
2-3 Spectroscopie infrarouge	68
2-4 Imagerie infrarouge	69
2-5 Les spectromètres gamma.....	70
2-6 Prospection magnétique	71
2-7 Gravimétrie.....	73
2-8 Mesures de conductivité électrique (TDEM).....	74
2-9 Les méthodes sismiques	75
2-10 Le radar géologique.....	77
2-10-1 Principe de fonctionnement	78
2-10-2 Acquisition des données géoradar	79
2-10-3 Les différentes antennes du géoradar	81
2-10-4 Le diagramme de rayonnement.....	82
2-10-5 Exploitation des données radar.....	82
2-10-6 La profondeur de pénétration.....	83
2-10-7 Potentiels du radar géologique sur Mars	84
2-11 Etude terrain de la pénétration radar dans un contexte volcanique aride terrestre	86
2-12 Les géoradars dédiés à l'étude du sous-sol martien.....	96
2-12-1 MARSIS.....	96
2-12-2 SHARAD.....	97
2-12-3 Les géoradars de Netlander.....	98
2-12-3-1 Les antennes électriques.....	99
2-12-3-2 Les antennes magnétiques.....	100
2-13 Performances théoriques.....	101

III – Etude des propriétés électromagnétiques du sous-sol Martien

105

3-1 Propagation des ondes électromagnétiques dans les milieux géologiques.....	106
3-1-1 La rugosité et la diffusion volumique.....	106
3-1-2 Les phénomènes de pertes électromagnétiques.....	109
3-1-2-1 Les milieux diélectriques.....	110
3-1-2-1-1 La polarisation électrique.....	110
3-1-2-1-2 Les propriétés et les pertes électriques.....	112
3-1-2-1-3 La relaxation diélectrique.....	114

3-1-2-2	Les milieux magnétiques.....	116
3-1-2-2-1	La polarisation magnétique.....	116
3-1-2-2-2	Les propriétés et les pertes magnétiques.....	118
3-1-3	La profondeur de pénétration des ondes radar.....	119
3-1-4	Discussion de la valeur de la profondeur de pénétration.....	123
3-2	Caractérisation électromagnétique des analogues géologiques du sous-sol martien.....	126
3-2-1	Méthodes de mesures.....	126
3-2-2	Hypothèse et validité de l'analogie expérimentale.....	126
3-2-3	Dispositif expérimental.....	127
3-2-3-1	Types d'échantillons.....	127
3-2-3-2	Préparation des échantillons.....	127
3-2-3-3	Appareils de mesure.....	129
3-2-3-4	Mesures de porosité.....	129
3-2-4	Processus de mesure.....	130
3-2-5	Résultats.....	131
3-2-6	Conclusion et résumé de l'article.....	146

IV – Modèles géo-électriques locaux du sous-sol martien : simulation FDTD de l'écho radar de 2 à 20 MHz **149**

4-1	La méthode FDTD.....	150
4-1-1	Construction de la géométrie et le paramétrage.....	151
4-1-2	Stabilité du calcul.....	152
4-1-3	Calcul des champs E et H.....	152
4-1-4	Conditions absorbantes.....	154
4-2	Etude paramétrique.....	156
4-3	Modèles géo-électriques locaux du sous-sol martien.....	162
4-4	Conclusion et résumé des articles.....	182

VI – Conclusion et perspectives **185**

Liste des publications.....	187
-----------------------------	-----

VII – Bibliographie **191**

Table des figures

Chapitre 1

Figure 1-1	: La distribution approximative des trois ères géologiques.....	28
Figure 1-2	: Carte topographique de Mars.....	29
Figure 1-3	: Schéma d'une coupe de la croûte martienne.....	30
Figure 1-4	: Vue d'ensemble du Olympus Mons et du Dôme de Tharis.....	32
Figure 1-5	: Répartition du basalte à la surface de Mars.....	32
Figure 1-6	: Répartition de l'andésite à la surface de Mars.....	34
Figure 1-7	: Réseaux hydrologiques sur les hauts terrains caractérisés du Sud.....	39
Figure 1-8	: Ecoulement massif émergeant des terrains chaotiques.....	40
Figure 1-9	: Les <i>gullies</i> observés sur les parois des fossés à haute latitude.....	41
Figure 1-10	: Les polygones.....	42
Figure 1-11	: La calotte australe de Mars.....	43
Figure 1-12	: Cratère d'impact à éjecta lobés page.....	45
Figure 1-13	: La partie Nord de la paroi du cratère Newton.....	45
Figure 1-14	: Diagramme de phase de l'eau sur Mars.....	47
Figure 1-15	: Résultats du modèle de circulation atmosphérique de Harberle.....	48
Figure 1-16	: La formation de lentille d'eau dans le proche sous-sol.....	49
Figure 1-17	: Profil de porosité.....	52
Figure 1-18	: Distribution de l'épaisseur de la cryosphère martienne.....	55
Figure 1-19	: Distribution de la profondeur et l'épaisseur de la nappe phréatique.....	56
Figure 1-20	: Transport vertical de la vapeur d'eau dans la cryosphère martienne.....	57
Figure 1-21	: Modèle géologique du sous-sol martien.....	58

Chapitre 2

Figure 2-1	: Deux images des cratères de Mars avec deux résolutions différentes.....	66
Figure 2-2	: Image infrarouge (prise de jour) de la région Terra Sirenum.....	67
Figure 2-3	: Principe d'émission de Neutrinos et de rayonnements gamma de la surface de Mars.....	68
Figure 2-4	: Illustration du principe d'acquisition des données magnétiques.....	69
Figure 2-5	: Exemple de résultat du Magnetometer / Electron Reflectometer (MAG/ER).....	70
Figure 2-6	: Illustration du principe de fonctionnement d'une prospection gravimétrique.....	71
Figure 2-7	: Configuration d'un sondage TDEM.....	72
Figure 2-8	: Principaux éléments composant un géoradar.....	76
Figure 2-9	: Mise en œuvre du géoradar en mode «réflexion à offset constant».....	77
Figure 2-10	: Mise en œuvre du géoradar en mode «réflexion à offset variable».....	78
Figure 2-11	: Illustration des différents types d'ondes radar observées sur un profil radar.....	79
Figure 2-12	: Illustration du principe de fonctionnement du sondeur orbital MARSIS.....	95
Figure 2-13	: Schéma descriptif d'un des modules d'atterrissages de Netlander.....	96
Figure 2-14	: configuration géométrique des trois monopoles électriques du GPR Netlander.....	97
Figure 2-15	: Modèle géo-électrique du sous-sol de Mars.....	96

Chapitre 3

Figure 3-1	: Effet du relief sur la rétro-diffusion.....	105
Figure 3-2	: Effet de la rugosité sur la rétro-diffusion.....	105
Figure 3-3	: Effet de l'hétérogénéité diélectrique du sol sur la rétro-diffusion.....	106
Figure 3-4	: Evolution fréquentielle de la permittivité diélectrique.....	109
Figure 3-5a	: Le diagramme d'Argand du modèle de Cole-Cole.....	113
Figure 3-5b	: Diagramme d'Argand pour une poudre d'hématite à 50 µm.....	113
Figure 3-5c	: Diagramme d'Argand pour un morceau d'hématite usiné de la roche.....	114
Figure 3-6	: Constante diélectrique d'un échantillon de basalte en fonction de la température.....	122
Figure 3-7	: Evolution de la constante diélectrique d'un échantillon de basalte en fonction de la compaction...	122
Figure 3-8	: Variation de la constante diélectrique en fonction de la granulométrie.....	123
Figure 3-9	: Schéma du processus de mesure utilisé dans la caractérisation des échantillons.....	126
Figure 3-10	: Distribution de la taille des pores à l'intérieur d'un échantillon de poudre de basalte compacté.....	128

Chapitre 4

Figure 4-1	: Une maille élémentaire dans l'espace de simulation.....	148
Figure 4-2	: Simulation FDTD de la propagation de l'onde radar.....	149
Figure 4-3	: L'algorithme de la technique FDTD.....	153

Liste des notations

B	: densité du flux magnétique (Tesla)
B_s	: champ magnétique secondaire
c	: vitesse de la lumière dans le vide
D	: densité de flux électrique (Coulomb/m ²)
D_p	: le diamètre du pore
E	: champ électrique (V/m)
f	: fréquence (Hz)
g	: accélération gravitationnelle
H	: le champ magnétique (A/m)
J	: densité de courant (A/m ²)
J_e	: <i>Eddy current</i>
k_t	: conductivité thermique de la croûte
k	: constante de décroissance de la porosité
m_d	: moment magnétique
P_p	: la pression appliquée
P_e	: polarisation électronique
P_i	: polarisation atomique (ou ionique)
P_m	: polarisation dipolaire (ou d'orientation)
P_c	: polarisation interfaciale
P_m	: polarisation magnétique
P	: polarisation
q	: charge (coulomb C)
t	: temps en seconde
T	: température en °K
T_f	: température de fusion
T_s	: température de surface
v	: vitesse de l'onde radar dans le milieu
Z_c	: profondeur de la limite inférieure de la cryosphère
X_m	: la susceptibilité magnétique
$\phi(z)$: porosité à une profondeur z
λ	: la longueur d'onde
μ	: la perméabilité
ρ	: densité de la roche
α	: coefficient d'absorption
β	: coefficient de phase
π	: ~3.14
σ_r	: l'écart type des hauteurs des irrégularités de surface
σ	: conductivité électrique (S/m)
ϵ	: permittivité (Farad/m)
ϵ	: constante diélectrique complexe
ϵ_0	: $8.85 \cdot 10^{-12}$ Farad/m
ϵ_r	: constante diélectrique relative
ϵ_∞	: constante diélectrique relative du matériel à une fréquence très élevée
ϵ_s	: constante diélectrique à fréquence nulle
ϵ_r'	: partie réelle de la constante diélectrique relative
ϵ_r''	: partie imaginaire de la constante diélectrique relative
$\tan\delta_e$: tangente de perte électrique
$\tan\delta_m$: tangente de perte magnétique
τ_r	: temps de relaxation
μ	: la perméabilité magnétique (Henry/m)
μ	: perméabilité complexe
μ_0	: perméabilité du vide $4\pi 10^{-7}$ Henry/m
μ_r	: une perméabilité magnétique relative
μ_r'	: partie réelle de la perméabilité relative
μ_r''	: partie imaginaire de la perméabilité relative
δ_p	: la profondeur de pénétration
γ	: la tension de surface de mercure (485 dynes/cm)
ϕ	: l'angle de contact du mercure ~130°

Liste des abréviations

APXS	: Alpha Proton X-Ray Spectrometer
ASI	: Agenzia Spaziale Italiana
BDI	: Bourse Docteur Ingénieur
CETP	: Centre d'étude des Environnements Terrestres et Planétaires
CMP	: Common Mid Point
CNES	: Centre National des Etudes Spatiales
CNFA	: Comite National Français d'Astronomie
CNRS	: Centre National de la Recherche Scientifique
EGID	: Environnement, Géo-Ingénierie, Imagerie et Développement
ENSCPB	: Ecole National Supérieur de Chimie et Physique de Bordeaux
ESA	: European Space Agency
FDTD	: Finite Difference Time Domain
GPR	: Ground Penetrating Radar
GRL	: Geophysical Research Letter
GRS	: Gamma Ray Spectrometer
GSSR	: Goldstone Solar System Radar
HRSC	: High super Resolution Stereo Color imager
HST	: Hubble Space Telescope
IR	: InfraRouge
JGR	: Journal of Geophysical Research
JPL	: Jet Propulsion Laboratory
LGDTP	: Laboratoire de Géologie Dynamique de la Terre et des Planètes
MAG/ER	: Magnetometer / Electron Reflectometer
MARSIS	: Mars Advanced Radar for Sub-surface and Ionosphere Sounding
MGS	: Mars Global Surveyor
MOC	: Mars Orbiter Camera
MOLA	: Mars Orbiter Laser Altimeter
MRO	: Mars Reconnaissance Orbiter
MSSS	: Malin Space Science Systems
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
PED	: Pays En voie de Développement
PIOM	: Physique Interaction Onde Matière
PML	: Perfect Matching Layer
PNP	: Programme National de Planétologie
RSSI	: Russian Space Research Institute
SHARAD	: SHAllow sub-surface sounding RADAR
TDEM	: Time Domain Electromagnetic Method
TES	: Thermal Emission Spectrometer
THEMIS	: THERmal EMission Imaging System
UA	: Unité Astronomique
USGS	: United States Geological Survey
XRF	: X-Ray Fluorescence spectroscopy

Introduction

Cadre général

La recherche de l'eau est l'une des priorités du programme international d'exploration de Mars. Dans ce cadre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) avec une contribution Européenne de l'ESA (European Space Agency), de l'ASI (Agenzia Spaziale Italiana) et du CNES (Centre Nationale des Etudes Spatiales) ont adopté la stratégie de la recherche de l'eau «*Follow the water*». C'est ainsi que, trois sondeurs radar basse fréquence sont prévus pour l'étude de la stratigraphie et la détection de volatiles dans le sous-sol de Mars. L'objectif principal est de détecter la présence éventuelle de réservoirs d'eau à l'état liquide, celle-ci ne pouvant pas se manifester à la surface à cause des conditions de pression et de température qui engendrent généralement son évaporation à la surface. Le choix de l'utilisation des radars sondeurs appelés plus fréquemment GPR "Ground Penetrating Radar", répond tout à fait aux contraintes techniques en termes de masse et d'énergie pour l'exploration spatiale des surfaces planétaires. Les trois missions vont utiliser deux techniques différentes de sondages radar : la première consiste à réaliser un sondage vertical en orbite comme c'est le cas de l'expérience MARSIS à bord de l'orbiteur Mars Express (ESA-2003), qui fonctionnera dans la bande de fréquence 1.3-5.3 MHz. En 2005, l'orbiteur Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) emportera aussi un radar sondeur à 20 MHz. La deuxième technique utilise plutôt des stations mono-statiques à la surface de Mars comme c'est le cas de l'instrument GPR sur les quatre atterrisseurs de la mission Netlander (CNES-2007) pour effectuer un sondage radar du sous-sol de Mars à une fréquence centrale de 2 MHz.

Les profondeurs de pénétration des ondes radar ont été calculées pour une valeur moyenne de la permittivité relative de la subsurface de 3.5 et des tangentes de pertes faibles, ce qui permettrait théoriquement d'atteindre jusqu'à des profondeurs de 2.5 à 5 km (profondeur où l'on suppose la présence d'eau à l'état liquide) pour MARSIS et Netlander, et 1 km pour SHARAD. Les propriétés électromagnétiques du sous-sol martien utilisées dans l'évaluation des profondeurs de pénétration pour

ces trois instruments ont été obtenues à partir de résultats favorables (mais peu transposables au cas Martien) de sondages de glaciers polaires et de basaltes lunaires, pour des fréquences de 10 à 32 MHz

La problématique

La capacité des radars sondeurs basse fréquence (2 à 20 MHz) à détecter une nappe phréatique dans le sous-sol de Mars est conditionnée par les pertes diélectriques et magnétiques que l'onde subit pendant son trajet à travers les différents matériaux géologiques ainsi que par le contraste diélectrique de l'eau par rapport au milieu géologique encaissant. Ce sont les propriétés électromagnétiques des matériaux (permittivité complexe et perméabilité magnétique) qui contrôlent la profondeur de pénétration radar et la détection de toute interface géologique.

Les phénomènes de pertes électromagnétiques dans les milieux arides sont principalement liés aux propriétés pétrologiques et minéralogiques des roches et sédiments constituant le sous-sol en étude. La présence de matériaux conducteurs, comme les oxydes de fer, les évaporites et les argiles favorisent les phénomènes de l'atténuation et de dispersion de l'onde et limitent la propagation, réduisant ainsi considérablement la profondeur de pénétration. Le contexte géologique martien semble contenir des roches et des sédiments volcaniques qui couvrent l'essentiel de la surface de Mars et les premières centaines de mètres de la croûte. On envisage aussi la présence locale d'évaporites et d'argiles. Ainsi la description géo-électrique du sous-sol martien peut être plus complexe et très différente de celle établie initialement par comparaison avec les glaciers polaires en Antarctique ou en Alaska. La mise en évidence, par plusieurs moyens d'observations indépendants de la présence d'hématite, de maghémite et de magnétite en quantité assez importante à la surface de Mars prouve que l'on ne peut limiter notre étude à des matériaux de faible conductivité comme la glace d'eau.

Nous avons effectué une campagne d'étude avec un radar géologique dans un site aride présentant une forte analogie pétrologique et minéralogique avec la surface de Mars: le rift d'Assal en République de Djibouti. Les profils radar effectués à 100 et 500 MHz révèlent une pénétration largement inférieure aux valeurs espérées, moins d'un mètre. L'étude approfondie du phénomène nous a montré que la faible pénétration observée à Djibouti est due à une forte concentration en matériaux ferromagnétiques (14 % de la composition chimique du sol) combinée à un faible pourcentage d'évaporites dans les premiers mètres du sous-sol. Ceci augmente brutalement la conductivité du sol, surtout dans le domaine des basse fréquences, et limite donc considérablement la profondeur de pénétration des ondes radar. Ainsi cette réalité de terrain remet en question les performances déclarées pour les futurs sondeurs martiens.

Objectifs de recherche

Il nous a paru essentiel de débiter notre étude par la caractérisation électromagnétique de milieux géologiques présentant un contexte volcanique aride analogue à celui de Mars, afin de pouvoir calculer des profondeurs de pénétration plus réalistes dans un premier temps, et simuler l'écho radar rétro-diffusé dans un deuxième temps. La première étape a consisté à reconstituer un modèle géo-électrique général du sous-sol de Mars à partir des mesures effectuées en laboratoire sur des échantillons analogues, pour chacune des couches géologiques décrites dans le modèle général du sous-sol martien établi par Clifford en 1993. Nous avons pu ainsi évaluer le niveau des pertes électriques et magnétiques pour les premières couches de sédiments volcaniques qui recouvrent le pergélisol martien. Le but était ici d'évaluer la détectabilité pour un sondeur à 2 MHz de la nappe phréatique situé de 2 à 6 km de profondeur. La deuxième étape a consisté à définir des sites martiens pour lesquels le contexte géologique et géo-électrique est plus favorable en terme de minéralogie des premières couches du sous-sol, à la détection de réservoirs d'eau locaux (appelés lentilles d'eau) dans le proche sous-sol, à quelques centaines de mètres de profondeur, en utilisant similairement un sondeur à 2 MHz, tout en discutant les performances attendues d'un sondeur à 20 MHz .

Résultats obtenus

Ce travail de thèse a pu mettre en évidence deux résultats majeurs: Le premier concerne l'établissement d'un modèle géo-électrique plus réaliste que celui dérivé des études des glaciers terrestres et des échantillons lunaires. Il a servi à réévaluer le niveau des pertes électromagnétiques de l'écho radar. Nous avons ainsi montré expérimentalement qu'il sera difficile d'atteindre des profondeurs supérieures à 1 km, pour les dynamiques des trois sondeurs prévus. En particulier, pour l'instrument MARSIS, nous avons montré qu'une cartographie globale et une détection non ambiguë de la nappe phréatique dans le sous-sol martien est difficilement envisageable avec un sondeur en orbite à 2 MHz.

Le deuxième résultat concerne l'identification de contextes géologiques locaux favorables à la détection de lentilles d'eau dans le proche sous-sol, à quelques centaines de mètres de profondeur, à l'aide d'un radar géologique de surface fonctionnant autour de 2 MHz, type Netlander. Nous avons établi dans cette deuxième partie du travail quelques critères géo-électriques et géologiques nécessaires à une détection non ambiguë de l'eau dans le sous-sol martien, et simulé le comportement des GPR de Netlander.

Enfin, la base de données issue du travail de caractérisation des roches effectué pendant cette thèse pourra être utile pour la conception et les futurs traitements des données des radars sondeurs ou imageurs pour l'exploration du sous-sol martien.

Organisation du mémoire

Ce mémoire est principalement dédié à l'étude des propriétés électromagnétiques du sous-sol de Mars et des phénomènes de pertes (au niveau du signal rétro-diffusé) associés à la présence de matériaux ferromagnétiques pouvant exister dans les premières couches constituant la croûte martienne. Nous avons donc étudié les phénomènes de pertes **non instrumentaux** liés à la présence d'oxydes de fer et de certains argiles. Ce travail implique la connaissance de l'hydrologie de Mars, celles des moyens géophysiques pour la prospection du sous-sol, des techniques de caractérisation des matériaux et des techniques de simulation numérique.

Il nous a paru donc essentiel de partager ce mémoire en quatre chapitres et une partie de conclusion et perspectives. Les deux premières parties étant principalement une recherche bibliographique et les deux parties suivantes présentant respectivement le travail expérimental et les simulations numériques.

Le premier chapitre est une présentation de la problématique de l'hydrologie de Mars. Le but est d'exposer ici les connaissances actuelles sur le cycle hydrologique martien et de mieux comprendre les structures que l'on cherche à détecter avec les futurs sondeurs radar. La compréhension du contexte géologique martien est essentielle au processus de fabrication d'échantillons représentatifs du sous-sol de Mars (utilisés pour la caractérisation électromagnétique), ainsi qu'à la simulation des conditions de porosité, température et de compaction des échantillons.

Le deuxième chapitre est un rappel des différents moyens géophysiques envisagés aujourd'hui pour l'exploration du sous-sol de Mars. Il s'agit ici de montrer la complémentarité de différentes techniques pour prospector l'eau dans le sous-sol martien. Nous porterons notre attention sur le radar géologique et les trois missions radar prévues à ce jour pour prospector le sous-sol de Mars. Nous discuterons des limites et des ambiguïtés de cette technique dans le contexte géologique martien à travers un article publié dans *Geophysical Research Letter (GRL)*.

Le troisième chapitre expose la caractérisation expérimentale de matériaux volcaniques terrestres considérés comme des analogues de la surface et du sous-sol de Mars. Le chapitre est composé de deux parties: la première présente les différents paramètres décrivant les propriétés électriques et magnétiques des roches. La deuxième partie est un article publié dans *Icarus* qui expose le processus de caractérisation et les résultats obtenus sur des matériaux terrestres analogues à ceux que l'on pense rencontrer dans le sous-sol de Mars. L'article présente aussi un modèle géo-électrique général du sous-sol martien obtenu à partir de ces mesures expérimentales, et les difficultés liées à la détection non ambiguë de l'eau dans ce contexte.

Le quatrième chapitre traite du problème de la simulation FDTD (Finite Difference Time Domain) du signal radar retro-diffusé par le sous-sol martien. Le chapitre débute par un bref rappel de la technique FDTD et se poursuit par une étude paramétrique sur un modèle simple à trois couches, à travers un article publié dans *GPR 02 proceedings*, avant de s'achever sur l'étude de l'écho radar rétro-diffusé pour quatre modèles géologiques représentant quatre types de terrain susceptibles de contenir des lentilles d'eau dans le proche sous-sol. Ces résultats font l'objet d'un article en cours d'impression dans *Journal of Geophysical Research (JGR)*.

Le lecteur de ce mémoire doit tenir compte de l'évolution continue des connaissances des paramètres géophysiques et géologiques de Mars, la validité des chiffres et des hypothèses contenus dans ce mémoire étant liée aux observations actuelles. On utilisera toujours le conditionnel pour parler de l'eau sur Mars et le mot détection qui sera utilisé dans le manuscrit ne signifie pas et ne confirme pas forcément la présence ou non de ce volatile. Ce travail présente une méthodologie d'exploration de sous-sol planétaire au premier plan et la détection de l'eau au second plan.

Collaboration

Ce travail a été réalisé au sein de l'équipe de planétologie de l'Observatoire Astronomique de Bordeaux (Unité Mixte de Recherche 5804). Les travaux présentés ici sont le fruit de multiples coopérations au niveau institutionnel et personnel entre l'Observatoire de Bordeaux et plusieurs laboratoires: le PIOM (Laboratoire de Physique de l'Interaction Onde – Matière) de l'Ecole Nationale Supérieure de Chimie Physique de Bordeaux I, pour la caractérisation des analogues du sol martien, l'institut EGID (Environnement, Géo-Ingénierie, Imagerie et Développement) de l'Université de Bordeaux III, pour l'étude minéralogique des échantillons des échantillons d'études et les mesures de porosité, le LGDTP (Laboratoire de Géologie Dynamique de la Terre et des Planètes) de l'Université de Paris-Sud pour la conception des modèles géologiques du sous-sol martien, et le CETP (Centre d'Etude des Environnements Terrestres et Planétaires) de Paris pour les aspects instrumentaux des GPR de Netlander.

Financement

Ce travail, d'une durée de trois ans, a été financé par le Centre National de la Recherche Scientifique CNRS sur une Bourse Docteur Ingénieur pour les Pays En voie du Développement (BDI-PED) numéro 800166. Les travaux de mesures, les missions de terrain et les déplacements ont bénéficié de financements PNP, CNES, CNFA et Ecole Doctorale d'astronomie et d'astrophysique de Paris.



Premier chapitre

L'HYDROLOGIE DE MARS

Chapitre 1

L'hydrologie de Mars

L'eau sur Terre tient une importance considérable dans l'équilibre climatique et biologique de la planète. Elle joue un rôle important dans tous les processus de sédimentation et de transport de minéraux à travers la croûte. Contrairement aux idées reçues, l'eau n'est pas une spécificité de la planète Terre. Durant ces dernières décennies, l'homme a pu constater sa présence sur d'autres objets du Système Solaire, sous forme de glace comme dans les calottes polaires de Mars, ou sous forme gazeuse comme dans les atmosphères des planètes géantes. La particularité sur Terre est la quasi-stabilité de l'eau à l'état liquide sur des échelles de temps importantes, ce qui lui permet de jouer un rôle majeur dans l'équilibre et l'évolution globale de la planète.

La géomorphologie de la surface de Mars ainsi que différentes observations que nous présenterons dans ce chapitre favorisent l'hypothèse que l'eau a joué sur Mars un rôle important dans l'évolution globale de la planète. Les questions concernant sa présence, sa distribution et son origine sont sujets de plusieurs débats et hypothèses. Nous présenterons les arguments de l'hypothèse «*warm Mars*» ainsi que le modèle hydrologique établi par Clifford en 1993.

Afin de pouvoir aborder le problème de l'hydrologie sur Mars, il nous a paru nécessaire de présenter une vue globale du contexte géologique martien, qui définit les conditions physiques nécessaires à sa présence. Ce chapitre commence donc par un bref rappel des éléments de la géologie martienne. Nous parlerons ensuite de l'eau et du débat actuel concernant sa présence sur Mars dans les trois états thermodynamiques possibles : l'état gazeux, la glace et finalement l'état liquide. Nos principales connaissances de la problématique de l'eau sur Mars peuvent être réparties en trois catégories : La paléo-hydrologie, l'hydrologie actuelle et les réservoirs d'eau du sous-sol.

Dans ce chapitre nous présenterons le modèle hydrologique général du sous-sol martien; la compréhension de ce modèle et les conditions géophysiques qui règnent dans le sous-sol de Mars sont impératives pour concevoir des systèmes géophysiques capables de détecter la présence de l'eau en profondeur. Nous avons rassemblé ici l'essentiel des travaux récents concernant la problématique de l'eau sur Mars (cf. Carr, 1996).

1-1 Historique des observations de l'eau sur Mars

L'étude géologique de la planète Mars a débuté au XVII^e siècle grâce à l'invention de la lunette astronomique par Galilée, qui fut le premier à observer Mars à travers un système optique. Les observations périodiques et systématiques effectuées par Cassini en 1666 et confirmées par Huygens en 1672 ont permis de mettre en évidence la présence d'une calotte polaire au Nord. Ils ont aussi noté la variation de luminosité de la planète, attribuée à la présence de poussières et de nuages d'eau dans l'atmosphère de Mars. L'hypothèse des observateurs était que les calottes polaires étaient principalement formées de glace d'eau (ce qui est fut confirmé en février 2002 par la mission Mars Odyssey !). En 1783, Herschel observa des variations saisonnières dans la taille des calottes. Il supposa la présence d'une atmosphère ténue et interpréta les zones sombres observées comme la présence de mers (appelées alors *Marias*). A cette époque, on connaissait déjà l'inclinaison de l'axe de rotation de Mars, ce qui par analogie avec le cas terrestre, favorisa l'idée de saisons sur Mars et ainsi l'idée de l'existence d'une hydrosphère martienne.

Un changement radical dans l'histoire de l'observation de Mars fut celui de la fin du XIX^e siècle, lorsque Schiaparelli observa des structures linéaires sombres sur la planète. Ces structures furent interprétées comme des chenaux et il les appela *canale*. Poussé par la folie de «l'eau sur Mars» et par les idées conçues à l'époque sur la vie extraterrestre, le mot *canale* fut maladroitement traduit de l'Italien vers l'Anglais par «*canal*» au lieu de «*channel*». Cette dernière nomenclature donna un aspect artificiel à ces structures virtuelles qui ont été interprétées par Lowell en 1895, comme signe de présence d'une civilisation intelligente cherchant à transporter l'eau des régions polaires vers les régions équatoriales en utilisant des chenaux ! Ce qui est étrange, c'est que pendant deux décennies plusieurs astronomes de l'époque ont observé ces structures fantômes et ont réalisé des cartes de plus en plus complexes. Dans les années 1930, l'idée commença à être contestée par un nombre d'astronomes. Ce n'est qu'en 1964 que Slipher, un astronome de l'Observatoire de Flagstaff en Arizona (fondé par Lowell) va publier les premières images de Mars, suffisamment précises pour lever le doute à propos de la présence des chenaux.

Avec l'arrivée des techniques d'observation modernes, l'ère de l'exploration spatiale de Mars a commencé. Les premières images prises par les sondes Mariner (de 1965 à 1970) nous ont dévoilé la surface de Mars avec une très faible résolution. Mars est alors apparu comme une planète aride, sans eau ni végétation, et surtout sans aucune trace de ces fameux chenaux, et sans signe de vie.

Le paysage observé rappelait le contexte lunaire (Leighton et al., 1965). En 1971, Mariner 9 arriva pendant une tempête globale de poussière et fut amenée à attendre six mois pour commencer à prendre les images qui témoigneront de la grande variété des unités géologiques à la surface de Mars : canyons, lits de rivières à sec, volcans, vastes terrains de dunes. A partir de là, Mars ne fut plus considéré comme une planète morte. Les efforts suivants se focaliseront sur des projets d'imagerie en orbite comme les missions Viking, qui prendront environ 50 000 images de la surface de la planète et sur des atterrisseurs comme Mars 2, Mars 3 et Viking 1 et 2. Seuls les deux derniers arriveront à atterrir et feront des analyses chimiques de la surface à la recherche de trace de vie, sans succès.

En 1996, après plusieurs échec de missions vers Mars, la découverte controversée de «bactéries» fossiles d'origine martienne dans la météorite SNC (Shergotty, Nakhla, Chassigny) ALH84001 (Mackay et al., 1996) relancera la question d'un développement prébiotique sur Mars, et l'intérêt pour l'exploration de l'eau sur Mars.

En 2000, la caméra visible embarquée sur la plate-forme de Mars Global Surveyor (MGS) montra la présence d'écoulements récents à la surface de Mars. Ces structures ravinement sont interprétées par la présence de glace d'eau instable dans le sous-sol martien (Malin et Edgett, 2000a). La teneur en glace d'eau formant le pergélisol martien ne fut confirmée que récemment par la mission Mars Odyssey.

A travers ce bref historique, on peut noter que de nombreuses incertitudes ont entouré l'idée de la présence de l'eau sur Mars. Ces incertitudes existent encore de nos jours. Plusieurs auteurs attribuent les structures hydrologiques de la surface de Mars à des écoulements de CO₂ liquide (Hoffman, 2000) plus stable thermodynamiquement à l'état liquide sous les conditions de basse température et de basse pression. Cette théorie, moins médiatisée que celle de l'eau et fondée sur des arguments thermodynamiques solides, n'explique cependant pas la minéralogie de surface ni les phénomènes d'érosion thermique à la surface de Mars.

1-2 Mars en chiffres

Nous résumons ici les principales caractéristiques de Mars, la quatrième planète du Système solaire, auxquelles nous nous référerons tout au long du mémoire.

Caractéristiques astronomiques :

Distance Moyenne du soleil	228.10 ⁶ km (1.523 U.A.)
Excentricité	0.0934

Inclinaison	1°85
Obliquité	25°19
Durée du jour	24h 37min 22s
Durée d'une révolution	687 jours terrestres
Satellites	Phobos et Deimos

Caractéristiques géophysiques :

Masse	$6.4 \cdot 10^{23}$ kg
Rayon moyen	3389.9 km
Densité moyenne	3.93 g cm^{-3}
Gravité moyenne	3.73 ms^{-2}
Vitesse d'échappement	5.0 km s^{-1}
Rapport surface Mars / surface Terre	0.28
Rapport surface Mars / continents Terre	0.98

Caractéristiques physiques de l'atmosphère et de la surface

Température moyenne en surface	210 K
Extrema de température	140-300 K
Pression moyenne en surface	6.1 mbar (~ 6.1 hPa)
Masse atmosphérique	$2.1 \cdot 10^{16}$ kg
Albédo moyen (en visible)	0.25

Composition atmosphérique :

CO ₂	95.3 %
N ₂	2.7 %
Ar	1.6 %
O ₂	0.13 %
CO	0.07 %
H ₂ O	0.03 %
Ne, Kr, Xe, O ₃	<2 %

1-3 Evolution climatique

L'évolution globale du climat martien reste mal comprise. Les variations climatiques à court terme ($\sim 10^6$ ans) dues aux variations des paramètres orbitaux et astronomiques sont très probables, mais le rôle des variations chaotiques sur des périodes plus longues pourrait également être important (Jakosky et al., 1995). Aucune relation entre les observations de la morphologie de surface et ces variations climatiques n'a pu être identifiée, hormis éventuellement les dépôts polaires stratifiés (Thomas et al., 1992). Il s'agit surtout d'expliquer et d'interpréter les antagonismes entre les observations géomorphologiques et les modèles d'évolution atmosphérique. En premier lieu, les réseaux de vallées et la dégradation des parois des cratères laissent supposer une atmosphère plus dense par le passé, favorisant la présence et la stabilité de l'eau à l'état liquide à la surface (Postawko et Fanale, 1993), des albédos de moins de 0.2 étant nécessaires pour arriver au point de fusion (Pollack et al., 1987). Par la suite, la diminution de pression atmosphérique pourrait être attribuée à l'échappement hydrodynamique, lié à l'effet de serre résultant de l'augmentation de taux de CO_2 dû aux formations de carbonates ou aux échappements liés aux impacts (Melosh, 1989). L'enrichissement des rapports isotopiques D/H ou $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ témoigne probablement d'un échappement atmosphérique (Carr, 1996). En second lieu, les modèles récents d'évolution atmosphérique prennent en compte un albédo plus élevé et un rayonnement solaire inférieur d'environ 30 % au rayonnement actuel conformément aux données modélisées de l'activité solaire. Ces modèles prédisent l'impossibilité de conserver une atmosphère épaisse sur une longue période de temps. La température moyenne de la surface estimée serait encore moins élevée qu'aujourd'hui, aux environ de 200 K (Kasting, 1991). Afin de pouvoir répondre à ces contradictions, il pourrait être nécessaire de réinterpréter les observations, dans le sens où les réseaux de vallées ne témoigneraient pas d'un écoulement d'eau sur de longues durées mais représenteraient plutôt des périodes d'activité épisodiques (Baker, 1997). Ainsi les conditions atmosphériques du Noachien, par exemple, sont incertaines : Milieu froid et sec ou chaud et humide ? Par contre les conditions climatiques de l'ère Hesperien et Amazonien semblent peu différentes des conditions actuelles, froides et sèches, bien que des réchauffements épisodiques soient envisageables.

1-4 La géologie de Mars : une vision générale

Mars est une planète aride qui présente une forte dissymétrie morphologique et topographique entre l'hémisphère Sud et l'hémisphère Nord.

La surface de Mars présente une variété de structures géologiques très complexes, qui témoigne des différentes ères géologiques et des différents processus hydrologiques, volcaniques, tectoniques et éoliens que la surface de la planète a pu subir durant son passé. La compréhension de la géologie

martienne est indispensable pour la conception des instruments géophysiques dédiés à la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars.

1-4-1 La surface

La surface de Mars est pour le moment la source d'information la plus fiable et la plus directe de nos connaissances sur la géologie et l'évolution globale de la planète. Nous allons évoquer les principaux aspects de la surface : l'âge, la topographie, la dichotomie Nord-Sud, le volcanisme et la composition minéralogique. Nous mentionnerons à chaque fois l'implication de ces paramètres dans la compréhension et l'évolution de l'hydrologie de Mars.

1-4-1-1 Age et datation

Afin de comprendre la structure de la croûte, il faut connaître la nature, l'âge et le mode de mise en place des unités géologiques martiennes. On distingue trois époques dans l'évolution de Mars, qui correspondent à trois types de dépôts de surface plus en moins cratérisés : le Noachien, l'Hesperien et l'Amazonien (Tanaka, 1986). Les terrains les plus anciens (Noachien) sont situés au sud (cf. figure 1-1). Fortement cratérisés, ils témoignent du bombardement massif qu'a subi la planète. Les terrains les plus récents (Amazonien) sont situés dans le Nord de la planète. L'âge de la surface de Mars est déduit de la méthode de stratigraphie relative des terrains selon laquelle l'âge d'une surface est une fonction de la densité de cratères d'impact météoritiques. Les surfaces fortement cratérisées sont considérées comme plus anciennes que celles moins cratérisées. Les études effectuées sur la lune ont permis de lier le taux de cratérisation observé sur les images dans le visible à l'âge absolu de la surface déduit des échantillons lunaires ramenés par les missions Apollo. Il est très difficile à ce jour de relier l'âge absolu des météorites martiennes SNC au taux de cratérisation de la surface de Mars, vu qu'on ne sait pas de quelles régions elles proviennent.

Une autre technique qui nous permet d'évaluer l'âge relatif de la surface de Mars, c'est l'intersection des structures fluviales. Si un chenal traverse un écoulement magmatique, il est plus récent que ce dernier. Cette technique nécessite des confirmations par la datation des structures secondaires qui peuvent apparaître dans l'image (altérations des parois de cratères par exemple). Il est très important de noter que ces deux méthodes donnent des âges très approximatifs (cf. Tableau 1-1).

Le Noachien est la période de bombardement massif (aussi appelé bombardement primitif) de la surface de Mars qui date de 3.8 milliards d'années. Aujourd'hui, on pense que Mars a subi le même bombardement massif de la surface que la Lune. Néanmoins, on ne sait pas de quelle façon le taux de cratérisation de la surface a pu varier en fonction du temps.

Ere		N(2)	N(5)	N(16)	Age Ga	Age Ga
					<i>Hartman et al 1981</i>	<i>Neukum et Wise 1976</i>
Amazonien	Sup.	<40			0.25 - 0.0	0.7-0.0
Amazonien	Moy.	40-150	<25		0.7 - 0.25	2.5 - 0.7
Amazonien	Inf.	150-400	25-67		1.8 - 0.7	3.55 - 2.5
Hesperian	Sup.	400-750	67-125		3.1 - 1.8	3.7 - 3.55
Hesperian	Inf.	750-1200	125-200	<25	3.5 - 3.1	3.8 - 3.7
Noachien	Sup.		200-400	25-100	3.85 - 3.5	4.3 - 3.8
Noachien	Moy.		>400	100-200	3.92 -3.85	4.5 - 4.3
Noachien	Inf.			>200	4.6 - 3.92	4.6 - 4.5

Tableau 1-1: Stratigraphie de Mars. Les trois époques de l'histoire géologiques de la surface de Mars sont déterminées en fonction des densités de cratères, de leur taille et de leur nombre. N (2), N (5) et N (16) désignent respectivement les nombres de cratères de diamètres plus grand que 2, 5 et 16 km. Les âges absolus sont calculés à partir des modèles de flux météoritique théoriques et des données lunaires.

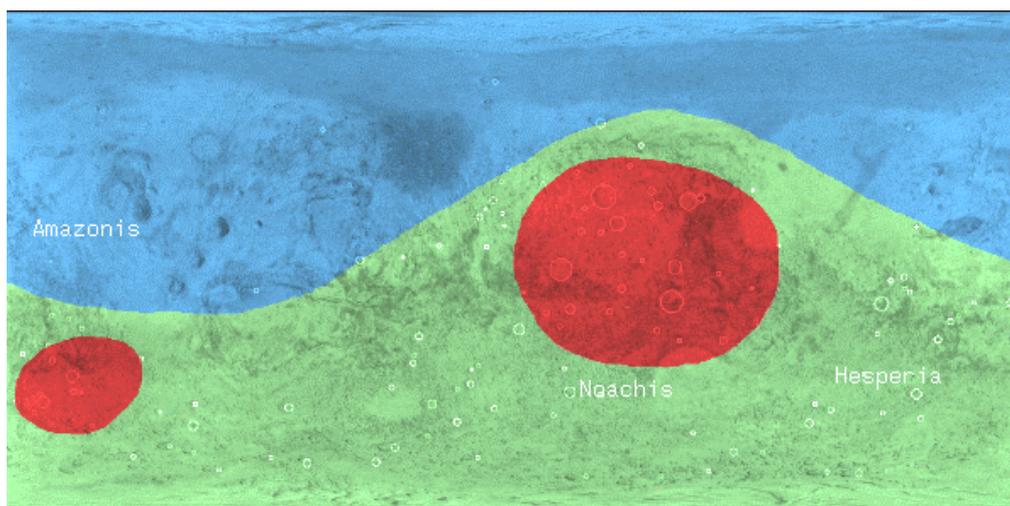


Figure 1-1: La distribution approximative des trois ères géologiques sur la carte topographique de Mars (Caplinger, 1994). En bleue les terrains Amazoniens, en rouge les terrains Noachien et en vert les terrains Hesperien. On peut clairement distinguer que la partie nord est géologiquement plus jeune que la partie sud.

L'Hesperien est une époque intermédiaire en terme de taux de cratérisation. Elle est définie par la densité de cratères de diamètres supérieurs à 5 km comprise entre 67 et 200 par million de km². L'ère Amazonienne est une époque tardive quasiment dépourvue de cratères de taille supérieure à 20 km. Contrairement au cas lunaire, l'absence de prélèvement in-situ ne permet pas de contraindre un âge absolu pour ces époques. Des modèles de flux météoritique calés sur des données d'âges absolus de la Lune permettent toutefois d'estimer un âge approximatif. Deux modèles existent aujourd'hui, reliant le taux de cratérisation de la surface de Mars à un âge absolu approximatif : le modèle de Neukum-wise

et celui de Hartmann. Ces modèles donnent des résultats d'autant plus différents que les terrains sont jeunes, comme on peut le voir sur le Tableau 1-1.

1-4-1-2 La topographie

En absence d'un océan, l'altitude de référence sur Mars a été définie par le niveau de pression atmosphérique moyen de 6.1 mbar mesuré par la sonde Viking en 1976. Ce niveau zéro correspond à un géoïde dont le rayon équatorial est de 3 393,4 km et le rayon polaire de 3 375,7 km. Ce niveau de référence permet de distinguer approximativement les plaines des reliefs. La figure 1-2 montre la carte topographique établie par l'altimètre laser MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) de la mission MGS. Elle confirme l'hypsométrie établie par les premières cartes topographiques réalisées à partir des radiotélescopes d'Arecibo et du Goldstone Solar System Radar (GSSR), auxquelles avaient été associées des images stéréoscopiques de Mariner 9 et de Viking.

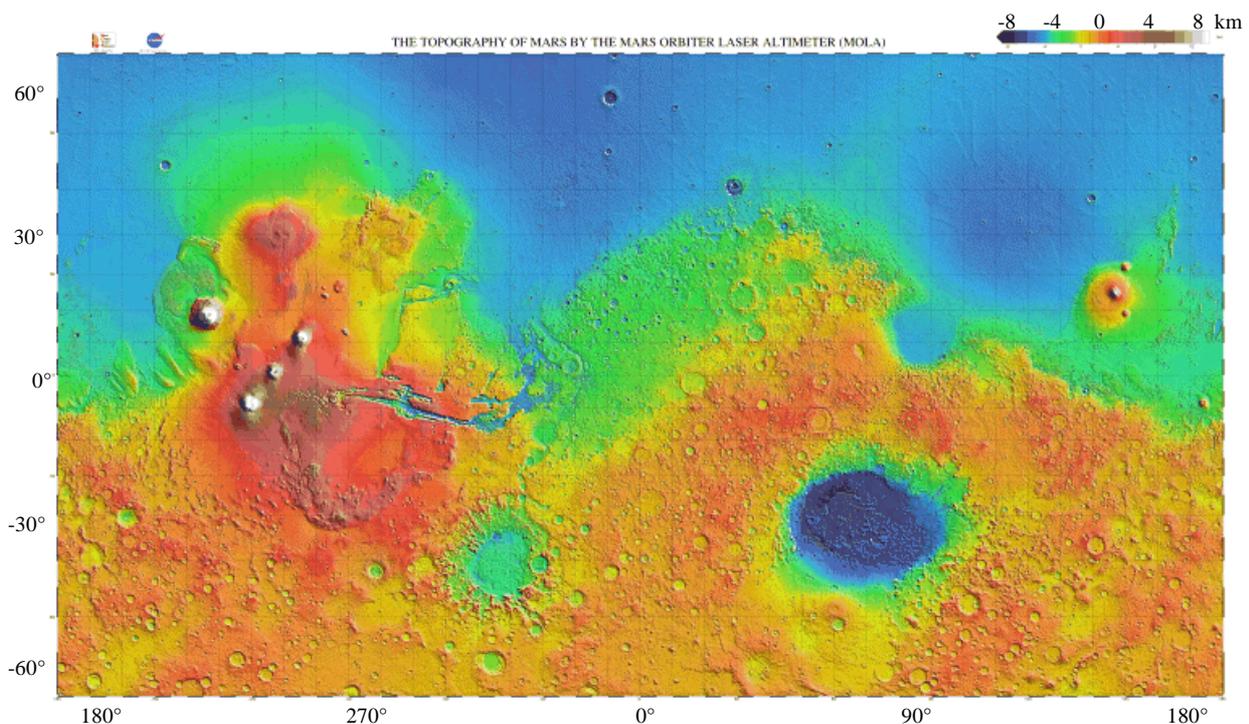


Figure 1-2 : Carte topographique de Mars. (USGS/NASA). On note bien la différence d'élévation entre la partie Nord (*lowlands*) et la partie Sud constituée des terrains élevés (*highlands*).

La résolution altimétrique de la carte MOLA est de 30 cm et la résolution planimétrique est de 400 m. Sur cette carte on peut distinguer les caractéristiques suivantes :

- L'altitude la plus élevée est de 25 km, correspondant au volcan Olympus Mons et le point le plus bas est le bassin d'impact Hellas Planitia, 8 km au-dessous du point zéro. Cet écart de 33 km entre le point

le plus élevé et le plus bas est plus important que sur Terre (~ 20 km entre le Mont Everest et le Fossé des Mariannes).

- L'existence au nord d'une vaste zone de dépression, les *lowlands*, qui sont des plaines de 4 à 8 km sous le niveau zéro.
- Dans l'hémisphère sud, les terrains sont plus hauts que le niveau de référence. Ce sont principalement des reliefs ou *highlands* hauts de 1 à 5 km. Ce relief est interrompu par la présence de deux dépressions correspondant à deux bassins d'impact : Hellas et Argyre. Le dôme de Tharsis et Elysium représentent deux anomalies majeures du relief puisqu'ils atteignent 5 à 10 km d'élévation. La différence entre les plaines du nord et les reliefs du sud constitue la dichotomie martienne.

1-4-1-3 La dichotomie Nord-Sud

La dichotomie Nord-Sud sur Mars correspond à deux phénomènes géologiques d'une part à cause de la différence du taux de cratérisation observé entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud (donc une différence en ère géologique des deux parties Nord et Sud), et topographique d'autre part à cause de l'écart d'élévation entre les terrains élevés de la partie sud et les terrains bas de l'hémisphère nord. Par analogie avec le cas terrestre, la différence topographique peut être interprétée par le fait que les terrains du Nord correspondent à une mince couche océanique jeune et que les terrains du sud représentent une épaisse couche continentale plus ancienne, comme on le voit sur la figure 1-3.

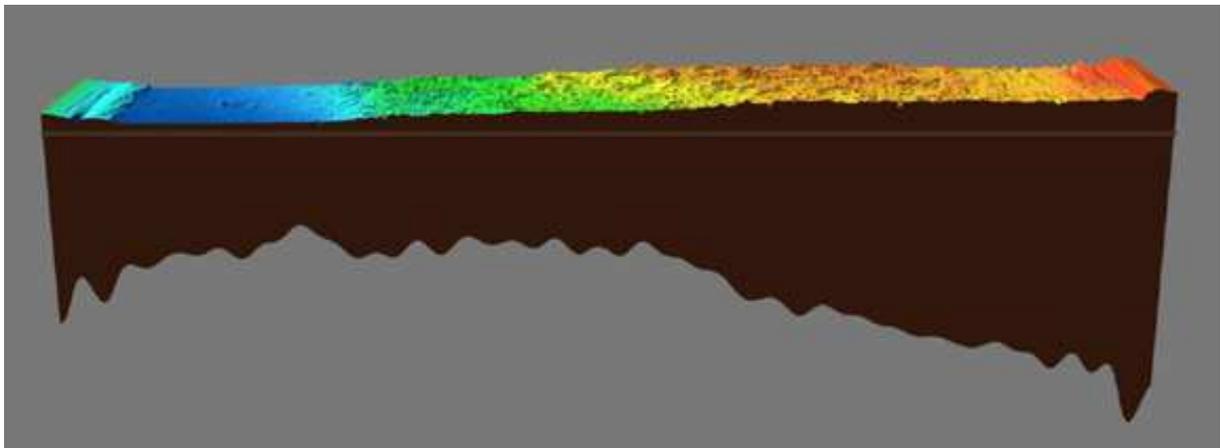


Figure 1-3: Schéma d'une coupe de la croûte martienne, d'après les mesures d'altimétrie couplées aux mesures gravimétriques de la sonde MGS. Dans la partie droite on a le pôle Sud et à gauche le pôle Nord. (Zuber et al., 2000).

L'hémisphère Nord serait ainsi la trace d'un ancien océan d'après certains auteurs (Baker, 2001 ; Carr, 1996 ; Clifford et Parker, 2001). Cette théorie très controversée repose sur l'observation de structures linéaires ressemblant à des anciens rivages à la limite de la dichotomie entre les deux hémisphères.

1-4-1-4 Le volcanisme

L'étude du volcanisme trace les conditions géothermiques et environnementales nécessaires à la compréhension du développement de l'hydrosphère. Le volcanisme a probablement facilité la formation d'une atmosphère plus dense en CO₂ favorisant donc l'initiation d'un effet de serre et la présence de l'eau liquide à la surface (Baker et al., 1991; Baker, 2001). Mars a vraisemblablement connu une intense activité volcanique pendant l'ère Noachien, même si cette activité semble avoir cessé actuellement. Les volcans sont concentrés dans deux régions, le dôme de Tharsis à l'Ouest et Elysium Planitia à l'Est. Nous allons brièvement décrire successivement ces deux provinces volcaniques. La sur-dimension des structures volcaniques sur Mars peut être attribuée d'une part à l'épaisseur (70 km) et à la rigidité de la croûte, et d'autre part à la faible gravité associée à une atmosphère raréfiée permettant un taux d'éjection plus important des matériaux volcaniques et des cendres associées (Synder et al., 2002). Le débit de coulée de lave sur Mars serait cinq fois plus grand que sur Terre, avec des réservoirs de magma plus profonds.

Le dôme de Tharsis

La région de Tharsis est l'une des unités géologiques les plus importantes de la surface de Mars. C'est un vaste plateau de 5500 km de diamètre et d'une hauteur de 6 à 18 kilomètres, qui porte sur sa surface les édifices volcaniques les plus importants de Mars. L'activité volcanique du dôme de Tharsis pourrait avoir débuté il y a 3 milliards d'années et s'être prolongée pour s'achever finalement il y a 1 milliard d'années. C'est une région qui se caractérise par une bonne corrélation entre la topographie et la gravimétrie. La compensation isostatique est ici assez bonne, et l'importante masse des volcans est compensée en profondeur par une croûte dont l'épaisseur atteindrait environ 130 kilomètres (cf. figure 1-3). Le dôme de Tharsis est surmonté par trois volcans boucliers alignés le long d'une fracture de la croûte superficielle de direction nord-est sud-ouest et séparés de 700 km les uns des autres : Ascraeus Mons (18 km de haut), Pavonis Mons (14 km de haut) et Arsia Mons (17 km de haut). Cette direction est essentielle pour comprendre les événements qui ont affecté la région de Tharsis. Les coulées de lave elles-mêmes se sont progressivement concentrées le long de fractures orientées dans la direction nord-est sud-ouest. Si les boucliers martiens ressemblent fortement aux volcans terrestres, comme ceux des îles Hawaï, ils s'en distinguent toutefois par leur différence en taille. Arsia, Pavonis ou Ascraeus Mons sont en effet des édifices gigantesques, ils mesurent chacun 400 km de diamètre environ et s'élèvent à presque 20 km de hauteur. De la même manière, leur caldeira sont affectées du même gigantisme. La caldeira d'Arsia Mons a un diamètre de 110 km, alors que celle du volcan Mauna Loa dans les îles Hawaii ne mesure que 2,7 km de diamètre. La profondeur de ces dépressions sommitales atteint par endroit 3 à 4 kilomètres.

Olympus Mons

Le plus grand volcan martien est situé sur la bordure nord-ouest du dôme de Tharsis, à 1600 km des trois volcans précédents. Olympus Mons est un gigantesque volcan bouclier de 26 km de hauteur et d'un diamètre de 600 km. Sa superficie atteint 500.10^3 km^2 . Rappelons que le plus grand volcan terrestre, le Mauna Loa (îles Hawaï) ne mesure que 9 km de haut (valeur approximative, depuis le fond du plancher océanique) pour 100 km de diamètre. Sa superficie est soixante fois moins importante que celle d'Olympus Mons. Olympus Mons possède une surface bosselée, caractérisée par un certain nombre de ruptures de pentes. Ses flancs montrent effectivement une alternance de pentes abruptes et de terrasses plus douces. Ainsi, une pente de 5° peut subitement faire place à une pente plus marquée de 10° , voire plus. Cet aspect bosselé se rencontre aussi sur les volcans terrestres, comme ceux des îles Hawaï (Mauna Loa, Kilauea).

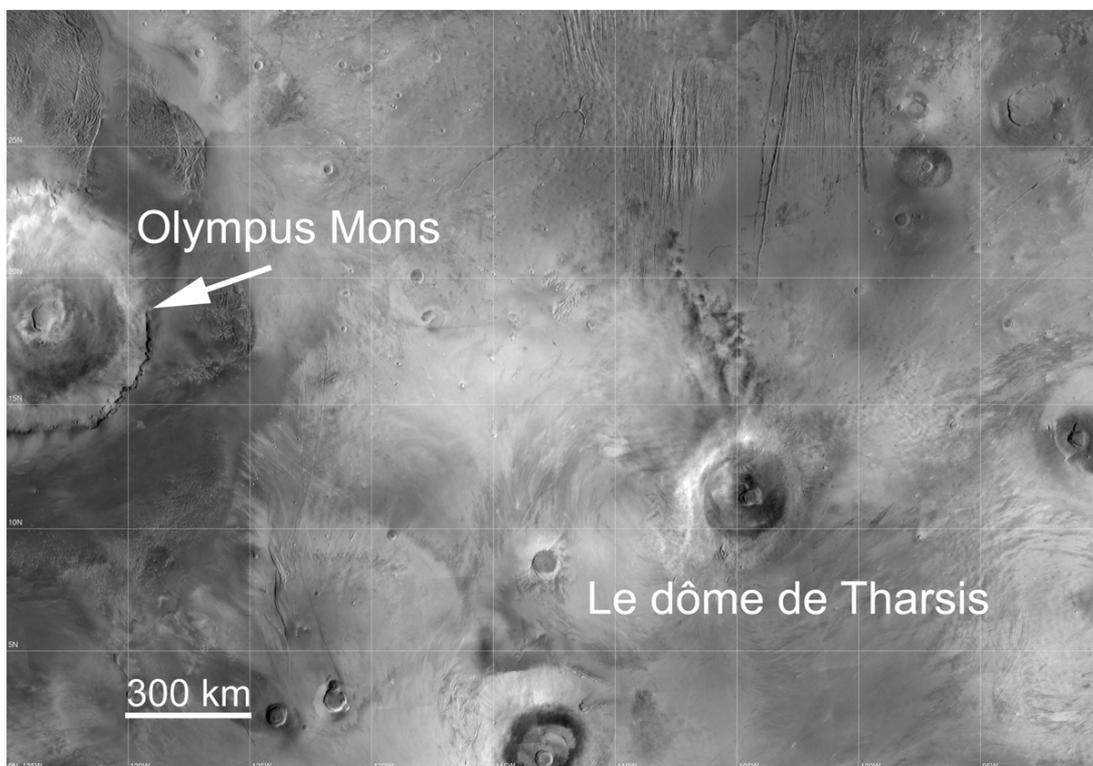


Figure 1-4: Vue d'ensemble du Olympus Mons et du Dôme de Tharsis (MGS MOC No. MOC2-299, 01/02/02)

La caldeira d'Olympus est de 65 à 80 km et sa profondeur de 2 à 3 km. Au fond, le plancher de la caldeira est marqué par une surface plutôt plate avec des rides de compression qui se sont formées lors du refroidissement de la surface incandescente. La base du volcan est soulignée par un escarpement. Au niveau de la face nord, des falaises abruptes dominent des plaines qui s'étendent 6 kilomètres en contrebas. Les reliefs sont aussi bien marqués au sud-est, avec des sommets de 2 à 3 kilomètres.

Ailleurs, la falaise semble disparaître et le volcan rejoint calmement les plaines environnantes. Cet escarpement provient peut être d'un effondrement de la périphérie du volcan sous son propre poids. Olympus Mons est également entouré par une auréole d'un terrain découpé en losanges et qui s'étend à des centaines de kilomètres de la base du volcan. Cette auréole est peut être justement le résultat du glissement de terrain qui est à l'origine de la formation du piédestal qui ceinture Olympus Mons. Les fractures visibles à la surface d'Olympus Mons peuvent être utilisées pour tenter de situer la chambre magmatique du volcan et définir sa taille. La chambre magmatique serait aussi grande que la caldeira et serait située 10 ou 15 km de profondeur, soit bien au-dessus des plaines environnantes. Les laves dégagées par Olympus Mons sont probablement de type basaltique. Seules des laves très fluides, pauvres en silice et riches en minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène) peuvent s'écouler sur des pentes très faibles et constituer des coulées longues parfois de plusieurs centaines de kilomètres.

1-4-1-5 Composition minéralogique de la surface

La couleur rouge de la surface de Mars est traditionnellement attribuée à la présence des ions ferriques dans la poussière qui couvre la surface. Le transfert des charges entre l'ion Fe^{+3} et O^{-2} absorbe la partie bleue et proche-ultraviolet de la lumière du soleil incidente, réfléchissant donc la partie rouge du spectre, d'où la couleur spécifique de la surface de Mars. Une grande portion de la surface martienne est couverte de cette fine couche de poussière oxydée avec une épaisseur variable de l'ordre de quelques dizaines de centimètres jusqu'à quelques mètres. Grâce aux vents martiens et aux fréquentes tempêtes violentes (la vitesse du vent peut atteindre 200 km/h), cette poussière est transportée sur toute la surface planétaire comme le montre la forte similitude des résultats des analyses chimiques des deux atterrisseurs de Viking (effectuées par l'analyseur XRF) et de Pathfinder (effectuées par l'analyseur APXS). Cette poussière omniprésente est un élément majeur de notre étude du point de vue minéralogique et des propriétés électromagnétiques. Il s'agira de déterminer si elle est opaque ou transparente aux ondes radar et de modéliser le phénomène de pénétration radar pour la détection des structures recouvertes par cette poussière (ce thème sera abordé en détail au chapitre 3).

La minéralogie de surface trace aussi l'histoire géologique de Mars, et exprime différents processus :

- Les processus géologiques et atmosphériques actifs actuellement ;
- Le taux et le degré de modification de la surface par ces processus ;
- L'histoire de l'érosion, du transport et de la déposition des sédiments à la surface ;
- La relation entre les sédiments et les roches mères ;
- Les interactions entre la surface et l'atmosphère.

Des observations infrarouges de la surface et de la poussière des tempêtes à partir du Hubble Space Telescope (HST) et des télescopes terrestres ont permis de mettre en évidence la présence de certains minéraux ferriques (Bell III et al., 1997) comme l'hématite (Christensen et al., 1999, 2000c, 2000d) et la maghémite (Hargraves et al., 1977 ; Gunnlaugsson et al., 2000), mais l'information concernant la concentration et la distribution de ces minéraux reste insuffisante. Le spectromètre d'émission thermique TES de la sonde Mars Global Surveyor a fourni la première carte minéralogique de la planète Mars (figures 1-5 et 1-6).

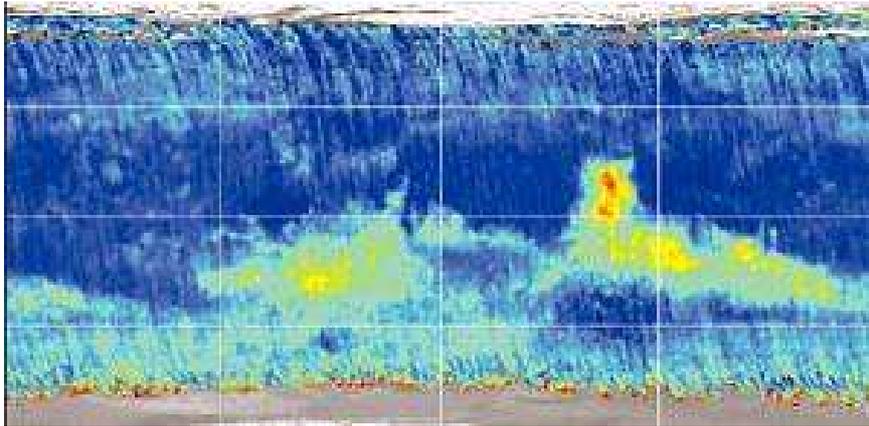


Figure 1-5: Répartition du basalte à la surface de Mars. Cette roche volcanique occupe principalement les hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère sud. Les couleurs indiquent la concentration : bleu foncé 0 %, bleu clair 25 %, vert clair 50 % ; jaune 75 %, rouge 100 % (Bandfield et al., 2000).

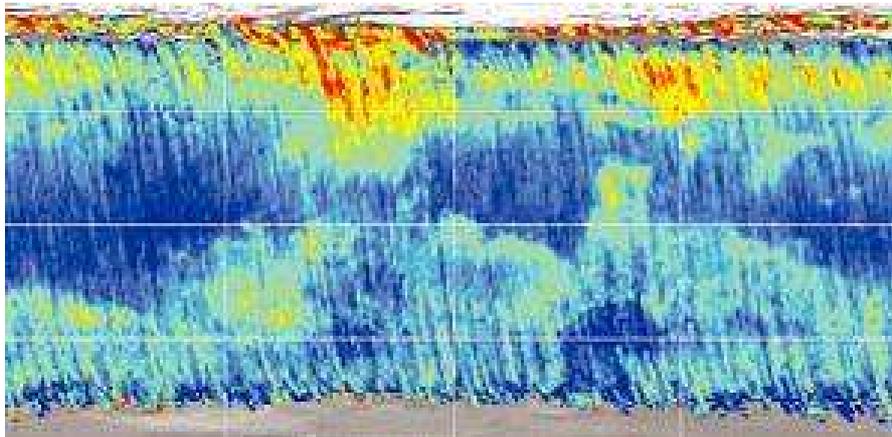


Figure 1-6: Répartition de l'andésite à la surface de Mars qui occupe principalement les basses plaines de l'hémisphère nord. Les couleurs indiquent la concentration : bleu foncé 0 %, bleu clair 25 %, vert clair 50 % ; jaune 75 %, rouge 100 %. (Bandfield et al., 2000).

Le spectre a été établi sur les régions sombres pour éliminer au maximum l'influence de la poussière qui recouvre d'une manière relativement uniforme la surface de Mars (les régions sombres, qui représentent environ 50 % de la surface de la planète, sont moins poussiéreuses que les régions

claires). Le spectre permet de distinguer deux provinces géologiquement différentes. La limite qui sépare les deux régions coïncide avec celle de la dichotomie martienne, mais pour le moment aucun modèle n'explique vraiment cette «dichotomie minéralogique». Les hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère sud semblent indiquer un contexte basaltique (Pinet et al., 1990 ; Christensen et al., 2000b) avec la présence de feldspath, de plagioclase et de clinopyroxène de type augite (Bandfield et al., 2000). Ces matériaux basaltiques sont concentrés dans les régions de Terra Cimmeria, Noachis Terra, tout en étant également bien représentés dans la région de Syrtis Major. D'un autre côté, les basses plaines de l'hémisphère nord sont riches en andésite (Bandfield et al., 2000), une roche volcanique plus riche en silice que le basalte. C'est la première fois que cette roche est identifiée de manière globale sur Mars. L'andésite est surtout présente dans Acidalia Planitia, Vastitas Borealis et Syrtis Major. On en retrouve également une faible concentration dans l'hémisphère sud, dans Sinus Meridiani ou Margaritifer Terra (Bandfield et al, 2000). Dans ces régions, il est possible que l'andésite soit mélangée au basalte, ou que la composition du matériau de surface soit intermédiaire entre le basalte et l'andésite. Comme le basalte est présent dans des régions anciennes (Noachien ou Hespérien) et que l'andésite est au contraire localisée dans des régions plus jeunes (Amazonien), on peut en conclure qu'un volcanisme de type basaltique a pu laisser la place, au cours de l'histoire martienne, à un volcanisme de type andésitique. Nous avons déjà noté que la dissymétrie topographique est parfaitement soulignée par la minéralogie : le mécanisme qui est à l'origine de la dichotomie martienne a donc peut être un lien avec l'évolution du volcanisme martien.

Mars affiche donc une dichotomie forte au niveau minéralogique, similaire à celle de la Terre (ou l'on distingue des bassins océaniques de nature basaltique et des continents plus différenciés de nature andésitique) ou celle de la Lune. Les basaltes et les andésites sont les deux roches terrestres les plus communes, ce qui prouve que les deux planètes ont du connaître un volcanisme de même nature. Mais le mécanisme à l'origine des andésites, répandues sur Mars, est encore mal connu. Les basaltes sont des roches qui se forment par fusion partielle du manteau et elles sont largement répandues à la surface des planètes telluriques du Système Solaire. Par contre, les andésites sont des roches plus différenciées, dont le processus de formation n'est pas aussi simple que celui des basaltes. L'enrichissement en silice, caractéristique des andésites, peut s'expliquer par la présence d'une grande quantité d'eau dans le magma ou par une cristallisation fractionnée au sein d'une chambre magmatique. Mais le point le plus important est le suivant : les laves andésitiques se rencontrent principalement sur Terre au niveau des zones de subduction, et ce type de volcanisme est étroitement associé à la tectonique de plaques (même s'il est possible de trouver des concentrations *locales* d'andésites non liées à une tectonique de plaques).

Les minéraux volcaniques non altérés comme les pyroxènes, le feldspath et l'olivine dominent les spectres des régions sombres de la surface de Mars. Dans la limite de détectabilité de TES (en terme

de résolution spectrale et résolution spatiale), aucun minéral résidu d'une altération hydrologique n'a été détecté dans ces régions. Cependant des accumulations locales importantes d'hématite ont été observées (Christensen et al., 2000d) indiquant une possible altération hydrothermale de ces régions et la présence d'eau à la surface pour des périodes de temps assez importantes (Christensen et al., 2001).

Le sol martien semble ainsi être composé principalement des minéraux issus de l'altération des basaltes mégaferriques mélangés avec d'autres composés comme les sulfates et chlorates, qui seraient le résultat d'une activité hydrothermale. Le fer semble présent sous forme d'oxyde amorphe et également sous la forme d'hématite cristalline (Christensen et al., 1999, 2000d) et peut être de maghémite.

TES n'a pas pu mettre en évidence la présence de carbonate en surface, ceci pouvant s'expliquer par le fait qu'ils seraient plutôt présents dans le sous-sol suite à des processus de sédimentations hydrologiques datant de l'ère Noachien (Fonti et al., 2001).

Dans le Tableau 1-2, on résume la composition chimique du sol martien analysé sur différents sites, d'après les résultats de Viking (1979) sur les deux sites Chryse (22°N-48°W) et Utopia (48°N - 225°.7W) et le site de Pathfinder (19.13°N, 33.22°W) (Bridges et Crisp, 1999).

Oxydes	Chryse (en surface)	Chryse (à 23 cm en profondeur)	Utopia (en surface)	Utopia (à 23 cm en profondeur)	Pathfinder
SiO ₂	43	44	43	44	48.6
Al ₂ O ₃	7.3	7.3	7	7.2	7.2
Fe ₂ O ₃	18.5	17.3	17.8	17.3	18.2
MgO	6	6	6	6	6
CaO	5.9	6	5.7	5.6	5.8
K ₂ O	<0.15	*	<0.15	<0.15	0.10
TiO ₂	0.62	0.61	0.56	0.57	0.6
SO ₃	6.7	6.7	8.1	7.8	7.2
Cl	0.8	0.8	0.5	0.6	0.8

Table 1-2 : Pourcentage pondéral des éléments exprimés en oxydes de la surface martienne. La somme de ces pourcentages des matériaux n'est pas égale 100% (elle est 95 %), les éléments légers n'ayant pas pu être détectés à cause de la limite instrumentale (Bridges et Crisp, 1999). On remarque que les analyses issues des trois sites différents en localisation et en temps reportent presque les mêmes résultats, d'où la validité de l'hypothèse de l'homogénéité minéralogique de la couche de poussière dans l'hémisphère Nord. (*) valeur non mesurée, limite instrumentale.

D'autres minéraux comme la maghémite, la magnétite, la kaolinite, et la dolomite, sont susceptibles d'être présents sur Mars, mais aucune information sur leur distribution surfacique ou verticale n'est disponible à ce jour, à cause de la faible résolution de l'instrument TES. Le nouveau spectromètre

imageur, THEMIS à bord de la plate-forme Mars Odyssey devrait nous révéler la présence de ces minéraux.

Il est important de noter que la minéralogie de surface est plutôt représentative des processus d'altération, d'érosion et d'oxydation de la surface de Mars que de la composition minéralogique réelle de la croûte martienne. Celle-ci peut être moins riche en oxydes de fer. Actuellement aucune observation directe nous permet d'établir un modèle minéralogique précis du sous-martien.

1-4-2 La structure interne

La connaissance de la structure interne de la planète Mars est impérative pour comprendre le passé hydrothermal de la planète et les sources de flux géothermique qui ont favorisé dans le passé un climat plus chaud, permettant ainsi la présence de l'eau à l'état liquide à la surface et sa présence sous forme d'aquifère dans le sous-sol actuellement. L'activité sismique et le magnétisme sont les deux seuls phénomènes géophysiques observés depuis la surface qui peuvent nous indiquer l'état actuel de l'activité du cœur thermique martien.

1-4-2-1 L'activité sismique

Sur Mars, l'activité sismique est approximativement quatre fois plus faible que sur la Terre. D'après les modèles, Mars connaîtrait actuellement entre 10 et 120 événements sismiques par an (Goins et Lazarewicz, 1979) qui peuvent être détectés avec des sismomètres, comme par exemple les sismomètres des quatre stations géophysiques Netlander (Lognonné et al., 2000b; Banerdt et al., 2001). Aujourd'hui l'activité sismique sur Mars peut être liée à plusieurs phénomènes : les impacts météoritiques, le refroidissement de la planète engendrant des contraintes dans la lithosphère ou encore des ondes de marée induites par la présence du satellite Phobos. Une tectonique des plaques pourra aussi être une source importante d'ondes sismiques. Quelques structures sismiques ont été observées à la surface de Mars comme les grabens. Ce sont des dépressions profondes de quelques centaines de mètres, longues de plusieurs centaines de kilomètres et parallèles entre elles. Les grabens sont localisés principalement sur le dôme de Tharsis et distribués de manière essentiellement radiale depuis le centre du dôme (Banerdt et al., 1992). Les épisodes tectoniques qui ont produit ces structures s'étalent du Noachien à l'Amazonien (Tanaka et Davis, 1988). L'activité sismique est aussi confirmée par les déformations des cratères d'impact de forme circulaire vers une forme quasi ovale dans les terrains où l'on observe la présence de grabens.

1-4-2-2 Le magnétisme

Le champ magnétique est le résultat des courants de convection thermique dans le noyau externe de la planète, composé de fer fluide ionisé, sous l'effet de la chaleur du noyau interne. Les anomalies du

champs magnétiques peuvent aussi être attribuées à la présence de matériaux magnétiques dans la croûte. Les modèles d'évolution géophysique avancent l'hypothèse que Mars a connu dans son passé un champ magnétique global, similaire à celui de la Terre. Sur Mars, le vent solaire pénètre à l'intérieur de l'ionosphère martienne et génère des champs magnétiques complexes qui peuvent empêcher l'observation des anomalies magnétiques de la croûte. Mais les observations récentes du magnétomètre MER (Magnetometer/Electron Reflectometer) embarqué sur la sonde Mars Global Surveyor, ont pu enregistrer la présence d'anomalies magnétiques provenant de la surface pendant les manœuvres de freinage de rentrée en orbite (où la sonde passe au-dessous de l'ionosphère). Certaines régions sont encore magnétisées et conservent un champ local fossile, vestige de l'ancien champ magnétique global. Cette dernière observation favorise l'hypothèse d'une possible tectonique de plaque sur Mars avant l'arrêt de la dynamo martienne il y a 3 milliards d'années (Nimmo et Stevenson, 2001).

Le champ magnétique est donc un facteur très important à prendre en compte pour comprendre l'histoire et l'évolution de Mars. La présence d'un noyau de métal liquide au cœur d'une planète et donc d'une dynamo active suggère l'existence d'une source de chaleur interne. Celle-ci se manifeste par exemple au niveau d'une tectonique des plaques et par la présence de volcans à la surface de la planète. On peut donc penser que Mars devait être par le passé une planète dynamique d'un point de vue géologique, à l'image de la Terre, avec une atmosphère plus épaisse et de l'eau liquide à sa surface. De plus, un champ magnétique global pouvait protéger la surface des particules chargées comme celles du vent solaire ou des rayons cosmiques et donc contribuer à la création d'un milieu plus favorable à un développement biologique !

1-5 Evidences géomorphologiques de la présence de l'eau

Nous avons vu à travers les derniers paragraphes que Mars a pu présenter dans son passé un environnement plus chaud avec une atmosphère plus dense et donc favorable à la présence de l'eau à l'état liquide. La morphologie de surface de Mars présente aussi des évidences d'écoulements liquides dans un passé récent, et la présence actuelle de glace d'eau dans le proche sous-sol a été confirmée récemment par les résultats du spectromètre Gamma GRS de Mars Odyssey (Boynton et al., 2002).

1-5-1 Morphologie fluviale

Les structures morphologiques issues, d'écoulements fluviaux sur Mars peuvent être classées en trois catégories : (1) des réseaux de paléo-rivières (*valley networks*), (2) des larges chenaux de débâcle (*outflow channels*), (3) des ruissellements (*gullies*)

1-5-1-1 Les réseaux de paléo-rivières: (*Valley networks*)

Ces réseaux correspondent à des embranchements de vallées convergeant à partir de plusieurs sources vers une rivière principale (tout comme sur Terre) comme on le voit sur la figure 1-7. On observe ces réseaux dans les anciens terrains cratérisés de l'hémisphère sud et sur les flancs de certains volcans (Alba Patera, Hecates Tholus). Dans le premier cas, l'âge de leur formation est plutôt Noachien, même si 30% d'entre eux pourraient être de l'Hesperien et quelques-uns de l'Amazonien (Scott et Dohm, 1992). Dans le second cas, les réseaux peuvent être associés à une activité volcanique.



Figure 1-7: Réseaux hydrologiques sur les hauts terrains caractérisés du Sud (Image NASA, 48 S, 98 W).

Le processus de formation de ces réseaux est encore mal compris, il nécessite un écoulement d'eau liquide sur des périodes assez importantes, ce qui ne peut être envisageable qu'en présence d'une atmosphère plus dense, plus humide et plus chaude que celle présente actuellement.

1-5-1-2 Les chenaux de débâcle (*outflow channels*)

Ces chenaux ont de 10 à 100 km de largeur et plus de 1000 km de longueur, ils sont plus larges et plus longs, et moins ramifiés que les *valley networks*. Le processus de formation d'une telle structure

est attribué à des processus catastrophiques (Baker et Milton, 1974). La plupart de ces chenaux sont concentrés au nord-est du dôme de Tharsis, mais ils apparaissent également dans la région d'Elysium et Hadriaca Patera. Leur formation date de la fin de l'Hesperien et du début de l'Amazonien (Carr, 1996). Les sources de ces chenaux ne sont pas ponctuelles mais correspondent à de larges zones chaotiques comme dans figure 1-8.



Figure 1-8 : écoulement massif émergeant des terrains chaotiques(1°S, 43°W) (image NASA, P-16983)

Ces structures semblent être provoquées par une brusque décharge d'un réservoir d'eau souterraine (Komar, 1980) et des morphologies similaires sont observées sur Terre lors des décharges d'eau brutales associées aux fontes sous-glaciaires. Dans le cas de Mars, ces décharges pourraient être liées à l'activité magmatique, l'augmentation du flux thermique ou de la charge hydraulique créée par l'accumulation des laves (Carr, 1996). Les chenaux conduisent à des dépressions où les sédiments ont pu s'accumuler suite à la formation de lacs terminaux. L'importance de ces décharges aurait même d'après certains auteurs conduit à la création épisodique d'un océan global dans les plaines de l'hémisphère Nord (Baker et al., 1991 ; Clifford et Parker, 2001). Les *outflow channels* sont donc sans doute liés à des processus catastrophiques. Des écoulements glaciaires existent sur le lit de nombreux chenaux (Lucchita et al., 1992). Les chenaux sont une preuve de la présence d'importantes quantités d'eau et de glace dans le sous-sol de Mars.

1-5-1-3 Les ruissellements (*Gullies*)

Ces structures de quelques centaines de mètres de longueur et quelques mètres de largeur et d'une faible profondeur avec un lit en forme de V, ressemblent aux écoulements fluviaux terrestres (Malin

et Edgett, 2000a). Elles ont été récemment observées grâce aux images à haute résolution de la caméra MOC (Mars Orbiter Camera). L'absence de cratérisation et d'érosion dans les terrains où elles ont été observées laisse à penser que ces structures sont relativement récentes (quelques millions d'années au plus). Les *gullies* sont observés dans les hautes latitudes (entre 30° et 70° Nord et Sud) dans des endroits où l'on ne s'y attendait pas, puisque la moyenne des températures annuelles locales est largement au-dessous de la température de fusion de la glace, et que le pergélisol est en équilibre thermodynamique avec l'atmosphère.

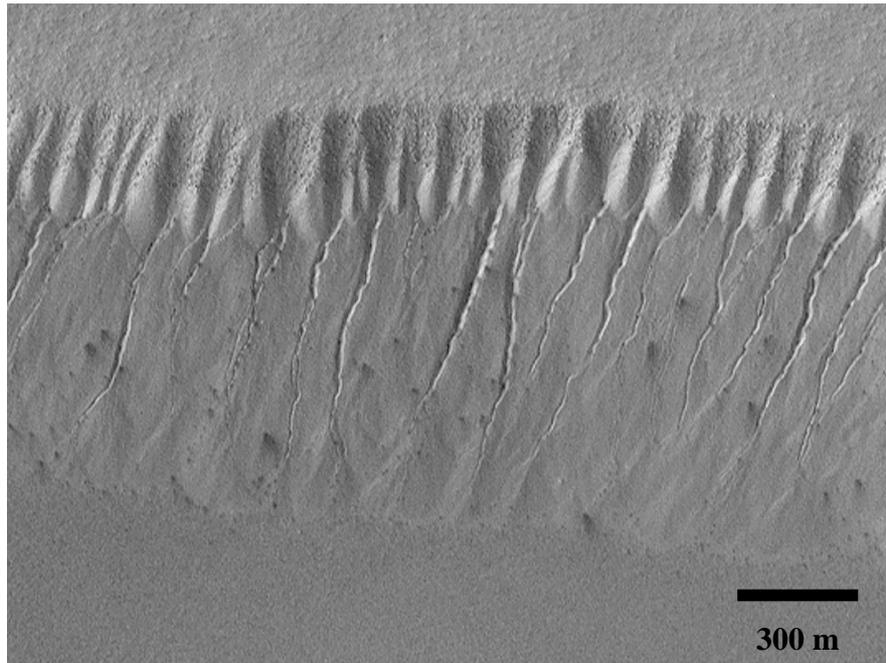


Figure 1-9: Les *gullies* observés sur les parois des fossés à haute latitude (70.7 °S, 355.7 °W) (Image MSSS, Malin et al., 2000b).

Les plus hautes latitudes où ont été observés ces *gullies* par Malin et Edgett en 2000 sont entre 70°-75°S comme on le voit en figure 1-9 sur les parois d'un fossé. Dans cette région, la moyenne des températures annuelles est de -130°C , ce qui est capable de geler aussi le CO_2 liquide ! Ces structures commencent larges et finissent approximativement à 1/3 de la pente où elles ont débuté. Le mécanisme de formation de ces structures est encore un vrai mystère de l'hydrologie martienne. Des hypothèses suggèrent la présence de forte quantité de sel dans le proche sous-sol, qui interagirait avec la remontée saisonnière de la vapeur d'eau dans le pergélisol (Mellon et Philipps, 2001), favorisant donc son apparition spontanée par diffusion osmotique à la surface après condensation. Cette eau salée serait aussi riche en dioxyde de carbone : au fur et à mesure que l'eau coule, le CO_2 s'échappe dans l'atmosphère et l'eau saline sublime lentement jusqu'à disparition ! Une autre hypothèse suggère que

ses ravinelements sont dus aux écoulements de débris de roches avec une faible teneur en eau, comme déjà observé sur terre en Greenland (Costard et al., 2002).

1-5-2 Morphologie du pergélisol

Dans les latitudes élevées, le pergélisol est très proche de la surface (Rossbacher et Judson, 1981), il est donc en échange thermodynamique permanent avec les conditions thermiques de surface. Cette instabilité thermique donne naissance à des morphologies particulières, comme les terrains polygonaux formés par des fentes ouvertes observées dans les images MOC (figure 1-10).

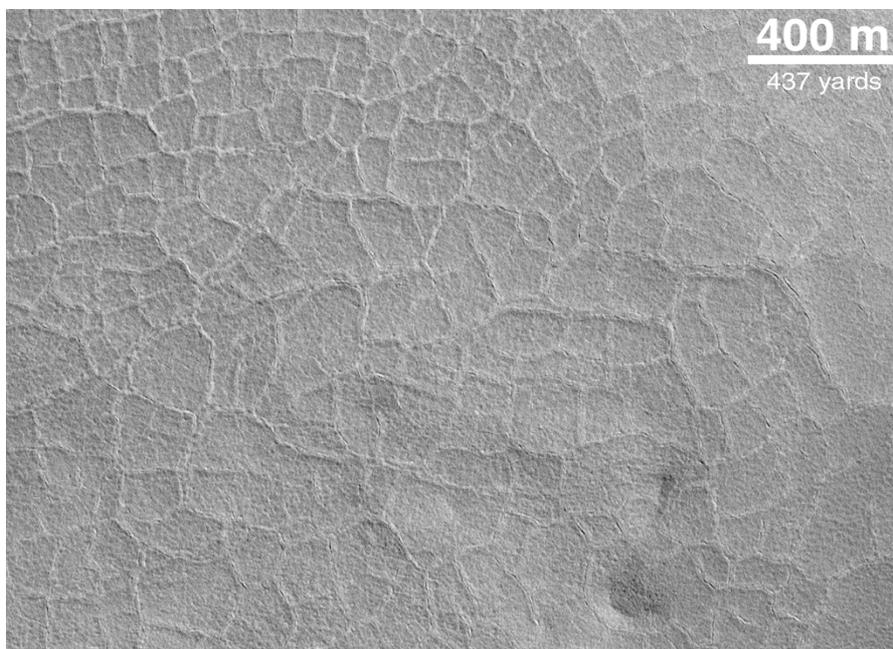


Figure 1-10: Les polygones (image MSSS MOC2-150)

L'interprétation de ces structures est basée sur le fait que le gel d'un sol est généralement anisotrope, et des niveaux lenticulaires riches en glace peuvent être formés (Martin, 1959; Konrad et Morgenstern, 1980). Ces lentilles de glace sont liées à la succion cryogénique qui se produit par des circulations d'eau vers le front de gel lors du refroidissement lent d'un pergélisol (Konrad, 1994). Sur Terre, la fusion de ces lentilles dans les périodes interglaciaires crée des dépressions thermokarstiques lacustres. Sur Mars, le même phénomène de dépression lenticulaire est observé dans les hautes latitudes et dans Ares Vallis. Il peut être interprété comme le résultat de la sublimation des lentilles de glace dans le proche sous-sol (Costard, 1987).

Les formes polygonaux de grande taille avec des fentes ouvertes comme celles de la figure 1-10 nous indiquent que le pergélisol est instable thermiquement et subit des variations saisonnières de

température à ces latitudes (MacGill, 1986 ; MacGill et Hills, 1992). Les problèmes de cette interprétation sont liés d'une part à la taille des polygones et d'autre part à la faible température de surface de -60 à -80°C en moyenne à ces latitudes, qui ne permet pas le dégel et les conditions thermiques nécessaires à ces phénomènes.

Le pergélisol martien peut aussi subir des écoulements visqueux à basse température, selon sa teneur en volatiles, indiqué par l'adoucissement du relief (Mangold et Allemand, 2001). Cet adoucissement correspond à une relaxation visqueuse des bords de cratères comme on le voit sur la figure 1-13 (coté en bas à droite), dû à la présence de la glace du pergélisol (Jankowski et Squyres, 1992). Ces morphologies liées à un écoulement visqueux s'observent uniquement entre 35° et 55° de latitude, ce qui est tout à fait cohérent avec un processus lié à la présence de glace dans le sous-sol (Squyres, 1989). Cependant, à ces latitudes, les températures moyennes sont de l'ordre de -60°C , ce qui permet d'expliquer la présence de glace qui ne sublime que dans les parties superficielles du pergélisol. En effet, des études de la rhéologie des glaces (Mangold, 1997) ont montré que les déformations visqueuses à -60°C sont possibles.

1-5-3 Les calottes polaires

Tout comme la Terre, Mars comporte deux calottes polaires permanentes entourées de vastes dépôts stratifiés qui s'étendent des pôles jusqu'à des latitudes de 80° . Les deux calottes présentent un contexte géologique très différent du reste de la surface de Mars. Elles sont principalement composées de glace d'eau et de glace de CO_2 (Carr, 1996 ; Boynton et al., 2002).

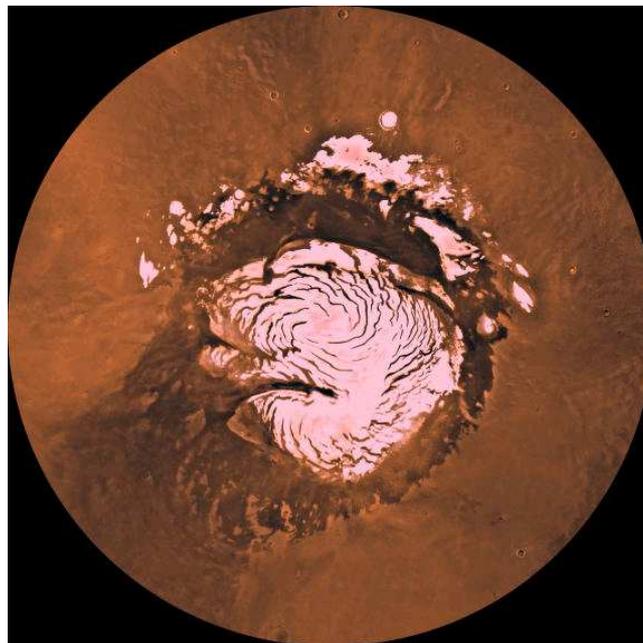


Figure 1-11: La calotte australe de Mars (image NASA, PIA00161)

Leur épaisseur varie de 1 à 2 km en moyenne pour le Nord et 4 à 6 km pour le Sud (Dzurisin et Blasius, 1975). La plupart du temps, les deux calottes sont couvertes par une fine couche de dépôt de givre de CO₂, ces dépôts étant constitués de poussières et de glace. La stratification observée sur les dépôts est donc due aux différentes proportions de glace et de poussière (Carr, 1996). Nous observons aussi un déficit important de cratères à la surface lisse des calottes, ce qui semble indiquer que ces structures sont relativement jeunes, de l'ordre de quelques centaines de millions d'années (Plaut et al., 1988).

La calotte permanente de l'hémisphère Nord (appelée aussi la calotte boréale) est un grand glacier plus brillant (en visible ainsi qu'en radar comme l'ont montré les observations du GSSR) que le reste de la surface de la planète. Située dans les vastes dépressions de l'hémisphère Nord à -5 km, elle mesure 1200 km de diamètre. Elle est principalement formée de glace d'eau comme l'a confirmé récemment le spectromètre gamma de Mars Odyssey (Boynton et al., 2002). Les dernières estimations de son volume total, issues des récents résultats de l'altimètre laser MOLA, donnent une valeur de $1.7 \cdot 10^6$ km³.

La calotte Sud (appelée aussi calotte australe, cf. figure 1-11) avec un diamètre d'environ 300 km et une température annuelle légèrement plus faible (-130°C) que la calotte boréale, est peut être constituée de quantités plus importantes de CO₂ mélangées avec de la glace d'eau. La calotte boréale tout comme la calotte australe montrée figure 1-11, est entaillée de profondes vallées en forme de spirales atteignant 1 km de profondeur. La calotte boréale ne contient pas de glace carbonique car sa température dépasse largement le point de sublimation de la glace carbonique en été. L'eau libérée par la fonte de cette calotte polaire pourrait couvrir l'ensemble de la planète d'une couche d'eau épaisse de 20 m.

1-5-4 Morphologie des cratères

Mars est l'unique planète du Système Solaire qui possède des cratères d'impact entourés d'éjecta pourvus de nombreux lobes, indiquant une structure fluidisée comme le montre la figure 1-12. Le mécanisme expliquant l'apparition d'une telle structure implique la présence d'une couche riche en volatiles dans le sous-sol (Clifford, 1982a).

Lors de l'impact d'une météorite, le choc et l'augmentation brutale de la température (transformation de l'énergie cinétique de la météorite en énergie thermique) provoquent la fusion ou/et la sublimation de l'eau et/ou de la glace contenue dans le sous-sol martien.

Ces éjecta composés d'eau, forment dans l'air une sorte de nuage au comportement similaire à celui d'une nuée ardente. Après un parcours aérien, le matériel saturé d'eau se dépose à la surface, puis la

masse des éjectas arrivés au sol se comporte comme une coulée boueuse. L'étalement de l'éjecta dépend de sa viscosité, i.e. de sa teneur en eau et de l'amplitude de l'impact (Costard, 2000).

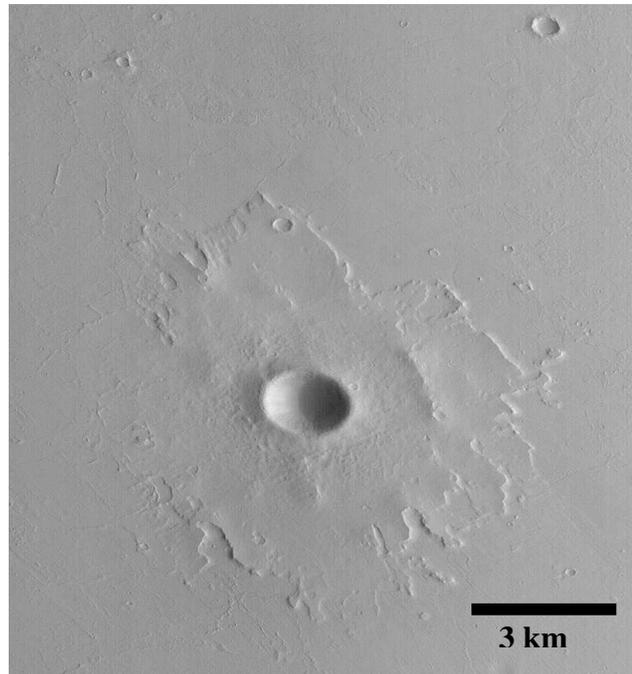


Figure 1-12 : Cratère d'impact a éjecta lobés (Image NASA : MOC 2-2162)

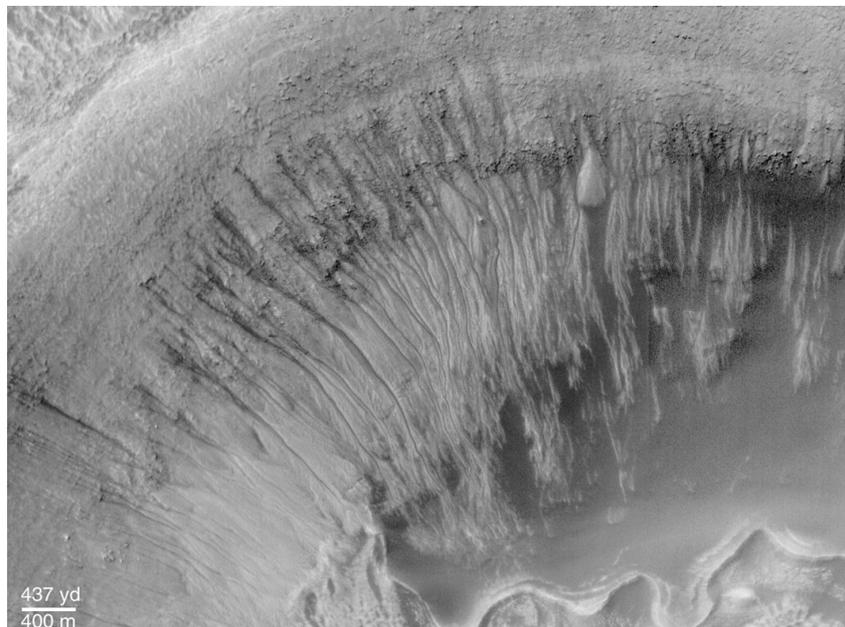


Figure 1-13 : La partie Nord de la paroi du cratère Newton (41.1°S, 159.8°W).
Le cratère fait 287 km de diamètre (image NASA).

Ainsi, la distribution des éjectas lobés sur Mars reflète la présence de la glace dans le sous-sol de la planète (Costard, 1989). Grâce aux images à haute résolution, un autre type d'analyse des cratères permet d'identifier la présence de glace dans le sous-sol de Mars. La technique consiste à étudier la morphologie des parois du cratère, comme dans le cas du cratère Newton (voir figure 1-13), un grand bassin formé par un impact d'astéroïde probablement il y a 3 millions d'années. On note bien ici la présence des *gullies* sur les parois du cratère, comme le montre la figure 1-13. Ces structures érodées sont supposées être le résidu d'un écoulement d'eau et de débris (la teneur en eau est estimée à 10 % du volume écoulé vers le fond du cratère). La ramification des écoulements avant d'atteindre le fond du cratère nous fait penser que ces structures fines ressemblent plutôt à l'écoulement fluide d'une couche saturée en glace, dont le début de l'écoulement représente la partie exposée de cette couche.

1-6 L'eau à la surface et dans le proche sous-sol de Mars

La moyenne annuelle des pressions et des températures actuelles à la surface de Mars ne permet pas la présence et la stabilité de l'eau à l'état liquide. Néanmoins, les récentes images MOC à haute résolution nous ont montré des structures fluviales (les *gullies*) dans les hautes latitudes, suggérant donc la possibilité d'un écoulement fluvial récent et temporaire (Malin et Edgett, 2000a; Mellon et Philipps, 2001). Ces écoulements proviendraient d'une fine couche de sol gelé saturé en glace et en instabilité thermodynamique. Plusieurs hypothèses tentent aujourd'hui d'interpréter la possible apparition temporaire de l'eau à la surface afin d'expliquer la nature et l'origine de ces morphologies. L'apparition de l'eau liquide à la surface de Mars est conditionnée principalement par les conditions de température et de pression de l'atmosphère martienne (figure 1-14) ainsi que par la stabilité de la partie supérieure de la cryosphère. Le modèle de circulation atmosphérique établi par Harberle (Harberle et al., 2001) a permis d'évaluer le nombre de jours par an et de localiser les régions de la surface de Mars où les conditions climatiques favorisent la présence de l'eau à l'état liquide. Les résultats sont présentés en figure 1-15 pour une eau pure et de l'eau contenant une concentration de sel. Il faut bien noter que ces deux cartes localisent les régions où l'eau, si elle est formée par un mécanisme quelconque, ne subira pas de sublimation (elle pourra plutôt subir une évaporation en passant par l'état liquide). La formation ou non de l'eau dans ces régions dépendra de la présence ou non de couche de glace dans le proche sous-sol de Mars.

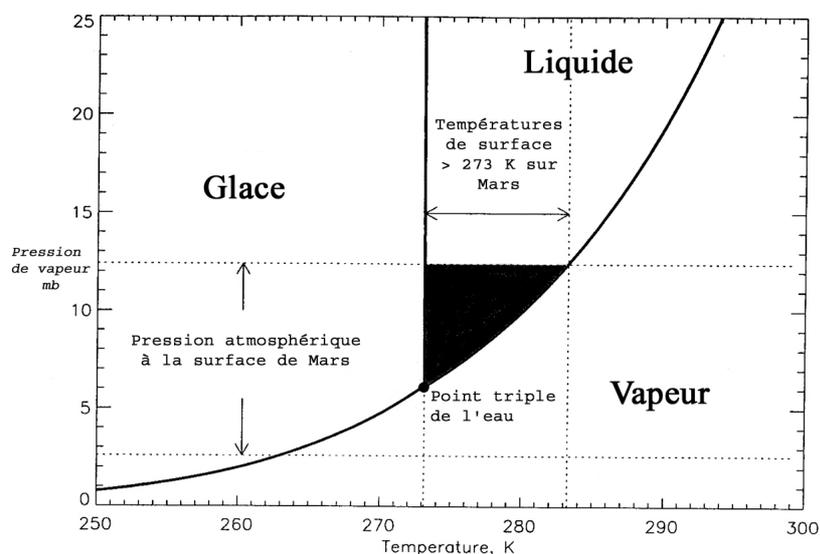


Figure 1-14: Diagramme de phase de l'eau sur Mars. La partie en noire représente les conditions thermodynamiques nécessaires à la présence d'une eau liquide sous les conditions de température et de pression qui règnent sur Mars

Les résultats de Harberle (cf. figure 1-15) montrent qu'une partie considérable de la surface de Mars peut présenter les conditions thermodynamiques nécessaires à l'apparition temporaire de l'eau à l'état liquide à la surface sous les conditions atmosphériques actuelles.

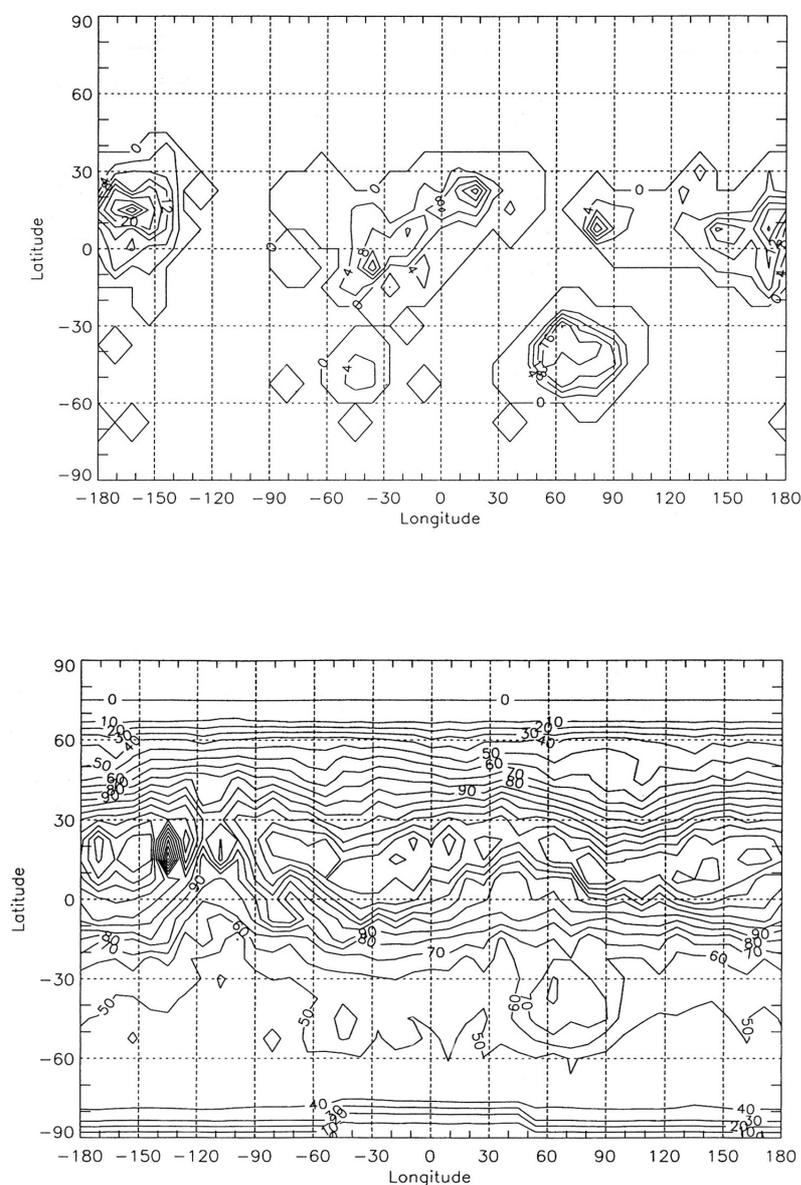


Figure 1-15 : La distribution en nombre de jours par année des sites susceptibles de présenter des conditions atmosphériques (température et pression) favorisant la présence de l'eau liquide à la surface de Mars. En haut le cas d'une eau pure et en bas le cas d'une eau contenant une concentration de sel (Harberle et al., 2001).

Un autre mécanisme décrit en figure 1-16 peut aussi contribuer à l'apparition temporaire de l'eau à la surface, sous les conditions climatiques actuelles. Ce mécanisme, établi par Clifford en 1993, est basé sur le transport vertical de vapeur d'eau dû aux variations saisonnières du flux géothermique. La vapeur d'eau monte vers la surface en traversant les pores des roches, jusqu'à la limite supérieure de

la cryosphère où elle se condense et commence à s'infiltrer à nouveau à travers les pores. En présence d'une couche d'évaporites, cette vapeur d'eau peut se condenser localement dans des couches (probablement constituées d'évaporites) proches de la surface, formant ainsi une lentille d'eau saline bouchée par une couche mince du pergélisol. Lorsque la glace présente dans les pores de la couche de surface sublime au printemps (selon son épaisseur et sa profondeur), l'eau salée dans le réservoir local peut alors traverser les pores vides du pergélisol et apparaître, à la surface si les conditions climatiques décrites par Harberle sont présentes sur ce site. Cette théorie n'est pas encore confirmée par des observations, la localisation des *gullies* observés par Malin et Edgett étant faiblement corrélée avec les cartes établies par Harberle.

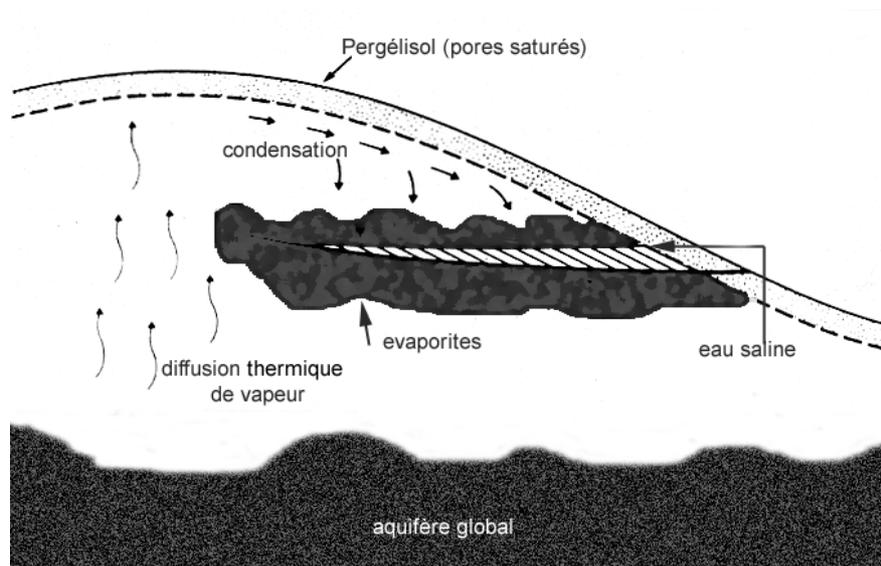


Figure 1-16 : Une illustration modifiée du modèle de Clifford (Clifford, 1993) du processus thermique de la diffusion de vapeur qui peut engendrer la formation de lentille d'eau dans le proche sous-sol en présence d'évaporite. Ce processus pourrait expliquer les *gullies* observés récemment dans les hautes latitudes.

D'autres travaux de modélisation de Kahn (Kahn, 1985) ont montrés aussi qu'une formation temporaire de poches d'eau à l'état liquide dans le sous-sol est possible grâce à un mécanisme transitoire entre deux étapes de formation irréversible de carbonate (Kahn, 1985). Cette eau, en déséquilibre thermodynamique avec son environnement, ne pourra exister que pendant des périodes de temps très faibles à l'échelle des temps géologiques de la planète. Kahn, dans son mécanisme, a montré que l'eau peut être formée suivant ce mécanisme jusqu'à ce que la pression du CO_2 dans l'atmosphère atteigne une valeur critique de 30 mbar. Ici aussi, le manque d'observations de carbonates à la surface et dans le sous-sol de Mars limite l'intérêt de cette théorie.

1-7 L'eau dans le sous-sol de Mars : Modèle hydrologique

Si l'apparition et/ou la présence de l'eau à l'état liquide à la surface de Mars est conditionnée par les paramètres atmosphériques, la présence d'eau liquide dans le sous-sol de Mars est liée aux conditions pétrologiques et géothermiques du pergélisol.

Avant les années 1980, les études concernant l'hydrologie martienne étaient limitées aux échanges hydrologiques entre le régolite, l'atmosphère et les régions des calottes polaires (Leighton et Murray, 1966 ; Toon et al., 1980 ; Fanale et al., 1982, 1986). Ces études supposaient que l'atmosphère était le seul moyen d'échange et de transport des volatiles. Ce n'est qu'en 1981 que Clifford introduisait l'idée de la présence d'une couche étendue de matériaux volcaniques perméables, où les pores sont remplis de glace, et qu'on nomme sur Terre permafrost (ou sol gelé). La quantité d'eau retenue dans cette énorme couche de glace pourrait, si elle fondait, couvrir la surface de Mars d'un océan global profond de 0.5 à 1 km (Carr 1986, 1987). Cette couche de sol gelé explique, dans son modèle que nous présentons ici, le cycle et l'échange de l'eau à travers la planète. La présence d'un sol gelé dans le sous-sol fut confirmée par une longue liste d'observations des structures du paysage martien dont la morphologie fut attribuée à la présence de volatiles dans le sous-sol (Carr, 1986, 1987, 1996 ; Squyres, 1989). En particulier, l'hypothèse fut confirmée par les chenaux (*outflow channels*) : leur distribution et taille ainsi que leur âge suggère la présence d'un réservoir d'eau à l'échelle globale de la planète tout au long de l'histoire géologique de Mars (Baker 1982, 2001, Tanaka, 1986 ; Tanaka et scott, 1986 ; Carr, 1986).

Aucune observation directe à ce jour ne permet de connaître la stratigraphie, ni la pétrologie du sous-sol martien. Seul des modèles basés sur les observations de la géomorphologie de surface nous permettent d'estimer la profondeur et la nature de ce réservoir global.

1-7-1 Formation du réservoir d'eau fossile sur Mars

La formation d'une nappe phréatique globale dans le sous-sol est basée sur un scénario de «warm Mars». Comme nous l'avons mentionné plus haut, si l'atmosphère de Mars était plus dense, et plus chaude, elle permettait la présence de l'eau à l'état liquide à la surface et donc son infiltration à travers les pores de la surface vers le sous-sol, par le même mécanisme de précipitation dans un sol perméable comme observé sur Terre. L'infiltration lente de cette eau pendant de longues périodes lui permit de rejoindre le niveau de porosité zéro et donc de commencer un processus de saturation du sol, formant une nappe phréatique. Dû au refroidissement rapide de la planète, les couches humides de la proche sous-sol gelèrent en premier, formant ainsi une couche isolante qui empêche l'échappement de la vapeur d'eau vers l'atmosphère durant les variations saisonnières et/ou les activités géothermiques. Ce

scénario, établi par Clifford en 1993, prévoit ainsi la présence d'un réservoir d'eau fossile (en équilibre thermodynamique avec son environnement).

Une question importante est la suivante : si pendant la période du « warm Mars » durant l'ère Noachien, l'atmosphère était plus dense et donc le bombardement météoritique moins fort que prévu, le sol martien pourrait être moins poreux qu'à l'heure actuelle, empêchant l'eau d'atteindre la profondeur où actuellement le gradient thermique favorise sa présence à l'état liquide! La réponse à cette question nécessite une étude de l'évolution de la porosité de la croûte martienne en fonction des ères géologiques. Ceci est loin d'être évident au vu de toutes les incertitudes qui entourent les processus d'impacts et de cratérisations sur Mars.

1-7-2 Paramètres géophysiques du sous-sol de Mars

Très peu d'études présentent en détail les paramètres géophysiques du sol et sous-sol martien. Néanmoins, les études comparatives avec le cas terrestre permettent d'estimer un certain nombre d'entre eux. L'existence d'une nappe phréatique sur Mars est conditionnée par plusieurs de ses paramètres, comme la porosité, la perméabilité de la couche géologique saturée d'eau, et la présence d'un gradient thermique. Dans ce qui suit, nous discuterons des valeurs possibles de ces paramètres et de leur impact sur l'état et la distribution de l'eau dans la sous-sol de Mars.

1-7-2-1 La porosité

Les impacts météoritiques ont joué un rôle très important dans la restructuration et l'évolution de la croûte martienne (Soderblom et al., 1974). Les études des processus de cratérisation sur Terre et sur la Lune montre que ces impacts ont deux effets : la production de matière éjectée (éjecta) et la fracturation du sol. Sur Mars, on estime que, dû au bombardement intensif, une couche d'éjecta d'une épaisseur moyenne de 2 km (Carr, 1979) recouvre la totalité de la planète. Cette couche de matériel très poreux est fracturée. Cette description du sous-sol martien est identique à celle proposée par Hartmann pour la Lune (Hartmann, 1973, 1980). On appellera «mégarégolite» cette couche de basalte fracturé et poreux. Le profil de porosité (cf. figure 1-17) d'une telle structure géologique a été déterminé par des mesures sismiques effectuées sur la Lune (Binder et Lange, 1980). Les résultats montrent que la porosité décroît de façon exponentielle avec la profondeur, suivant la relation :

$$\phi(z) = \phi(0)e^{-(z/k)} \quad (1-1)$$

où $\phi(z)$ est la porosité à une profondeur z , $\phi(0)$ est la porosité à la surface, et k est la constante de décroissance de la porosité sous l'effet de la pression lithosphérique ($k = 6.5 \text{ g}_{\text{Lune}}/\text{g}_{\text{Mars}} = 2.82 \text{ km}$ pour Mars).

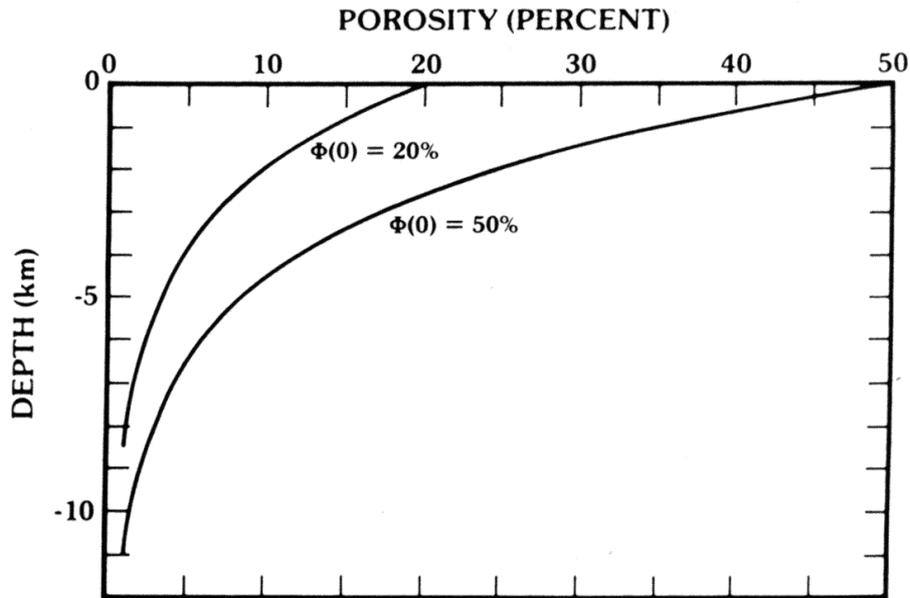


Figure : 1-17 : Profil de porosité pour deux valeurs de la porosité de surface (Clifford,1993).

La figure 1-17 montre deux profils de porosité correspondant à deux valeurs différentes de la porosité de surface. La première courbe correspond à une valeur superficielle $\phi(0)$ de 20% (qui décrit le cas lunaire, valeur confirmée par les mesures effectuées sur les échantillons de roches lunaires de Lunar Breccias (Warren et Rasmussen, 1987)). Ce modèle donne une profondeur d'auto compaction (profondeur à laquelle la porosité est inférieure à 1%) de 8.5 km. En intégrant la porosité de la croûte jusqu'à cette profondeur, le volume total de ces pores est capable de fournir un réservoir d'eau global de 540 mètres de profondeur (Clifford, 1981). La deuxième courbe correspond à une valeur initiale de porosité de 50 %, valeur estimée d'après les analyses de la sonde Viking (Clark et al., 1976). Une telle porosité est possible si le régolite a subi de forts processus d'altération. La profondeur d'auto-compaction dans ce modèle est estimée à 11 km (Clifford, 1984). Cette dernière valeur est considérée comme une limite supérieure, il est plus probable que les processus de ségrégation et d'altération n'affectent que les deux premiers kilomètres du sous-sol et que le reste du profil obéisse à la compaction lithosphérique sous l'effet de la gravitation comme dans le cas lunaire.

La présence d'eau dans les pores affectera la profondeur d'auto-compaction en l'augmentant d'un tiers approximativement, sous l'effet de la pression hydrostatique dans les pores des couches saturées en eau. Ceci est une propriété très importante pour la détection de réservoir global en utilisant des méthodes sismiques.

Il est aussi important de mentionner que la présence d'eau liquide à des profondeurs importantes (sous haute pression lithosphérique et à une température supérieure à 273 K) peut diminuer la taille des pores sous les effets de solution, compaction et cimentation (Maxwell, 1964).

1-7-2-2 La perméabilité

Le taux de fluide traversant un matériel poreux dépend de deux paramètres essentiels : le potentiel du gradient du fluide et la résistance à l'écoulement du fluide à l'intérieur du matériau géologique considéré. La perméabilité dans le sens géologique est définie comme le coefficient de résistance à un écoulement dans une roche poreuse. La perméabilité est une des propriétés intrinsèques du milieu, indépendante de la composition et des propriétés physiques du fluide. Ce paramètre dépend par contre de la taille, de la forme et de la connectivité des pores. A ce jour, nous ne disposons d'aucune information fiable concernant ce paramètre pour Mars. Seule l'étude d'échantillons pourrait aider à définir les aspects de la perméabilité de la surface actuelle.

1-7-2-3 La structure thermique : la cryosphère

La cryosphère martienne est définie comme la région de la croûte où la température est inférieure au point de congélation de l'eau (Fanale, 1976). Cette définition sous-entend que l'eau formant la glace du sous-sol ne contient pas de sels, la température de congélation étant alors prise égale à 273 K.

La limite supérieure de la cryosphère est définie par les conditions de température en surface, et la limite inférieure est définie par les conditions géothermiques et le flux thermique. Ces deux paramètres sont encore mal connus à ce jour, ce qui ajoute une incertitude assez importante dans le calcul de la limite inférieure, et donc une erreur d'estimation de la profondeur de la transition glace-eau. Cette profondeur est calculée à partir de la relation de transfert de flux thermique :

$$z_c = k_t \frac{T_f - T_s}{Q_g} \quad (1-2)$$

Où k_t est la conductivité thermique de la croûte, T_f est la température de fusion de la glace pure (273 K), T_s est la moyenne annuelle de température de surface et Q_g est le flux géothermique. Seule la température de surface T_s est connue à l'échelle planétaire (de 154 à 218 K), les autres variables étant estimées à partir des études des pergélisols sur Terre avec une incertitude de 20 à 50%. Nous discuterons brièvement la fourchette de valeurs de ces trois paramètres.

Conductivité thermique (k_t)

Quatre paramètres influencent la conductivité thermique du pergélisol : la densité des roches et des sédiments, la saturation des pores, la tailles des pores et la température (Clifford et Fanale, 1985). Augmenter la densité conduit à une augmentation de la conductivité thermique. Les pores à leur tour

peuvent contenir de l'eau liquide à une température inférieure à 273 K (Anderson et al., 1967 ; Anderson et Tice, 1973) particulièrement en présence de sels comme NaCl et CaCl₂ (Banin et Anderson, 1974). La présence d'eau non glacée dans les pores diminue la conductivité thermique effective du sol, constitué d'un mélange de silicates et de glace. Ceci est dû au fait que la conductivité thermique de l'eau ($\sim 0.54 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) est largement inférieure à celle de la glace ($\sim 2.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Des mesures expérimentales sur différents analogues terrestres du mégarégolite martien donnent une valeur moyenne de conductivité thermique de l'ordre de $2.06 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Clifford, 1993).

Température de fusion (T_f)

La température de fusion de la glace sur Mars peut être au-dessous de la valeur théorique de 273 K, sous l'effet de la pression hydrostatique et de la probable présence de sels dans les pores. L'effet de la salinité de l'eau domine celui de la pression, car ce dernier reste très faible à basse température (Hobbs, 1974). L'existence de différents de sels dans le régolite martien est confirmée par la présence d'une croûte dure sur les deux sites d'atterrissages des sondes Viking, et par l'analyse des éléments chimiques effectuées sur les deux sites (Toulmin et al., 1977 ; Clark, 1978 ; Clarck et Van Hart, 1981). Ces analyses suggèrent (mais ne confirment pas) la présence de NaCl, MgCl₂ et CaCl₂ qui peuvent diminuer la température de fusion du pergélisol respectivement à 252 K, 238 K et 218 K (Clarck et Van Hart, 1981). Les modèles de stabilité thermodynamique des solutions salées favorisent plutôt la présence du NaCl dans la croûte de Mars.

Flux géothermique (Q_g)

La valeur moyenne du flux géothermique du sous-sol, calculé à partir de l'estimation rhéologique de l'épaisseur de la lithosphère, est de 30 mW/m^2 (Clark, 1966). Cette valeur correspond aux conditions géothermiques actuelles.

En considérant la valeur du flux géothermique de 30 mW/m^2 , la conductivité thermique de la croûte de $2.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, une température de fusion de la glace de 252 K, et en fondant notre calcul sur la distribution de valeurs de températures de surface, on en déduit par l'équation 1-2 que la profondeur de l'interface sol gelé-eau liquide varie de 2.3 km dans les régions équatoriales à 6.5 km dans les régions polaires (Clifford, 1993), comme le montre la figure 1-17.

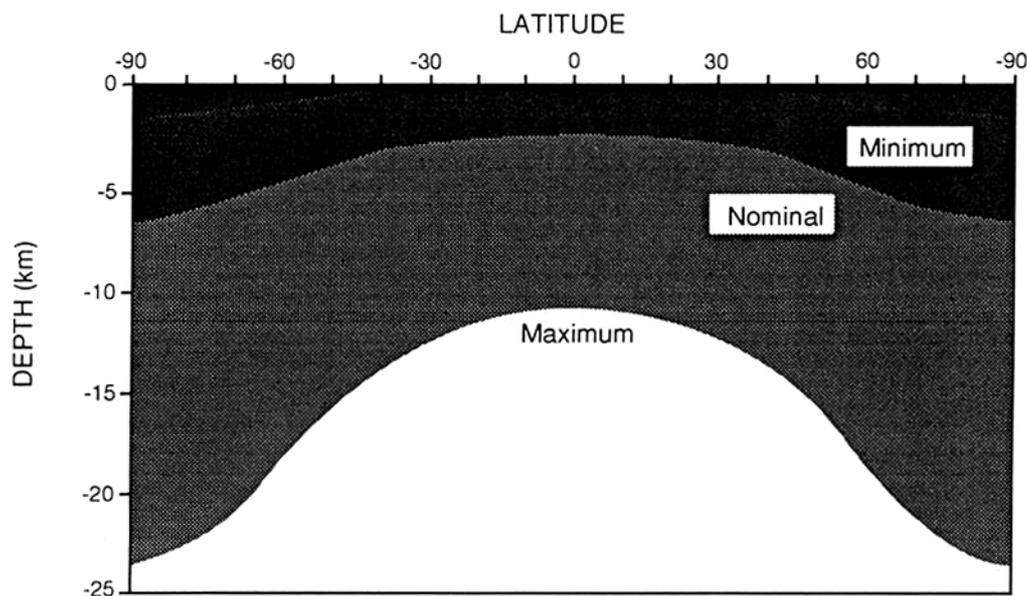


Figure 1-18: Distribution de l'épaisseur de la cryosphère martienne d'après trois modèles thermiques du sous-sol martien (Clifford, 1993).

1-7-3 Distribution de l'eau dans le sous-sol

La glace confinée dans les pores de la cryosphère de Mars peut fondre sous l'effet du gradient géothermique martien, de la pression hydraulique dans les pores et de la salinité de l'eau formant ainsi une nappe phréatique souterraine. La profondeur à laquelle cette nappe peut exister dans le mégarégolite martien peut être définie comme la limite inférieure de la cryosphère (voir figure 1-18). Cette nappe phréatique globale est donc limitée en haut par la cryosphère (avec laquelle elle est en équilibre hydrostatique) et en bas par une base composée de matériaux volcaniques imperméables d'origine magmatiques, comme le montre la figure 1-18. La quantité d'eau nécessaire pour produire cette nappe d'eau peut être calculée en intégrant le volume total des pores dans le mégarégolite (de la surface jusqu'à la profondeur de porosité zéro) sur l'échelle planétaire, en tenant compte des variations du relief et en faisant l'hypothèse que le profil de porosité ne varie pas en fonction de la position géographique (ce qui loin d'être le cas réel, mais vu le manque de données sur la nature du sous-sol, on est amené à adopter cette hypothèse afin de pouvoir se faire une idée au premier ordre sur de la distribution de ce réservoir fossile).

Des résultats récents de ce calcul ont été publiés par Clifford et Parker (Clifford et Parker, 2001), et sont illustrés sur la figure 1-19, pour une glace contenant une faible concentration de sel.

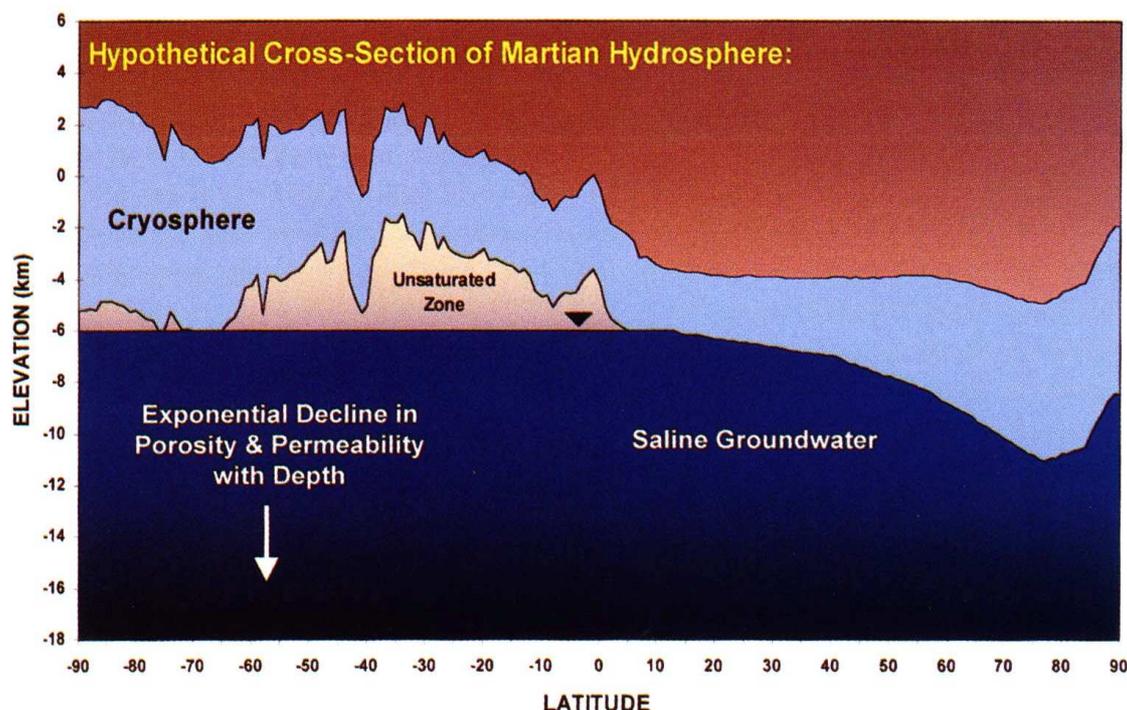


Figure 1-19 : Distribution de la profondeur et l'épaisseur de la nappe phréatique calculé par le modèle hydrothermal de Clifford et Parker et ajustée d'après le relief mesuré par MOLA (Clifford et Parker, 2001).

On peut noter sur la schéma de la figure 1-18 que l'épaisseur de la cryosphère augmente considérablement vers les pôles, tandis que pour les zones équatoriales (comme le cas de Eos Chasma) l'épaisseur diminue considérablement jusqu'à atteindre des valeurs proches de 2 km.

Pour notre étude, ce modèle est fondamental car il permet de localiser les régions adéquates pour la prospection de l'eau par différentes méthodes, selon l'épaisseur et la stabilité géothermique de la cryosphère. Si la distribution de l'eau en fonction de la latitude dépend dans ce modèle de la température de surface et de la topographie, la distribution verticale de l'eau à quelques kilomètres de profondeur dépend plutôt de la porosité, de la gravité et du gradient géothermique du site.

Dans le sous-sol de Mars, on peut s'attendre à des mouvements verticaux de l'eau sous forme de vapeur d'eau dans les pores du mégaréolite, selon la stabilité de la glace du pergélisol (Clifford, 1993).

1-7-4 Stabilité de la glace dans le sous-sol de Mars

En raison de la très faible pression partielle de vapeur d'eau dans l'atmosphère, la glace est instable aux températures supérieures à 198 K (Fanale et al., 1986). Cette valeur dépend fortement de la salinité de l'eau, la présence d'un faible pourcentage de sel pouvant diminuer cette valeur à 180 K. La sublimation de la glace agit donc surtout aux basses latitudes. Environ 500 m du pergélisol martien sont déshydratés aux basses latitudes ($<30^\circ$), tandis que la glace est stable à quelques mètres de profondeur dès 50° de latitude (Fanale et al., 1986).

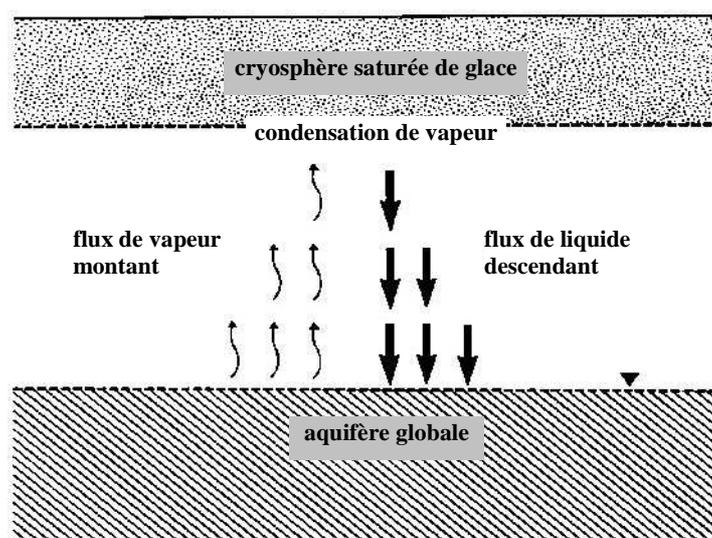


Figure 1-20 : Transport vertical de la vapeur d'eau dans la cryosphère martienne (Clifford, 1982b)

Le transport vertical de la vapeur (cf. figure 1-19) traduit l'instabilité géothermique de la limite inférieure de la cryosphère (Clifford, 1982b). La nappe phréatique qui est à une température plus élevée produit un flux de vapeur relativement tiède qui monte vers la limite inférieure de la cryosphère, où il se refroidit et se condense pour rejoindre vers le bas le réservoir d'eau comme le montre la figure 1-19.

On verra plus loin (chapitre 3) comment ce phénomène de transport peut influencer le contraste diélectrique nécessaire à la détection de la transition glace-eau par un radar géologique à basse fréquence.

Des études effectuées sur le pergélisol terrestre dans l'Arctique canadien (moyenne annuelle de température de l'air de -15°C), caractérisé par une épaisseur de 600 m, ont montré que la présence de quantités importantes d'évaporites (Forsythe et Zimbelman, 1995) peut faciliter une remontée importante de l'eau dans le sous-sol, permettant même d'atteindre la surface pendant la période du printemps sur Mars (Andersen et al., 2002).

1-8 Modèle géologique du sous-sol martien

Nous allons décrire ici la stratigraphie géologique du sous-sol martien (cf. figure 1-20), et nous considérerons par la suite les moyens géophysiques (chapitre 2) capables de détecter l'eau à travers cette description du sous-sol. Rappelons que cette description simplifiée, basée sur le modèle du mégaréolite Martien établi par Clifford en 1993, est très approximative en termes de pétrologie et de minéralogie, vu le manque d'observations directes du sous-sol martien.

Cette description est cependant appropriée pour une première évaluation des performances des futurs instruments géophysiques destinés à la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars.

A travers les discussions précédentes, on peut déduire que le sous-sol de Mars est principalement constitué de roches fracturées et poreuses, dans les trois premiers kilomètres. Les pores dans le proche sous-sol (les premiers 400 mètres) sont remplis d'air tandis que dans le profond sous-sol (> 400 mètres) ils sont saturés de glace d'eau.

Nous avons donc divisé le modèle géologique du sous-sol de Mars en deux parties : le sous-sol proche et le sous-sol profond, correspondant chacune à un contexte géophysique différent.

La première partie de ce modèle représente le mégarégo-lite martien (couche de matériaux volcaniques altérés et fracturés qui couvre le pergélisol martien), qui est sous-divisé en quatre couches. La première couche de la surface jusqu'à une profondeur approximative de 10 mètres, est principalement constituée de poussière fine qui est le résultat de l'érosion éolienne des roches volcaniques de surface. Nous faisons ici l'hypothèse que la composition minéralogique et chimique de cette couche suit la description des analyses in situ des deux sites de Viking et de Pathfinder.

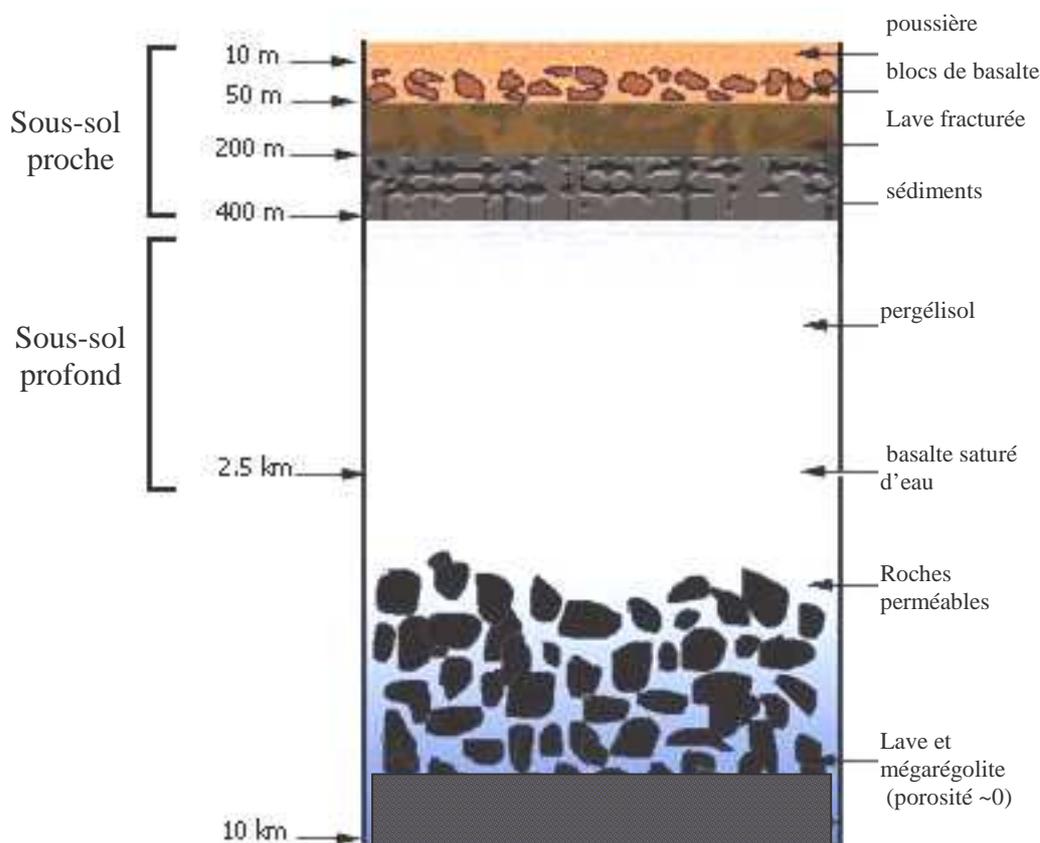


Figure 21 : Modèle géologique du sous-sol de Mars (modifié de Clifford, 1981 & 1993 ; Berthelier 2000).

De 10 à 50 mètres, nous supposons la présence de blocs de basalte érodés et enfouis dans la poussière de la première couche. La troisième couche, de 50 à 200 mètres, est constituée de lave fracturée, datant de l'époque d'une activité volcanique. La quatrième couche, de 200 à 400 mètres de profondeur, constitue une couche de matériaux sédimentaires correspondant probablement aux dépôts d'un épisode

d'écoulement fluvial. Ces quatre premières couches constitueront tout au long de ce manuscrit le proche sous-sol, et elles ne contiennent pas de glace dans les pores.

La deuxième partie appelée «le sous-sol profond» sur la figure 1-20, est constituée du pergélisol martien considéré ici comme un basalte fracturé où les pores et les fractures sont remplis de glace sèche. Cette couche est d'une épaisseur de 2 km. La transition eau-glace se trouve à une profondeur de 2.5 km. Sous l'effet du gradient géothermique du sous-sol (15 K/ km, Clifford, 1982), la glace dans les pores fond et forme progressivement une interface de basalte saturé d'eau. A partir de 2.5 km commence une couche de roches basaltiques perméables qui abritent la nappe phréatique. L'épaisseur de la nappe d'eau varie fortement en fonction de la latitude (cf. figure 1-18), nous avons donc choisi ici une valeur moyenne de 7.5 km pour décrire l'épaisseur de cette couche. La limite inférieure de la nappe phréatique est définie par une couche de lave et de mégarégolite correspondant au niveau de porosité nulle à 10 km de profondeur.

Les variations des propriétés géophysiques (comme les paramètres diélectriques et magnétiques) des deux parties du modèle géologique du sous-sol martien dépendent dans le cas du proche sous-sol de la minéralogie et de la pétrologie des couches géologiques, tandis que pour le sous-sol profond, les variations sont principalement reliées à la stabilité thermique du pergélisol.

1-9 Etat actuel des connaissances

L'état actuel des connaissances sur l'hydrologie de la planète Mars peut être classé en trois catégories : La présence de réservoirs d'eau dans le sous-sol, l'hydrologie actuelle et la paléo-hydrologie.

Le problème des réservoirs d'eau peut être divisé en deux parties : La première concerne la présence du réservoir d'eau global (la nappe phréatique) à des profondeurs variant entre 2 à 6 km, dépendant des conditions géothermiques et de la latitude. Il s'agit d'un réservoir d'eau fossile en équilibre thermodynamique avec la limite inférieure de la cryosphère. La deuxième partie concerne la possibilité de présence de lentilles d'eau liquide (petits réservoirs) dans le proche sous-sol à des profondeurs de quelques centaines de mètres, comme résultat d'anomalies géothermiques dans la partie supérieure de la cryosphère.

L'hydrologie actuelle est caractérisée par l'apparition d'écoulements fluides récents provenant d'une couche superficielle et mince de glace. Ce phénomène, dont l'origine est encore mal comprise, nous indique que le pergélisol martien est peut être plus instable géothermiquement que ce que l'on attendait. Des phénomènes de remontées et de condensation interne de vapeur d'eau, couplés avec la salinité de l'eau, peuvent engendrer l'apparition saisonnière et temporaire de l'eau à la surface de Mars, en présence de conditions atmosphériques locales appropriées.

Le débat concernant la paléo-hydrologie martienne est animé par les milliers d'images des écoulements massifs sur des terrains Noachiens. Les récents résultats topographiques de MOLA suggèrent un écoulement préférentiel du Sud vers le Nord. L'hypothèse controversée d'un océan, ainsi que les différents modèles climatiques et hydrologiques, convergent vers une planète ayant vécu un passé plus chaud et plus humide, avec un volcanisme et une tectonique assez importante donnant une image proche de la Terre.

Entre Mars, sœur jumelle de la Terre, et Mars, la planète aride dépourvue de toute sorte d'hydrologie active, les réponses aux questions ne peuvent être apportées que par des moyens d'explorations géophysiques du sous-sol martien. La compréhension de la stratigraphie, de la présence et de la distribution des volatiles dans le sous-sol est une façon de remonter le temps et de comprendre le paléo-environnement martien.

Le manque de données d'exploration du sous-sol de Mars fait des hypothèses hydrologiques actuelles une réalité scientifique qu'il faudra très certainement remettre en cause dans un prochain avenir.



Deuxième chapitre

LES MOYENS GEOPHYSIQUES
D'EXPLORATION DU SOUS-SOL

Chapitre 2

Les moyens géophysiques d'exploration du sous-sol

La quasi-totalité des connaissances actuelles de la géologie de Mars proviennent de moyens de télédétection actifs et passifs de la surface. On peut se poser la question suivante : à quel point la surface peut-elle être représentative des conditions paléo-climatiques et paléo-hydrologiques de la planète ? La réponse est loin d'être donnée dans ce chapitre, néanmoins nous essayons d'exposer une sélection des méthodes géophysiques d'exploration du sous-sol, utilisées jusqu'à présent sur Terre, tout en discutant les informations auxquelles elles peuvent donner accès dans le cadre de la recherche de l'eau dans le sous-sol martien. Nous rappellerons brièvement quelques moyens de télédétection dédiés à l'exploration de l'eau sur Mars dans le cadre de la stratégie «*Follow the water*» : Les observations optique dans le visible, la spectroscopie infrarouge, l'imagerie infrarouge, et la spectrométrie gamma. Nous présenterons ensuite des techniques capables de sonder des profondeurs plus importantes comme la prospection magnétique, la gravimétrie, les méthodes sismiques, les mesures de conductivité électrique et finalement le radar géologique. Nous détaillerons les caractéristiques techniques et la méthodologie d'utilisation de ce dernier pour la cartographie des structures du sous-sol. Nous évaluerons à travers les résultats d'une campagne de mesures GPR, sur le site du rift d'Assal en république de Djibouti (Paillou et al., 2001a), les performances du radar géologique dans la bande de 100 à 500 MHz dans un contexte volcanique aride, proche de celui qu'on attend sur Mars. Ces résultats sont exposés dans un article inclus dans ce chapitre, qui expose les résultats des mesures de terrain de cette mission et les mesures de permittivité effectuées en laboratoire sur les échantillons collectés de ce terrain considéré comme analogues de la surface de Mars (Paillou et al., 2001).

L'article pose la question de la validité des performances déclarées actuellement pour les futurs instruments radars dédiés à l'auscultation du sous-sol martien. Nous avons observé de fortes limitations de la profondeur de pénétration dans les basses fréquences, dues à la présence d'oxydes de fer et de sels. Nous nous focaliserons ensuite sur les radars sondeurs basse fréquence dans la bande de 2 à 20 MHz embarqués à bord de futures missions martiennes. Nous citerons les caractéristiques du sondeur orbital à 2 MHz MARSIS (Mars Advanced Radar for Sub-surface and Ionosphere Sounding) prévu pour 2003 à bord de la plate-forme de Mars Express, du sondeur SHARAD (Shallow Radar sounding experiment) à 20 MHz prévu pour 2005 à bord de l'orbiteur Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) et finalement les quatre radars géologiques de la mission Netlander prévue pour 2007. Nous discuterons aussi des performances et des limitations de ces instruments dans le contexte géologique martien. Nous évoquerons le problème d'une possible limitation de la profondeur de pénétration, due à la présence de quantité assez importante d'oxyde de fer dans la composition chimique des sédiments martiens, ce qui sur terre engendre des pertes électriques et magnétiques au niveau du signal rétro-diffusé du sous-sol comme nous avons pu l'observer à Djibouti. Cette discussion sera argumentée par des mesures sur la caractérisation électromagnétique de matériaux analogues aux roches martiennes (chapitre 3).

En lisant ce chapitre, il est très important de garder à l'esprit que le radar géologique tout seul, ne peut pas identifier l'eau dans le sous-sol de Mars d'une façon non ambiguë (Beaty et al, 2001), d'où l'aspect complémentaire des différentes techniques de sondage. Une détection non ambiguë de l'eau nécessite la corrélation des résultats de plusieurs instruments (si ce n'est pas tous) lorsque les conditions le permettent. A ce jour uniquement la mission Netlander prévoit l'utilisation des techniques de sondages sismiques, radar et magnétiques sur le même atterrisseur.

2-1 Stratégie d'exploration géophysique de Mars

Il est très difficile d'imaginer une stratégie d'exploration planétaire unique, capable de répondre aux questions de l'évolution et du paléo-environnement de toutes les planètes du Système Solaire. Les techniques déjà utilisées pour l'observation de la Terre, de la Lune ou de Vénus peuvent avoir des performances et des limitations différentes dans le cas martien. Mars est en effet beaucoup plus complexe qu'on ne l'attendait, il est donc difficile de comprendre la géologie et l'hydrologie de cette planète à l'aide d'un seul instrument embarqué sur une mission. Il a donc été nécessaire de prévoir des programmes sur le long terme et de définir des instruments adaptés aux conditions martiennes. Les missions se sont organisées sur des programmes internationaux permettant une complémentarité entre les différents instruments et sur des durées assez longues pour pouvoir intégrer les résultats récents pour la conception des futures missions.

Plusieurs des instruments qui sont en phase d'étude (ou déjà lancés) aujourd'hui ont été conçus depuis une dizaine d'années (le paradoxe du spatial !), et entre temps ce sont nos connaissances nouvelles de la planète Mars qui ont ajouté des modifications parfois essentielles à ces instruments.

Il faut donc s'attendre à ce que la limite de performance d'un instrument dépende aussi bien des technologies utilisées que de l'évolution des connaissances de l'objet étudié.

Les techniques discutées ici ont toutes été appliquées à l'étude de la Terre avec des performances variables selon la problématique et le site considéré. Ce dernier point est très important, car on peut mieux interpréter les données martiennes en les comparant avec le cas terrestre. On est ici dans une approche de planétologie comparée. La liste des instruments et des systèmes géophysiques dédiés à l'exploration de l'eau dans le sous-sol de Mars est très longue, mais toutefois nous pouvons distinguer principalement deux approches complémentaires. La première consiste à tracer indirectement la présence de l'eau à l'échelle planétaire par l'imagerie visible, la spectroscopie IR, la spectrométrie gamma, la gravimétrie, le sondeur radar orbital. La deuxième consiste plutôt à mettre en oeuvre des investigations locales comme le forage, les analyses chimiques in situ, les méthodes sismiques, le TDEM et le radar géologique.

Les futures missions prévues pour les fenêtres de lancement en 2003, 2005, et 2007 emporteront les premiers instruments pour sonder le sous-sol de Mars. Les caractéristiques de ses systèmes ont été spécifiées grâce aux résultats obtenus par télédétection de la surface.

2-2 Les observations dans le visible

Les observations dans le visible sont basées sur la détection de la lumière solaire réfléchiée par les reliefs apparents de la surface planétaire. Les avantages de ces techniques sont principalement la haute résolution spatiale des images et le fonctionnement en mode passif qui assure une longue durée de vie à l'instrument.

Les premières images satellitaires de la surface de Mars datent de 1965 avec l'arrivée de la sonde Mariner 4 en orbite autour de Mars. L'imagerie en visible de la surface de Mars est pour le moment l'un des moyens de télédétection le plus complet et performant. Les observations ont pu mettre en évidence des structures fines indiquant une morphologie fluviale et les déformations plastiques de la surface de Mars interprétées comme résultant de la présence de glace (sol gelé) dans le sous-sol de la planète. L'augmentation régulière de la résolution des images a permis de distinguer différents types de morphologies caractéristiques d'écoulement d'eau liquide exposées au chapitre précédent: paléo-rivières (*valley networks*), les larges chenaux de débâcle (*outflow channels*) et ruissellements (*gullies*).

Plusieurs caméras se sont succédées tout au long du programme d'exploration martien au fil des dernières décennies (cf. figure 2-1). La caméra MOC à bord de l'orbiter MGS représente le succès actuel de cette technique. Ses images à haute résolution (2m) ont pu mettre en évidence la présence de

structures fluviales récentes ainsi que des processus de sédimentations dus probablement à une activité hydrologique (Malin et Edgett, 2000). Les données MOC corrélées avec les données de l'altimétrie laser MOLA nous donne une vision tri-dimensionnelle de la surface, un point très important pour la modélisation géologique que nous verrons au chapitre 4.

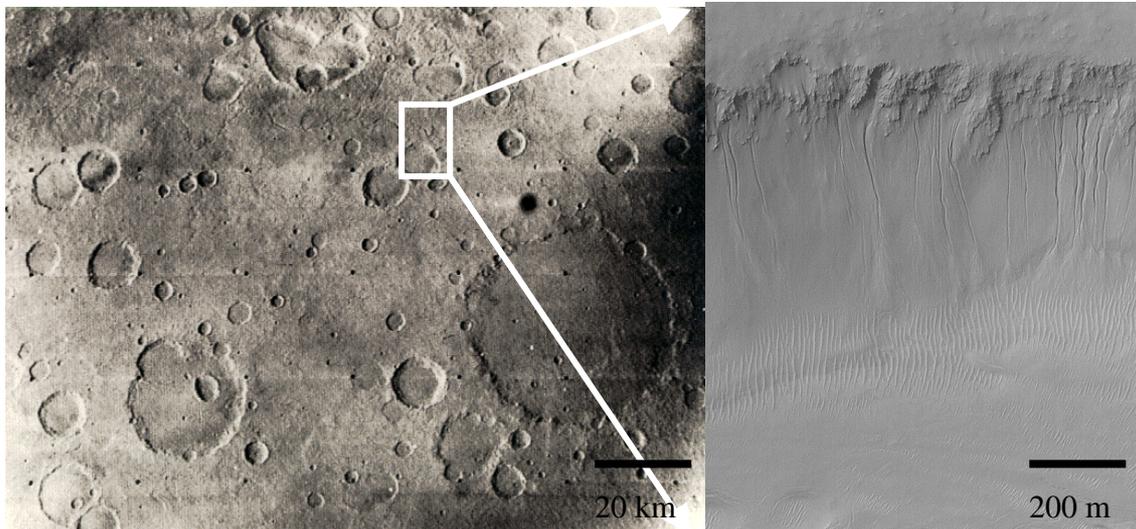


Figure 2-1 : Deux images des cratères de Mars avec deux résolutions différentes. La résolution est le paramètre évolutif dans notre compréhension et interprétation des images visibles des structures hydrologiques. A gauche, les cratères martiens vus par Mariner 4 en 1965. Mars présente sur cette image des paysages lunaires dépourvus de toutes sortes de traces d'un passé hydrologique. A droite les mêmes structures observées par la nouvelle caméra MOC en 2001, les ruissellements (gullies) observés sur les parois des cratères indiquent la présence de volatiles dans le sous-sol (Images NASA).

Une autre caméra haute résolution est aussi prévue en 2003 à bord de la plate-forme européenne Mars Express: HRSC (High super Resolution Stereo Color imager) qui fera une couverture globale de la surface de Mars avec une résolution moyenne de 10 à 20 mètres. La caméra sera capable de prendre des images à 2 mètres de résolution pour des sites spécifiques. La caméra sera aussi capable de prendre des images 3D en couleur. Ces images couplées avec les données MOLA devraient accroître notre connaissance de la topographie martienne, un paramètre essentiel pour les futurs atterrisseurs. Les images visibles ne donnent pas accès à des informations directes concernant la nature du sous-sol, seules des interprétations indirectes permettent de comprendre ses caractéristiques géophysiques, comme l'observation des parois des fossés de Valles Marineris nous ont renseigné sur la stratigraphie locale du sous-sol (McEwen et al., 1999).

2-3 Spectroscopie infrarouge

Lorsque le champ électromagnétique du rayonnement solaire éclaire une surface planétaire, les molécules et les atomes composant celle-ci interagissent avec la composante électrique en réémettant une partie du rayonnement incident en infrarouge (spectres de vibrations), selon la composition

minéralogique des roches. En effet, les minéraux composant les roches et les sédiments martiens absorbent et reflètent la partie IR du spectre solaire dans des longueurs d'ondes différentes et spécifiques de la composition chimique de chaque minéral. Chaque minéral possède une signature spectrale unique. Des études expérimentales ont permis d'établir une bibliothèque d'indices spectraux de plusieurs matériaux susceptibles d'exister à la surface de Mars (Christensen et al., 2000a). Les données sont traitées afin de déconvoluer la partie dominante du signal due à l'émission de l'atmosphère. Une fois le signal de surface obtenu, le processus d'identification des spectres commence par la comparaison avec les bibliothèques de spectres obtenus par les mesures expérimentales en laboratoire.

Les observations infrarouges en orbite ont fourni des informations précieuses sur la composition chimique et minéralogique de la surface de Mars ainsi que sur les aérosols présents dans son atmosphère. La vibration de la liaison entre l'hydrogène et l'oxygène de la molécule d'eau possède une signature spectrale unique dans un spectre infrarouge, malheureusement aucune trace d'eau n'a été détectée dans les spectres de surface. Ceci s'explique par la faible profondeur de pénétration de cette technique qui est limitée à quelques microns sous la surface (l'eau liquide est instable à cette profondeur), donc il sera difficile d'envisager une détection directe de l'eau en utilisant la spectroscopie IR.

2-4 Imagerie Infrarouge

Le principe de l'imagerie infrarouge est largement utilisé dans le domaine de la télédétection des surfaces terrestres et de l'observation de la Terre. Le principe de ce système d'imagerie passif



Figure 2-2 : Image infrarouge (prise de jour) de la région Terra Sirenum. Le soleil éclaire l'image de bas en haut. Les pentes dans la direction du soleil sont représentées par les parties claires car elles ont une température supérieure aux parties en pente inverse (image:THEMIS, Mars Odyssey, JPL, NASA)

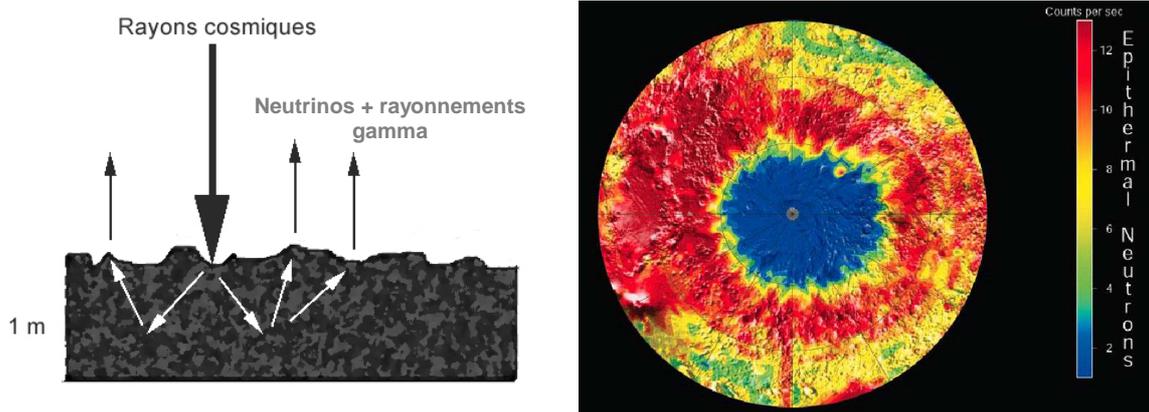
consiste à utiliser les propriétés thermiques des objets exposés à une source de rayonnement EM comme le soleil. Dans le cadre du programme d'exploration martien, l'instrument THEMIS (THERmal EMISSION Imaging System) à bord de la sonde Mars Odyssey, est la première caméra infrarouge à

haute résolution destinée à l'étude de la surface de Mars. L'instrument permet de cartographier les anomalies thermiques et minéralogiques liées aux systèmes hydrothermiques de la surface martienne à partir d'images multispectrales (dix bandes de 6.5 à 14.5 micromètres). Le choix de ces bandes a été élaboré à partir des résultats du spectromètre infrarouge TES de la mission Mars Global Surveyor.

THEMIS donnera une couverture globale de la surface de Mars à une résolution moyenne de 100 m (cf., figure 2-2), ce qui permettra peut-être d'identifier les minéraux issus des écoulements fluviaux. Un des avantages de cette technique est sa capacité à déterminer la lithologie de certains terrains (Christensen et al., 2002). Il suffit de comparer les images nocturnes à celles de la journée pour pouvoir en déduire si un terrain est rocheux ou plutôt composé de sédiments poussiéreux. Les terrains rocheux apparaissent plus brillants le matin car ils perdent moins vite leur chaleur pendant la nuit. Les sédiments eux apparaissent plus sombres, ils sont relativement plus froids que les roches compactées. Cette information est cruciale pour préparer les futures missions d'atterrissage et pour la modélisation de la distribution des diffuseurs (pour les sondeurs radar) dans les couches du proche sous-sol.

2-5 Les spectromètres gamma

Les spectromètres gamma sont capables de mesurer l'abondance et la distribution d'une vingtaine d'éléments comme la silice, l'oxygène, le fer, le magnésium, le potassium, l'aluminium, le calcium, le soufre et le carbone. Cette technique permet de détecter les éléments chimiques qui composent la surface planétaire mais à une faible résolution spatiale. Ce type de télédétection a été déjà utilisé pour connaître la composition chimique de la surface de la Lune dans la mission Lunar Prospector.



Le principe (cf. figure 2-3) est basé sur l'interaction entre les particules à haute énergie des rayons cosmiques qui traversent l'atmosphère raréfiée de Mars puis entrent en contact avec la surface. Ce contact produit des photons gamma et des neutrinos comme on le voit sur la partie gauche de la figure 2-3. Le spectromètre gamma mesure donc les rayonnements gamma rétro-diffusés de la surface résultant de ce mécanisme. Le spectre de l'émission gamma est caractéristique de la composition chimique du sol. En mesurant les neutrons, il est possible de calculer l'abondance de l'hydrogène sur la surface et dans le premier mètre du proche sous-sol, d'où on peut en déduire la présence de l'eau dans la composition du sol gelé (Boynton et al., 2002) (la présence de l'hydrogène dans la glace est associée à sa présence dans la molécule d'eau H₂O).

2-6 Prospection magnétique

La méthode de prospection magnétique consiste à mesurer les variations du champ magnétique planétaire. Ces variations peuvent être liées à la géologie du sous-sol sondé (présence de roches de type magnérite).

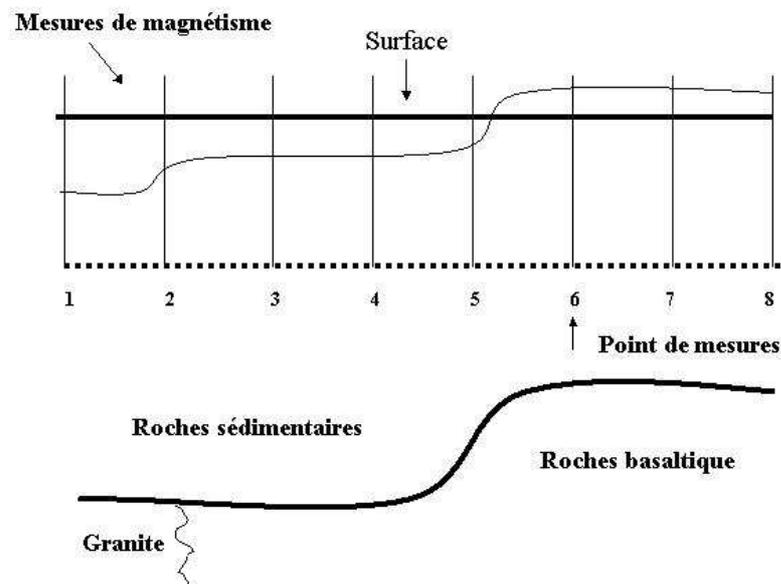


Figure 2-4 : Illustration du principe d'acquisition des données magnétiques.

Le principe consiste à prendre des mesures du champ magnétique à partir de la surface ou en orbite basse le long d'un profil où l'on suspecte la présence d'une anomalie géologique dans le sous-sol. La technique permet de localiser des interfaces entre des structures ayant des propriétés magnétiques

différentes comme le cas exprimé dans la figure 2-4. Grâce à ce contraste de perméabilité magnétique entre les différents matériaux géologiques, on peut en déduire l'épaisseur d'une couche de roches.

Un magnétomètre peut aussi être utilisé en mode aéroporté ou sur une plate-forme orbitale comme c'est le cas pour le magnétomètre MAG/ER (Magnetometer / Electron Reflectometer) sur MGS. La figure 2-5 est un exemple de résultats qui montre la présence de bandes parallèles de polarité opposée principalement dans la partie sud. Ceci suggère trois hypothèses : la première est un refroidissement lent de la surface après une intense activité volcanique (Nimmo et Stevenson, 2000). La deuxième hypothèse est la présence de structures d'impacts riches en roches ferromagnétiques dans le sous-sol qui seront masqués par l'effet des bombardements météoritiques (Miller et al., 201). La dernière explication, serait celle de la présence de fortes concentrations d'hématite, de maghémite et de pyrrhotite à la surface dans les sites en question (Kletetschka et al., 2000).

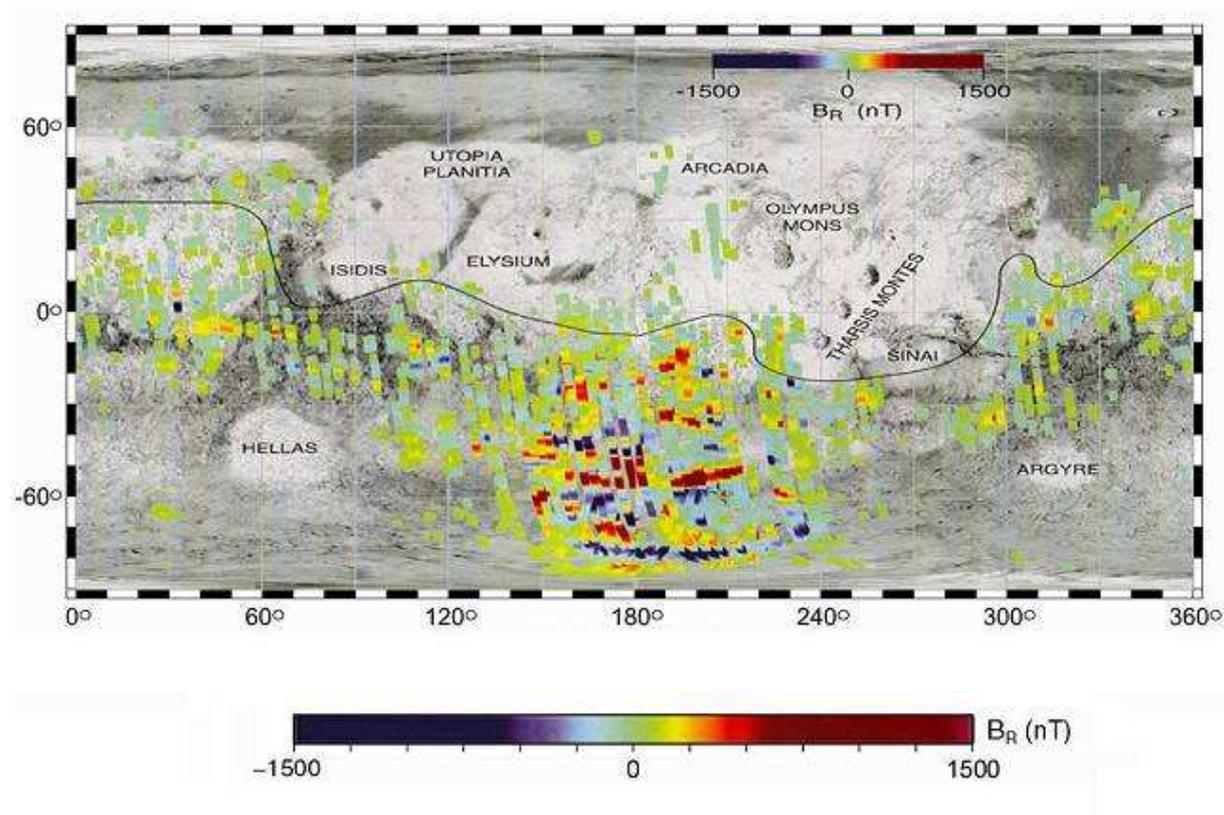


Figure 2-5 : Exemple de résultat du Magnetometer / Electron Reflectometer (MAG/ER) qui montre la distribution des anomalies magnétiques à la surface de Mars sous forme de bandes parallèles de polarité négative et positive. Ces variations sont interprétées comme une évidence du lent refroidissement de la croûte ou par la présence d'importantes cellules de convection sur Mars (Nimmo et Stevenson, 2000).

Comme on peut le voir, l'interprétation des données magnétiques est très délicate et le résultat est parfois très ambigu, en absence d'autres moyens géophysiques de prospection pour confirmer certains paramètres essentiels à l'interprétation. Il est toujours difficile de déterminer si la variation du champ

magnétique est due à une forte perméabilité magnétique associée à une faible épaisseur de roche ou à une couche épaisse mais plus profonde.

2-7 Gravimétrie

La technique consiste à mesurer les variations du champ de gravitation au niveau d'une surface planétaire. Certaines de ces variations sont interprétées comme une discontinuité dans le contexte géologique dans le sous-sol du site étudié. Le principe consiste à mesurer la déviation du champ gravitationnel mesuré à un certain point de la surface par rapport à la valeur théorique calculée à partir du modèle planétaire (géoïde pour la terre).

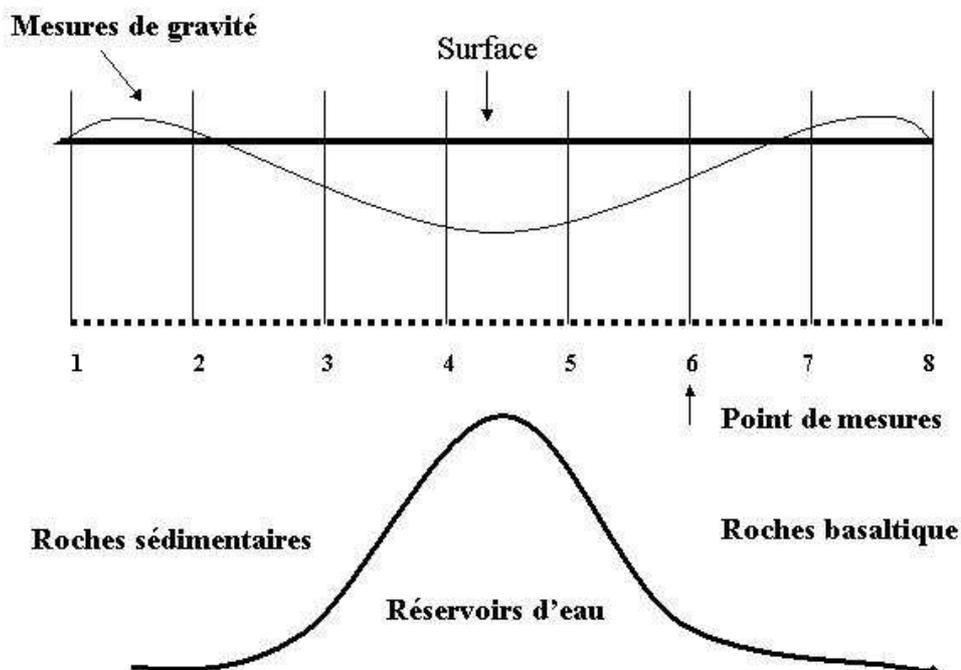


Figure 2-6 : Illustration du principe de fonctionnement d'une prospection gravimétrique.

La physique de détection est basée sur le principe de l'attraction gravitationnelle entre deux objets, dans notre cas le gravimètre et la structure souterraine. La force de gravité est proportionnelle à la masse de la couche du sous-sol et inversement proportionnelle au carré de la distance, on peut en déduire qu'il n'y a pas d'interprétation unique dans l'inversion des données gravitationnelles. Les résultats issus de ce type de sondage sont aussi d'une résolution plus faible que celle des méthodes sismiques et radar. L'interprétation des données gravimétriques peut être très ambiguë; une structure

géologique massive et profonde peut donner le même signal qu'une structure moins massive mais plus proche. Cette technique est plutôt utilisée pour cartographier les interfaces entre des couches de roches présentant des différences de densité importantes, comme par exemple la détermination de l'interface entre une couche de roches sédimentaires et une couche dense de roches basaltiques et une couche de roche perméable saturée d'eau comme le montre l'exemple en figure 2-6.

2-8 Mesures de conductivité électrique (TDEM)

Cette méthode utilise le phénomène de diffusion d'un champ électromagnétique transitoire dans le but de déterminer la résistivité électrique des terrains en fonction de la profondeur. Le champ transitoire est créé par la coupure brusque d'un courant circulant dans une bobine émettrice disposée au sol (cf. figure 2-7). La réponse transitoire est mesurée par une bobine réceptrice durant la coupure. Le récepteur enregistre le champ magnétique rétro-diffusé du sol. La profondeur d'investigation croît en fonction du temps au cours duquel le champ secondaire est mesuré, après la coupure du champ primaire.

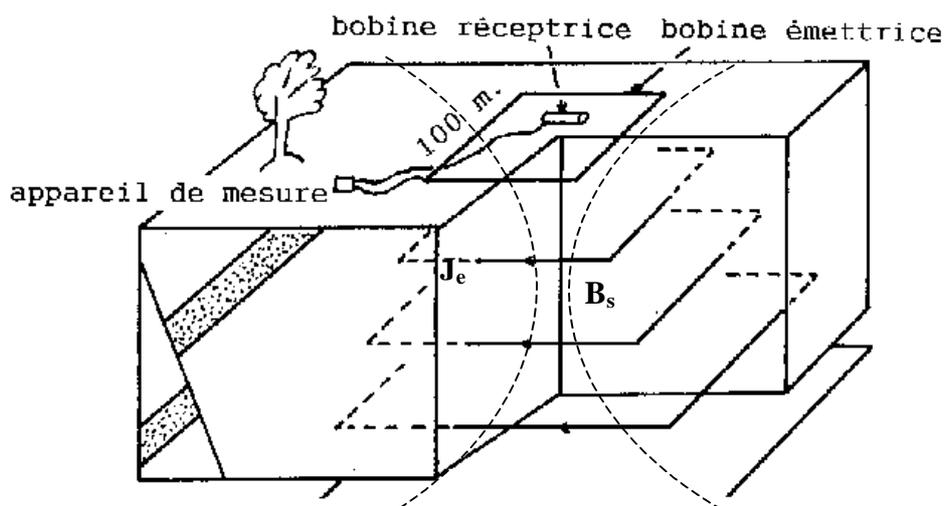


Figure 2-7 : Configuration d'un sondage TDEM.

La taille des bobines peut varier de 5 mètres de côté à plus de 100 mètres selon la fréquence du signal émis et enregistré. Une fois installé, ce dispositif permet de réaliser des sondages en une dizaine de minutes. Des profils peuvent aussi être réalisés.

Cette technique plus connue sous l'abréviation TDEM (Time Domain Electromagnetic Method) est utilisée pour prospecter l'eau dans les sols à des profondeurs de quelques centaines de mètres (McNeill, 1990). L'utilisation de la technique se fait plus souvent en mode actif en utilisant une

antenne de transmission pour des ondes très basse fréquence (100 Hz à 1 MHz). Le principe de mesure du TDEM consiste à générer un champ électromagnétique dans la bobine d'émission. Ce champ appelé le champ primaire traverse les matériaux géologiques du sous-sol en induisant un courant J_e (nommé souvent *Eddy current*). Ce courant génère à son tour un champ magnétique secondaire B_s mesuré par la bobine de réception. La comparaison entre le champ primaire et secondaire ainsi que l'analyse temporelle du champ secondaire permet de remonter à la conductivité du sous-sol.

Les matériaux géologiques secs sont très résistifs, mais une fois humide (même en très faible quantité) ils deviennent conducteurs. Il s'agit ici de mesurer la conductivité des couches du sous-sol à basse fréquence (de quelques dizaines de kHz jusqu'à 1 MHz). Dans cette gamme de fréquence, on peut observer une relaxation spécifique à la molécule d'eau semblable à celle de 10 GHz.

Il faut bien noter que la méthode TDEM est une technique diffusive, elle est donc moins sensible aux effets de dispersion et de distorsion du signal dus à la présence des inhomogénéités comme les roches ou les fractures dans le sous-sol.

L'avantage de la méthode TDEM sur les techniques de prospection propagative comme la sismique et le radar géologique est sa haute sensibilité aux faibles variations d'humidité des sols: des effets comme le transport vertical de la vapeur d'eau dans le pergélisol martien peuvent être détectés par le TDEM, plus difficilement par le radar basse fréquence et sont inaccessibles par les méthodes sismiques. Les désavantages en vue d'une utilisation pour l'exploration planétaire du TDEM est l'encombrement du système, les contraintes des antennes volumineuses, et surtout une consommation en énergie importante en mode actif (Grimm, 2002). Le plus grand désavantage est surtout la faible résolution verticale, ce qui limite les capacités à détecter l'eau dans le proche sous-sol, mais rend la technique plus efficace à des profondeurs de l'ordre du kilomètre.

Malgré les limitations en masse et énergie, un instrument TDEM peut être envisageable pour les futures missions d'exploration martienne, sur des plates-formes variées : aéroporté (certains types de TDEM aéroportés sont déjà commercialisés et font preuve de performances pour la détection des structures géologiques humides du sous-sol (Schaefer et al., 1998)), rover, ballon (Grimm, 2002). En effet, le TDEM peut être plus adapté que le radar géologique pour la recherche d'eau souterraine à des profondeurs kilométriques dans un milieu géologique conducteur, les ondes basse fréquence subissent moins de pertes et les contrastes diélectriques entre les différents matériaux géologiques étant plus importants.

2-9 Les méthodes sismiques

Les méthodes sismiques sont largement utilisées depuis 1930 dans les prospections géophysiques du sous-sol profond. Elles nous informent sur la structure et la stratigraphie du site étudié. Le principe consiste à envoyer une onde mécanique (explosion ou impact) ou acoustique dans le sous-sol et à

mesurer le signal réfléchi à l'aide des détecteurs sismiques en fonction du temps. La propagation de l'onde mécanique et sa réflexion ou diffraction est principalement affectée par la densité des milieux traversés. L'onde se réfléchit à chaque contraste de densité entre deux couches. Il existe deux types principaux de mode d'acquisition en sismique.

Le mode réflexion

La méthode de réflexion sismique utilise un concept analogue à celui utilisé en radar géologique : une onde élastique est émise dans le profil géologique et les structures du sous-sol sont cartographiées à l'aide de l'écho réfléchi en fonction du temps. Le temps de propagation et l'amplitude du signal rétro-diffusé dépendent de la nature des réflecteurs et du trajet de l'onde de la source jusqu'au réflecteur et son retour au récepteur. Dans cette méthode, on utilise une source d'énergie mécanique vibratoire comme des plaques pressées contre le sol ou une source explosive comme une charge de dynamite enterrée à une faible profondeur (quelques mètres). Ceci rend cette technique active peu adaptée aux missions spatiales malgré ses performances reconnues dans les études du sous-sol sub terrestre. Il est toujours possible d'envisager des sismomètres sans source active comme dans le cas des sismomètres de la mission Netlander, mais comme déjà mentionné dans le chapitre précédent, l'activité sismique naturelle sur Mars est très faible.

Le mode diffraction

En ce qui concerne cette deuxième méthode, la source et le récepteur sont placés à une distance plus grande que la profondeur de la structure géologique étudiée. Les ondes sismiques enregistrées traversent donc une distance horizontale plus importante et donnent une information assez précise sur les vitesses de propagation de l'onde dont on déduit la densité des structures géologiques du sous-sol.

Les quatre stations géophysiques de la mission Netlander seront équipées de sismomètres passifs (Lognonné et al., 2000a) afin de détecter une éventuelle activité sismique occasionnelle, et ainsi pouvoir cartographier à faible résolution la stratigraphie des premiers kilomètres du sous-sol de Mars. Des méthodes récentes tentent d'utiliser le couplage de la propagation de l'onde sismique avec l'émission induite des ondes électromagnétiques très basse fréquence, dues aux mouvements vibratoires des ions des couches saturées d'eau sous l'effet de la traversée de l'impulsion mécanique. Cet effet est appelé : l'effet sismo-électrique et il est encore mal compris actuellement mais la faible activité sismique et le faible bruit électromagnétique sur Mars, pourraient contribuer à la réussite d'un tel type de prospection pour une identification unique de l'eau dans le sous-sol martien (Olhoeft, 2001).

2-10 Le radar géologique

Le radar géologique, aussi appelé Ground Penetrating Radar (GPR) ou géoradar, est un instrument conçu pour sonder le sous-sol à partir de la surface en utilisant des impulsions radar dans des longueurs d'ondes métriques et décimétriques, soit la gamme de fréquence de quelques MHz à 1 GHz. L'utilisation des hyperfréquences fait du radar géologique un outil de prospection géophysique présentant une résolution supérieure à la sismique et au TDEM. Sa large gamme de fréquence de sondage alliée à sa nature non destructive et à sa facilité de mise en œuvre, ont permis de lui trouver un grand nombre d'applications tant dans le domaine du génie civil, qu'en géologie.

Le premier essai d'un géoradar date de 1929, en Autriche, dans le but de sonder des glaciers. La première utilisation du géoradar pour l'étude de l'hydrologie du sous-sol date de 1964 par Cook. En 1967, le premier géoradar dédié à l'exploration du sous-sol lunaire (Surface Electrical Properties Experiment) fut embarqué sur la mission Apollo 17. Les premiers géoradars commerciaux furent proposés en 1974 par la compagnie Geophysical Survey Systems Inc (GSSI). La technique des GPR a été depuis abondamment utilisée par les ingénieurs civils à partir des années 70. Aujourd'hui, les GPR entrent dans le domaine de la télédétection spatiale et de la planétologie dans des missions comme Mars Express, NETLANDER et MRO. Des GPR aéroportés sont en cours d'étude pour faire de tomographie souterraines à haute résolution, avec un grand pouvoir de pénétration, pour l'étude du sous-sol terrestre.

Toutefois, les premiers géoradars autorisant des prospections performantes n'ont été commercialisés qu'au début des années 90. Depuis, le nombre d'utilisateurs de cette technique n'a cessé de croître, et les géoradars de surface sont aujourd'hui employés dans des domaines d'application très variés.

Sur le plan européen, l'idée d'utiliser un radar géologique pour détecter l'eau dans la subsurface de Mars date de 1990, avec le projet de Véhicule Automatique d'exploration Planétaire (VAP) qui prévoyait d'embarquer un radar géologique à deux bandes (10-50 MHz et 100-300 MHz) sur un Rover (Blanc et al., 1992) et qui devait fonctionner en deux modes : bistatique avec l'émetteur sur le Rover et une antenne réceptrice fixe à la surface, et en sondage vertical à offset (distance entre l'émetteur et le récepteur) fixe le long du déplacement.

En 1996, un GPR porté par un ballon atmosphérique devait aussi atteindre Mars (Barbin et al., 1991 ; Barbin et al., 1995 ; Hagfors, 1998), mais la perte de la sonde Mars 96 va repousser l'envoi du premier radar sondeur jusqu'à 2003, date à laquelle l'expérience MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) partira à bord de l'orbiteur Mars Express de l'ESA.

2-10-1 Principe de fonctionnement

Le géoradar utilise la propagation des impulsions électromagnétiques et leur rétro-diffusion à travers le milieu géologique pour cartographier, sonder, localiser et identifier les changements des propriétés électriques et magnétiques du sous-sol.

Il existe une grande variété de radars géologiques, dont certains sont des systèmes expérimentaux en cours de développement ou conçus pour une application précise de recherche, alors que d'autres sont déjà largement qualifiés et commercialisés. Ils suivent cependant tous le même principe de fonctionnement: un émetteur génère une onde électromagnétique qui réagit avec le milieu étudié par propagation, diffusion, atténuation, réflexion, polarisation et changement de phase. Un récepteur enregistre le signal retour qu'il faut ensuite traiter avant de commencer l'interprétation.

Les géoradars sont en général composés des éléments suivants (cf. figure 2-8):

- Une unité de commande et de stockage des données.
- Une unité de contrôle, chargée de synchroniser et de servir d'interface entre les différents éléments.
- Une électronique de réception, chargée d'amplifier et de numériser le signal mesuré par l'antenne réceptrice comme le montre le figure 2-8.

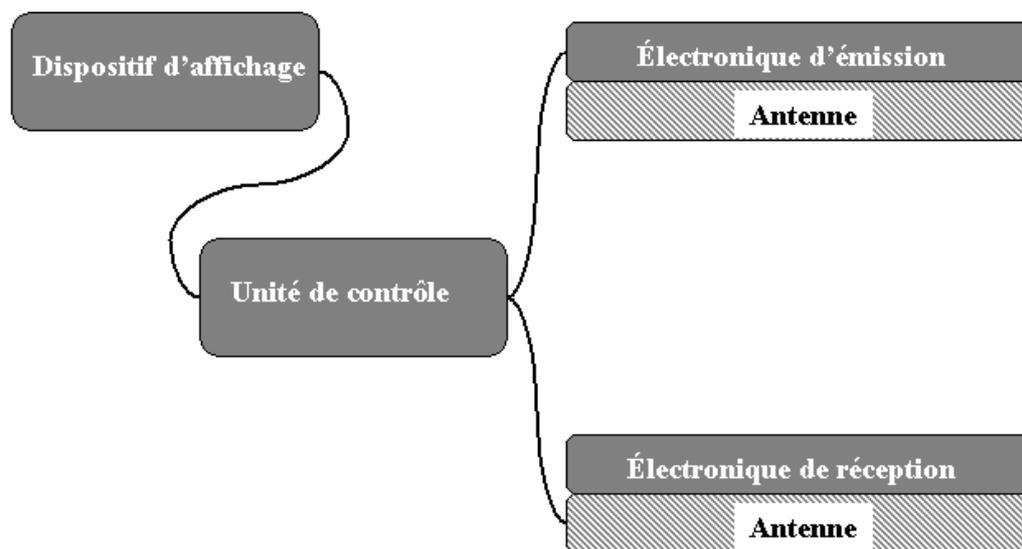


Figure 2-8 : Principaux éléments composant un géoradar.

Les connexions entre l'électronique d'émission (ou de réception) et l'unité de contrôle se font par fibres optiques ou par câbles coaxiaux. Les électroniques d'émission (ou de réception) sont généralement connectées directement aux antennes. Pour la plupart des dispositifs existants, il existe plusieurs jeux d'antennes (typiquement de 25 MHz à 900 MHz) pouvant fonctionner avec les mêmes électroniques d'émission (ou de réception) et la même unité de contrôle.

Parmi tous les systèmes d'exploration géophysique présentés, le géoradar est celui qui représente le meilleur compromis entre résolution et profondeur d'investigation. La résolution, ainsi que la profondeur d'investigation (appelée plus couramment profondeur de pénétration), dépendent de la fréquence utilisée et des propriétés électriques et magnétiques du milieu géologique sondé. Ainsi la détectabilité d'une structure dépend de son contraste diélectrique et/ou magnétique avec son environnement, de sa taille par rapport à la longueur d'onde dans le sous-sol et de sa forme apparente par rapport à la configuration géométrique des antennes et du processus d'acquisition. L'analyse quantitative des données offre une information concernant la profondeur, l'orientation, la taille et la forme d'un objet enfoui dans le sous-sol.

2-10-2 Acquisition des données géoradar

Dans la plupart des applications, les géoradars sont mis en œuvre en mode réflexion. Ils produisent ce que l'on nomme des radargrammes. On distingue deux types de profils: les profils de réflexions à offset constant, et les profils à offset variable. Dans le premier cas, les deux antennes positionnées proches l'une de l'autre sont déplacées d'un même pas d'avancement sur la ligne de mesure comme le montre figure 2-9:

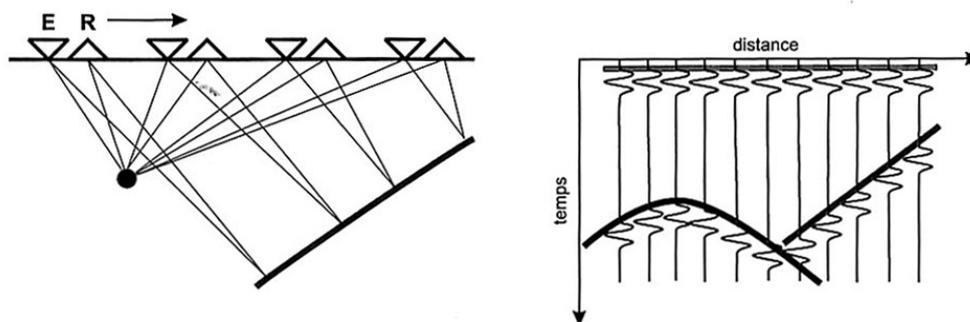


Figure 2-9: Mise en œuvre du géoradar en mode « réflexion à offset constant » (E: émetteur, R: récepteur). Les deux antennes, positionnées proches l'une de l'autre, sont déplacées d'un même pas d'avancement sur la ligne de mesure. Le radargramme est obtenu en juxtaposant les différents signaux ainsi enregistrés. On peut noter que l'interface linéaire apparaît sous la forme d'une ligne droite sur le radargramme, tandis que la structure ponctuelle apparaît comme une hyperbole (Hollender, 1999).

Dans le cas des profils à offset variable (figure 2-10), la distance entre les antennes est augmentée progressivement, soit en laissant une antenne fixe, soit en éloignant symétriquement les deux antennes par rapport à un point central. On parle alors de profils CMP (Common-Mid-Point).

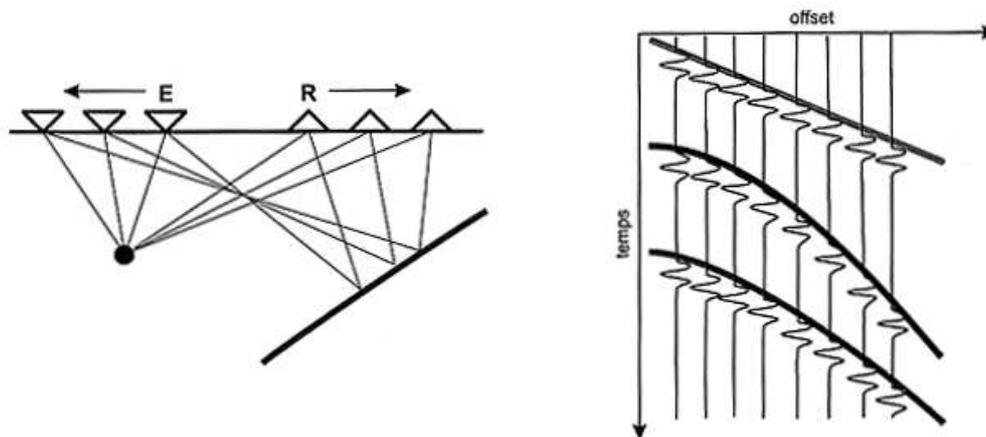


Figure 2-10: Mise en œuvre du géoradar en mode « réflexion à offset variable » (E: émetteur, R: récepteur). Ici, la distance entre les antennes est progressivement augmentée, soit en laissant une antenne fixe, soit en éloignant symétriquement les deux antennes par rapport à un point central. A gauche, on distingue la géométrie du sondage avec la présence d'un réflecteur ponctuel et d'une interface inclinée. Les lignes tracent les trajets possibles des ondes radar. A droite, dans le radargramme correspondant, la première ligne indique l'évolution de l'écartement entre les deux antennes, la deuxième indique l'éloignement de la source ponctuelle, et la dernière indique l'éloignement de l'interface linéaire. A partir de la pente de ces courbes on peut déterminer la vitesse de propagation de l'onde radar et la conductivité du milieu (Hollender, 1999).

La pente de l'onde directe souterraine permet d'obtenir la vitesse de propagation dans le milieu le long de la ligne de mesure, et la courbure des hyperboles produites par les ondes réfléchies, permet de calculer des vitesses apparentes, dépendant du pendage des différents réflecteurs ainsi que de la vitesse de propagation moyenne.

L'acquisition CMP est souvent associée à une acquisition réflexion à offset constant afin d'obtenir des informations sur les vitesses de propagation caractéristiques du milieu. La généralisation de l'acquisition en mode CMP permet aussi de réaliser un traitement en couverture multiple afin d'augmenter le rapport signal sur bruit et d'améliorer la profondeur d'investigation.

Le radargramme est obtenu dans les deux cas en juxtaposant les différents signaux de chaque trace enregistrée. Sur ce radargramme, plusieurs types d'ondes sont alors identifiables (cf. figure 2-11) :

- l'onde aérienne directe (uniquement dans le cas des géoradars de surface) ;
- l'onde directe souterraine ;
- l'ondes réfléchies ;
- l'ondes diffractées.

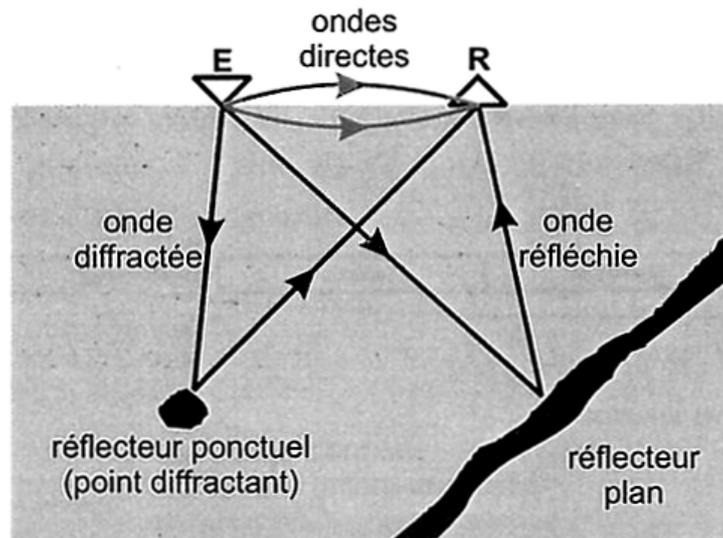


Figure 2-11: Illustration des différents types d'ondes radar observées sur un profil radar (Hollender, 1999).

Les ondes directes sont filtrées pendant le traitement des données, puis l'analyse des temps d'arrivée des ondes réfléchies et diffractées permet l'interprétation structurale des discontinuités du milieu sondé.

2-10-3 Les différentes antennes du géoradar

Nous distinguons cinq catégories principales d'antennes associées à l'utilisation du géoradar : les antennes dipolaires, les antennes en cornet, les antennes creuses, les antennes en boucles et les antennes en papillon. Tout le long de cette étude nous nous intéresserons aux cas des antennes dipolaires. La conception des antennes détermine les caractéristiques du signal électromagnétique émis dans le milieu. Les antennes utilisées par les dispositifs actuels permettent d'obtenir des impulsions dont la largeur de bande est de l'ordre de deux à trois octaves autour de la fréquence centrale (ou nominale). La grande variété des géoradars commercialisés permet de choisir parmi des fréquences nominales allant de 25 à 900 MHz. Cette fréquence (inversement proportionnelle à la longueur du dipôle) ne dépend pas des modules électroniques, mais des caractéristiques géométriques des antennes. Par exemple, dans le cas du dispositif filaire, l'électronique charge progressivement les éléments rayonnants composant le dipôle, puis les décharge brusquement au moment de l'émission (Olsson et al.1987). Pour un même dispositif électronique, le fait d'utiliser des éléments rayonnants deux fois plus courts entraîne une durée de décharge deux fois plus brève et donc une fréquence du signal émis deux fois plus élevée. Le choix de la largeur de bande (et donc de la résolution de l'instrument) est aussi contrôlé par les caractéristiques de l'antenne. Dans le cas des antennes dipolaires, la résistivité est croissante depuis leur centre (point d'injection de l'impulsion électrique) vers leurs extrémités.

Cette caractéristique, obtenue par l'introduction de résistances le long de l'élément rayonnant, permet de réduire la durée de l'impulsion électromagnétique émise dans le milieu en réduisant l'effet des réflexions sur les extrémités des antennes. Ce procédé diminue la largeur de bande et en conséquence augmente la résolution des profils obtenus.

2-10-4 Le diagramme de rayonnement

Les antennes d'un géoradar ne rayonnent pas la même puissance dans toutes les directions de l'espace. La bonne connaissance de la directivité d'émission et de réception des antennes est primordiale pour interpréter les données d'un géoradar. Les caractéristiques directionnelles des antennes sont représentées par les diagrammes de rayonnement (cf. figure 2-14), qui varient en fonction de la forme géométrique des antennes, des propriétés électriques et magnétiques du sol, des caractéristiques des impulsions électriques injectées dans les bornes de l'antenne, et aussi du contact avec le sol (problème de couplage entre l'antenne et la surface). Comme on peut s'y attendre, l'étude de ses paramètres est très complexe et sort du cadre de ce mémoire.

2-10-5 Exploitation des données radar

Le radar géologique envoie des impulsions large bande consécutives par le moyen de l'antenne émettrice au sol, tout en se déplaçant le long du profil avec une vitesse constante et en mesurant avec une haute résolution (ns) le temps de retour du signal rétro-diffusé. Quand les ondes émises rencontrent un contraste entre deux couches (ou des hétérogénéités) de composition différente, une partie du signal est réfléchi vers le capteur tandis que l'autre partie continue à se propager dans la couche suivante. Les ondes réfléchies sont captées par l'antenne réceptrice, amplifiées, traitées et finalement transformées pour produire le radargramme. Une fois mesuré le temps d'aller-retour d'un pic du signal, on utilise la formule suivante (2-1) pour en déduire la distance de l'objet :

$$d = \frac{vt}{2} \quad (2-1)$$

Où t est le temps mesuré pour que le signal fasse un aller-retour et v est la vitesse de l'onde radar dans le milieu de perméabilité μ et de permittivité ϵ (ϵ' est sa partie réelle) donnée par l'équation (2-2) :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon'\mu}} \quad (2-2)$$

Le mouvement du géoradar engendre la formation d'une image à deux dimensions (distance et profondeur) et pour des trajets croisés, on peut générer des images en trois dimensions d'un objet situé dans le sous-sol. La largeur de bande du signal émis détermine la résolution verticale des profils. Comme on peut le constater, une pré-étude des propriétés électromagnétiques du sol et une connaissance a priori des caractéristiques de l'objet que l'on veut détecter sont nécessaires pour le calcul des vitesses de propagation dans le radargramme et la conversion du temps de retour en profondeur.

2-10-6 La profondeur de pénétration

La profondeur de pénétration correspond à la profondeur à laquelle un radar géologique peut détecter un objet enfoui. Ce paramètre est très sensible à la configuration de l'instrument utilisé et aux paramètres géologiques (et donc géo-électriques) du sous-sol comme nous allons l'énumérer ci dessous

Les paramètres instrumentaux :

- La fréquence centrale des ondes émises par le transmetteur : plus basse est la fréquence, plus grande est la profondeur d'investigation ;
- La puissance du signal émis et la précision du dispositif de réception. Plus la puissance est grande plus, la profondeur de pénétration est importante et meilleur est le rapport signal sur bruit de l'instrument ;
- Le contact entre l'antenne et la surface ;
- La sophistication de l'unité centrale et des logiciels de traitement du signal.

Les paramètres géologiques :

- La rugosité de la surface par rapport à la longueur d'onde dans le vide;
- La rugosité des interfaces entre les couches par rapport à la longueur d'onde dans le sous-sol;
- Les tailles relatives, distributions, orientations, formes et propriétés électromagnétiques des diffuseurs;
- La constante diélectrique des formations géologiques encaissantes: plus faible est cette constante, plus grande est la profondeur de pénétration. La présence d'argiles, de sels et d'humidité augmente sensiblement la constante diélectrique du sol et diminue la profondeur de pénétration.

- La conductivité électrique des formations géologiques : plus basse est la conductivité, plus grande est la profondeur de pénétration.

Nous aborderons plus loin (chapitre 3) en détail les effets géologiques pour les milieux volcaniques et arides, et nous en déduirons les limitations probables de la pénétration radar sur Mars.

2-10-7 Potentiels du radar géologique sur Mars

Les performances d'un radar géologique pour l'auscultation du sous-sol martien dépendent de trois contraintes majeures : les contraintes techniques à la spatialisation de l'instrument, les contraintes environnementales de son fonctionnement sur Mars et finalement les contraintes imposées par la géologie martienne.

Contraintes techniques

La faible masse d'un GPR (quelques kilogrammes) et sa faible consommation en énergie (quelques Watts) font de ce système, l'instrument le plus adapté pour l'exploration du sous-sol martien. Les géoradars sont aussi moins sensibles que les sismomètres aux vibrations pendant le lancement et l'atterrissage de la sonde (Snyder et Moroz, 1992).

La dimension des antennes dipolaires est peut être le point faible des radars géologiques, surtout pour les basses fréquences, où il est parfois difficile de faire des antennes de quelques dizaines de mètres de long capables de se déployer correctement et d'être en contact parfait avec la surface.

Contraintes environnementales

Aux basses fréquences, l'interaction de l'ionosphère avec le vent solaire génère un bruit radio important (Luhmann et al., 1992) qui peut interférer avec l'onde rétro-diffusée au niveau de l'antenne du géoradar (Olhoeft, 1998b). Cet effet est plus important pour les sondeurs en orbite, comme MARSIS et SHARAD (Beatty et al., 2001), du fait que le signal radar traverse une couche importante de l'ionosphère. Sur Mars la fréquence de coupure de l'ionosphère est de 0.7 MHz la nuit et 3 MHz le matin (Luhmann et al., 1992), ce qui limite le sondage orbital à 2 MHz à la nuit.

D'autre part la présence des vents à grande vitesse qui montent assez haut dans l'atmosphère de Mars (où les particules sont ionisées) crée des phénomènes électrostatiques et magnétostatiques gênants pour les composantes électroniques de l'instrument (Olhoeft, 1998b). D'autres paramètres moins importants comme les variations de la température sur l'échelle de la journée peuvent engendrer aussi un léger changement dans le diagramme de rayonnement des antennes filaires (Olhoeft, 1991).

Contraintes géologiques :

Comme nous l'avons déjà mentionné dans le chapitre précédent, le contexte géologique martien offre l'avantage d'être aride et donc théoriquement favorable à la pénétration des ondes radars. Cependant, une étude plus détaillée de la composition chimique, de la minéralogie et de la pétrologie des roches martiennes montre la possibilité de la présence de matériaux conducteurs comme l'hématite, la maghémite et les argiles, présents localement sur la surface de Mars (Banin et al., 1992 ; Gooding, 1978 ; Gooding et al., 1992 ; Christensen et Moore, 1992). Ces matériaux sur Terre sont défavorables à une pénétration profonde des ondes radar (Olhoeft, 1998a). Des observations effectuées à l'aide de radars terrestres ont déjà révélé la présence de zones absorbantes appelées « Stealth Regions » à la surface de Mars (Muhleman et al. ; 1991, Edgett et al., 1997). Les origines de ces phénomènes d'absorption ont été attribuées à la lithologie et à la géochimie des sites. Les pertes électriques et magnétiques vont donc jouer un rôle majeur, surtout pour les radars basse fréquence (autour de 2 MHz), pour lesquels des phénomènes de relaxation électriques et magnétiques peuvent être observés pour les matériaux ferromagnétiques présents sur Mars (Olhoeft, 1998b ; Heggy et al., 2001).

La présence de diffuseurs volumiques, comme les roches et les fissures, affecte aussi la profondeur de pénétration (surtout à 20 MHz). En effet, si l'atténuation du signal due aux paramètres diélectriques et magnétiques peut être en partie résolue par une augmentation de la puissance du signal émis et une augmentation de la sensibilité du dispositif de réception ainsi que par des méthodes de traitement adaptées, le cas des diffuseurs est plus compliqué. La densité, la distribution, la taille (par rapport à la longueur d'onde), la forme et les caractéristiques électromagnétiques des diffuseurs, peuvent agir de sorte à écranter les interfaces du sous-sol si les caractéristiques instrumentales du géoradar sont mal adaptées. Cependant à 2 MHz pour un sol de permittivité moyenne de 7, les effets de diffusion volumique ainsi que la rugosité des interfaces dans le sous-sol ne semblent pas jouer un rôle important (Heggy et al, 2002). La longueur d'onde dans le milieu étant de 57 mètres, ce sont surtout les pertes diélectriques et magnétiques qui seront les paramètres géologiques les plus importants. Ces paramètres seront étudiés en détail dans le chapitre prochain.

2-11 Etude terrain de la pénétration radar dans un contexte volcanique aride terrestre

Afin d'illustrer les effets de perte liés à un contexte minéralogique riche en oxydes de fer et leurs impacts sur les futures missions radar martien, nous présentons dans ce qui suit les résultats d'une mission terrain effectué dans un site aride possédant un contexte volcanique proche de celui de Mars (Paillou et al., 1999 ; Paillou et al., 2001). Les données d'un sondage radar entre 100 et 500 MHz, ainsi que les analyses chimiques du sol du site du rift d'Assal en république de Djibouti sont présentées dans un article publié en 2001 dans le numéro 28 de Geophysical Research Letters.

L'article pose la problématique de notre travail de thèse. Dans le chapitre suivant nous discuterons plus en détails les phénomènes de pertes diélectriques et magnétiques susceptibles d'être présents à la fréquence de 2 MHz, retenue pour les radars de Mars Express et Netlander.

Performances of Ground Penetrating Radars in arid volcanic regions: Consequences for Mars subsurface exploration

Ph. Paillou ¹, G. Grandjean ², J.-M. Malézieux ³, G. Ruffié ⁴,

E. Heggy ¹, D. Piponnier ⁵, P. Dubois ⁶, J. Achache ⁷

Geophysical Research Letters, 28, 911-914, 2001

Abstract. A GPR field experiment in the Republic of Djibouti provides evidence for very low radar penetration in arid volcanic materials, in the range 100-500 MHz. This phenomenon is attributed to the high iron oxide and evaporite concentration in soils, which significantly increases the conductivity, thus leading to poor subsurface imaging performances. The geologic context in Djibouti is shown to provide a good terrestrial analogue to Mars geology. Results of this study show that the future sounding radar missions to Mars may not reach the penetration depths previously anticipated.

1. Introduction

Among future missions for Mars exploration, two of them will operate a ground penetrating radar. The first one is the Netlander mission (CNES–2007) that proposes four landers, each carrying a 2 MHz GPR [Berthelier *et al.*, 2000]. The second one is the Mars Express mission (ESA–2003) that will carry an orbital sounding radar [Picardi *et al.*, 1999]. As subsurface water is a key question concerning Mars [Carr, 1996; Malin and Edgett, 2000], both instruments aim at exploring the first layers of the Martian subsurface for water and ice detection down to a depth of three kilometres (mapping of the Martian permafrost). This radar penetration depth was estimated for the Netlander instrument by numerical simulation, assuming a model for the Martian megaregolith made of successive layers of sediments, fresh basalt, ice and water. Up to now, effects of iron oxides and evaporites in the upper 30 metres of the soil, which are known to significantly alter radar penetration, were not fully considered. We present here the results of recent experiments in the Republic of Djibouti, a region that provides a very good terrestrial analogue to Mars geology. We show that the presence of iron oxides and evaporites dramatically decrease the radar penetration depth, because of strong conduction and relaxation losses.

2. Djibouti as a Terrestrial Analogue to Mars

The Republic of Djibouti in East Africa appears to be a good analogue to the surface of Mars (see Figure 1) [Paillou *et al.*, 1999]. It is located in the Afar depression, a triple junction between the Somalia, Arabia and Africa plates, and presents a unique emerged rift with active basaltic volcanism.

This region is one of the most arid on the Earth, with very rare vegetation, and samples of basaltic rocks were collected and analyzed. Results indicate a mineral content similar to Martian basalts analyzed by Viking and Mars Pathfinder instruments, shown in Table 1. Basalts collected in Djibouti originate from layered lavas flows (the Afar Stratoid Series [Barberi and Santacroce, 1980]) that look remarkably similar to the stratigraphy of the upper crust of Mars as revealed by high resolution MOC imagery [McEwen, 1999], as shown in Figure 2. Sediments produced by alteration and weathering of these basalts have strong magnetic properties and contain a high concentration of iron bearing materials. This composition is also quite similar to Martian soil, although it contains slightly less iron (see Table 1). Results of X-ray analysis of the samples collected in Djibouti are presented in Table 2, showing the presence of ferromagnetic materials, in particular maghemite, ilmenite and pyrite. Calcareous lacustrine deposits were also observed in several places. Moreover, the Djibouti region shows strong hydrothermal activity [Pouchan, 1974] which produces large quantities of evaporites (halite) and gypsum (see Table 2). Finally, the whole region is covered with fine basaltic dust transported by wind and dust devil vortices, as also observed on Mars [Metzger et al., 1999].

Recent studies show that the Martian subsurface is likely to contain ferromagnetic materials [Hviid et al., 1997; Banin et al., 1992; Rieder et al., 1997; Bell et al., 1997; McSween et al., 1999; Baker et al., 2000] such as maghemite. Other iron bearing minerals such as hematite have also been detected in the Martian soil [Lane et al., 1999; Bell and Morris, 1999; Kelsey et al., 2000; Christensen et al., 1998]. The presence of hematite can be explained by hydrothermal alteration of iron rich basalt [Christensen et al., 2000]. Such an hydrothermal activity is known to also generate evaporites [Banin, 1999; Cooper and Mustard, 1999; Catling, 1999; Newson and Hagerty, 1999; Lorenz and Beyer, 2000] which are very conductive in presence of water. In particular, cementing sulfur salts [Bell, 1999] and gypsum dunes [Thomas et al., 1999; Moore et al., 1999] are suspected on Mars.

3. GPR Experiment in Djibouti

GPR fieldwork experiments in Djibouti were conducted in February 1999, at frequencies ranging from 100 to 500 MHz. Analysis of GPR data collected shows that attenuation varies with lithology. Figure 3 displays the radar signal attenuation measured in various materials at 100 MHz: basaltic sand, calcareous lacustrine deposits (diatomite), and clay. Corresponding penetration depths are less than 2 metres (see Table 3), leading to high attenuation rates ranging from 33 to 63 dB/m. Electrical conduction losses in iron minerals, evaporites and clays (very low resistivity values around 10 Ω .m were measured in sediment areas during previous fieldwork experiments [Pham Van Ngoc et al., 1980; Coopération technique, 1982]) possibly combined with magnetic relaxation losses seem to be responsible for such poor penetration performances. Hand-dug pits show no evidence of moisture down to one metre depth.

Element	Rocks				Sediments			
	XRF Viking ¹	APXS Pathfinder ²	Djibouti basalt β_{Si} ³	Djibouti basalt β_{SiII} ³	APXS A-4 soil ²	APXS A-2 soil ²	Djibouti Gaggadé	Djibouti Hanlé
SiO ₂	44.5	55.5	45.09	55.78	43.3	46.1	48.7	55.0
Fe ₂ O ₃	17.4	13.1	17.74	10.0	14.5	19.5	10.6	8.4
Al ₂ O ₃	7.15	9.1	12.98	13.47	10.4	8.0	13.9	13.1
MgO	6	5.9	5.73	4.16	9.0	8.7	5.0	3.5
CaO	5.7	6.1	9.58	7.53	4.8	6.3	9.0	6.4
TiO ₂	0.58	0.8	3.72	2.46	1.1	1.1	2.36	1.96
K ₂ O	< 0.5	0.8	0.31	1.91	0.7	0.6	1.1	1.9
MnO	-	0.4	0.26	0.17	0.5	0.5	0.16	0.12
Na ₂ O	-	1.7	2.79	2.89	5.1	4.3	5.5	5.0
SO ₃	-	3.2	-	-	6.2	4.3	3.4	4.5
Total (%)	81.83	96.6	98.2	98.37	95.6	99.4	99.72	99.88

Table 1. Average percent chemical composition of Martian and Djiboutian rocks and sediments, ¹after Clark *et al.* 1982, ²after Rieder *et al.* 1997, ³after Gasse *et al.* 1987.

Hanlé	Gaggadé 10	Gaggadé 10-50	Calcareous
Maghemite (γ -Fe ₂ O ₃) Pyrite (FeS ₂) Plagioclase (An ₇₀₋₉₀) Calcite (CaCO ₃)	Maghemite (γ -Fe ₂ O ₃) Ilmenite (FeTiO ₃) Halite (NaCl) Pyrite (FeS ₂) Plagioclase (An ₇₀₋₉₀)	Maghemite (γ -Fe ₂ O ₃) Plagioclase (An ₇₀₋₉₀)	Calcite (CaCO ₃) Gypsum (CaSO ₄ -2H ₂ O)

Table 2. Mineralogic composition of four types of Djiboutian sediments, obtained by X-ray diffraction analysis.

Frequency (MHz)	Calcareous	Hanlé	Gaggadé 10	Gaggadé 10-50
1 after (1)	$\epsilon=16-8j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 113.1$ m	$\epsilon=31-36j$ $\mu=1.5$ $\delta_{P100} = 31.2$ m	$\epsilon=89.5-151j$ $\mu=2.1$ $\delta_{P100} = 11.6$ m	$\epsilon=68-99j$ $\mu=2$ $\delta_{P100} = 15.2$ m
5 after (1)	$\epsilon=12-4j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 38.6$ m	$\epsilon=20-21j$ $\mu=1.2$ $\delta_{P100} = 9.5$ m	$\epsilon=54-79j$ $\mu=1.7$ $\delta_{P100} = 3.7$ m	$\epsilon=43-47j$ $\mu=1.5$ $\delta_{P100} = 5.6$ m
10 after (1)	$\epsilon=11-3j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 24.5$ m	$\epsilon=18-18j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 5.7$ m	$\epsilon=37-51j$ $\mu=1.2$ $\delta_{P100} = 2.8$ m	$\epsilon=32-32j$ $\mu=1.1$ $\delta_{P100} = 4.1$ m
50 after (1)	$\epsilon=9-2j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 6.6$ m	$\epsilon=13-13.5j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 1.3$ m	$\epsilon=19-17j$ $\mu=1.1$ $\delta_{P100} = 1.2$ m	$\epsilon=17.5-13j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 1.5$ m
100 after (1)	$\epsilon=8-1j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 6.2$ m	$\epsilon=11.5-11j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 0.7$ m	$\epsilon=16-10j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 0.9$ m	$\epsilon=15-9j$ $\mu=1$ $\delta_{P100} = 1.0$ m
100 after (2)	$d = 1.4$ m	$d = 0.9$ m	$d = 0.6$ m	$d = 0.6$ m

Table 3. Dielectric constant, magnetic permeability and radar penetration depth for the studied samples.

Permittivity measurements were performed on the four samples of Djiboutian soils of Table 2, using the HP4192A analyzer. Samples were dried 48 hours in a drying oven, and are made of sediment powder compacted into thin cylinders (12mm diameter, 1.5mm height). The porosity of the resulting samples was measured to about 30%. Results are presented in Figure 4, for the 1-200 MHz frequency

range. For ferromagnetic samples at 100 MHz, the real part of the dielectric constant is close to 15, and the imaginary part can be as high as 10. Table 3 presents the theoretical radar penetration depths computed for various frequencies, using the permittivity measurements and equation [Ulaby *et al.*, 1982]:

$$\delta_{PJ} = \frac{\lambda_0 \ln(J)}{4\pi} \left\{ \frac{\mu\epsilon'}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'}\right)^2} - 1 \right] \right\}^{-\frac{1}{2}} . \quad (1)$$

We consider a penetration depth for an attenuation factor $J=100$. Considering the two-ways path of an incident wave through an absorbing medium, reflected by a layer with again a factor 100 loss, it leads to a global attenuation of 60 dB. The magnetic permeability μ was measured for each sample in the 1 – 100 MHz frequency range, using the HP16454A cell. Values as high as 2.1 can be observed at 1 MHz for samples containing maghemite.

A more experimental radar penetration depth can be derived from the measured radar signal attenuation at 100 MHz from Figure 3 (mean reflected power at -76 dB, i.e. the noise level of the instrument) and the relationship [Grandjean and Gourry, 1996]:

$$d = v \frac{t}{2} = \frac{ct}{2\sqrt{\epsilon\mu}} . \quad (2)$$

Both penetration depths calculated are in good agreement at 100 MHz. A higher penetration (several metres) can be observed in carbonate materials than in basaltic sediments (less than one metre), since they contain less ferromagnetic elements. When considering operating frequency of future Mars sounding radars – around 1 MHz – the higher penetration depth reached is only about 100 metres.

4. Consequences for Future Martian Radars

All the current models for the Martian soil predict that subsurface materials are perfectly dry down to about 2 km (if water exists there, it should be in the form of ice). Therefore, the effect of evaporites should be much reduced compared to the Djibouti case (where the measured high conductivity seems to indicate a certain level of humidity), with the consequence to increase the radar penetration depth for Mars. Nevertheless, the upper layers of the Martian soil could be highly conductive and magnetic because of high concentration in iron oxides such as maghemite, leading to significant conduction and relaxation losses, and hence reducing the radar depth of investigation (excepted possibly for polar caps covered with ice) [Olhoeft, 1998].

Attenuation effects should then be carefully studied when designing a GPR experiment for Mars subsurface sounding. The Djibouti region can be considered as a good terrestrial analogue to Mars subsurface, and therefore could be efficiently used as a test site for GPR prototypes that will be launched to Mars. Djiboutian soil samples could also be used as an analogue to Mars soil for other



Figure 1. A typical Djiboutian landscape (top), compared to a Mars Pathfinder scene (bottom, source JPL / NASA).

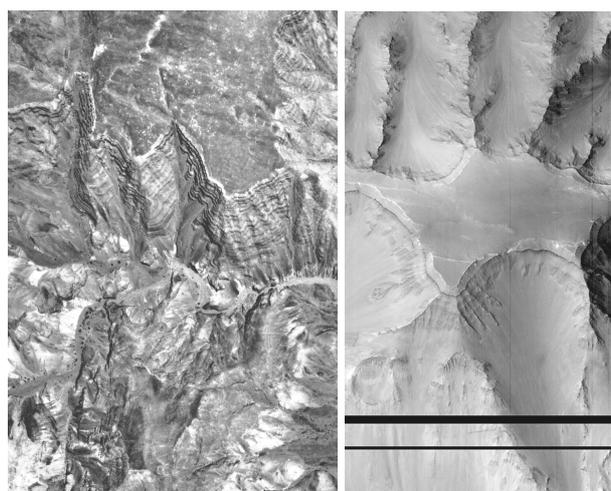


Figure 2. The Afar stratoid series in Djibouti (left, source IGN 1984), compared to a MOC view of Valles Marineris (right, source NASA / JPL / Malin Space Science Systems). The two images are about the same scale.

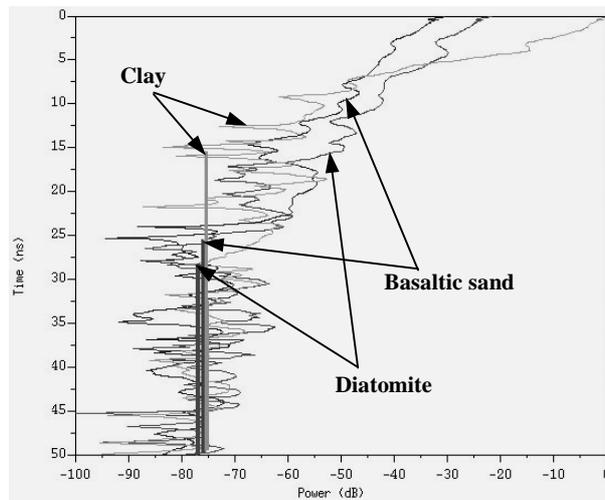


Figure 3. Measured GPR signal attenuation for various Djiboutian materials at 100 MHz. Vertical lines represent the mean noise level estimated for each attenuation curve.

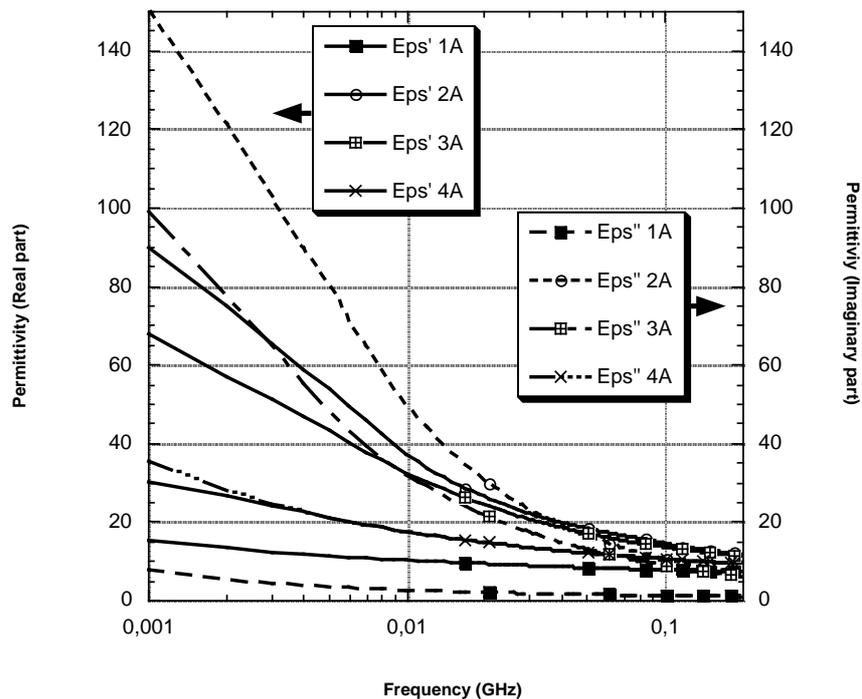


Figure 4. Permittivity measurements of Djiboutian sediments for 1-200 MHz (HP4192A analyzer). 1A: Calcareous lacustrine deposits. 2A: Gaggadé sediments (first 10cm layer). 3A: Gaggadé sediments (10-50cm layer). 4A: Hanlé sediments.

purposes (e.g. visible and IR spectroscopy). Experimental work (permittivity and magnetic permeability measurements of artificial Martian soils, effect of soil porosity and temperature) and theoretical models of Martian subsurface will be developed in order to better understand the role of ferromagnetic minerals, evaporites and clays with respect to radar performances [Heggy *et al.*, 2000]. As operating frequencies foreseen for Netlander and Mars Express radars are much lower (around 2 MHz) than the one used so far in Djibouti, one should also take into account the diffusion effects. Such work will be of crucial importance for interpreting future Netlander and Mars Express data (do we detect water, ice, salt sediments, or a transition between a ferromagnetic and a non ferromagnetic layer ? At which depth ?) and to define optimal characteristics for future radars (frequency, polarimetric capabilities for instance). However, even if actual radar penetration performances for Mars could be much lower than the initial estimation of three kilometres, the penetration depth could be an interesting indicator to select sites for exobiological tests and sample return: Ferromagnetic regions corresponding to weak penetration are likely to be bad sites for finding any past features of biological activity since the lava flows could have erased evidences, while regions with good penetration coefficient, such as those containing carbonates, should better preserve traces of past or present biological activity. One could in particular use the Mars Express radar global mapping capability in order to detect possible carbonate deposits, a high valued target of future Mars exploration.

Acknowledgments. The authors wish to thank the DGA/CEGN, the STAT, the 13° DBLE and the ISERST for their support during the fieldwork mission in Djibouti. We thank also P. Pouchan for his help and advises, J.-J. Berthelier and two anonymous reviewers for their useful comments.

References

- Banin, A., et al., in *Mars*, ed. Kieffer et al., University of Arizona Press, pp. 594-625, 1992.
- Banin, A., The exobiological connection of Mars soil: Enigmatic questions, a hypothesis and a blue-print for in situ studies, *Int. Conf. on Mars Exploration Program and Sample Return Missions*, Paris, France, 1999.
- Baker, L. L., et al., Experimental hydrothermal alteration of a martian analog basalt: Implications for martian meteorites, *Meteoritics & Planetary Science*, 35, 31-38, 2000.
- Barberi, F. and R. Santacrose, The Afar stratoid series and the magmatic evolution of East African rift system, *Bull. Soc. Géol. France*, 7(6), 891-899, 1980.
- Bell III, J. F., et al., Mars surface mineralogy from Hubble Space Telescope imaging during 1994-1995: Observations, calibration, and initial results, *J. Geophys. Res.*, 102, 9109-9123, 1997.

- Bell III, J. F. and R. V. Morris, Identification of hematite on Mars from HST, *30th LPSC*, Houston, USA, 1999.
- Bell III, J. F., Nature and origin of Martian surface materials, *5th Int. Conf. On Mars*, Pasadena, USA, 1999.
- Berthelier, J.-J., et al., The GPR experiment on Netlander, *Planetary and Space Science*, 2000, accepted.
- Carr, M. H., *Water on Mars*. Oxford University Press, 1996.
- Catling, D. C., A model for the chemical composition of early Mars evaporites: Implications for landing site selection and in situ analysis, *Int. Conf. on Mars Exploration Program and Sample Return Missions*, Paris, France, 1999.
- Christensen, P. R., et al., The composition of Martian surface materials: Mars Global Surveyor thermal emission spectrometer observations, *30th LPSC*, Houston, USA, 1999.
- Christensen, P. R., et al., The distribution of crystalline hematite on Mars from the thermal emission spectrometer: Evidence for liquid water, *31th LPSC*, Houston, USA, 2000.
- Cooper, C. D. and J. F. Mustard, Sulfates on Mars: Spectroscopic evaluation of analog mixtures, *30th LPSC*, Houston, USA, 1999.
- Coopération technique Djibouti – RFA, Project Report 78.2233.1, vol. III, 1982.
- Grandjean, G., Gourry, J. C., GPR data processing for 3D fracture mapping in a marble quarry (Thassos, Greece), *J. Applied Geophys.*, 36, 19-30, 1996.
- Heggy, E., Paillou, P., et al., Dielectric measurements of volcanic materials applied to subsurface sounding of Mars", *EGS'00*, Nice, France, 2000.
- Hviid, S. F., et al., Magnetic properties experiments on the Mars Pathfinder lander: Preliminary results, *Science*, 278, 1768-1770, 1997.
- Kelsey, W. K., et al., Observations of a hematite-rich region within Sinus Meridiani, *31th LPSC*, Houston, USA, 2000.
- Lane, M. D., R. V. Morris, P. R. Christensen, An extensive deposit of crystalline hematite in Terra Meridiani, Mars, *30th LPSC*, Houston, USA, 1999.
- Lorenz, R. D., Beyer, R. A., The fate of salt on Mars: Global evidence for a northward open salt cycle, *31th LPSC*, Houston, USA, 2000.
- Malin, M. C., Edgett, K. S., Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars, *Science*, 288, 2330-2335, 2000.
- McEwen, A., et al., Voluminous volcanism on early Mars revealed in Valles Marineris, *Nature*, 397, 584-586, 1999.
- McSween, H. Y., et al., Chemical, multispectral, and textural constraints on the composition and origin of rocks at the Mars Pathfinder landing site, *J. Geophys. Res.*, 104, 8679-8717, 1999.
- Metzger, S. M., et al., Dust devil vortices seen by the Mars Pathfinder camera, *Geophys. Res. Letters*, 26(18), 2781-2784, 1999.

- Moore, J. M., et al., Experimental studies of brines and evaporites as applied to Mars: Initial results from 1998-1999 runs, *5th Int. Conf. on Mars*, Pasadena, USA, 1999.
- Newsom, H. E. and J. J. Hagerty, Mixed hydrothermal fluids and the origin of the Martian soil, *J. Geophys. Res.*, 104, 8717-8728, 1999.
- Olhoeft, G. R., Ground penetrating radar on Mars, *7th Int. Conference on GPR*, Lawrence, USA, 1998.
- Paillou, P., et al., Arid sub-surface imaging using radar techniques, *IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 1999.
- Pham Van Ngoc, et al., Propriétés électriques de la croûte et du manteau supérieur du rift d'Asal (Djibouti) d'après les sondages magnéto-telluriques profonds, *Bull. Soc. Géol. France*, 7(6), 863-871, 1980.
- Picardi, G., et al., The Mars advanced radar for subsurface and ionosphere sounding (MARSIS) in the MARS EXPRESS mission, *Int. Conf. on Mars Exploration Program and Sample Return Missions*, Paris, France, 1999.
- Pouchan, P., In *Carte Géologique d'Easal*, CEGD Bordeaux – Djibouti, 1974.
- Rieder, R., et al., The chemical composition of Martian soil and rocks returned by the mobile alpha proton X-ray spectrometer: Preliminary results from the X-ray mode, *Science*, 278, 1771-1774, 1997.
- Thomas, P. C., et al., Bright dunes on Mars, *Nature*, 397, 592-594, 1999.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., Fung A. K., *Microwave Remote Sensing (vol. II)*. Artech House, Norwood MA, 1982.

2-12 Les géoradars dédiés à l'étude du sous-sol martien

Trois missions utiliseront des techniques différentes de sondage radar à basse fréquence dans la bande 2 à 20 MHz, afin d'obtenir un maximum de profondeur de pénétration dans le sous-sol martien et de mettre en évidence la présence de réservoirs d'eau liquide.

La première est l'expérience MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) à bord de la sonde Mars Express (ESA-2003) : il s'agit ici d'un sondeur vertical en orbite à 400 km d'altitude qui fonctionnera dans la bande de fréquence 1.3 à 5.3 MHz. La seconde mission, est aussi un sondeur orbital à 20 MHz à bord de la plate-forme Mars Reconnaissance Orbiter (NASA-2005). Cet instrument, baptisé SHARAD (SHallow subsurface sounding RADar) aura comme objectif la détection des lentilles d'eau dans le proche sous-sol de Mars. La troisième mission est le projet Netlander (CNES-2007) qui embarquera notamment quatre géoradars qui réaliseront des sondages mono-statiques depuis quatre sites d'atterrissage différents depuis la surface, à une fréquence centrale de 2 MHz. Dans ce qui suit nous allons citer brièvement les caractéristiques de chaque instrument afin de pouvoir calculer dans le chapitre suivant les profondeurs de pénétration et les pertes diélectriques et magnétiques correspondantes.

2-12-1 MARSIS (ASI-2003)

MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) est un sondeur radar vertical (visée nadir) à basse fréquence, dédié à l'étude de la stratigraphie et l'hydrologie du sous-sol de Mars (Ori et Oglioni, 1996). L'instrument orbitera à bord de la plate-forme Mars Express prévue pour le lancement de 2003. Nous résumons ici les caractéristiques instrumentales telle qu'elles ont été définies par Picardi et l'équipe de Mars Express en 1999 (cf. Picardi et al., 1999).

MARSIS possède quatre bandes d'émission. Dans le mode standard, il émet un signal centré à 1.8 MHz, 2 MHz, 4 MHz et 5 MHz avec une largeur de bande de 1 MHz (Ori et al., 2002 ; Safaeinili et al., 2001). La résolution verticale est de 50 à 100 m dans le sous-sol selon la permittivité du terrain. L'instrument est capable d'effectuer un balayage fréquentiel de 1.3 à 5.5 MHz.

MARSIS utilisera un dipôle de 20 mètres de longueur à la fois comme antenne d'émission et de réception. L'instrument fonctionnera en deux modes, le premier est un radar sondeur basse fréquence. Ce mode sera opérationnel pendant la nuit afin de réduire les effets d'absorption, dispersion et la dépolarisation (rotation de Faraday) du signal lié à la présence de l'ionosphère (Safaenelli et al, 2001). Ces trois effets affectent la profondeur de pénétration de l'instrument ainsi que la résolution verticale et la taille de la tâche au sol (la trace du lobe principal du radar sur la surface est estimée à 5 km par Ori et al., 2002).

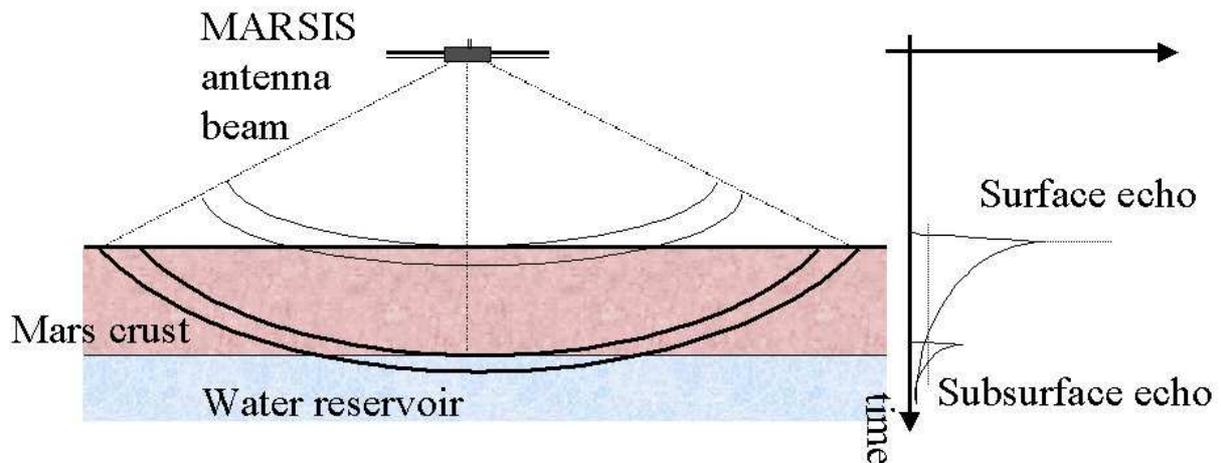


Figure 2-12 : Illustration du principe de fonctionnement du sondeur orbital MARSIS : une partie de l'onde radar basse fréquence traverse la surface, se propage dans le sous-sol et finalement se réfléchit sur l'interface pergélisol-eau qui représente un miroir diélectrique pour les ondes radar. (Image ESA: http://sci.esa.int/content/doc/9b/21915_.htm).

Les effets d'absorptions liés à la densité électronique dans l'ionosphère martienne sont estimés entre 3 et 15 dB (la nuit) approximativement selon les modèles actuels de l'ionosphère martien (Safaenili et Jordan, 2001).

Le deuxième mode est un sondeur ionosphérique qui fonctionne pendant la journée. MARSIS sondera alors l'ionosphère dans la bande de fréquences 0.1 à 5.4 MHz. Dans la journée, MARSIS effectuera aussi des sondages dans les fréquences 3.8 et 4.8 MHz afin d'éviter les effets de l'ionosphère, toute la bande de fréquence étant disponible la nuit.

2-12-2 SHARAD (ASI -2005)

L'Agence Spatiale Italienne (ASI) prévoit un radar sondeur qui, à la différence de l'instrument MARSIS, sera dédié à la recherche d'une possible présence de micro-réservoirs (les lentilles d'eau) dans le proche sous-sol de Mars, à des profondeurs de quelques centaines de mètres. Cet instrument est considéré comme la seconde génération de l'instrument MARSIS.

L'instrument fonctionnera autour de la fréquence centrale de 20 MHz avec une largeur de bande de 10 MHz. Il dispose donc d'une meilleure résolution verticale que MARSIS. Il sera porté par la plateforme Mars Reconnaissance Orbiter en 2005. Le choix de la fréquence a été effectué pour atteindre un compromis entre la profondeur de pénétration et une résolution satisfaisante. SHARAD fonctionnera aussi comme altimètre. Actuellement SHARAD est encore en phase d'étude, les caractéristiques instrumentales sont donc en cours de définition.

L'instrument SHARAD pèsera environ 15 kg et aura une dynamique de -60 dB (Safaieinelli et al., 2001). L'instrument utilisera probablement un dipôle de 15 m pour émettre et recevoir le signal à 20 MHz.

2-12-3 Les géoradars de Netlander

Nous allons résumer ici les paramètres instrumentaux des géoradars de Netlander comme conçus par Bertheliet et al. en 2000.

La mission Netlander prévoit quatre radars géologiques sur les quatre atterrisseurs qui formeront, sur quatre sites martiens le premier réseau d'information géophysique à la surface de Mars (Lognonné et al., 2000b). Les géoradars devront ausculter le sous-sol à une fréquence centrale de 2 MHz et une largeur de bande du même ordre. Leur objectif principal sera de cartographier les structures souterraines en 2D et 3D sur les sites d'atterrissage afin de détecter l'interface eau liquide-glace. On prévoit une profondeur de pénétration de 2.5 km.

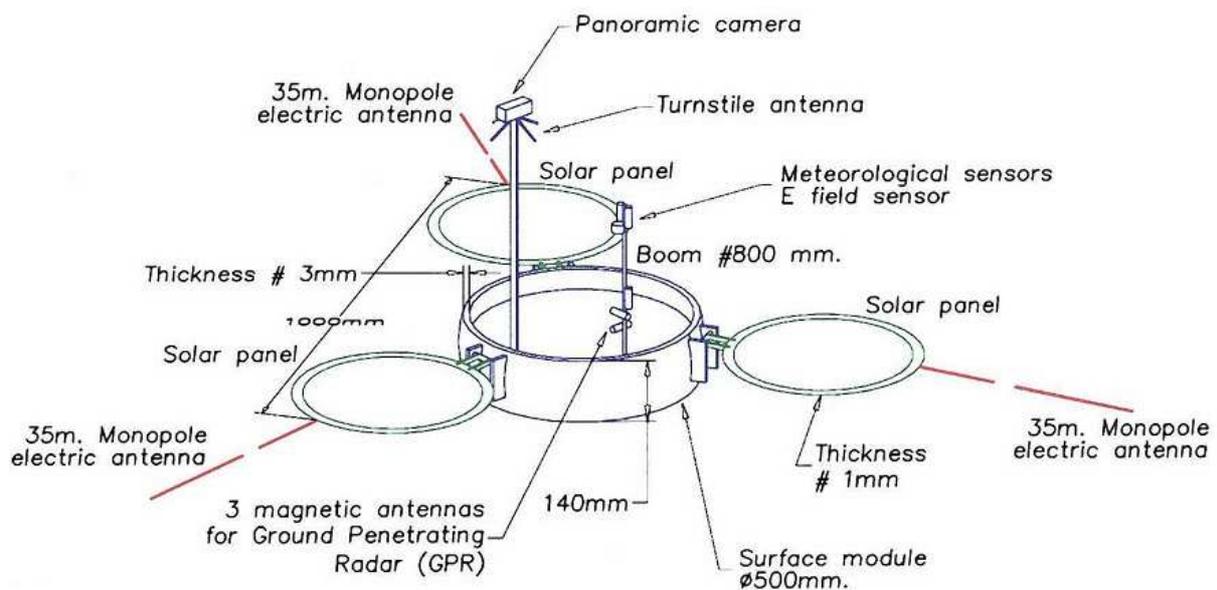


Figure 2-13: Schéma descriptif d'un des modules d'atterrissage de Netlander, les trois antennes électriques ainsi que les trois antennes magnétiques orthogonales sont indiquées (Bertheliet et al., 2000).

Les radars géologiques de Netlander sont mono-statiques. Cette propriété limite la détermination de la direction de l'objet réfléchissant les signaux. Ce radar géologique est unique, dans la mesure où il pourra cependant déterminer la direction du vecteur de propagation (avec une précision de 5° à 10°) en utilisant trois paires d'antennes orthogonales (3 électriques et 3 magnétiques), pour l'émission et la réception des signaux. Les antennes sont capables d'émettre et de recevoir toutes les formes de polarisation (circulaire, elliptique, horizontale et verticale). Nous rappellerons dans ce qui suit

brèvement les paramètres de ces antennes. La possibilité d'effectuer des mesures polarimétriques est un avantage par rapport à MARSIS (qui détecte simplement la puissance du signal rétro-diffusé) pour la détection et l'identification de l'eau (rappelons que la présence d'eau change la polarisation de l'onde incidente). La mission Netlander apportera peut être la réponse définitive à la présence de l'eau dans le sous-sol martien.

2-12-3-1 Les antennes électriques

Les trois antennes électriques (émission/réception) de Netlander sont des antennes filaires qui utilisent des impulsions radar à large bande. La longueur des antennes est approximativement de 30 m (les essais et les simulations numériques sont encore en cours pour optimiser les paramètres définitifs de l'instrument), elles sont constituées d'alliage de Ni-Cr-Al-Cu afin d'assurer un poids optimale de 50 à 80 g. Pour le déploiement de ces antennes, l'instrument utilisera des techniques pyrotechniques. Le contact des antennes avec la surface est un paramètre difficile à contrôler vu la nature aléatoire de la surface martienne sur les sites d'atterrissage. Afin d'améliorer les performances instrumentales en terme de rapport S/N et de profondeur de pénétration, les antennes de Netlander sont très directives comme nous le montre le diagramme de la figure 2-14.

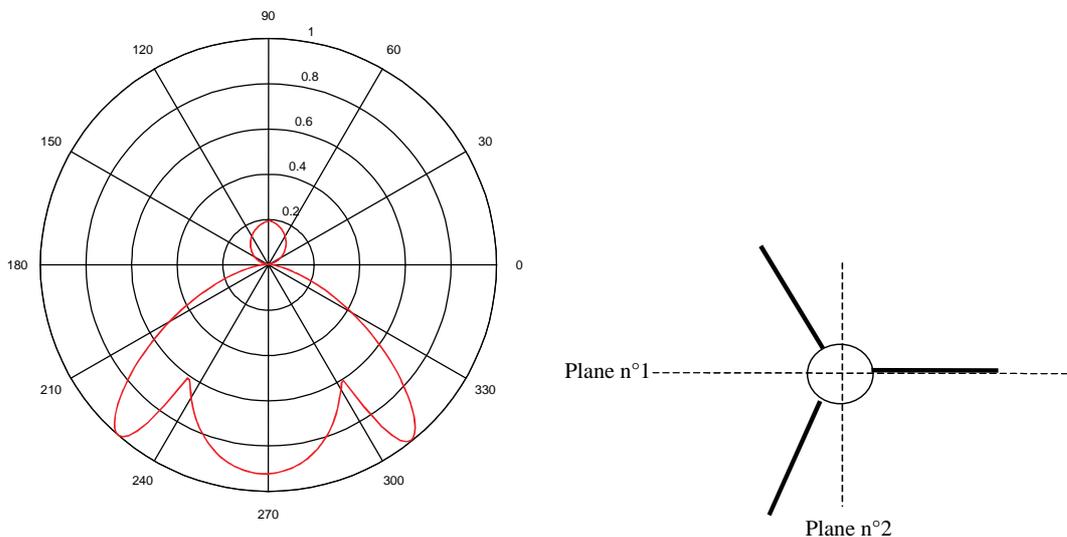


Figure 2-14: A droite, la configuration géométrique des trois monopoles électriques du GPR Netlander (le plan contenant les trois antennes représente la surface) et à gauche le diagramme de rayonnement dans le plan 1, le diagramme dans le plan 2 est quasiment identique (Bertheliet et al., 2000).

Les trois antennes filaires seront déployées à la surface avec une séparation angulaire de 120° entre chaque antenne.

2-12-3-2 Les antennes magnétiques

Les antennes magnétiques du géoradar de Netlander sont constituées par trois antennes orthogonales en réception. Les antennes magnétiques sont largement utilisées dans les domaines ULF, ELF, VLF et jusqu'à quelques kHz. Leurs performances ont été prouvées pour plusieurs plates-formes scientifiques (Delahaye et al., 1978 ; Bertheliet et al., 1982 ; Gurnett et al., 1992 ; Lefeuvre et al., 1998). L'extension de leur utilisation pour le domaine des hyperfréquences permet en couplage avec les données des antennes électriques, de déterminer la direction des échos radar des structures du sous-sol.

Dimensions - longueur - diamètre	100 mm 15 mm
Poids	50 g
Fréquence centrale	2 MHz
Largeur de la bande	+/- 0.2 fo = 800 kHz
Sensibilité	$5 \cdot 10^{-15} \text{ T/Hz}^{-1/2}$

Table 2-1: Caractéristiques des trois antennes magnétiques (Bertheliet et al., 2000).

L'expérience géoradar de Netlander est prévue pour fonctionner dans quatre modes correspondant à trois objectifs différents.

Le mode radar géologique mono-statique

C'est le mode opératoire principal, où le radar géologique utilise un transmetteur et un récepteur avec une largeur de bande de 2 MHz et deux durées d'impulsion à 1 μ s pour les analyses courtes du signal, et à 10 μ s pour les analyses longues comme la détection des couches d'interface. Pendant la journée, le transmetteur sera arrêté. Pendant ce temps, il y aura un sondage des échos ionosphériques.

Le mode de couplage radar entre Mars Express et Netlander

Dans ce mode, les ondes radar provenant du sondeur Mars Express en orbite, lors de son passage au zénith du radar géologique, seront couplées avec celles émises depuis le géoradar. Ceci devrait améliorer le rapport signal sur bruit pour Netlander en augmentant l'énergie du signal rétro-diffusé par couplage. Les problèmes de déphasage sont en cours d'étude actuellement.

Le mode de sondage de l'ionosphère

Ce mode est destiné à l'étude de l'ionosphère martienne à la fréquence de 2 MHz.

Le mode passif

Le transmetteur sera arrêté et les récepteurs seront activés pour mesurer la puissance du bruit radio arrivant aux antennes.

Le tableau 2-2 résume les paramètres instrumentaux de Netlander, qui seront plus loin utilisés dans le processus de simulation de l'écho radar.

Fréquence centrale	2 MHz
Longueur d'onde dans le vide	150 m
Pénétration radar	100 m – 2500/5000 m
Résolution	100 m (et 50 m si possible)
Polarisations	Linéaire, circulaire et elliptique
Composantes mesurées du champ EM	2 composantes électriques et trois composantes magnétiques
Température du bruit	30.000 K

Table 2-2: Caractéristiques principales du géoradar de Netlander (Bertheliet al., 2000).

2-13 Performances théoriques

Les profondeurs de pénétration de ces instruments radar ont été calculées pour des valeurs estimées de permittivité de surface et du sous-sol autour de 3.5 (partie réelle), et des tangentes de perte très faibles (10^{-4}). Considérant une dynamique de -60 dB pour MARSIS et SHARAD et de -200 dB pour Netlander, les profondeurs de pénétration théoriques ont été estimées à 2.5 km pour MARSIS et Netlander et à 1 km pour SHARAD.

Les paramètres diélectriques qui caractérisent le sous-sol de Mars sont encore mal connus, avec des marges d'incertitude assez importantes. Cela se traduit par la surestimation des performances attendues des trois instruments (Paillou et al., 2001a; Heggy et al., 2001). Les performances des trois instruments radar ont été calculées à partir du modèle géo-électrique présenté dans la figure 2-15. La permittivité des trois premières couches, constituées de sédiments secs (i.e sans glace d'eau) a été estimée à partir des mesures réalisées sur des échantillons lunaires (Olhoeft et al., 1974) et de lois de mélange reliant la permittivité à la densité (Olhoeft, 1981). La permittivité des parties correspondant au sol gelé a été calculée par analogie au cas des glaciers en Antarctique, où le radar géologique atteint des profondeurs de pénétration de quelques centaines de mètres (Davis et Annan, 1976).

Ces estimations de permittivité ne prennent pas en compte ni la présence, ni la distribution verticale possible des matériaux ferromagnétiques et des évaporites (Hviid et al., 1997 ; Reider et al., 1997 ; Gooding, 1992) dans les trois premières couches constituées de sédiments secs.

Ainsi l'identification des minéraux comme la maghémite (Hargaves et al., 1977), l'hématite (Christensen et al., 1999 ; Christensen et al., 2000c) et probablement de la magnétite (Lane et al., 1999 ; Bell et Morris, 1999) et d'argiles (Gooding, 1992) remet en cause les faibles valeurs de constante diélectrique et de tangente de perte considérées à ce jour.

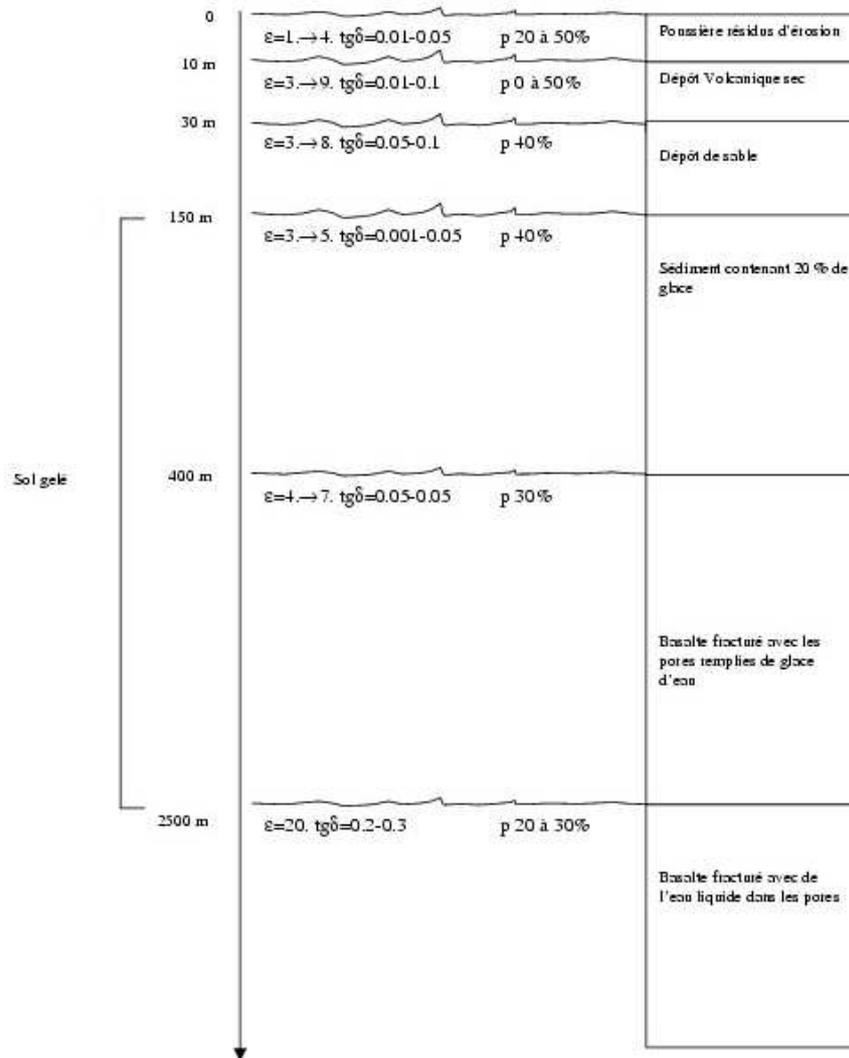


Figure 2-15: Le modèle géo-électrique du sous-sol de Mars utilisé pour l'évaluation des performances les géoradars de Netlander (Bertheliet et al., 2000).

Les résultats de la mission de terrain effectuée à Djibouti confirment aussi que la présence des oxydes de fer et des évaporites, même en faible concentration, peut limiter considérablement la profondeur de pénétration. Il nous a donc paru essentiel d'effectuer la caractérisation électromagnétique de ces matériaux et de leurs mélanges afin de pouvoir quantifier leur contribution à l'atténuation du signal radar et réévaluer les performances des trois sondeurs radar.



Troisième chapitre

ETUDE DES PROPRIETES
ELECTROMAGNETIQUES DU
SOUS-SOL MARTIEN

Chapitre 3

Etude des propriétés électromagnétiques du sous-sol martien

Ce chapitre est dédié à l'étude des propriétés électromagnétiques des analogues géologiques du sous-sol martien dans la bande de fréquence de 1 à 20 MHz. Il est composé de deux parties : la première partie débute par une étude bibliographique couvrant les paramètres nécessaires à la caractérisation des pertes électromagnétiques pour les matériaux géologiques. Nous dériverons ensuite l'équation gouvernant la profondeur de pénétration d'une onde radar dans un milieu homogène ayant des pertes électriques et magnétiques non nulles. Nous discuterons ensuite les paramètres géo-électriques et géo-magnétiques contrôlant la profondeur de pénétration et leur variation dans le contexte géophysique du sous-sol martien.

Dans la deuxième partie, composée d'un article publié au numéro 154(vol.2) de la revue *Icarus*, nous présentons le dispositif expérimental et les résultats de la caractérisation des principaux matériaux volcaniques et sédimentaires susceptibles d'exister dans le sous-sol martien. Nous présentons à travers nos mesures, un modèle électromagnétique standard du sous-sol de Mars à 2 MHz, réalisé à partir des mesures sur les analogues géologiques de chaque couche du modèle géologique du sous-sol de Mars. A partir de ce modèle, nous réévaluons les performances des futurs sondeurs en termes de profondeur de pénétration et de capacité à détecter la nappe phréatique à une profondeur de 2.5 km. L'article discute aussi de l'impact de la pétrologie, de la minéralogie et des conditions géophysiques de porosité et de gradient géothermique dans le sous-sol de Mars sur la profondeur de pénétration radar. Ces deux

dernières conditions contrôlent le contraste diélectrique entre les couches humides et leur entourage sec.

3-1 Propagation des ondes électromagnétiques dans les milieux géologiques

La compréhension des phénomènes d'interaction entre les ondes radar et les différents matériaux géologiques composant le sous-sol est indispensable à l'étude des performances et à la conception des futures sondeurs, ainsi qu'à l'interprétation et l'inversion des données issues des sondages radar.

Au cours de sa propagation le long d'un profil géologique, l'onde électromagnétique subit des pertes de puissance et des déformations de la forme du signal. Ces phénomènes sont dus à l'inhomogénéité et la rugosité électromagnétique des interfaces entre couches, à la présence des diffuseurs volumiques (comme les roches et les fissures), et finalement aux constantes diélectriques des matériaux constituant le milieu en question. Pour un type de terrain et pour une géométrie de sondage donnée, l'impact de ces trois paramètres est une fonction directe de la fréquence. D'autres paramètres instrumentaux comme la forme, la directivité et le contact des antennes avec le sol peuvent influencer la performance d'un sondage radar. Ces derniers facteurs étant contrôlables par l'opérateur du système, nous limiterons notre discussion aux paramètres physiques intrinsèques du sous-sol.

Les pertes observées sur un écho radar rétro-diffusé par une surface planétaire (en basses fréquences) sont une combinaison des pertes électriques et magnétiques, de la diffusion surfacique et volumique et de la rugosité des interfaces entre les couches. L'interaction entre une onde radar et un sous-sol planétaire se fait sur deux échelles : à une échelle macroscopique qui caractérise les phénomènes de rugosité électromagnétique et de diffusion volumique de la surface, et à l'échelle microscopique où ont lieu les phénomènes de pertes électriques et magnétiques.

En premier lieu nous allons rappeler brièvement les paramètres de la rétro-diffusion de surface, et nous décrirons ensuite les phénomènes des pertes électriques et magnétiques.

3-1-1 La rugosité et la diffusion volumique

Les effets macroscopiques du terrain sur la rétro-diffusion de l'onde radar peuvent être classés par ordre d'importance décroissante:

- 1 - Le relief ou pente du terrain (effet de l'angle d'incidence de l'onde radar, cf. figure 3-1).

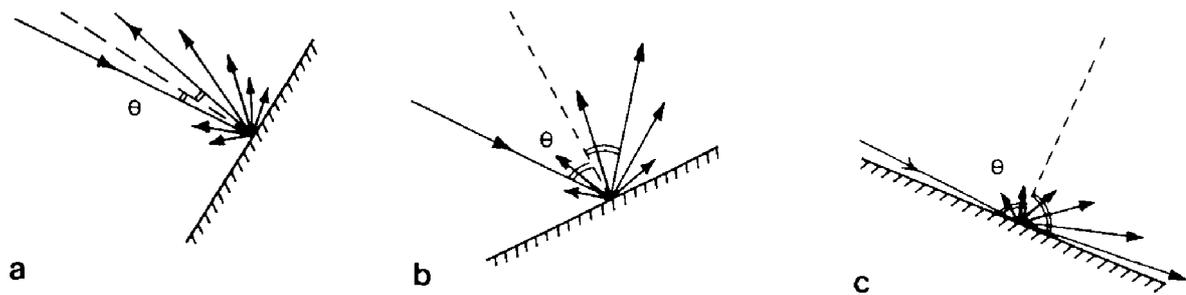


Figure 3-1 : Effet du relief sur la rétro-diffusion : **a)** rétro-diffusion importante ; **b)** rétro diffusion modérée ; **c)** rétro diffusion faible.

2- La rugosité et l'hétérogénéité des matériaux de surface et du sous-sol (effet lié à la longueur d'onde de l'onde incidente, cf. figure 3-2). La rugosité d'une surface est toujours définie par rapport à une échelle de référence spatiale qui est la longueur d'onde de l'onde incidente (λ). Il est aussi important de noter que la rétro-diffusion au niveau des interfaces dépend de la rugosité, de l'angle d'incidence (θ) de l'onde radar et de la constante diélectrique du milieu ϵ ($\epsilon=1$ pour le vide). La rugosité peut être quantifiée selon le critère de Rayleigh : une surface est dite lisse si l'écart-type des hauteurs des irrégularités de surface (σ_r) est tel que :

$$\sigma_r \leq \frac{\lambda / \sqrt{\epsilon}}{8 \cos \theta} \quad (3-1)$$

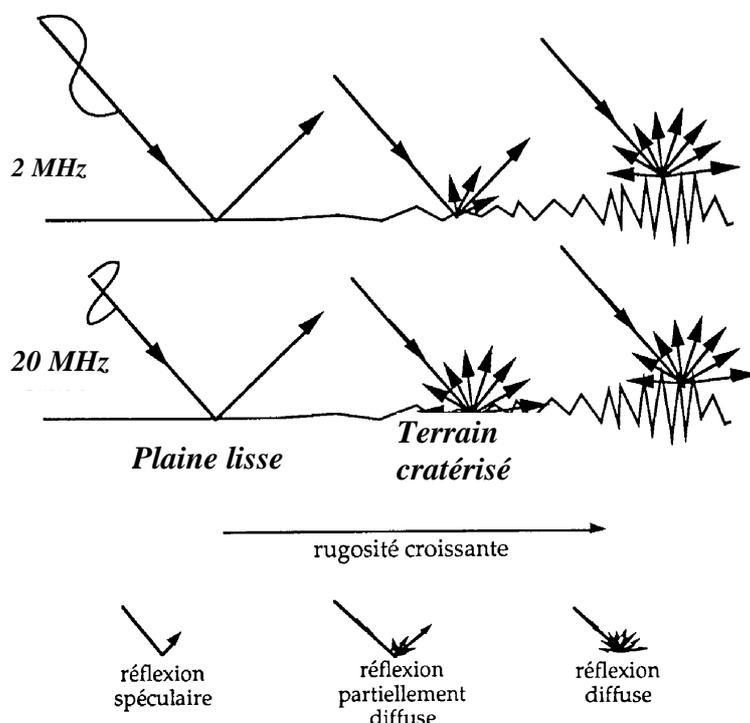


Figure 3-2: Effet de la rugosité sur la rétro-diffusion : le terrain cratérisé rétro-diffuse plus d'énergie à 20 MHz ($\lambda=15$ m) qu'à 2 MHz ($\lambda=150$ m).

-3- L'hétérogénéité diélectrique des matériaux de surface et du sous-sol, et leur distribution spatiale.

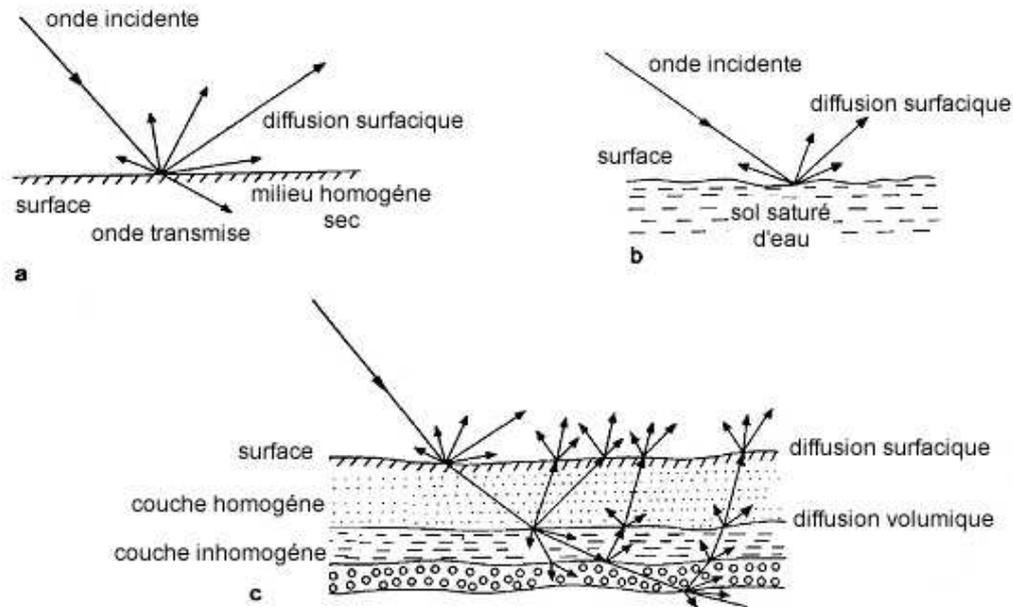


Figure 3- 3 : Effet de l'hétérogénéité diélectrique du sol sur la rétro-diffusion : a) Interactions onde incidente-terrain dans le cas d'un milieu homogène sec : il y a réflexion et transmission de l'onde ; b) Cas d'une réflexion sur un sol saturé d'eau, sa constante diélectrique élevée empêche toute pénétration de l'onde et réfléchit la totalité du signal ; c) Cas d'un milieu inhomogène, l'onde pénètre dans le milieu et on a alors une diffusion volumique.

Plusieurs modèles de « rugosité électromagnétique » (analytiques ou empiriques) ont été développés dans ces dernières décennies. Une surface est souvent décrite comme aléatoire, stationnaire, et ergodique. On associe pour chaque point de la surface une hauteur par rapport au niveau de référence. Cette hauteur est décrite comme une variable aléatoire, et la surface est donc caractérisée par les lois de statistiques de cette variable aléatoire (Dierking, 1999).

Pour des radars basse fréquence dans la bande 2 à 20 MHz (longueur d'onde dans le vide de 150 à 15 m), les effets causés par les phénomènes de rugosité d'interface et la diffusion volumique sont moins importants que ceux des pertes engendrées par les propriétés électromagnétiques des matériaux (Heggy et al., 2002). Au chapitre 4, nous allons revenir sur les effets de la rugosité des interfaces et de la diffusion volumique dues à la présence des inhomogénéités dans le sous-sol martien. Nous confirmerons la validité de considérer des couches homogènes, et des interfaces planes entre les différentes couches géologiques pour un sondeur à 2 MHz.

3-1-2 Les phénomènes de pertes électromagnétiques

Les roches et les matériaux géologiques en général obéissent rarement aux lois classiques des variations des propriétés physiques des matériaux composites (Olhoeft, 1981). Ceci est dû à l'inhomogénéité de la distribution des minéraux et de la porosité à l'intérieur d'une roche. Avant de commencer notre discussion des phénomènes de pertes électromagnétiques, rappelons quelques termes fréquemment utilisés pour qualifier un matériau géologique (ou autre).

Linéarité :

Les matériaux dont les phénomènes de polarisation diélectrique et magnétique varient linéairement avec l'amplitude du champ électromagnétique appliqué sont qualifiés de linéaires. Les effets de non-linéarité apparaissent généralement dans des cas de champs intenses.

Homogénéité :

Un matériau est dit homogène lorsque sa permittivité électrique et sa perméabilité magnétique sont indépendantes du point de mesure à l'intérieur du matériau.

Isotropie :

Un matériau est dit isotrope lorsque sa permittivité et sa perméabilité sont indépendantes de la direction considérée. La permittivité et la perméabilité d'un matériau non isotrope sont représentées par un tenseur.

La propagation d'une onde électromagnétique et les pertes associées à un milieu ayant des propriétés électriques (caractérisées par sa constante diélectrique ϵ) et magnétiques (caractérisées par la perméabilité magnétique μ) peuvent être étudiées à l'aide du formalisme mathématique développé par J.K Maxwell (Maxwell†, 1864). Deux champs vectoriels sont définis, le champ électrique E (exprimé en V/m) et le champ magnétique H (exprimé en A/m). L'interaction de ces champs avec la matière est traduite dans cette approche microscopique à l'aide des deux vecteurs d'induction ; l'induction électrique D , appelée également déplacement électrique (exprimée en Cb/m²) et l'induction magnétique B (exprimée en Wb/m² ou tesla T). Lorsqu'un matériau donné est soumis à un champ électromagnétique, l'induction électrique résultante peut être reliée au champ électrique appliqué à l'aide d'une grandeur appelée permittivité. Similairement, on peut relier l'induction magnétique résultante au champ magnétique appliqué à l'aide de la perméabilité. Ces deux grandeurs sont des grandeurs complexes. Leur partie réelle caractérise la capacité du matériau à emmagasiner l'énergie électrique ou magnétique. Leur partie imaginaire est liée à la dissipation de cette énergie. Ces deux phénomènes sont dus aux effets de polarisation induits par le champ électromagnétique en interaction

avec le matériau. Nous allons dans ce qui suit détailler ces phénomènes de polarisation pour les milieux électriques et magnétiques.

3-1-2-1 Les milieux diélectriques

Un matériau diélectrique est caractérisé par sa capacité d'être polarisé naturellement ou sous l'effet d'un champ électrique externe et/ou la présence d'une distribution volumique de dipôles électriques. Dans le cas d'une roche, ce sont les molécules des minéraux composant l'échantillon qui sont les dipôles élémentaires.

Un dipôle électrique est constitué de deux charges $+q$ et $-q$ (mesurée en coulomb C) séparées par une distance d et caractérisées par un moment dipolaire (P) :

$$P = q d \quad (3-2)$$

Dans les matériaux géologiques, on peut noter la présence de deux types de dipôles :

- Les dipôles induits qui apparaissent sous l'effet d'un champ électrique.
- Les dipôles permanents qui sont dû à la présence de molécules ou structures dissymétriques pour lesquelles les barycentres des charges positives et négatives ne coïncident pas; à l'échelle macroscopique la charge électrique est nulle, mais il y a un moment dipolaire non nul (Bouynet, 1996). C'est le cas de certains minéraux comme la magnétite et aussi le cas des liquides polaires (i.e. ayant un moment dipolaire) comme l'eau, et donc les roches saturées de solution salée.

L'interaction d'une roche avec un champ électromagnétique incident induit donc un moment dipolaire sous l'effet de la polarisation des dipôles contenus dans la roche.

3-1-2-1-1 La polarisation électrique

La polarisation est définie comme le moment dipolaire par unité de volume. La polarisation est aussi la réponse du matériau à l'application d'un champ électrique extérieur, cette réponse est caractérisée par une redistribution des charges à l'intérieur du matériau. On peut distinguer quatre mécanismes de polarisation (Vassalo, 1980):

- La polarisation électronique P_e : un atome est composé d'un noyau positif entouré d'un nuage négatif d'électrons. La présence d'un champ électrique extérieur provoque un léger déplacement de ce nuage par rapport au noyau.

- La polarisation atomique (ou ionique) P_i : dans les matériaux contenant des cristaux ioniques, la présence d'un champ électrique peut entraîner le déplacement des ions dans la matrice cristalline.
- La polarisation dipolaire (ou d'orientation) P_m : une molécule ayant une structure dissymétrique (comme l'eau H_2O), l'agitation thermique de l'ensemble des molécules donne une orientation aléatoire à ces moments dipolaires. La résultante de ces moments en absence de champ extérieur est nulle. Lorsqu'un champ électrique est appliqué, les dipôles tendent à s'orienter dans la même direction (même si cette direction est contrecarrée par l'agitation thermique). La résultante des moments dipolaires n'est plus nulle, on a une polarisation d'orientation. Les moments dipolaires s'alignent dans la direction du champ électrique appliqué.
- La polarisation interfaciale P_c : Elle est due à l'accumulation de charges libres aux interfaces entre des milieux différents (un milieu isolant et un milieu conducteur). Ce phénomène se produit donc dans des matériaux hétérogènes où l'on observe l'accumulation des dipôles électroniques au voisinage des impuretés.

La polarisation totale P_t d'un milieu est donc la somme de ces quatre contributions :

$$P_t = P_e + P_i + P_m + P_c \quad (3-3)$$

On peut visualiser les effets des différents types de polarisation en observant l'évolution de la permittivité en fonction de la fréquence (cf. figure 3-4) :

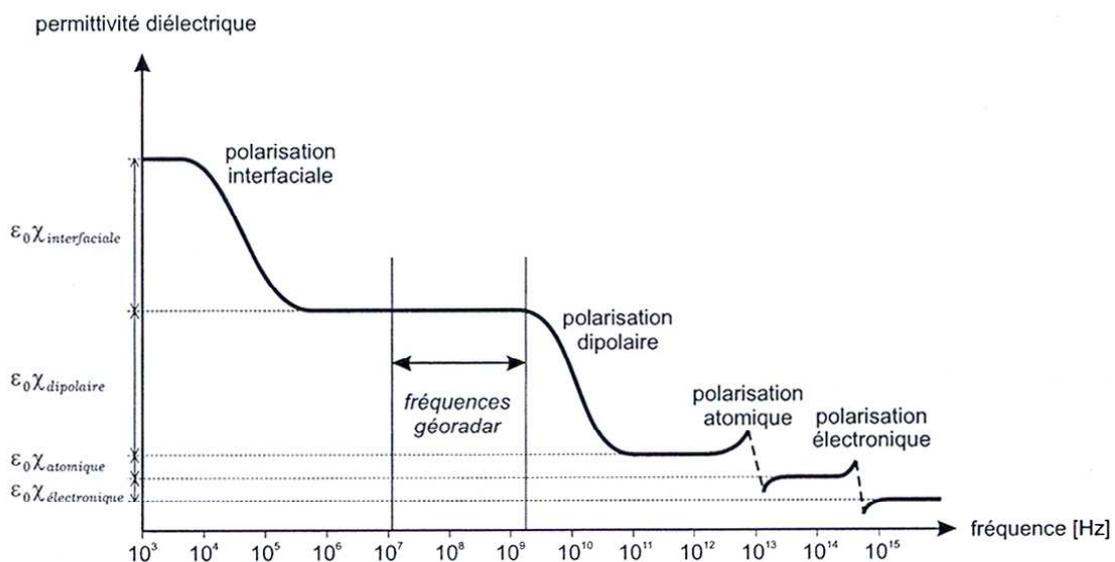


Figure 3-4 : Evolution fréquentielle de la permittivité diélectrique sur l'ensemble du spectre électromagnétique due aux différents mécanismes de polarisation (Guégen et Palciauskas, 1992).

A basse fréquence, toutes les charges suivent les variations du champ. Lorsque l'on augmente la fréquence, les charges les plus liées ne peuvent plus les suivre. Il apparaît donc un retard et des pertes d'énergie représentées par la partie imaginaire de la constante diélectrique.

3-1-2-1-2 Les propriétés et les pertes électriques

Les propriétés électriques du sol (considéré comme un milieu conducteur) se divisent en deux phénomènes : le transport et l'absorption des charges électriques.

Un milieu conducteur est caractérisé par la présence des charges libres (comme le cas des solutions salines et des oxydes de fer). En absence de champ électrique, ces charges se déplacent dans un mouvement aléatoire Brownien sous l'agitation thermique, le courant total est nul. Lorsqu'un champ électrique E est appliqué, les charges subissent une accélération dans la direction du champ. Ce transport des charges décrit le courant de conduction formulé par la loi d'Ohm :

$$J = \sigma E \quad (3-4)$$

Où :

E est le champ électrique appliqué (V/m)

σ est la conductivité électrique (S/m)

J est la densité de courant (A/m^2)

Pour un diélectrique parfait $\sigma = 0$ et $J = 0$, et pour un diélectrique imparfait $\sigma \neq 0$.

L'interaction de la composante électrique de l'onde électromagnétique pour un matériau diélectrique, conducteur, isotrope, homogène, et linéaire, est décrite en terme de séparation entre les charges d'une molécule (polarisation), par l'équation :

$$D = \epsilon E + P \quad (3-5)$$

Où :

ϵ est la permittivité (Farad/m)

D est la densité de flux électrique (Coulomb/m²)

P est la polarisation

On exprime la constante diélectrique sous la forme complexe ϵ_c :

$$\epsilon_c = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (3-6a)$$

$$\text{avec } \epsilon' = \epsilon \text{ et } \epsilon'' = \frac{\sigma}{\omega} \quad (3-6b)$$

Où σ est la conductivité du matériau et ω est la pulsation de l'onde.

Le terme $\frac{\sigma}{\omega}$ traduit les pertes ohmiques dont on tiendra compte dans la suite de ce manuscrit à chaque fois qu'on évaluera ϵ'' . On peut aussi définir la constante diélectrique relative (par rapport au vide ϵ_o)

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon_c}{\epsilon_o} = \frac{\epsilon'}{\epsilon_o} - j \frac{\epsilon''}{\epsilon_o} \quad (3-6c)$$

$$\text{avec } \epsilon_o = 8.85 \cdot 10^{-12} \text{ Farad/m}$$

Pour des raisons de commodité d'écriture et vu que la constante diélectrique est toujours mesurée sous forme relative ϵ_r , nous noterons dans la suite du manuscrit la constante diélectrique d'un composé rapportée à celle du vide par ϵ ($\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$).

Lorsqu'un champ électrique interagit avec une molécule du sol, il engendre une séparation des charges. Cette séparation de charges est appelée polarisation, c'est une forme d'absorption de l'énergie du champ électrique. L'absorption de l'énergie est proportionnelle à l'écart entre les charges opposées pour atteindre la distance de polarisation. Pour décrire la constante diélectrique, on fait donc appel à un nombre complexe dont la partie réelle exprime la capacité du matériau à stocker de l'énergie électrostatique, et la partie imaginaire exprime l'énergie absorbée pendant le mouvement des charges pour atteindre la polarisation. Lorsque le champ électrique extérieur devient nul, les charges s'attirent à nouveau en transformant l'énergie électrique stockée en mouvement, pour atteindre la position d'équilibre initiale. Dans le cas des champs électriques variables, comme pour le rayonnement électromagnétique radio, les molécules se mettent en vibration, absorbent et réémettent une partie de l'énergie incidente. En interagissant avec un champ électrique de haute fréquence, les charges ne parcourent plus la même séparation de polarisation et donc absorbent moins (ce qui explique la baisse de la valeur de la partie réelle et imaginaire de la constante diélectrique), tandis que pour les basses fréquences, les charges peuvent parcourir une plus grande distance et donc absorber plus d'énergie (ce qui traduit une augmentation de la partie réelle et imaginaire de la constante diélectrique).

Les pertes diélectriques sont généralement exprimées en fonction de la tangente de perte diélectrique définie comme le rapport entre la partie imaginaire et la partie réelle de la constante diélectrique:

$$\tan\delta_c = \frac{\epsilon''}{\epsilon'} \quad (3-7)$$

La tangente de perte exprime le déphasage entre le courant de déplacement D et le champ électrique E incident sur le dipôle.

3-1-2-1-3 La relaxation diélectrique

Le phénomène de relaxation dipolaire est lié à la dépendance fréquentielle de la polarisation. En effet lors de l'application d'un champ électrique, les dipôles électriques s'orientent dans la direction du champ, entraînant l'apparition d'une polarisation induite. Dès que l'on supprime le champ extérieur, le désordre dû à l'agitation thermique entraîne un retour à une polarisation nulle. Le temps caractéristique entre l'état de polarisation et le retour à polarisation nulle (due à l'agitation thermique) est défini comme le temps de relaxation τ_r (Berthier, 1993). Ce paramètre est très important vu qu'il est spécifique de chaque minéral. L'eau pure possède deux fréquences de relaxation la première autour de 10 kHz et la deuxième autour de 20 GHz (Olhoeft, 1981).

En mesurant le temps de relaxation d'un matériau à l'aide du diagramme d'Argand (cf. figure 3-5a) on peut modéliser la variation de la constante diélectrique en fonction de la fréquence. Plusieurs modèles décrivent le comportement diélectrique des matériaux homogènes nous ne citerons ici que l'exemple du modèle de Cole-Cole, utilisé fréquemment pour décrire le comportement fréquentiel des ferrites et des matériaux ferromagnétiques.

Dans ce modèle, les dipôles ont une orientation aléatoire et n'ont aucune interaction entre eux ; ils ont un même temps de relaxation τ_r (donc le matériau est forcément homogène). Dans ce cas, la polarisation $p(t)$ diminue de façon exponentielle en fonction du temps t :

$$p(t) = e^{-t/\tau_r} \quad (3-8)$$

Les parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique sont données par les expressions suivantes :

$$\varepsilon'(f) = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + 4\pi^2 f^2 \tau_r^2} \quad (3-9)$$

$$\varepsilon''(f) = (\varepsilon_s - \varepsilon_\infty) \frac{2\pi f \tau_r}{1 + 4\pi^2 f^2 \tau_r^2} \quad (3-10)$$

Où

ε_∞ : est la constante diélectrique relative du matériel à une fréquence très élevée (par rapport au temps d'orientation des molécules) ;

ε_s : est la constante diélectrique à fréquence nulle ;

τ_r : est le temps de relaxation ;

f : est la fréquence.

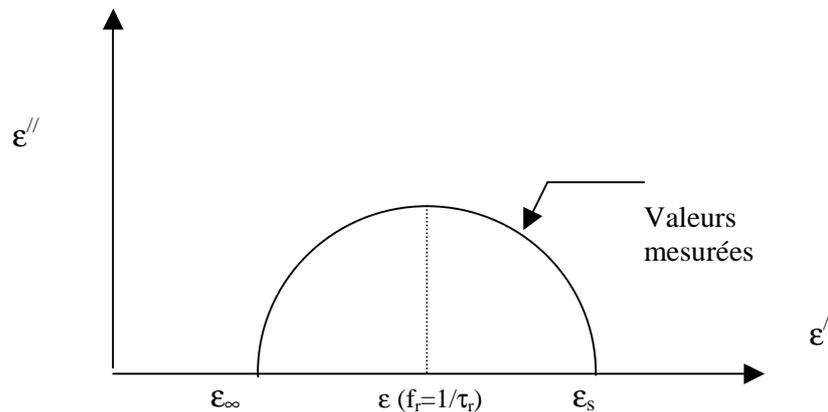


Figure 3-5a : Le diagramme d'Argand du modèle de Cole-Cole, permet de calculer le temps de relaxation en mesurant la partie réelle et imaginaire de la constante diélectrique.

La modélisation de la valeur de la constante diélectrique pour les matériaux géologiques ferromagnétiques reste peut crédible en raison de la déviation entre les approches des modèles qui considère la roche comme un matériau composite de plusieurs phases et la complexité de la roche en terme de composition chimique, diélectrique et de la porosité. Les figures 3-5b et 3-5c montrent un exemple de la limitation du modèle de Cole-Cole.

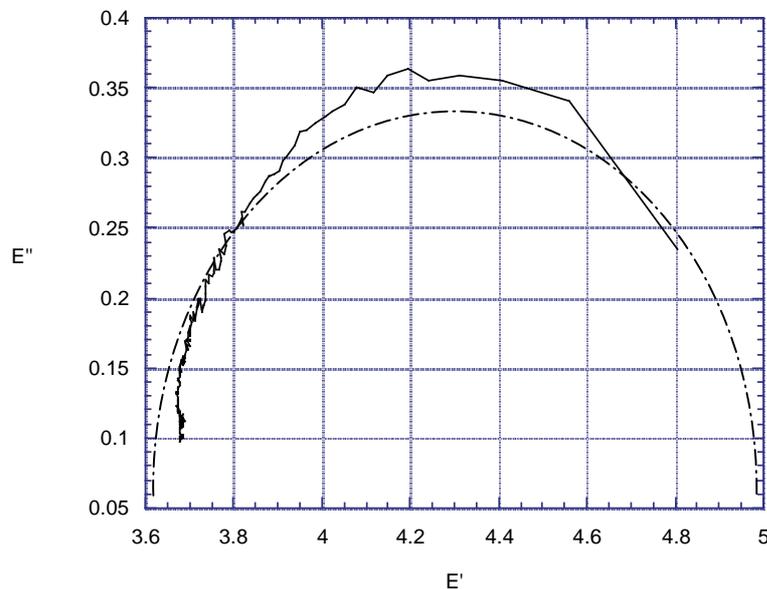


Figure 3-5b : Diagramme d'Argand pour une poudre d'hématite à 50 μm . La courbe se rapproche de la description du modèle de Cole-Cole en figure 3-5a. Ainsi on peut déterminer les paramètres des équations 3-9 et 3-10 : $\epsilon_\infty=3.6$, $\epsilon_s=5$, $\tau_r = 1/f(\epsilon=4.3) = 8.10^{-8}$ s.

On a reconstitué le diagramme d'Argand pour une poudre homogène (en terme de la composition minéralogique et de la taille des grains) d'hématite (cf. figure 3-5b). La courbe obtenue semble satisfaire le modèle de Cole-Cole, tandis que pour le même matériau mais cette fois-ci pour une

mesure effectuée sur un morceau de la roche mère, la courbe dévie totalement du modèle de Cole-Cole (cf. figure 3-5c).

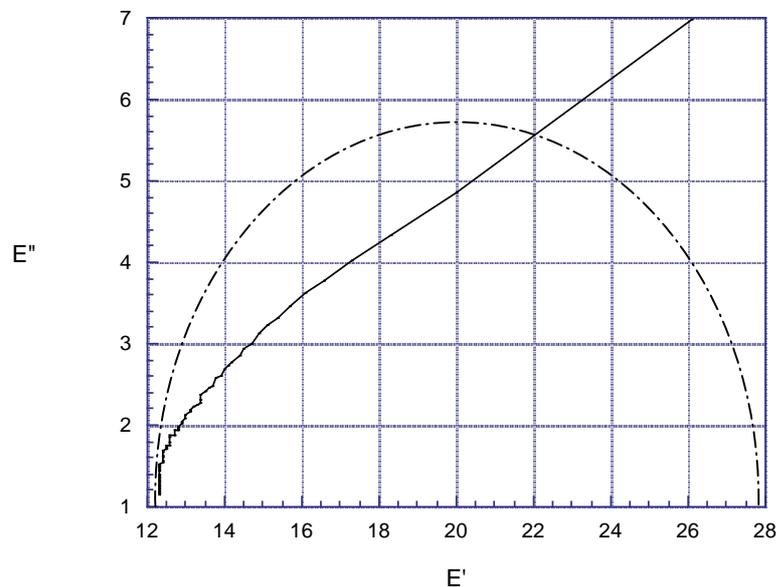


Figure 3-5c : Diagramme d'Argand pour un morceau d'hématite usiné de la roche. On note bien la différence avec le résultat obtenu en figure 3-5b due principalement à l'effet de compaction et de la différence de la distribution des tailles des pores entre les deux échantillons.

Une déviation similaire est observée pour les lois de mélanges qui simulent le comportement diélectrique des matériaux composites. Il est très important de noter que les conditions exigées pour l'utilisation appropriée des modèles diélectriques sont rarement observées dans une roche naturelle. Nous en déduisons que la mesure de la constante diélectrique des analogues au sous-sol martien reste une approche plus crédible que la modélisation des caractéristiques électromagnétiques du sous-sol, surtout pour la gamme de fréquence des sondeurs radars martiens et la complexité minéralogique et pétrologique du sous-sol martien.

3-1-2-2 Les milieux magnétiques

Nous rappelons ici les principes physiques du magnétisme des roches afin de pouvoir décrire et comprendre le comportement magnétique des roches volcaniques, susceptibles d'être présentes dans le contexte géologique martien (magnétite, maghémite, géothite, hématite).

3-1-2-2 -1 Polarisation magnétique

Un matériau magnétique est caractérisé par l'apparition d'une polarisation magnétique en présence d'un champ magnétique extérieur. Cette polarisation correspond à une densité des moments

magnétiques, un moment magnétique pouvant être représenté par un dipôle magnétique (deux masses magnétiques fictives m de signes opposés, séparées par une distance r et donnant un moment magnétique $m_d = m \cdot r$ en Wb.m).

On distingue principalement huit types de polarisation magnétique (Morrish, 1965), souvent un matériau peut appartenir à plusieurs catégories selon les conditions physiques auxquelles la roche est soumise (température, pression, compaction, humidité). Nous citerons ci dessous les cinq types de polarisation magnétique qui nous intéressent dans le cadre de cette étude (parmi les huit définis par Morrish).

Diamagnétisme

Le diamagnétisme est la forme la plus simple du magnétisme. L'interprétation de cette polarisation magnétique est la suivante : les électrons, en tournant autour du noyau en présence d'un champ magnétique, subissent une force (loi de Lorentz) qui les oblige à ralentir dans leur mouvement orbital, ce qui change le champ magnétique. Le diamagnétisme est donc une propriété de tous les matériaux puisqu'ils possèdent tous des électrons en rotation autour des noyaux constituant leurs atomes. Dans la plupart des matériaux géologiques, cet effet est masqué par la présence d'impuretés magnétiques. La susceptibilité résultante est très faible, de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-5} . Le champ résultant dans le matériau est inférieur au champ extérieur appliqué car le moment magnétique s'oppose au champ appliqué, la susceptibilité est donc négative. Le diamagnétisme ne dépend pas de la température.

Paramagnétisme

En plus des effets magnétiques causés par le mouvement orbital des électrons autour du noyau, se rajoute le magnétisme dû au spin des électrons. La direction de ce dernier est contrôlée par le champ magnétique extérieur appliqué au matériau. Le paramagnétisme est associé à la présence des ions de Fer, Nickel, Chrome et de Cobalt, à cause de la présence d'électrons de spin impair. L'ordre de grandeur de la susceptibilité correspondante est de 10^{-6} à 10^{-3} . On note que ce type de magnétisme dépend de la température de la roche.

Ferromagnétisme

Contrairement aux matériaux paramagnétiques, les atomes des roches ferromagnétiques (qui contiennent du fer) ont des moments magnétiques non indépendants, ils sont au contraire fortement couplés. De cette interaction résulte leur alignement dans des régions assez localisées appelées

domaine magnétique (ou domaine de Weiss), séparées par des couches de transition appelée parois de Bloch. Cet arrangement donne naissance à une polarisation spontanée (i.e. en absence de champ magnétique appliqué). Ce phénomène de couplage des moments magnétiques entre les atomes est fortement dépendant de la température de la roche. Les roches contenant du fer sont ferromagnétiques comme les basaltes lunaires et les météorites ferriques.

Ferrimagnétisme:

Dans les matériaux ferrimagnétiques appelés aussi ferrites, il existe une interaction entre les moments dipolaires des atomes. Comme pour les roches ferromagnétiques, il en résulte un alignement de ces moments, mais ils sont dans ce cas antiparallèles et d'amplitudes différentes. Ces matériaux possèdent une polarisation magnétique spontanée. Les minéraux magnétiques les plus communs sont ferrimagnétiques comme la magnétite et la maghémite.

Antiferrimagnétisme

Comme dans le cas des matériaux ferrimagnétiques, les matériaux antiferrimagnétique sont caractérisés par une interaction antiparallèle des moments dipolaires de leurs atomes, mais ceux-ci ont la même amplitude. Parmi les minéraux les plus connus de cette catégorie nous avons l'hématite et la géothite (Olhoft, 1981). A basse température, certains autres minéraux peuvent être antiferromagnétiques comme le pyroxène et la sidérite.

Les milieux ferromagnétiques et ferrimagnétiques correspondent généralement à ce que l'on appelle plus couramment les matériaux magnétiques, et ils présentent une importante susceptibilité magnétique de 10^3 à 10^{11} fois plus importante que celle résultant des autres phénomènes magnétiques. Il est très important de noter la dépendance des propriétés magnétiques avec la température. En effet, pour un milieu ferromagnétique il existe une température appelée température de Curie au-dessus de laquelle l'agitation thermique devient trop importante et vient empêcher le couplage des moments magnétiques. Le matériel devient alors paramagnétique. Le même phénomène se produit pour les matériaux ferrimagnétiques et antiferrimagnétiques à la température de Néel.

3-1-2-2 -2 Les propriétés et les pertes magnétiques

On exprime les propriétés magnétiques d'un matériau à l'aide de la perméabilité magnétique.

On a :

$$B = \mu H \quad (3-11)$$

Où :

H est le champ magnétique (A/m)

B est la densité du flux magnétique (Tesla)

μ est la perméabilité magnétique (Henry/m)

Similairement au cas électrique, on peut définir une perméabilité complexe $\mu_c = \mu' - j\mu''$ et la tangente de perte magnétique est alors définie par la formule (Martin, 1967) :

$$\tan\delta_m = \frac{\mu''}{\mu'} \quad (3-12)$$

qui traduit le déphasage entre B et H.

La perméabilité magnétique μ peut aussi être exprimée en fonction de la susceptibilité magnétique X_m qui permet de la relier à la polarisation magnétique P_m :

$$P_m = \mu_0 X_m H \quad (3-13)$$

avec $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ Henry/m, définie comme la perméabilité du vide et

$$\mu = \mu_0 (1 + X_m) \quad (3-14)$$

La susceptibilité magnétique X_m varie en fonction des différents mécanismes de polarisation magnétique. Enfin, on définit une perméabilité magnétique relative (par rapport au vide $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ Henry/m) :

$$\mu_r = \frac{\mu_c}{\mu_0} = \frac{\mu'}{\mu_0} - j \frac{\mu''}{\mu_0} \quad (3-15)$$

Que nous désignons par $\mu = \mu' - j\mu''$ tout au long du manuscrit.

3-1-3 La profondeur de pénétration des ondes radar

Nous allons dériver ici l'expression qui définit classiquement la profondeur de pénétration de l'onde radar dans une couche de matériau supposé homogène et isotrope, possédant des pertes diélectriques et magnétiques. Il est important de rappeler que nous ne considérons ici que l'aspect propagatif du problème, soit le cas d'une onde électromagnétique se propageant dans un sol homogène et isotrope défini par sa perméabilité μ , sa permittivité ϵ , et sa conductivité σ .

Nous commençons de l'équation de Maxwell (Maxwell†, 1864) :

$$\overrightarrow{\text{rot}}(\vec{E}) = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (3-16)$$

$$\overrightarrow{\text{rot}}(\vec{B}) = \mu \sigma \vec{E} + \mu \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (3-17)$$

Nous allons considérer les champs dont la variation temporelle est sous la forme $E(\vec{r}) = Ee^{j\omega t}$. D'où les nouvelles équations :

$$\overrightarrow{\text{rot}}(\vec{E}(\vec{r})) = -j\omega\mu \vec{H}(\vec{r}) \quad (3-18)$$

$$\overrightarrow{\text{rot}}(\vec{H}(\vec{r})) = (\sigma + j\omega\varepsilon)\vec{E}(\vec{r}) = j\omega\varepsilon_c \vec{E}(\vec{r}) \quad (3-19)$$

avec $\varepsilon_c = \varepsilon - j\frac{\sigma}{\omega}$

Nous écrivons alors l'équation que vérifie $\vec{E}(\vec{r})$:

$$\nabla^2 \vec{E}(\vec{r}) = -\omega^2 \mu \varepsilon_c \vec{E}(\vec{r}) \quad (3-20)$$

Nous considérons pour simplifier l'écriture, une onde plane se propageant dans la direction z , direction perpendiculaire à la surface, orientée vers le sous-sol (ce qui est le cas pour un sondeur vertical comme MARSIS ou un GPR comme celui de Netlander). L'équation devient :

$$\frac{d^2 \vec{E}(z)}{dz^2} = -\omega^2 \mu \varepsilon_c \vec{E}(z) \quad (3-21)$$

Nous avons alors :

$$\vec{E}(z) = E_o e^{-j\omega\sqrt{\mu\varepsilon_c}z} \quad (3-22a)$$

Nous avons :

$$j\omega\sqrt{\mu\varepsilon_c} = j\omega\sqrt{(\mu' - j\mu'')(\varepsilon' - j\varepsilon'')} \quad (3-22b)$$

En considérant que :

$$\omega = k_o c, \quad \frac{1}{c^2} = \varepsilon_o \mu_o \quad \text{et} \quad k_o = \frac{2\pi}{\lambda_o} \quad (3-23)$$

nous obtenons

$$j\omega\sqrt{\mu\varepsilon_c} = j\frac{2\pi}{\lambda_o} \sqrt{\mu'_r - j\mu''_r} \cdot \sqrt{\varepsilon'_r - j\varepsilon''_r} \quad (3-25)$$

Sachant que

$$\sqrt{\varepsilon'_r - j\varepsilon''_r} = \sqrt{\frac{1}{2}\sqrt{\varepsilon_r'^2 + \varepsilon_r''^2} + \frac{\varepsilon'_r}{2}} - j\sqrt{\frac{1}{2}\sqrt{\varepsilon_r'^2 + \varepsilon_r''^2} - \frac{\varepsilon'_r}{2}} \quad (3-26)$$

$$\sqrt{\mu_r - j\mu_r} = \sqrt{\frac{1}{2}\sqrt{\mu_r'^2 + \mu_r''^2} + \frac{\mu'_r}{2}} - j\sqrt{\frac{1}{2}\sqrt{\mu_r'^2 + \mu_r''^2} - \frac{\mu'_r}{2}} \quad (3-27)$$

nous pouvons finalement écrire

$$E(z) = E_o e^{-\alpha z - j\beta z} \quad (3-28)$$

avec

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda_o} \sqrt{\frac{\mu'_r \varepsilon'_r + \mu''_r \varepsilon''_r}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\mu'_r \varepsilon''_r + \mu''_r \varepsilon'_r}{\mu'_r \varepsilon'_r + \mu''_r \varepsilon''_r} \right)^2} - 1 \right]} \quad (3-29)$$

qui est appelé la constante d'atténuation et

$$\beta = \frac{2\pi}{\lambda_o} \sqrt{\frac{\mu'_r \varepsilon'_r + \mu''_r \varepsilon''_r}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\mu'_r \varepsilon''_r + \mu''_r \varepsilon'_r}{\mu'_r \varepsilon'_r + \mu''_r \varepsilon''_r} \right)^2} + 1 \right]} \quad (3-30)$$

qui est appelé la constante de phase.

On définit la puissance transmise à une profondeur z par :

$$P(z) = P(0^+) \cdot \exp\left(-\int_0^z \kappa_e(z) \cdot dz\right) \quad (3-31)$$

Où $P(0^+)$ est la puissance transmise juste au-dessous de la surface et κ_e le coefficient d'extinction du sol. On définit alors la profondeur de pénétration δ_p comme la profondeur à laquelle la puissance transmise a diminué d'un facteur J , défini par : $P(\delta_p)/P(0^+) = 1/J$, ce qui équivaut à :

$$\int_0^{\delta_p} \kappa_e(z) \cdot dz = \ln(J) \quad (3-32)$$

Le coefficient d'extinction du milieu peut se décomposer en deux coefficients, le coefficient d'absorption κ_a et le coefficient de diffusion κ_s , tels que $\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s$. Pour les radars sondeurs basse

fréquence on peut négliger les effets de diffusion et donc $\kappa_s = 0$. Nous avons donc, $\kappa_e = \kappa_a$ et κ_a est par définition égale à 2α . La profondeur de pénétration δ_p est finalement définie par l'intégrale :

$$\int_0^{\delta_p} \frac{4\pi}{\lambda_o} \sqrt{\frac{\mu_r' \varepsilon_r' + \mu_r'' \varepsilon_r''}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\mu_r' \varepsilon_r'' + \mu_r'' \varepsilon_r'}{\mu_r' \varepsilon_r' + \mu_r'' \varepsilon_r''} \right)^2} - 1 \right] \cdot dz = \ln(J) \quad (3-33)$$

Avec, μ_r'' , ε_r' et ε_r'' constants pour un matériel homogène et isotrope, on peut alors écrire :

$$\delta_p = \frac{\frac{\ln(J)\lambda_o}{4\pi}}{\sqrt{\frac{\mu_r' \varepsilon_r' + \mu_r'' \varepsilon_r''}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\mu_r' \varepsilon_r'' + \mu_r'' \varepsilon_r'}{\mu_r' \varepsilon_r' + \mu_r'' \varepsilon_r''} \right)^2} - 1 \right]} \quad \text{en mètres (3-34)}$$

Pour les matériaux géologiques de faible perte magnétique (silice, gypse, calcaire, etc.), i.e. $\mu_r' \cong 1$ et $\mu_r'' \cong 0$, les équations 3-29 et 3-34 peuvent s'écrire sous les formes :

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda_o} \sqrt{\frac{\varepsilon_r''}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon_r''}{\varepsilon_r'} \right)^2} - 1 \right] \quad (3-35)$$

et

$$\delta_p = \frac{\frac{\ln(J)\lambda_o}{4\pi}}{\sqrt{\frac{\varepsilon_r''}{2}} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon_r''}{\varepsilon_r'} \right)^2} - 1 \right]} \quad (3-36)$$

Revenons à la définition du paramètre J, il indique le rapport entre la puissance initial du signal et la puissance du signal à une profondeur δ_p . Pour un aller-retour de l'onde dans une couche géologique, on peut relier la dynamique effective (pertes engendrés par la propagation de l'onde dans le milieu géologique) du l en dB du sondeur au paramètre J par :

$$J = 10^{-l/20} \quad (3-37)$$

Par exemple le système de MARSIS est capable de détecter des signaux en moyenne à -40 dB d'atténuation, et pour le radar géologique de la mission Netlander on peut détecter en moyenne à -60 dB d'atténuation. J est donc respectivement de l'ordre de 100 pour MARSIS et 1000 pour Netlander.

3-1-4 Discussion de la valeur de la profondeur de pénétration Radar

L'équation 3-34 donne une première estimation de la profondeur de pénétration d'une onde radar se propageant dans une couche géologique homogène et isotrope. Cette estimation ne tient pas compte de la diffusion volumique, ni de la stratigraphie du terrain (système multicouche), ni des paramètres instrumentaux du sondeur. Dans le chapitre 4 nous développerons un algorithme plus complexe qui permet d'évaluer des valeurs de profondeurs de pénétrations plus réalistes tenant compte de tous les paramètres mentionnés. Le but ici est de montrer l'impact des paramètres géo-électriques sur la pénétration des ondes radar à partir d'une formule simple avant d'attaquer les cas plus complexes.

En regardant de plus près cette équation pour une fréquence donnée, la profondeur de pénétration est une fonction de la longueur d'onde du signal, des propriétés électriques et magnétiques du sol ausculté, et du rapport signal sur bruit au niveau de l'antenne. Il est donc évident que l'évaluation de la profondeur de pénétration des ondes radar dans une couche géologique est fortement liée aux caractéristiques électromagnétiques des matériaux géologiques composant le milieu (Olhoeft, 1998a, 1998b).

Pour que le résultat de l'équation (3-34) soit précis, une étude préliminaire des conditions géophysiques du sous-sol est nécessaire. Les effets de la porosité, de la température, de la pression lithosphérique et de la variation de taille des grains des sédiments affectent la valeur de la constante diélectrique, comme le montrent les résultats de notre étude paramétrique (Figures 3-6,7,8) effectuée sur un échantillon de basalte de Djibouti de la région de Hanlé. Par exemple, la variation de la constante diélectrique en fonction des changements diurne et nocturne de la température de surface peut engendrer un effet des variations de la profondeur de pénétration sur Mars, vu l'écart important entre la température du jour et de celle de la nuit (Olhoeft, 1998b). Cet effet a déjà été observé au cours des sondages radar basse fréquence du sous-sol de la Lune à 32.1 MHz (Olhoeft et al., 1972 ; Olhoeft et al., 1974) au cours de la mission Apollo 17. La Figure 3-7 montre les variations de la constante diélectrique pour un basalte dans la fourchette de température entre -30 et 22°C dans la bande de fréquence de 1 à 500 MHz. On note bien l'écart considérable surtout à basse fréquence (2-20 MHz). Un sondeur radar à 2 MHz sera plus sensible à cet effet qu'un sondeur à 200 MHz.

La constante diélectrique est aussi fortement affectée par la porosité du terrain (i.e. la compaction de l'échantillon). La figure 3-7 montre qu'une augmentation de la pression en t/cm^2 (tonne/ cm^2) exercé

sur une pastille de basalte engendre une forte variation de constante diélectrique. Ceci est dû au fait que l'air qui remplit les pores (et donc augmente la résistivité du mélange) laisse la place, sous l'effet de la compaction, au matériel conducteur augmentant ainsi la conductivité de l'échantillon.

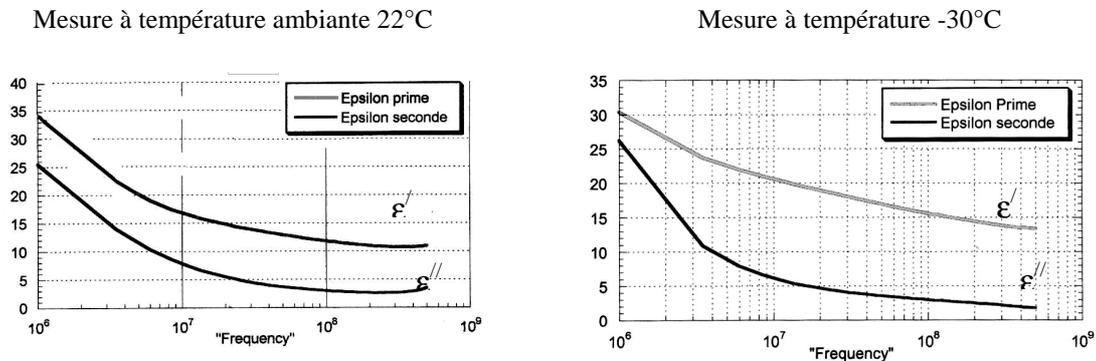


Figure. 3-6 : Variation de la constante diélectrique d'un échantillon de basalte de Djibouti (cellule coaxiale ouverte) en fonction de la température ; à gauche la courbe pour une mesure à température ambiante, à droite une mesure pour le même échantillon à une température de -30°C .

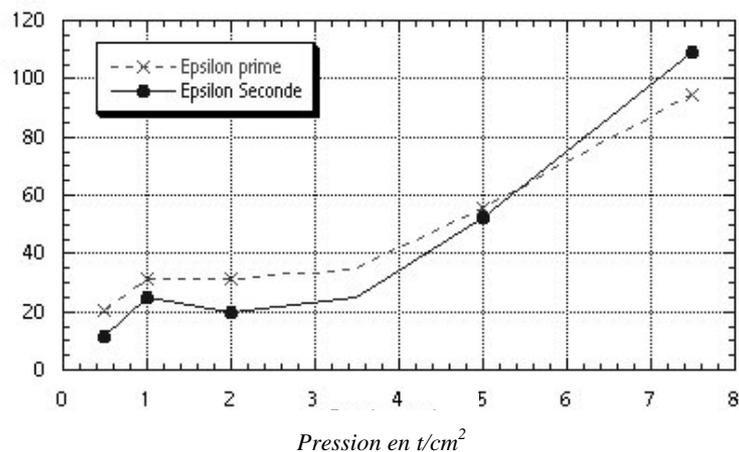


Figure 3-7 : Evolution de la partie réelle et imaginaire de la constante diélectrique d'un échantillon de basalte de Djibouti à 2 MHz (pastille de 13mm de diamètre) en fonction de la compaction de l'échantillon, à température ambiante.

Nous nous sommes aussi intéressés aux variations de la permittivité en fonction de la granulométrie. La figure 3-8 montre la variation de la permittivité d'une poudre de basalte composée de grains entre 10 et 50 μm d'une part et de grains entre 50 et 100 μm d'autre part. Cet effet ne semble pas jouer un rôle important pour la permittivité des échantillons, mais il est certainement un paramètre important pour la perméabilité magnétique. Les effets de pertes magnétiques à leur tour peuvent être relativement importants en présence de relaxation ferromagnétique et superparamagnétique dans la bande de fréquence des sondeurs radars (Olhoeft, 1972 ; Olhoeft et Strangway, 1974). Les expériences

magnétiques à bord des deux sondes Viking et Pathfinder ont mis en évidence la présence de propriétés ferromagnétiques de la surface de Mars (Morris et al., 2001). Sur Terre des expériences de géoradars aéroportés (comme le système suédois CARABAS) ont montré une forte limitation de la profondeur de pénétration sur des terrains contenant une concentration importante de magnétite (le site de Yuma dans le désert d'Arizona), les pertes magnétiques étaient plus importantes que les pertes diélectriques dans la bande de fréquence du géoradar autour de 20 MHz (Olhoeft et Capron, 1993). Il est très difficile à ce jour, d'évaluer ou de quantifier les effets de pertes magnétiques de la surface et du sous-sol de Mars vu qu'on connaît très peu d'informations sur les dynamiques de magnétisme de la surface et encore moins pour le sous-sol (Olhoeft, 1998b).

La valeur de la pénétration radar dépend également d'autres facteurs comme de la présence d'humidité et la salinité du sol, qui le rendent plus conducteur sous l'effet des réactions électrochimiques (Olhoeft, 1998a). Dans ce cas, on n'a pas une propagation de l'onde dans les matériaux du sol, mais plutôt une diffusion et une dispersion de l'énergie totale du rayonnement. La contribution de l'humidité et de la salinité au calcul de la profondeur de pénétration est introduite dans la valeur de la partie réelle et surtout imaginaire de la constante diélectrique dans l'équation (3-34).

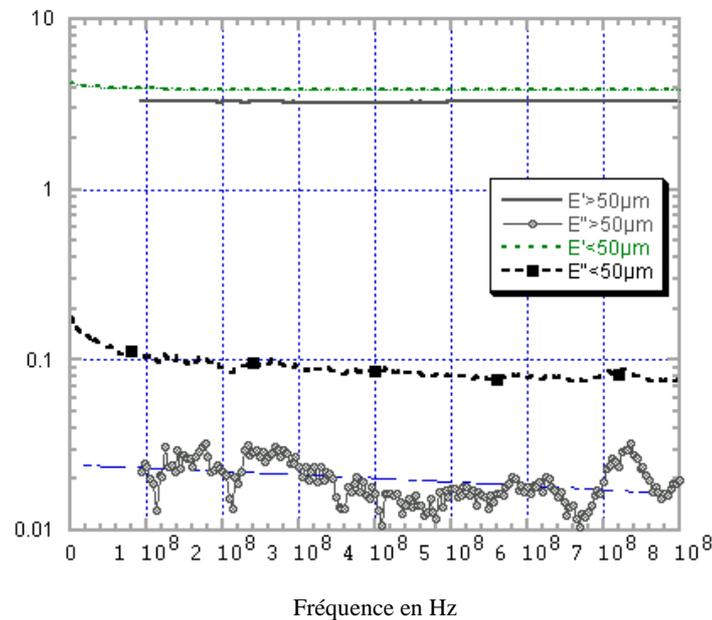


Figure 3-8 : Variation de la constante diélectrique en fonction de la taille des grains pour une poudre non-compactée de basalte sec, mesurée à température ambiante. Ces trois dernières figures schématisent les variations des valeurs possibles de la constante diélectrique qu'un matériel peut avoir. Il n'y a pas donc de valeur unique de constante diélectrique d'un matériel, une valeur doit faire référence aux conditions de mesures dans lesquelles elle a été effectuée.

3-2 Caractérisation électromagnétique des analogues géologiques du sous-sol martien

Cette partie expose le travail de mesure effectué sur des échantillons représentatifs du sous-sol martien. La technique de mesure, les résultats, et les impacts sur les futurs radars martiens sont détaillés dans l'article publié dans le numéro 154(vol.2) *Icarus* en 2001. Nous rappelons quelques détails concernant les méthodes de mesure, la validité de l'analogie expérimentale, et le dispositif expérimental avant de présenter l'article.

3-2-1 Méthodes de mesures

De nombreuses méthodes de mesure permettent la caractérisation électromagnétique des matériaux géologiques. On peut répartir ces méthodes selon deux grandes catégories : les méthodes résonantes et les méthodes de réflexion-transmission. Le choix d'une technique est basé sur plusieurs paramètres dont la manipulation de l'échantillon, de la fréquence de mesure, et de la conductivité du matériau à caractériser.

Les méthodes résonantes sont basées sur la mesure de la variation de la fréquence de résonance dans une cavité résonante dans laquelle on introduit l'échantillon. La méthode peut être appliquée en utilisant une cavité résonante, un résonateur diélectrique, un résonateur ouvert et un guide résonant. Les méthodes de réflexion et de transmission sont basées sur la mesure du coefficient de réflexion et de transmission d'une onde électromagnétique incidente sur l'échantillon à caractériser. Dans cette catégorie, on peut distinguer les mesures en espace libre, en guide d'onde, et en ligne coaxiale. Dans la plupart des cas, la permittivité et la perméabilité de l'échantillon peuvent être déterminés à partir des paramètres S à l'aide de l'algorithme développé par Nicholson et Ross (1968). Il existe plusieurs configurations de mesure en réflexion transmission : Mesures en ligne coaxiale, mesure en guide, en ligne planaire ou en espace libre (système focalisé ou non focalisé). Les travaux de mesure réalisés pendant ce travail de thèse, on fait appel aux mesures à l'aide de cellules capacitatives. Ce dispositif permettait de mesurer uniquement les coefficients de réflexion ou l'impédance et d'en déduire ensuite la permittivité ou la perméabilité des échantillons.

3-2-2 Hypothèse et validité de l'analogie expérimentale

L'étude des propriétés électromagnétiques du sous-sol martien a été abordée expérimentalement par deux approches. La première consiste à étudier les caractéristiques diélectriques d'un site terrestre présentant une minéralogie et une pétrologie proche de celle des premières couches volcaniques de Mars décrites dans le chapitre 2. La deuxième approche consiste à synthétiser des échantillons en

laboratoire, à partir des hypothèses sur les propriétés minéralogiques et pétrologiques du sous-sol de Mars (cf. modèle géologique, chapitre 1).

Avant de présenter les résultats synthétiques, nous rappelons qu'il n'y pas de description unique des propriétés géo-électriques des matériaux martiens. L'écart entre les résultats des mesures effectuées sur les échantillons de Djibouti et les échantillons synthétiques illustre cette réalité. Il faut rester conscient de la différence entre la complexité du cas réel observé sur le terrain et les analogues simples utilisés en laboratoire. Il est donc utile de garder à l'esprit que les résultats des mesures effectuées sur les échantillons donnent des valeurs raisonnables des caractéristiques électromagnétiques du sous-sol martien mais pas définitives. Le cas de Djibouti est considéré ici comme un cas extrême très défavorable à la pénétration des ondes radar. Donc nos mesures donnent une fourchette de valeurs, la réalité de terrain sur Mars peut se situer entre ses valeurs. Ces résultats sont susceptibles d'évoluer en fonction de nos connaissances de la géologie du sous-sol martien.

3-2-3 Dispositif expérimental

Nous détaillons ici les étapes du processus expérimental utilisé pour caractériser les analogues synthétiques du sous-sol martien. La figure 3-9 résume la démarche suivie pour chaque échantillon.

3-2-3-1 Types d'échantillons

Nous avons identifié trois types d'échantillons à caractériser :

- Terrestres: les échantillons de Djibouti représentent de bons analogues géochimiques du sol martien (surface et proche-subsurface) pour des résultats de premier ordre et afin de déterminer les paramètres les plus sensibles.
- Synthétiques: à partir de mélanges des principaux minéraux constituant le sol martien (silice, hématite, maghémite, calcite, gypse, etc.), des échantillons synthétiques ont été réalisés en laboratoire avec des compositions variables. Nous avons aussi considéré des mélanges de glace avec du basalte, ces échantillons nécessitant une manipulation spécifique afin d'éviter l'apparition d'humidité à l'intérieur de l'échantillon pendant la mesure.
- Extraterrestres: nous avons effectué des mesures sur un échantillon de la météorite Nakhla, reconnue comme une météorite SNC (Treiman et al.,2000).

3-2-3-2 Préparation des échantillons

Une partie des échantillons bruts (sous forme de roche) sont réduits en poudre par un processus manuel permettant d'atteindre des tailles de grains de 300 à 500 μm , puis à l'aide d'un broyeur électrique pour descendre jusqu'à 10 à 50 μm . Nous utilisons ensuite la poudre à 50 μm pour l'introduire dans une moule à pastille puis la mettre sous pression à l'aide d'une presse hydraulique afin de pouvoir fabriquer des pastilles.

Les pastilles ont un diamètre de 7 à 13 mm et de 1 à 2 mm d'épaisseur. Une fois la préparation des échantillons (poudre et pastilles) terminée, ils sont séchés en étuve pendant 48 heures à 80°C avant chaque série de mesure afin d'éviter la présence d'humidité qui pourrait fausser les mesures.

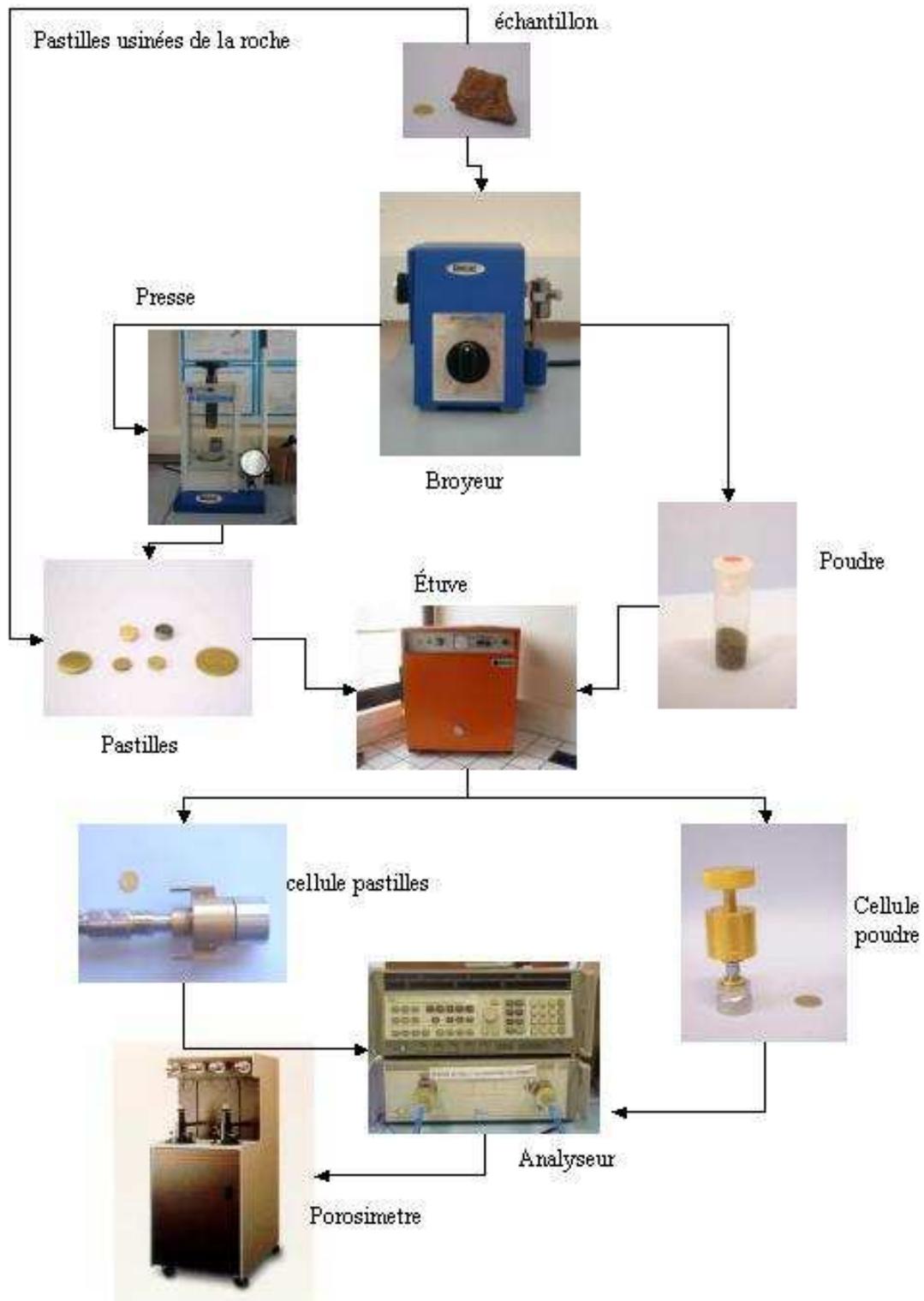


Figure 3-9 : Schéma du processus de mesure utilisé dans la caractérisation des échantillons.

3-2-3-3 Appareils de mesure

Les mesures de permittivité complexe sont effectuées avec deux analyseurs d'impédance du laboratoire PIOM (HP 4192A et HP 4291A), dans la gamme de 1 à 500 MHz, couvrant les fréquences des trois futures missions martiennes Netlander et Mars Express à 2 MHz, SHARAD à 20 MHz et un possible radar imageur à ouverture de synthèse à 430 MHz (Paillou et al, 2001b).

L'utilisation des deux analyseurs a pour but d'éviter les mesures dans les limites de bande de chaque analyseur. Ceci minimise considérablement les erreurs de mesure (moins de 5 %) pour chaque évaluation de constante diélectrique. Les deux analyseurs sont connectés à un ordinateur qui collecte les données et sert d'interface pour l'utilisateur.

Chaque échantillon (poudre ou pastille) est introduit dans une cellule de mesure capacitive connectée à un analyseur. Nous avons utilisé trois types de cellules : deux cellules capacitives (une utilisant des pastilles, et une cellule ouverte pour les poudres) et une cellule magnétique. Un thermomètre numérique a été utilisé afin de déterminer la température pendant la mesure.

3-2-3-4 Mesures de porosité

Afin de pouvoir comprendre la variation de la constante diélectrique en fonction de la compaction, nous avons mesuré la porosité d'une série d'échantillons à différents degrés de compactage. Les mesures ont été réalisées avec un porosimètre à mercure de Micrometrics (AutoPore III) du laboratoire EGID. Le principe de mesure est basé sur les lois de capillarité et la pénétration des liquides dans les petits pores pour un liquide non mouillant (le mercure).

L'échantillon est introduit dans un pénétromètre puis le tout est mis dans une cellule de mesure qui va subir deux cycles de pression par remplissage avec du mercure. Le premier cycle à basse pression remplira les pores de grands rayons, puis le cycle à haute pression remplira les pores de faible rayons. On peut ensuite en déduire la distribution des tailles des pores par l'équation de Washburn :

$$D_p = - \left(\frac{1}{P_p} \right) \times 4\gamma \cos \varphi \quad (3-38)$$

Où

D_p est le diamètre du pore ;

P_p est la pression appliquée ;

γ est la tension de surface de mercure (485 dynes/cm) ;

φ est l'angle de contact fixe à 130°.

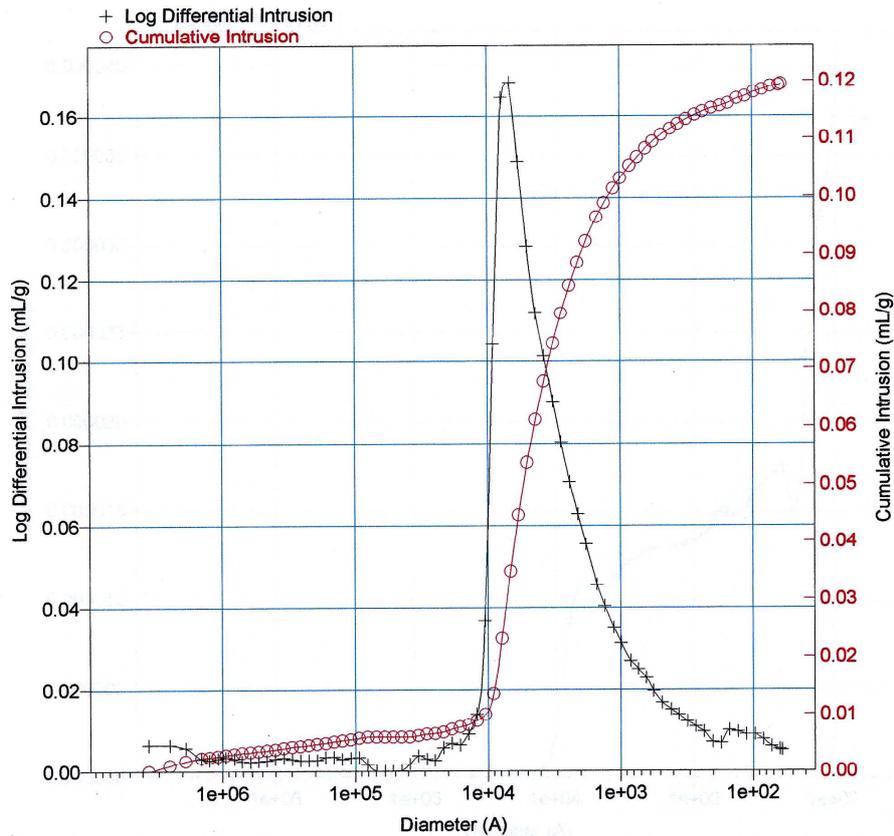


Figure 3-10: Distribution de la taille des pores à l'intérieur d'un échantillon de poudre de basalte compacté.

Le volume de mercure qui remplit les pores est proportionnel à la pression appliquée dans le pénétromètre, ainsi la relation entre la pression exercée et le volume de mercure introduit dans l'échantillon, nous informe sur la structure de l'échantillon comme on le voit sur la figure 3-10.

Le poids de l'échantillon est mesuré avant et après le processus d'introduction du mercure par pression. La différence en masse et la connaissance de la densité du mercure nous permet de déduire la porosité et la densité de chaque échantillon.

3-2-4 Processus de mesure

Le processus de mesure comporte deux étapes. La première consiste à calibrer l'analyseur, autrement dit à établir un plan de référence en amplitude et en phase à la sortie de l'analyseur. Puis on continue l'étalonnage en utilisant un échantillon de silice pure dont la valeur de constante diélectrique est bien connue (échantillon de référence).

La seconde étape concerne le processus de mesure de la permittivité diélectrique et de la perméabilité magnétique.

Permittivité diélectrique

Nous utilisons les deux cellules capacitives, la première dite «pastille», la seconde dite «coaxiale ouverte». L'échantillon en pastille est confiné entre une lame centrale de ligne coaxiale (GR 14) et un court-circuit qui referme la ligne. Après le calibrage de l'analyseur et un étalonnage de la cellule dans le plan de l'échantillon, la mesure nous donne directement la conductance et la capacité de la pastille et nous permet de déduire respectivement ϵ'' et ϵ' . A partir de l'échantillon en poudre, nous remplissons une ligne coaxiale ouverte. Après calibrage et étalonnage, nous mesurons la capacité linéique et les pertes dues au caractère diélectrique de notre échantillon. Nous en déduisons ainsi ϵ'' et ϵ' .

Perméabilité magnétique :

Nous utilisons la cellule HP 16454A. La mesure concerne la variation d'inductance et de résistance avec et sans échantillon. Ce dernier doit se présenter sous forme torique (poudre ou solide), la perméabilité se déduit après calibrage de l'analyseur et étalonnage de la cellule à vide.

3-2-5 Résultats

Nous présentons dans l'article qui suit des mesures des propriétés électriques et magnétiques de matériaux volcaniques et sédimentaires susceptibles d'être présents dans le sous-sol de Mars. Nous avons donc effectué des mesures de permittivité électrique et de perméabilité magnétique d'échantillons représentatifs (en termes de composition minéralogique et des conditions de température et porosité) des couches géologiques constituant le modèle général du sous-sol martien (présenté page 56 en chapitre 1), choisis en fonction des connaissances actuelles de la pétrologie et de la minéralogie de la surface et le sous-sol de Mars. Nous discuterons aussi les variations des caractéristiques électriques et magnétiques des matériaux en fonction de paramètres comme la porosité et le profil thermique du sous-sol.

Icarus 154, 244–257 (2001)

doi:10.1006/icar.2001.6717, available online at <http://www.idealibrary.com> on 

On Water Detection in the Martian Subsurface Using Sounding Radar

E. Heggy

Observatoire Astronomique de Bordeaux, CNRS UMR 5804, BP 89, 33270 Floirac, France; and Astronomy Department, Cairo University, 12311, Giza, Egypt
E-mail: heggy@observ.u-bordeaux.fr

P. Paillou

Observatoire Astronomique de Bordeaux, CNRS UMR 5804, BP 89, 33270 Floirac, France

G. Ruffie

PIOM, CNRS UMR 5501, ENSCPB, Talence, France

J. M. Malezieux

Institut EGID, Université de Bordeaux III, France

F. Costard

CNRS UMR 8616 Orsay Terre, Université Paris-Sud, Orsay, France

and

G. Grandjean

BRGM, 45060 Orléans, France

Received March 7, 2001; revised July 2, 2001

Several radar experiments are planned to map the martian subsurface down to several kilometers, searching for subsurface liquid water reservoirs, using different concepts and techniques, all based on the penetration property of radio frequency waves in arid soils. The penetration depth of low-frequency radar is mainly related to the electromagnetic properties of the investigated medium. Thus a good knowledge of the martian subsurface dielectric profile along the first few kilometers is necessary for future water identification and data interpretation. In this work we have investigated the electrical and magnetic properties of the martian surface and subsurface, using terrestrial laboratory analogues in the frequency range 1–500 MHz, covering the frequency domain of the Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) experiment on board the Mars Express mission (ESA–2003), the NetLander ground-penetrating radar (GPR) (CNES–2007), and future sounding radar that may be updated to the Mars exploration program in the “follow the water” strategy. In our approach, we constructed experimentally the most common dielectric profile representative of the martian subsurface by measuring the electric permittivity and magnetic permeability of well defined mixtures of basaltic, volcanic, and sedimentary materials that have been reported for Mars. We also considered iron oxides (hematite and maghemite) and evaporites that may be present, such as gypsum, and their mixtures with representative amounts of the martian geo-

logical context under the most common petrophysical and geophysical conditions, along the subsurface profile. This led to synthetic representative samples of the martian subsurface materials under adequate conditions of porosity and temperature that should exist in the first 2.5 km of the upper crust. Dielectric measurements show that the first layers of the martian subsurface (a few hundred meters), which are mainly composed of volcanic iron-rich materials, could dramatically decrease the radar penetration depth initially foreseen, thus limiting deep subsurface exploration. We also investigated the constraints on subsurface water detectability in a radar lossy medium and its dielectric identification among surrounding geological materials. © 2001 Elsevier Science (USA)

Key Words: Mars; radar; subsurface; mineralogy.

INTRODUCTION

The surface morphology of Mars attests to the past presence of a fluid in the liquid phase, most probably water (Malin and Edgett 2000a). Due to the low atmospheric pressure of about 6 hPa and the mean surface temperature of 210 K, liquid water could hardly exist now at the surface of Mars. Recent high-resolution images from the Mars Orbital Camera (MOC) on board the Mars Global Surveyor (MGS) orbiter reveals the

244

0019-1035/01 \$35.00
© 2001 Elsevier Science (USA)
All rights reserved.



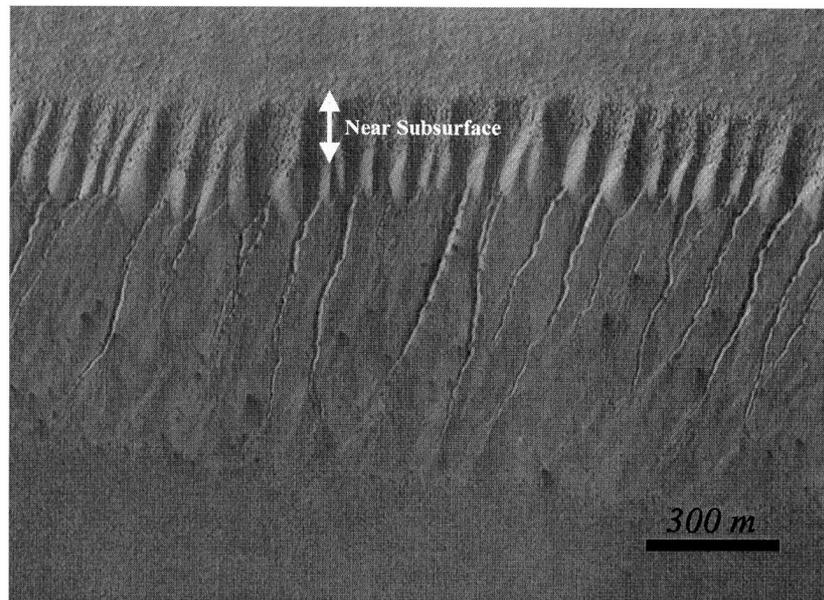


FIG. 1. Observed gullies with very sharp and deep v-shaped channels are strong evidence for recent liquid water runoff on Mars outgoing from an ice-rich layer in the near subsurface on polar pit walls (Malin *et al.* 2000). We can note in the upper part of the image, the presence of a dark layer, which probably corresponds, to the volcanic layers constituting the near-subsurface rich iron oxide materials described in Table IV and shown in Fig. 3.

possibility of the presence of water in the near subsurface at a depth of a few hundred meters, outgoing from an underground layer of ground ice (Malin and Edgett 2000b) covered by volcanic altered materials as shown in Fig. 1. Other evidence is the shape and diameter of the rampart craters, as shown in Fig. 2, which provides us with information about the presence of ice-rich crust and its stability (Costard 1989, Kuzmin *et al.* 1988). Theoretical geophysical models (Clifford 1993) predict that liquid water reservoirs on Mars should be around the 2.5-km depth, where the temperature gradient may reach the ice fusion point, the fractured ground ice being able to hold liquid water reservoirs.

It is then obvious that, in order to detect this rock-ice/water interface in the martian subsurface, we need a deep sounding technique. The use of sounding radars seems to be an appropriate tool in terms of mass and energy constraints for planetary space missions (Berthelier *et al.* 2000). Two space missions will use the low-frequency sounding radar technique: the MARSIS experiment on board the Mars Express Orbiter (ESA-2003), for which the radar will use a high-gain antenna to perform vertical sounding from orbit (Picardi *et al.* 1999), and the ground-penetrating radar (GPR) experiment of the NetLander mission (CNES-2007), comprised of four monostatic landers, each one holding identical instruments, including the GPR that will deploy three 35-m monopole antennas and three magnetic antennas (Berthelier *et al.* 2000). Both systems will operate at frequen-

cies around 2 MHz, searching mainly for deep subsurface water and mapping the geological layered structures and their seasonal variations. Primary calculations of the radar penetration depth considered lunar samples' and earth polar regions' electrical properties as martian surface analogues, suggesting the possibility of a penetration depth of 2.5 km for Mars Express, and from 2.5 to 5 km for NetLander. Another future mission is being planned by the Jet Propulsion Laboratory (JPL), with the main task of acquiring cartography of the whole martian near subsurface (from 1 to 10 m in depth) using a low-frequency P-band synthetic aperture radar around 330 MHz (Thompson *et al.* 2000).

In order to evaluate experimentally the performances of such radar systems for martian applications (and also for arid terrestrial regions), we performed a field survey using a 100-MHz GPR in the Republic of Djibouti, East Africa (Paillou *et al.* 2001). It is a volcanic and arid region showing a mineralogical and geological context very similar to the one reported by the Mars Pathfinder experiment. Our results show an unexpected low radar penetration of less than two meters, due to a high concentration (about 12%) of iron oxide materials and evaporites deposits in the dry sedimentary layer that covers the volcanic bedrock. This result led us to the conclusion that the presence of ferromagnetic materials and perhaps evaporites in the martian sediments, even in low percentages, could dramatically affect the radar penetration depth and thus limit the deep subsurface

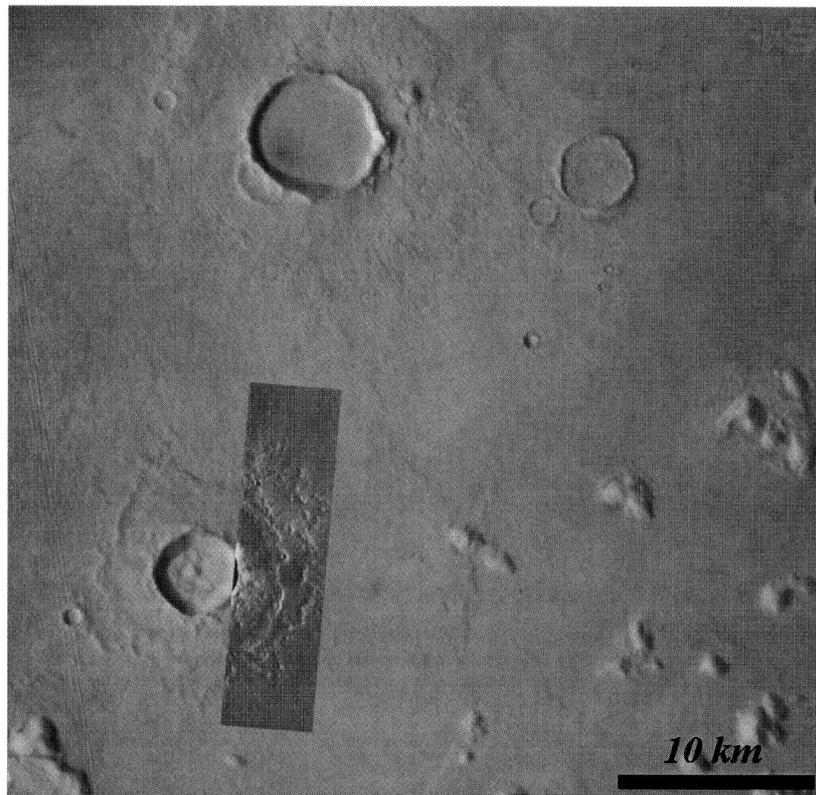


FIG. 2. Double-layer rampart crater is shown within the contrasting band at the image bottom (Malin *et al.* 1998). The fluidized form of the ground ejected materials (ejecta) confirms the presence of a layer of ground ice in the deep subsurface that may contain liquid water at a depth where the geothermal conditions reach the second point of water shown in Fig. 3.

exploration anticipated with 1–500-MHz radars. To study the problem of radar penetration in the martian subsurface and take into account the presence of ferromagnetic layers in the first few hundred meters, we conducted a series of measurements of the electromagnetic properties of volcanic and sedimentary materials, in order to construct an average martian dielectric subsurface profile for the 1–500-MHz frequency range. We used expected subsurface physical conditions such as temperature gradient, porosity, and granulation that may exist along the first few kilometers of the martian crust. We divided the martian subsurface into two main sections: *the near subsurface* and *the deep subsurface*, each comprised of several layers having different geological and mineralogical contexts, leading to different electrical and magnetic properties. We prepared our laboratory samples to simulate martian surface and subsurface materials for each geological layer constituting the two parts, according to actual knowledge of martian surface mineralogy, which is used here as a boundary condition for the subsurface geological and geophysical context.

THE MARTIAN MINERALOGY

The electrical properties of the martian surface and subsurface layers are strongly related to their mineralogical composition. This information is needed to simulate laboratory representative samples and to experimentally evaluate their electric and magnetic behavior. Mars Pathfinder Advanced Proton X-Ray Spectrometer (APXS) and Viking X-ray fluorescence (XRF) in-situ soil chemical analysis showed that iron-bearing minerals constitute a large part of the mineral phase of the martian surface geology. The rock component of the soil analyses for the three landing sites is of basaltic type (Reider *et al.* 1997). Chemically, the martian soil is probably constituted of weathered basaltic material (Newsom and Hagerty 1999). This result was confirmed by recent data from the Thermal Emission Spectrometer (TES) on board the Mars Global Surveyor (MGS) orbiter and by multispectral images of Mars obtained during the Earth–Mars opposition in 1994 and 1998 from the Hubble Space Telescope: they show the presence of isolated

regions of crystalline hematite (α -Fe₂O₃) with grain sizes around 50 μ m (Bell and Morris 1998, Christensen *et al.* 1999, 2000). In addition, previous observations reported by Viking indicate the presence of highly magnetic minerals, constituting 1–7% of surface materials, most likely maghemite (γ -Fe₂O₃) (Hargraves *et al.* 1977). Pathfinder also reported the presence of maghemite in the martian dust (Hviid *et al.* 1997). Other infrared observations from Mariner 9 also suggest the presence of isolated basalt regions (Formizano, personal communication, 2000). Pyroxenes such as augite and pigeonite have also been identified on the martian surface using IR measurements (Pinet and Chevrel 1990).

Complementary sources of information for the martian near-subsurface mineralogy are the Shergotty–Nakhla–Chassigny (SNC) meteorites, believed to come from impact materials. Mineralogical analysis shows that all subgroups of the SNC contain traces of water-precipitated minerals such as smectite, illite, and gypsum, with a minor amount of halite, calcite, and hematite (Gooding 1992). Using an X-ray diffractometer, we analyzed a powder of the Nakhla meteorite and confirmed the basaltic mafic aspect (pyroxenes and olivine have been clearly identified). Most of the SNC also contain traces of volatile compounds with retention of residual magmatic volatiles and late-stage interactions with aqueous solutions (Gooding 1992). Thus they can be used to study the electrical properties of water-emerged fields. All these observations confirm that the martian surface is a basaltic altered terrain, with a discontinuity in the distribution of ferromagnetic materials. Unlike for the surface, there is a lack of direct observational data concerning the materials constituting the martian subsurface, and no direct measurement describes its mineral phase up to now.

SUBSURFACE GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL CONTEXT

The martian subsurface is believed to be mainly formed of ground ice whose thickness varies with latitude, from 2 km at the equator to 6 km near the poles, probably covering a layer saturated by liquid water (Clifford and Johansen 1982). This ground ice (permafrost) is locally covered with volcanic and sedimentary materials as shown by the Clifford assumed geological model in Fig. 1. Observational evidence of the presence of a subsurface ground ice, and thus possible water reservoirs, is suggested by the smoothed and rounded surface morphology of the high-latitude craters' ejecta, such as the one shown in Fig. 2, which provides strong evidence of plastic deformation of the subsurface. Recent high-resolution images from the Mars Orbital Camera (MOC) also showed runoff flows outgoing from the subsurface as seen in Fig. 1, confirming the recent water presence in the near subsurface. Sounding radars or GPR require a minimum knowledge of the geological medium investigated, in order to invert the radar echoes and identify geological structures, including subsurface water reservoirs. At the present time, the geological and geophysical context of the martian sub-

surface is not known well enough to properly accomplish this inversion task. We first considered a general geological model of the martian subsurface, which was our guideline in constructing representative laboratory samples for each layer, and then measured their electrical properties under appropriate physical conditions. Figure 3 represents this model of the martian megaregolith proposed by Clifford in 1993. We classified the martian subsurface layers according to their electrical conductivity into two main parts: the near subsurface and the deep subsurface.

Surface and Near Subsurface

Ranging from the surface to 400 m in depth, the martian near subsurface is mainly composed of fractured and altered volcanic materials such as crater ejecta, volcanic flows, and weathering and sedimentary products. Most of the materials are rich in iron oxides, which constitute a lossy medium for the radar waves. According to Viking 1/2 and Pathfinder *in situ* chemical analysis, Mars' surface is believed to be homogeneously dust covered and composed of a mixture of relatively conducting phase materials—mainly ferromagnetic minerals such as hematite and maghemite—and relatively insulating phase materials such as silicas and basaltic rocks. Atmospheric measurements suggest that the dust layer covers nearly the entire martian surface.

This thin layer a few meters thick (1 to 10 m) will thus play a major role in our ability to penetrate the next layers using radar. To simulate this dust material, we used as a first approximation a noncompacted powder of Djiboutian basalt mixed with a varying mass concentration of hematite and maghemite, at a granulation of 50 μ m. The basalt used here looks very similar to the martian one, as shown in Table I (Paillou *et al.* 2001). We performed measurements at a temperature of 230 K, representing the mean temperature of the martian surface (in the equatorial and near polar regions), and a sample porosity of 50%. The geological model of the martian subsurface also predicts the presence of a layer of fractured basalt rocks as a result of strong alteration

TABLE I
The Average Percent Chemical Composition of Martian and Djiboutian Basalt^a

Element	XRF Viking	APXS Pathfinder	Djibouti basalt β_{S1}
SiO ₂	44.5	55.5	45.09
Fe ₂ O ₃	17.4	13.1	17.74
Al ₂ O ₃	7.15	9.1	12.98
MgO	6	5.9	5.73
CaO	5.7	6.1	9.58
TiO ₂	0.58	0.8	3.72
K ₂ O	<0.5	0.8	0.31
MnO	—	0.4	0.26
Na ₂ O	—	1.7	2.79
SO ₃	—	3.2	—
Total (%)	81.8	96.6	98.2

^a We can note the excellent chemical composition match between the Djiboutian basalt and the Viking and pathfinder results (Paillou *et al.* 2001).

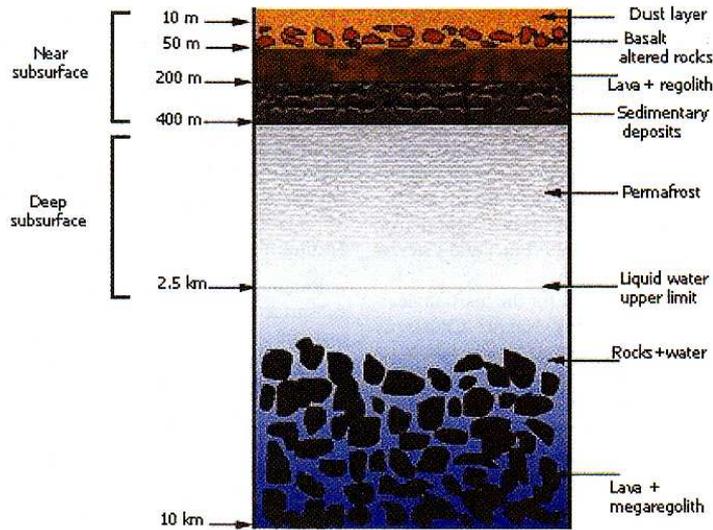


FIG. 3. The assumed martian subsurface profile after Clifford (1993). The near subsurface is mainly composed of volcanic materials covered by a thin homogenous dust layer containing a considerable amount of conducting phase materials. Unlike the near subsurface, the deep subsurface should contain temperate ground ice which is relatively more resistive than the rocks constituting the near subsurface layers.

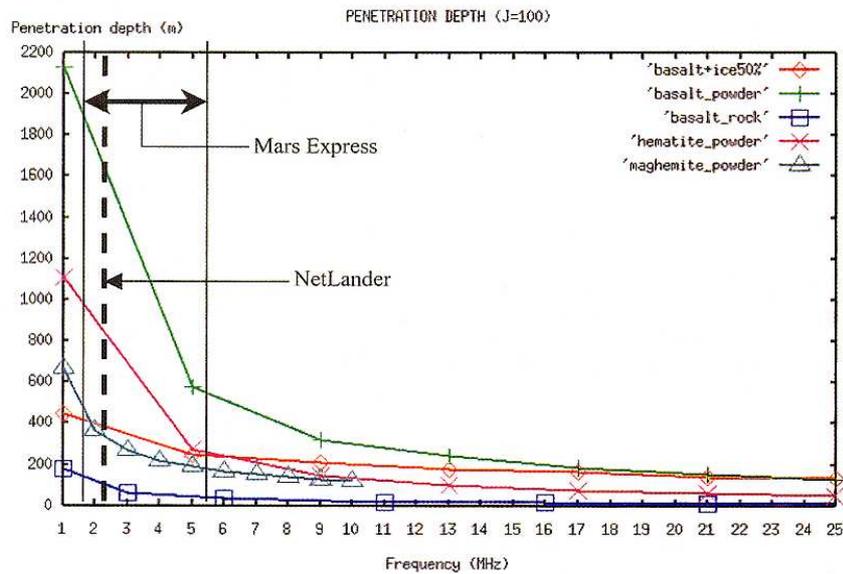


FIG. 10. The penetration depth δ_p for the most common martian surface and subsurface materials (attenuation factor $J = 100$). We can clearly note that penetration depth varies exponentially at the low-frequency sounding band from 1 to 6 MHz while it shows linear behavior for higher frequencies. These results do not take into consideration the surface reflection that can significantly decrease the penetration depth for the Mars Express MARSIS instrument.

TABLE II
Description of Laboratory Samples and Corresponding Subsurface Geological Layers^a

Geological layer	Depth (m)	Sample composition	Porosity (%)	ρ^b g/cm ³	T (K)	Type of sample	Type of cell used
Dust	0–10	hematite + maghemite + basalt	50	2.7	230	powder	open
Basalt altered rock	10–50	80% basalt + 20% hematite	30	2.3	230	pellet	capacitive
		80% basalt + 20% maghemite		2.5			
		basalt machined pellet		2.2			
Lava + regolith	50–200	basalt machined pellet	30	2.2	230	pellet	capacitive
Sedimentary deposits	200–400	compacted powder of Nakhla	30	2.1 ^c	230	pellet	capacitive
Basaltic regolith with ice	400–2500	80% basalt + 20% H ₂ O (ice)	25	2 ^c	243	pellet	capacitive
Basaltic regolith with water	>2500	80% basalt + 20% H ₂ O (water)	20	2 ^c	273	pellet	capacitive

^a Given by the Clifford (1993) assumed model of the martian subsurface in Fig. 3. The samples, porosity and temperature used here fit with the exponentially decreasing modeled values reported by Clifford (1993).

^b The measured bulk density.

^c Measured by other methods than the mercury porosimeter.

processes at depths ranging from 10 to 50 m. We simulated this layer using a compacted powder of basalt mixed with hematite and maghemite with a mass percentage of 20%. For the third layer in Fig. 3, we used a Djiboutian basalt machined pellet to simulate the volcanic bedrock layer from 50 to 200 m in depth. We took special care in simulating the sedimentary deposits layer ranging from 200 to 400 m in depth: we used a compacted powder of Nakhla SNC meteorite, which contains olivine, pyroxenes, and sedimentary materials. We assumed in this approach that the SNC parent planet is Mars and that these meteorites contain materials coming from the near subsurface.

Deep Subsurface

Unlike the geological layers discussed above, the martian deep subsurface ranging from 400 to 2500 m is supposed to be mainly comprised of ground ice and fractured porous volcanic rocks, where pores and fractures are filled with ice or water depending on the local geothermal stability (Carr 1996). The amount of frozen water in the ground ice depends on the porosity of the rocks. Those materials seem to absorb fewer radar waves compared to the first regolith layers. The electrical properties of the martian deep subsurface are strongly related to the ice thermodynamic stability, which in turn depends on the ice salinity, the geothermal gradient, and the porosity of rocks.

Electrical properties of ice materials are quite well known. Both laboratory measurements (Johari and Charette 1975) and field investigations (Watts and England 1976, Vaughan *et al.* 1999) prove that such layers present regular and low complex dielectric values in the 5 MHz to 1 GHz frequency range, leading to low attenuation and then deep radar penetration. While the permittivity values of rock–ice materials are more important in the 1 to 100 MHz frequency range and the 245 to 275 K temperature range, they increase linearly with the temperature. To study the electrical properties and the behavior of such geological layers, we used a watertight capacitive cell filled with basalt powder and we added 20% water. We then put the cell in a cold room until it reached a temperature of 230 K. We compacted each sample to reach a porosity of 25%, in order to fit the martian porosity profile at this depth.

Previous works (Chyba *et al.* 1998) that discussed the electrical properties of ice-mixed components showed that ice, once coupled with ferromagnetic materials, could have an important dielectric complex value and thus increase radar absorption. The thick ground ice layer is also likely to present a local dielectric gradient depending on its geothermal conditions, leading to the existence of an absorption gradient. The depth of the ice–water limit, to be detected with sounding radars, depends on the martian geothermal gradient (which is poorly known), the latitude, the salt concentration in ground ice, and the porosity of rocks, since all these parameters control the ice premelting effect. We fixed this ice–water transition interface to 2.5 km in Fig. 3. Table II summarizes our laboratory sample characteristics with their corresponding geological profile as described in Fig. 3.

EXPERIMENTAL SETUP AND SAMPLE PREPARATION

In this section, we briefly describe our experimental procedure, which is necessary to evaluate the source and amount of errors in each series of measurements. The measurement of the electromagnetic properties of volcanic materials as a function of the martian geothermal gradient and porosity profile for the 1–500 MHz frequency range is quite a complex task. We have to deal with high conductivity values in the radio frequency domain, and instrumental constraints for low-temperature permittivity and permeability measurements using capacitive cells require several precautions to avoid moisture deposit inside the sample or on its surface. We also have to consider the contribution of the granulation size parameter, and precautions in sample preparation are needed to avoid abnormal dielectric behavior due to unsymmetrical pellets (bad surface contacts in the measuring cell).

Instrumentation

To perform permittivity measurements we have used two capacitive cells specially designed to avoid the resonance that occurs in classical capacitive cells, due to radio frequency interaction with conducting materials. The first one is labeled (a) in Fig. 4; in this cell we used machined and compacted pellets. The

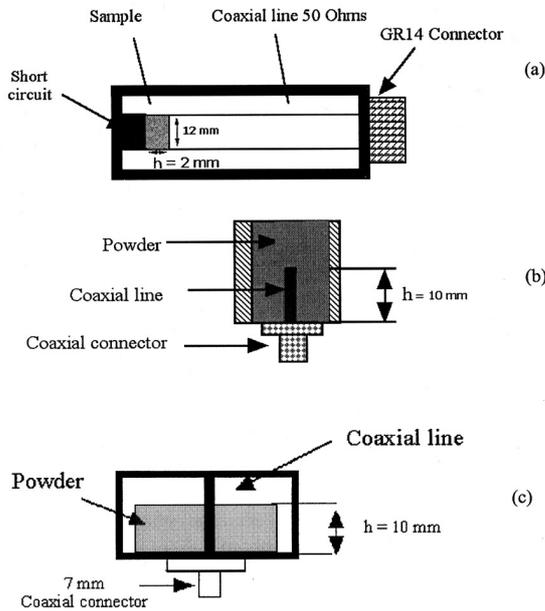


FIG. 4. The three types of measuring cells used in the samples' electromagnetic characterization procedure: (a) The pellet capacitive cell used to measure the permittivity of compacted and machined samples. (b) The open coaxial cell also used to evaluate the permittivity, but for powder-reduced samples. (c) The magnetic cell HP1645A was used to determine the permeability of rich-iron-oxide powder materials. The letter h denotes the sample thickness.

second one, labeled (b) in Fig. 4, is an open coaxial cell used to measure the dielectric constant of powder-reduced material. Both of the two dielectric cells were connected to the HP4192A analyzer to perform the measurements in the frequency range 1 to 10 MHz. A second HP4291A analyzer was used to cover a wider frequency range up to 500 MHz. The use of the two analyzers avoids measurements in the limits of each frequency band where error exceeds 3%. Both analyzers were connected to a central command unit to extract data and calculate in real time the real and imaginary parts of the complex dielectric constant ($\epsilon = \epsilon' - i\epsilon''$) and the magnetic permeability ($\mu = \mu' - i\mu''$). For the low-temperature measurements, we connected a liquid nitrogen circuit to the cells to keep the samples dry and cold during the measuring and to avoid water vapor condensation. We measured the permittivity and permeability of each sample several times to make sure then remained constant during the measurement period.

Samples' permeabilities were evaluated using the magnetic cell HP16454A, labeled (c) in Fig. 4, connected to both analyzers described above. Unlike for the electrical cells, we were only able to use reduced powder material, due to difficulties in getting rock-machined and powder-compacted samples having toric form to fit the cell cavity.

Porosity measurements on compacted samples were done using a mercury porosimeter (Autopore III by Micrometrics), with two pressure cycles in order to evaluate small and large pores. Those measurements also allowed us to verify the Gaussian distribution of the grain size inside the compacted samples and to detect the presence of fine fractures inside the samples that could produce resonance during the electromagnetic characterization.

Sample Preparation

Rocks samples of hematite, maghemite, Djiboutian basalt, calcite, and gypsum were first washed with pure water to minimize any dust contamination and then dried in a heater at a temperature of 350 K for two days in order to remove moisture inside the sample. X-ray analysis was performed to ensure mineralogical composition for each sample. A part of the rock sample was machined into pellets, while the other part was reduced to a powder with a controlled granulation of $50 \mu\text{m}$. From powder materials, we made pressed pellets with a controlled compaction in order to simulate the martian porosity profile and to study the effect of porosity variation on the permittivity. We also used pure silica powder ($50 \mu\text{m}$ grains) to calibrate our permittivity measurement process. We mixed one-phase minerals and Djiboutian basalt to produce more complex samples, with chemical and mineralogical compositions close to the ones reported from the Viking and Pathfinder instruments. Once all the samples were in their final state, they were kept once again for 48 h in the heater, since even a small amount of moisture can dramatically affect the permittivity measurement (giving higher complex dielectric values than the expected ones).

We fixed the grain size of all samples to $50 \mu\text{m}$ in order to avoid variations of the electric and magnetic behavior related to granulation. The change in grain size appears to be important for the permittivity of hematite (Gomaa *et al.* 2000) and the magnetic permeability of maghemite (Hviid *et al.* 1997) and could conduct to higher values than the one presented in the next section. The same process was used to build samples of the martian subsurface under adequate varying compaction levels, using a hydraulic press. The compaction was derived by computing the mean martian lithosphere pressure for each layer depth using Eq. (1), knowing the mean density of the martian crust and its gravitational constant as

$$\rho_{\text{Mars}} g_{\text{Mars}} d = M_{\text{hyd}} g_{\text{Earth}} / A_{\text{pellets}}, \quad (1)$$

where A_{pellets} is the pellet surface area, g_{Earth} and g_{Mars} are the gravitational constant of the Earth and Mars respectively, d is the layer depth in the martian subsurface, M_{hyd} is the mass applied to compact the samples, and ρ_{Mars} is the mean martian density. Pellets are all 12 mm in diameter and about 2 mm in thickness with very smooth parallel surfaces to minimize the resonance errors in the capacitive cell. The effects of two parameters have been investigated. One concerns low-temperature measurements for which samples have been brought down to the temperature of 230 K, in order to study the temperature impact

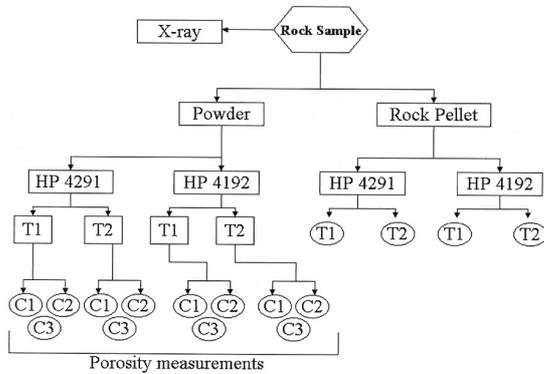


FIG. 5. Sketch of our experimental setup. T1 and T2 are two temperatures, respectively 230 K and 300 K. Those two temperature levels allowed us to evaluate the variation of the dielectric constant as a function of temperature; results are shown in Table III. C1, C2, and C3 are three different compaction levels ($C1 < C2 < C3$) corresponding to the subsurface layers described in Table II and shown in Fig. 3 (starting from 50 to 2500 m) measured using the capacitive pellet cell (a in Fig. 4). To simulate the surface, we used powder measurements at 230 K (T1) with the open cell (b in Fig. 4). Electromagnetic properties of samples were measured using the two analyzers HP4291A and HP4192A to avoid measurement errors in their band limits. Porosity measurements were done at the end of the experimental procedure to avoid mercury contamination of samples while performing the electromagnetic characterization.

on the permittivity and permeability of martian analogues. The other concerns the porosity (compaction) effect on the behavior of the dielectric profile for our frequency range. The graph in Figure 5 charts our measurement procedure for each of the samples presented in Table II, and for different values of temperature and porosity.

RESULTS

Electric and magnetic properties of the volcanic materials are mainly governed by the amount of iron oxide present in mass percentage and its oxidation state. Figure 6 shows the permittivity measurements for a noncompacted powder (porosity of 50% corresponding to a bulk density $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$) of hematite, maghemite, basalt, and silica. Measurements were performed using the open cell in the frequency range 1–10 MHz and for a temperature of 230 K. We obtain a relatively low value for the real part of the dielectric constant, mainly due to the high porosity, while the imaginary part is relatively high, except for silica used here as a reference value. Samples in Fig. 6 are presented in increasing order of FeO mass percentage, starting from silica, which contains no iron oxide, and progressing to maghemite and hematite. For Djiboutian basalt and silica, the real part of the dielectric constant does not show a significant frequency dependency on this narrow frequency range, due to their low concentration of iron oxide. For hematite and maghemite, we noted an important (quite exponential) dependency of the two curves around 1 MHz. This behavior also concerns the imagi-

nary part of the dielectric constant (especially for maghemite), which mainly characterizes the absorption of the material. Measurements performed on compacted samples that simulate the subsurface materials are shown in Fig. 7. We show that volcanic materials, once compacted (porosity between 20 and 30%), present a high dielectric constant. We can also note in Fig. 7 that the real part of the dielectric constant remains constant along the frequency range, while the imaginary part for the basalt mixture with hematite and maghemite increases as the frequency decreases. We can deduce that the loss tangent ($\text{tg } \delta = \epsilon''/\epsilon'$) for those materials increases as the frequency decreases to 1 MHz.

Table III shows the small variation of ϵ' and ϵ'' in the temperature range from 230 to 300 K for powder samples at the 2-MHz frequency. The motion of the bounded charges inside the medium characterizes the permittivity, producing a temporal redistribution under the interaction between the medium and the

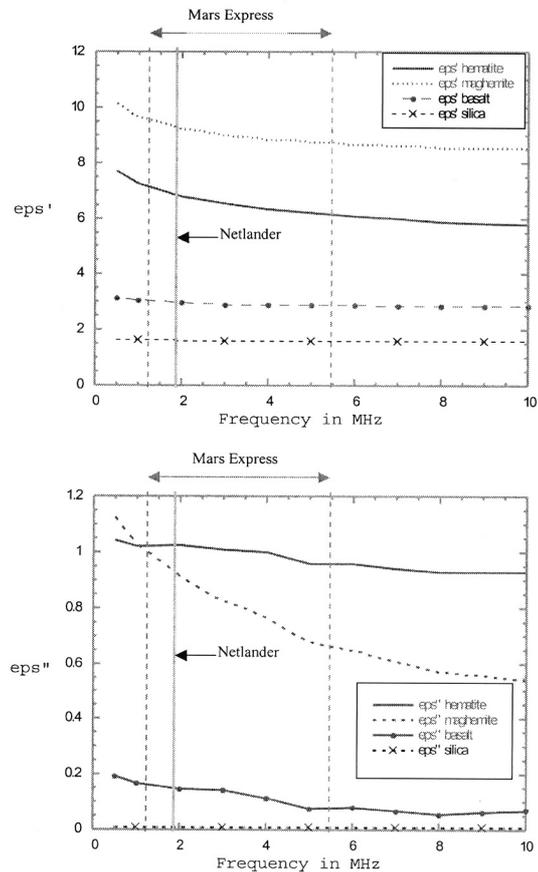


FIG. 6. Dielectric constant for noncompacted volcanic materials (porosity of 50% corresponding to a bulk density $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$) constituting the martian dust layer: real part (top) and imaginary part (bottom).

TABLE III
Temperature Effect on the Complex Permittivity at 2 MHz for Various Geological Materials

Sample	T = 300 K	T = 230 K
Basalt	$\epsilon' = 3.2$; $\epsilon'' = 0.18$	$\epsilon' = 3.0$; $\epsilon'' = 0.15$
Hematite	$\epsilon' = 7.0$; $\epsilon'' = 1.11$	$\epsilon' = 6.9$; $\epsilon'' = 1.02$
Maghemite	$\epsilon' = 9.4$; $\epsilon'' = 1.02$	$\epsilon' = 9.2$; $\epsilon'' = 0.92$
Silica	$\epsilon' = 2.0$; $\epsilon'' = 0.001$	$\epsilon' = 1.5$; $\epsilon'' = 0.001$
Gypsum	$\epsilon' = 3.4$; $\epsilon'' = 0.50$	$\epsilon' = 3.2$; $\epsilon'' = 0.43$

Note. Noncompacted powder Materials are with porosities of 50%. As shown in this table there is no significant observed effect on the dielectric constant due to temperature variation.

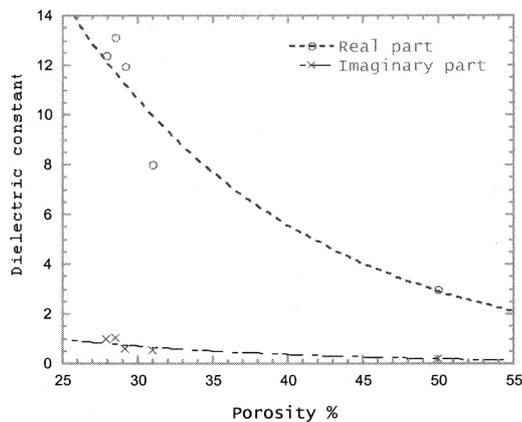


FIG. 8. Variations of the real and imaginary part of the dielectric constant with respect to the porosity for the Djiboutian basalt, at a frequency of 2 MHz. (The dotted lines represent the exponential regression of the measured points.)

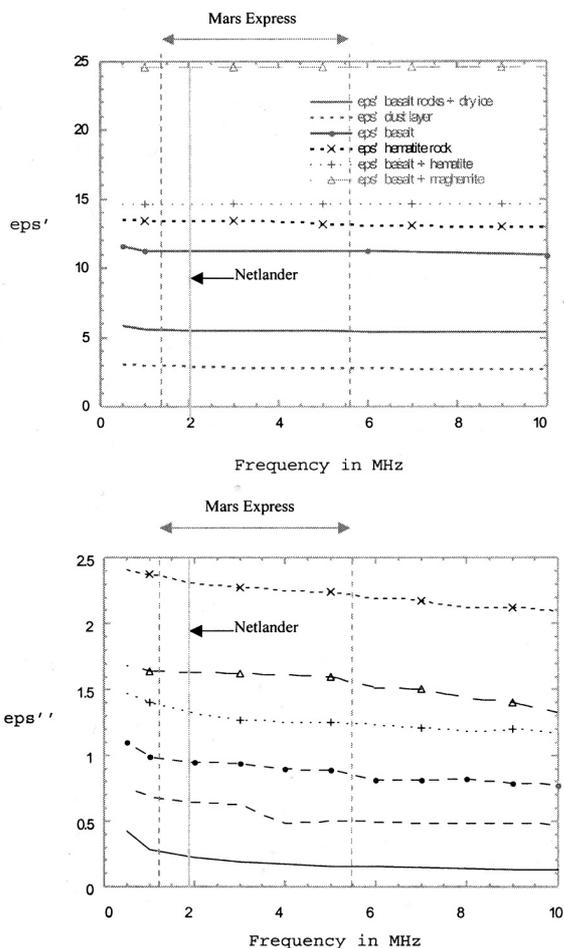


FIG. 7. Dielectric constant for compacted volcanic materials, constituting the martian subsurface layers: real part (top) and imaginary part (bottom).

electric field of the radar wave. The effect of a low temperature on the permittivity is then to slightly decrease (depending on materials and on the temperature gradient) the real part of the complex dielectric constant as shown in Table III: low temperature tends to damp the vibrational motion of dipoles inside the rock, thus decreasing its ability to interact with the wave of the electrical field.

Figure 8 shows that the permittivity (for both real and imaginary parts) of the Djiboutian basalt decreases exponentially as the porosity increases. This can be explained by a higher density (lower void content) when porosity decreases. Our experiments showed that the porosity effect has a much more important impact on the electrical properties than the effect of temperature for dry geological materials (Heggy *et al.* 2000), except of course for samples containing water.

Table IV summarizes the permittivity values for the subsurface model presented in Fig. 3 at a frequency of 2 MHz (the one foreseen for Mars Express and NetLander radars). Our laboratory samples appear to be more conductive than the values previously proposed (Ori and Oglioni 1996, Picardi *et al.* 1999), since authors did not take into account the compaction effect, and one can hardly find measurements at 2 MHz in the literature: values for the dielectric constants that have been used to estimate the radar penetration depth have been extracted from measurements in the 100 MHz–1 GHz frequency range and then extrapolated to the 1–10 MHz range. We show in particular that larger loss tangents should be considered for the 2 MHz sounding radars, leading to higher attenuation values. In our experiments, the primary source of errors was the pellet thickness (2 mm) which can produce resonance peaks in the permittivity–frequency curve for frequencies higher than 100 MHz. We carried out our experiments to the limiting frequency of 500 MHz, but this frequency range is not relevant to study deep subsurface layers, since the penetration depth

TABLE IV
Electrical Properties of the Martian Subsurface Layers Derived from Terrestrial Analogues at 2 MHz,
Compared to Previously Used Values

Geological layer	Depth (m)	Measured values			Previously used values		
		ϵ'	ϵ''	$\text{tg } \delta$	ϵ'	$\text{tg } \delta$	α (dB m ⁻¹)
Dust layer	0–10	3–9		0.06–0.15	1–4	0.01–0.05	0.0025–0.01
Basalt altered rock	10–50	15–25		0.1–0.9	3–9	0.01–0.1	0.009–0.1
Lava + regolith	50–200	12		0.1	3–8	0.05–0.1	0.008
Sedimentary deposits	200–400	5		0.15	3–5	0.001–0.05	0.0075
Basaltic regolith with ice	400–2500	6		0.05	4–7	0.005–0.05	0.003
Basaltic regolith with water	>2500	36		0.3	20	0.2–0.3	0.04

Note. α is the attenuation factor computed from our results for a one-way propagation. Ranges for ϵ' and $\text{tg } \delta$ correspond to various concentrations of iron oxide. We can note the difference between our results and the previously used values for the first three layers which consist mainly of volcanic materials.

becomes too small in that case. However, we can confirm that a 330-MHz imaging SAR such as the one foreseen by JPL (Thompson *et al.* 2000) should be able to penetrate at least 10 m of martian dust.

As a main task of our experiments was to study the subsurface water detectability, Table IV presents the permittivity measurement for wet basalt (20% H₂O) that clearly shows an important dielectric contrast with the upper ground ice layer. Mixtures containing water have a high permittivity that is attributed to the strong polarimetric dissymmetry of the H₂O molecule. All geological materials present a decreasing value of ϵ' and ϵ'' as the frequency increases, except for water-saturated media that have a relaxation frequency around 20 GHz (water-saturated samples show a slowly increasing slope for the permittivity curve at higher frequencies). Further considerations about water detection are presented in the next section.

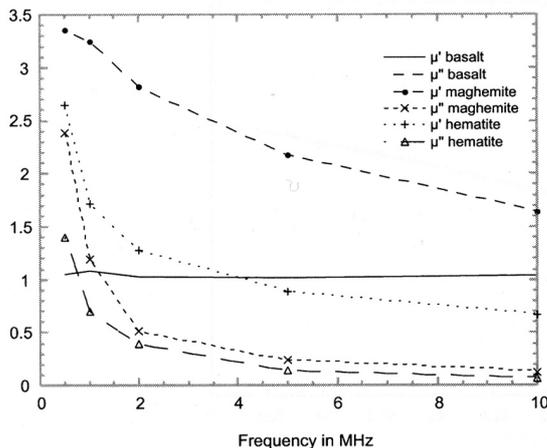


FIG. 9. Laboratory measurements of the magnetic properties of the more probable iron-oxide-rich materials constituting the martian surface and near subsurface layers.

Magnetic properties of rocks are classified into three classes: diamagnetism, paramagnetism, and ferromagnetism. Only the last one can significantly change the complex magnetic permeability value in our frequency range. The rock permeability is governed by the presence of ferromagnetic materials (Olhoef and Capron 1994). Permeability measurements presented in Fig. 9 were performed with the magnetic cell on hematite and maghemite powders. They show a significant frequency dependency and a strong increase of the μ' and μ'' values below 2 MHz. We must then take into account the absorption due to magnetic relaxations for the martian dust layer, which could contain both hematite and maghemite. No detectable magnetic properties could be noticed within our instrumental sensitivity and error range for the dry Djiboutian basalt. Since the permeability is a function of the grain size, it is important to note that the magnetic properties discussed above are valid for an average grain size of 50 μm . It was not possible to study the effect of porosity and temperature on the magnetic properties of our samples due to instrumental constraints (difficulties in building samples with a toroid form).

IMPACT ON WATER DETECTION

Despite the simplicity of our approach, our results show a complex wave interaction with the martian surface and subsurface analogues. Radar sounding performances are generally related to three surface and subsurface parameters: (1) the surface and layer interface slope (i.e., the surface and subsurface geometry), (2) the surface and layer interface roughness, and (3) the dielectric properties of the geological materials. If we assume the sounding is done on a plane terrain, then for the 2-MHz ground-penetrating radars on board NetLander and the orbiting radar sounder on board Mars Express, the surface interfaces can be assumed to be smooth according to the first order approximation of the Rayleigh criterion: for a wavelength $\lambda = 150$ m (in a vacuum) and a vertical sounding (incidence angle $\theta = 0$), the standard deviation for a random surface height σ

should be

$$\sigma < \frac{\lambda_{vacuum}}{8 \cos \theta} = 18.75 \text{ m}, \quad (2)$$

if we consider the hypothesis that the interfaces between the martian subsurface layer are also smooth (compared to the wavelength in the subsurface $\lambda_{subsurface} = \frac{\lambda_{vacuum}}{\sqrt{\epsilon}}$; then $\sigma_{subsurface} = 6.25$ for a mean permittivity $\epsilon = 9$) and parallel, according to the observed stratigraphy on the exposed wall rock of Valles Marineris (McEwen *et al.* 1999). Thus the main factor governing the detection of water reservoirs is the electrical behavior of the geological layers covering it. Water detectability with radar is conditioned by two main factors: the ability of radar waves to penetrate down to the depth of the ground ice / liquid water interface, which is supposed to vary between 2 and 6 km (Carr 1996), and the strength of the dielectric contrast between the ground ice and the wet megaregolith layer containing the water reservoir. As a first order approximation we used a propagative model to evaluate the penetration depth to this interface; thus we will not take into consideration in this paper the volume scattering that tends to significantly decrease the penetration depth. This last feature will be treated in detail in future work. Equation (3) (Ulaby *et al.* 1982) defines the radar penetration depth δ_p , where J is the attenuation factor (cf. Paillou *et al.* 2001). We took $J = 100$ for the MARSIS experiment (corresponding to an attenuation of 60 dB) and $J = 1000$ for the NetLander GPR (corresponding to an attenuation of 90 dB). For a given frequency f , this penetration depth is only a function of the permittivity and permeability (where μ in Eq. (3) is defined as $\mu = \sqrt{\mu'^2 + \mu''^2}$) of each of

the geological layers along the wave propagation line.

$$\delta_p = \frac{\ln(J)c}{4\pi f} \left\{ \frac{\mu\epsilon'}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'}\right)^2} - 1 \right] \right\}^{-1/2} \quad (3)$$

Using our permittivity and permeability measurements, we calculated the penetration depth δ_p in meters and the absorption coefficient α (for the one-way propagation) in dB per meter as described in Eq. (4) (cf. Table IV) as a function of the frequency for various volcanic samples, to get a first order result regarding the performance of low-frequency sounding radars in a martian context.

$$\alpha = \frac{2\pi f}{c} \sqrt{\frac{\mu\epsilon'}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'}\right)^2} - 1 \right]} \quad (4)$$

Figure 10 shows the penetration depth for $J = 100$, as a function of the frequency, for representative samples of the martian assumed surface and subsurface materials. None of the considered materials gives a penetration depth higher than 1.7 km for the 2-MHz frequency. Since the permittivity of the geological layers is a function of their porosity as previously derived from the permittivity measurements presented in Fig. 8, we evaluated the penetration depth in Fig. 11 as a function of the porosity for the Djiboutian basalt at 2 MHz. We can note from Fig. 11 that a 2-MHz sounding radar can hardly achieve a penetration depth of 2.5 km in basaltic material within the possible porosity

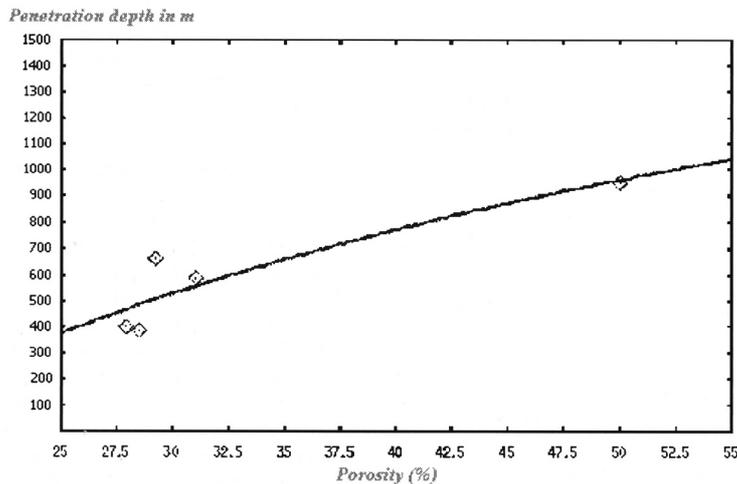


FIG. 11. Penetration depth δ_p as a function of the porosity for Djiboutian basalt at 2 MHz. We can observe the quasi-linear dependency between δ_p and the porosity. This shows the impact of porosity that we took into consideration when we evaluated the assumed martian subsurface dielectric profile. The slope of the curve is a characteristic of the material being used and the sounding frequency.

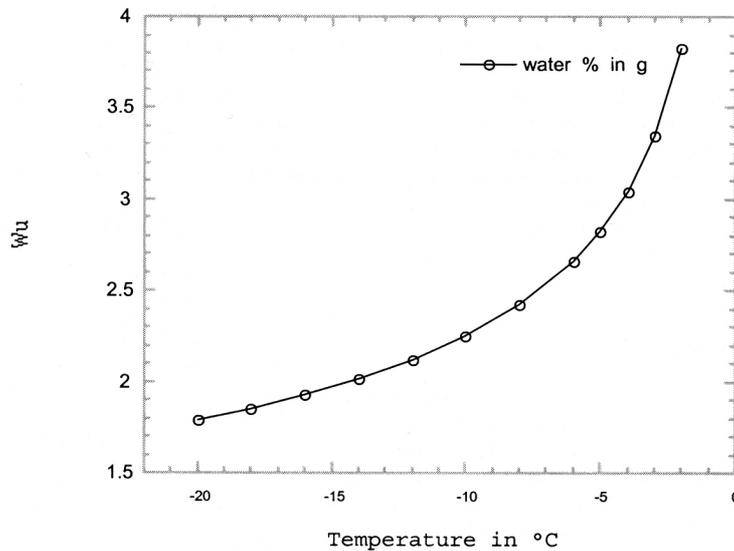


FIG. 12. Variation of the amount of unfrozen water (weight percent in one gram) as a function of the ground temperature for porous frozen basalt.

range of the martian subsurface: in a volcanic context, penetration depths larger than one kilometer will be very hard to achieve at 2 MHz under the actual hypothesis for the martian subsurface geology.

The computation of the absorption coefficient α in Table IV shows that the first three layers of the martian soil, mainly comprised of iron-rich materials, are lossy media for the radar frequencies planned to be used for the NetLander and Mars Express missions. These layers, down to 200 m, are more absorbent than expected due to the presence of iron-oxide-rich minerals such as hematite and maghemite, even at low concentrations. Recent data from the Mars Global Surveyor (MGS) Thermal Emission Spectrometer (TES) show a region interpreted as crystalline hematite, approximately 300 km in diameter, near the equator at $\sim 5^\circ\text{W}$ (Christensen *et al.* 2000). Such regions seem unsuitable for radar subsurface investigations.

The second factor to discuss for water detectability is the type of dielectric contrast between ground ice and the wet megaregolith, i.e., we need a sharp ice–water transition compared to the radar wavelength at the interface between the frozen soil and the wet regions. The pores of a frozen soil (ground ice) are likely to contain amounts of unfrozen water at temperatures below 0°C (Anderson and Morgenstern 1973). This amount of unfrozen water W_u (mass percentage of water) is represented for most remolded frozen soils by a simple power law equation (Anderson and Tice 1972),

$$W_u = mT^n \quad (5)$$

where m and n are experimental characteristic soil parameters,

and T is the temperature in degrees Celsius below freezing, expressed as a positive number.

The presence of unfrozen water in ground-ice layers implies then the presence of a moisture gradient, leading to a local vertical permittivity gradient near the ground-ice/water interface. This gradient can be expanded since it has been proven experimentally that the unfrozen water can move through the frozen soil under osmotic, electrical, and thermal gradients (Konrad and Duquennoi 1993).

Using Eq. (5), we calculated the amount of unfrozen water in frozen basalt ($m = 4.81$ and $n = -0.33$). Results are shown in Fig. 12 for different temperatures. We can note the presence of 3% liquid water (a value that produces significant changes in the dielectric constant of the ground ice) inside the rock as we reach the -5°C temperature. If we consider the martian geothermal gradient to be $\Delta T = -10^\circ\text{C km}^{-1}$ (Clifford 1993), this gives us a moisture gradient which spreads over at least 500 m, more than one hundred times the sounding radar wavelength at this depth. This small moisture percentage should produce a considerable effect on the dielectric profile by increasing gradually the real and imaginary part of the ground ice layer before reaching the water interface. Thus the ground ice/water interface would not appear on the radar echoes as a sharp peak as expected, but rather it would produce a broad flattened low-amplitude peak in the time-backscattered power diagram. Even if this last discussed feature seems to limit the penetration depth for deep water detection, it could be used to differentiate an ice/water interface from other dielectric contrasts due to the presence of a layer of strong conductive materials (e.g., evaporites and clays) among other geological materials. We believe that all the electromagnetic

characteristics of the martian subsurface reported here are acceptable values, but they are not fully representative for the real martian case, which is certainly more complex. We have not yet considered other effects, such as the UV exposure effect on the electrical properties of the dust layer (Olhoeft 1991), the locally charged terrains in places where storms occur, and the probable presence of evaporites (halite, gypsum) and clays in the martian soil. Such materials, if present in the subsurface, are also lossy media (Olhoeft 1998) that could present a dielectric contrast with the surrounding medium and thus could be misinterpreted as water reservoirs in the radar profiles.

CONCLUSION

Laboratory dielectric measurement of synthetic analogues of the martian soil is important for the future interpretation of the radar data that will be produced by Mars Express and NetLander on-board radars. It is also crucial for the design of future radar experiments that will take place within the Mars exploration program such as the Shallow Subsurface Sounding Radar (Beaty *et al.* 2001) expected in 2005 on board the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). Radar detection of subsurface water is an important scientific objective that is related to our knowledge of the dielectric profile of the investigated subsurface. We have shown, using an experimental procedure, that electrical properties of the martian subsurface are different from the values previously used to evaluate the penetration depth of sounding radars operating at radio frequencies. In particular, we measured a higher loss tangent, leading to a much higher attenuation of the radar signal. We also evaluated the effects of the rock porosity and temperature on the dielectric constant of volcanic materials. We deduced from our measurements that the first iron-oxide-rich layers of the martian subsurface could strongly attenuate the radar signal, depending on the layer mineralogy and thickness. Ground ice layers could also present abnormal electrical behavior in the presence of a moisture gradient, depending on the subsurface geothermal conditions and the porosity of rocks. Our work shows a limitation in the penetration depth of about 1 km (at 2 MHz), and a possible absence of a strong dielectric contrast characterizing the ice/water transition. The presence of water reservoirs at a shallow depth does not guarantee their detection and vice versa: deep-water reservoirs could be detectable if the geoelectrical context is favorable at the frequency of sounding (e.g., covering layers comprised of carbonates, which are weakly absorbent). Assuming the validity of our geoelectrical model of the martian subsurface, water in the martian crust cannot be easily detected for the majority of the martian volcanic terrains using a frequency around 2 MHz. We should consider specific sites presenting a sharp ice/water transition and optimize the choice of the sounding frequency to get a satisfying penetration depth versus resolution in order to detect geological evidence of water presence and its evolution in the subsurface. Those results in particular should be taken into account in the choice of future landing sites of the four NetLander radars. Future work will treat

a variety of specific sites of the martian surface, for which we will construct dielectric models of the subsurface. We shall then simulate radar profiles for each case using the finite difference time domain (FDTD) method, in order to support the selection of optimal landing sites. Finally, we shall evaluate the potentials of various frequency ranges and polarizations to optimize the instrumental performance of future martian radars.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge the support of J. P. Parneix, B. Spiteri, R. Burlot, and A. Cerepi for all the measurement facilities, and N. Mangold for helpful discussions. We also thank A. Barakat from the Egyptian Geological Museum for providing the Nakhla powder. This research was supported by the French CNRS and is a part of the NetLander development work within the CNES Mars exploration program.

REFERENCES

- Anderson, D. M., and N. R. Morgenstern 1973. Physics, chemistry and mechanics of frozen ground: A review, North American contribution. In *Proc. Ground Ice Second International Conference*, pp. 257–288. Natl. Acad. Sci. Washington, DC.
- Anderson, D. M., and A. R. Tice 1972. Predicting unfrozen water contents in frozen soils from surface area measurements. *Highway Res. Rec.* **393**, 12–18.
- Beaty, W. D., S. Clifford, P. Gogineni, B. Grimm, C. Leuschen, G. Olhoeft, K. Raney, and A. Safaeinili 2001. *Facility Orbital Radar Sounder Experiment for MRO 2005 (FORSE)*, Report of the Virtual Instrument Science Definition Team. NASA's Office of Space Science, Washington, DC.
- Bell, J. F., III, and R. V. Morris 1998. Identification of hematite on Mars from HST. In *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 29th.
- Berthelier, J. J., and colleagues 2000. The GPR experiment on NetLander. *Planet. Space Sci.* **48**, 1153–1159.
- Carr, M. H. 1996. *Water on Mars*. Oxford Univ. Press, London.
- Christensen, P. R., and colleagues 1999. The composition of martian surface materials: Mars Global Surveyor thermal emission spectrometer observations. In *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 30th. Houston.
- Christensen, P. R., and colleagues 2000. The distribution of crystalline hematite on Mars from the thermal emission spectrometer: Evidence for liquid water. In *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 31st.
- Chyba, C. F., S. J. Ostro, and B. C. Edwards 1998. Radar detectability of a subsurface ocean on Europa. *Icarus* **134**, 292–302.
- Clifford, S. M. 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *J. Geophys. Res.* **98**, 10,973–11,016.
- Clifford, S. M., and L. A. Johansen 1982. Splash craters: Evidence for the replenishment of ground ice in the equatorial region of Mars. In *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 13th.
- Costard, F. 1989. The spatial distribution of volatiles in the martian hydrolithosphere. *Earth, Moon Planets* **45**, 265–290.
- Gomaa, M. M., S. A. Hussain, E. A. El-Dewany, and A. E. Bayoumi 2000. The effect of texture on the electrical properties of natural hematitic sandstone in the frequency domain. *Egypt. J. Physic.* **94**, 1113–1122.
- Gooding, J. L. 1992. Soil mineralogy and chemistry on Mars: Possible clues from salts and clays in SNC meteorites. *Icarus* **99**, 28–41.
- Hargraves, R. B., D. W. Collinson, R. E. Arvidson, and C. R. Spitzer 1977. The Viking magnetic properties experiments: Primary mission results. *J. Geophys. Res.* **82**, 4547–4558.
- Heggy, E., P. Paillou, G. Ruffié, J.-M. Malézieux, G. Grandjean, and F. Costard 2000. Dielectric measurements of volcanic materials applied to subsurface sounding of Mars. *European Geophysical Society'00*.

- Hviid, S. F., and colleagues 1997. Magnetic properties experiments on the Mars Pathfinder lander: Preliminary results. *Science* **278**, 1768–1770.
- Johari, G. P., and P. A. Charette 1975. The permittivity and attenuation in polycrystalline and single-crystal ice at 35 and 60 MHz. *J. Glaciol.* **14**, 293–303.
- Konrad, J.-M., and C. Duquenois 1993. A model for water transport and ice lensing in freezing soils. *Water Resour. Res.* **29**, 3109–3124.
- Kuzmin, R. O., N. N. Bobina, E. V. Zabalueva, and V. P. Shashkina 1988. Structure inhomogeneities of the martian cryolithosphere. *Solar Syst. Res.* **22**, 195–212.
- Malin, M. C., K. S. Edgett, M. H. Carr, G. E. Danielson, M. E. Davies, W. K. Hartmann, A. P. Ingersoll, P. B. James, H. Masursky, A. S. McEwen, L. A. Soderblom, P. Thomas, J. Veverka, M. A. Caplinger, M. A. Ravine, T. A. Soulanille, and J. L. Warren 1998. *NASA Planet. Photojournal P479-03* (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/>), 1998-13-8.
- Malin, M. C., K. S. Edgett, M. H. Carr, G. E. Danielson, M. E. Davies, W. K. Hartmann, A. P. Ingersoll, P. B. James, H. Masursky, A. S. McEwen, L. A. Soderblom, P. Thomas, J. Veverka, M. A. Caplinger, M. A. Ravine, T. A. Soulanille, and J. L. Warren 2000. *NASA Planet. Photojournal MOC2-237* (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/>), 2000c-06-22.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett 2000a. Sedimentary rocks of early Mars. *Science* **290**, 1927–1937.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett 2000b. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science* **288**, 2330–2335.
- McEwen, A., and colleagues 1999. Stratigraphy of the upper crust of Mars. *5th International Conference on Mars*, Pasadena.
- Newsom, H. E., and J. J. Hagerty 1999. Mixed hydrothermal fluids and the origin of the martian soil. *J. Geophys. Res.* **104**, 8717–8728.
- Olhoeft, G. R. 1998. Ground penetrating radar on Mars. *7th International Conference on Ground Penetrating Radar*, Lawrence, KS.
- Olhoeft, G. R. 1991. Magnetic and electrical properties of martian particles, sand and dust on Mars. *NASA CP-10074*, pp. 44. Natl. Aeronautics & Space Admin., Washington, DC.
- Olhoeft, G. R., and D. E. Capron 1994. Petrophysical causes of electromagnetic dispersion. In *Proc. 5th International Conference on Ground Penetrating Radar*, pp. 26–29.
- Ori, G. G., and F. Oglioni 1996. Potentiality of the ground-penetrating radar for the analysis of the stratigraphy and sedimentology of Mars. *Planet. Space Sci.* **44**, 1303–1315.
- Paillou, P., G. Grandjean, J. M. Malezieux, G. Ruffie, E. Heggy, D. Pignonier, P. Dubois, and J. Achache 2001. Performances of ground-penetrating radars in arid volcanic regions: Consequences for Mars subsurface exploration. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 911–914.
- Picardi, G., and colleagues 1999. The Mars advanced radar for subsurface and ionosphere sounding (MARSIS) in the MARS EXPRESS mission. *International Conference on Mars Exploration Program and Sample Return Missions*, Paris.
- Pinet, P., and S. Chevrel 1990. Spectral identification of geological units on the surface of Mars related to the presence of silicates from Earth based near infrared telescopic CCD imaging. *J. Geophys. Res.* **95**, 14,435–14,446.
- Reider, R. H., T. Economou, H. Wanke, A. Turkevich, J. Crisp, J. Bruckner, G. Dreibus, and H. Y. McSween, Jr. 1997. The chemical composition of the martian soil and rocks returned by the mobile alpha proton X-ray spectrometer: Preliminary results from the X-ray mode. *Science* **278**, 1771–1774.
- Thompson, T. W., J. J. Plaut, R. E. Arvidson, P. Paillou 2000. Orbital synthetic aperture radar (SAR) for Mars post sample return exploration. In *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 31st*.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, and A. K. Fung 1982. *Microwave Remote Sensing (Vol. II)*. Artech House, Norwood, MA.
- Vaughan, D. G., F. J. Hugh, C. Corr, S. M. Doake, and E. D. Waddington 1999. Distortion of isochronous layers in ice revealed by ground-penetrating radar. *Nature* **398**, 323–326.
- Watts, R. D., and A. W. England 1976. Radio-echo sounding of temperate glaciers: Ice properties and sounder design criteria. *J. Glaciol.* **17**, 39–49.

Conclusion et résumé de l'article :

Les résultats des mesures effectuées nous montrent que le sous-sol de Mars bien que sec et poreux, peut être globalement plus absorbant pour les ondes radar que ce qu'on pourrait attendre. Les premières couches, constituées principalement de matériaux volcaniques riches en oxydes de fer, peuvent absorber une grande partie de la puissance du signal radar (tangente de perte importante), d'où la profondeur de pénétration peut fortement diminuer pour être de l'ordre de quelques centaines de mètres à 2 MHz. Nous avons calculé les profondeurs de pénétration pour les matériaux les plus répandus à la surface de Mars, pour une fréquence de 2 MHz et pour une dynamique effective de -90 dB. On obtient des valeurs inférieures à 2.5 km de pénétration pour différents types de matériaux volcaniques et sédimentaires, ce qui signifie qu'à l'état actuel des performances instrumentales il sera très difficile de détecter et d'identifier l'interface eau-glace de la nappe phréatique à partir d'un système orbital. On a aussi étudié les variations de la profondeur de pénétration en fonction de la porosité pour une couche de basalte. A 2 MHz et pour une porosité de 30% on obtient à nouveau des valeurs inférieures à 2.5 km. Le deuxième facteur qui affecte la détection de l'eau dans le sous-sol de Mars est le contraste diélectrique entre le sol gelé (permittivité moyenne de 3.5) et le basalte saturé en eau liquide (permittivité relative autour de 35 à 2 MHz). Ce contraste varie en fonction du gradient géothermique dans le sous-sol martien, ce dernier étant responsable de la stabilité de la glace et de sa teneur en eau. En effet, l'eau à l'état liquide peut se manifester dans les pores du basalte à des températures inférieures au point de fusion, ce qui étale un gradient d'humidité sur trois fois la longueur d'onde (soit 450 m) pour un gradient de 10 K km^{-1} . Ce genre de transition douce entre la permittivité des couches gelées et celle des couches humides, au lieu d'un contraste brusque réfléchissant l'onde radar, peut limiter l'identification des interfaces saturées d'eau.

La validité de ces résultats dépend fortement de la validité du modèle géologique établi par Clifford en 1993, utilisé dans notre démarche comme point de départ du processus de préparation des échantillons et de caractérisation électromagnétique. Si on suppose que ce modèle est valable pour la plupart des terrains martiens, on peut en conclure que la présence de l'eau à des profondeurs de l'ordre de 3 kilomètres ne pourra pas être confirmée d'une façon non ambiguë par un géoradar (en orbite ou en surface) à 2 MHz. Cela signifie notamment que l'objectif annoncé de l'instrument MARSIS de cartographier la nappe phréatique dans le sous-sol de Mars à l'échelle planétaire peut être difficilement envisageable. Il est donc essentiel de favoriser l'approche d'une recherche locale en déterminant des sites sur Mars où le contexte géologique et géo-électrique est plus favorable que celui décrit dans ce chapitre afin de pouvoir atteindre des profondeurs de pénétrations plus importantes et détecter l'eau dans le sous-sol martien. Ceci concerne notamment le choix des sites d'atterrissage des quatre stations Netlander.

IV

Quatrième chapitre

MODELES GEO-ELECTRIQUES LOCAUX
DU SOUS-SOL MARTIEN : SIMULATION
FDTD DE L'ECHO RADAR DE 2 A 20 MHZ

Chapitre 4

Modèles géo-électriques locaux du sous-sol Martien : simulation FDTD de l'écho radar de 2 à 20 MHz

On a vu dans le chapitre précédent que les propriétés électromagnétiques des matériaux volcaniques qui constituent, probablement, les premières centaines de mètres de la croûte martienne peuvent atténuer considérablement la puissance du signal radar rétro-diffusé à 2 MHz, ce qui limite la profondeur de pénétration à quelques centaines de mètres. Cette performance réduite, limite les chances d'une détection directe et non ambiguë de la nappe phréatique à quelques kilomètres de profondeur. Néanmoins la détection de l'eau dans les premières centaines de mètres du sous-sol martien reste possible. Dans ce chapitre, nous allons décrire des exemples de site favorables à une détection locale de l'eau dans le proche sous-sol de Mars en utilisant principalement des géoradars de surface du type Netlander. Le chapitre sera constitué principalement de deux articles. Le premier est une étude paramétrique des effets de la rugosité d'interface et des diffuseurs volumiques pour un géoradar de surface effectuant un sondage à 2 MHz. Il s'agit ici d'évaluer numériquement les pertes engendrées par la géométrie des inhomogénéités dans un milieu conducteur. L'article publié dans *GPR proceedings 02* discute la détectabilité de l'eau à partir d'un modèle simple constitué de trois couches, en simulant l'écho radar rétro-diffusé à 2 MHz par la technique FDTD (*Finite Difference Time Domain*). Nous montrons que les effets de diffusion volumique et de rugosité d'interface sont négligeables pour un sondeur à 2 MHz et nous argumentons la dépendance quasi totale des performances du GPR de Netlander des paramètres géo-électriques. L'étape suivante a consisté à établir expérimentalement des modèles géo-électriques représentatifs de sites particuliers présentant un intérêt spécifique pour l'auscultation de l'eau dans le proche sous-sol de Mars. Ce travail est décrit

dans un article en cours d'impression dans la revue *Journal of Geophysical Research*, dans le numéro spécial dédié à la recherche de l'eau dans le sous-sol martien. L'approche suivie dans cet article a été de construire des modèles géologiques les plus réalistes possibles à partir des observations disponibles de la surface de Mars. Ensuite nous avons suivi la même analogie que celle décrite en chapitre 3, pour construire les modèles géo-électriques représentatifs de chaque site. Nous avons « synthétisé » et caractérisé des échantillons représentatifs de chaque couche, en termes de minéralogie et de propriétés physiques. Nous avons ensuite simulé l'écho radar rétro-diffusé pour chaque modèle afin d'étudier la capacité du radar géologique à 2 MHz à détecter des lentilles d'eau dans le proche sous-sol de Mars. Les quatre modèles présentés ici représentent des sites d'atterrissages possibles pour les quatre géoradars de la mission Netlander. Le chapitre commence par un rappel de la méthode de calcul FDTD, puis nous introduisons les deux articles consécutivement. Le chapitre se termine par un résumé des résultats des deux articles.

4-1 La méthode FDTD

Cette méthode numérique consiste à résoudre numériquement les formes intégrales des équations de Maxwell (Kunz et Luebbers, 1993). La technique a été mise au point pour la première fois par Yee en 1966 (Yee, 1966). L'algorithme repose sur une discrétisation des équations de Maxwell qui sont exprimées en fonction des dérivées partielles par rapport au temps et à l'espace. Cette discrétisation permet de transformer les dérivées en différences finies sur un pas d'espace et de temps.

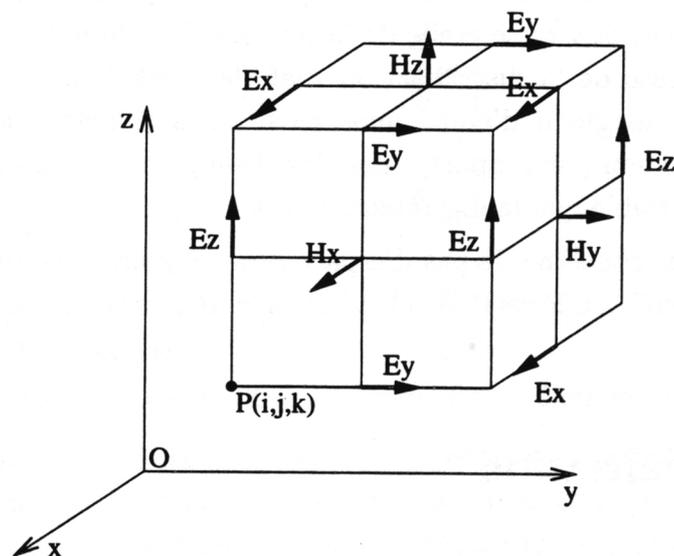


Figure 4-1: Une maille élémentaire dans l'espace de simulation, on note sur le graphe les trois composantes du champ électrique et les trois composantes du champ magnétique calculé à chaque pas de temps.

Les dérivées spatiales et temporelle des vecteurs E et H, sont approchées par des différences centrées, précises au second ordre. Une méthode de calcul explicite permet de calculer pas à pas le champ dans tout l'espace de simulation.

L'algorithme est relativement simple, mais il a fallu attendre l'apparition de moyens de calcul puissants pour pouvoir l'utiliser. La méthode nécessite d'importantes ressources informatiques en termes de mémoire et de temps de calcul.

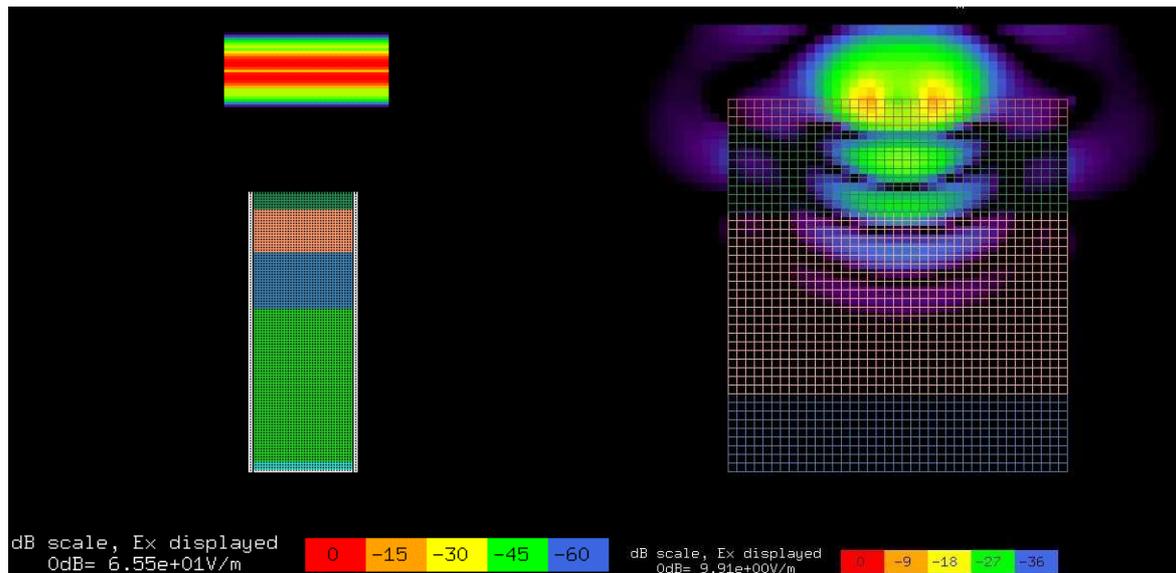


Figure 4-2 : Simulation FDTD de la propagation de l'onde radar. A gauche, visualisation de l'onde plane (gaussienne modulée centrée à 2 MHz) en propagation dans l'espace de simulation avant de rentrer en contact avec la géométrie du système multicouche constitué des mailles de Yee. Cette configuration décrit le cas d'un sondeur orbital du type MARSIS ou SHARAD. A droite simulation du rayonnement d'un dipôle de 30 m à la surface, ce cas se rapproche de la configuration du GPR de Netlander.

Nos choix de la taille, de l'espace de simulation et de la résolution des géométries considérées (comme la forme et la taille des inclusions dans les couches géologiques) est très limitée par les capacités du ordinateur utilisé. Nous avons utilisé pour ce travail de thèse un logiciel commercial XFDTD (réalisé par RemCom) pour effectuer nos simulations numériques. Ce logiciel à l'avantage d'offrir une interface graphique permettant le développement et la visualisation des géométries complexes étudiées ainsi que l'évolution temporelle du signal radar à travers l'espace de simulation comme nous le montre la figure 4-2. Le logiciel a été réalisé pour simuler des propagations dans des matériaux présentant de fortes pertes diélectriques et magnétiques.

4-1-1 Construction de la géométrie et le paramétrage

L'espace de simulation est découpé en cellules parallélépipédiques (cf. figure 4-2). La première étape consiste à construire l'espace de simulation en calculant le nombre de mailles nécessaires pour définir

la géométrie (la figure 4-1 donne le schéma d'une maille élémentaire). Ces mailles élémentaires, constituent la géométrie de la structure du modèle géo-électrique multicouches dans l'espace de simulation. Chaque maille porte les informations qui décrivent les caractéristiques électromagnétiques du matériau utilisé : la partie réelle de la constante diélectrique, la conductivité, la partie réelle de la perméabilité relative et la conductivité magnétique. La simulation du dispositif du rayonnement (antenne) se fait similairement en utilisant des mailles élémentaires ou en utilisant un maillage différentiel permettant d'accéder à des structures plus fines que celles du maillage global. Nous pouvons ensuite entrer les paramètres de l'onde source : la fréquence centrale, la forme de l'onde, la largeur de bande, polarisation (uniquement linéaire) et amplitude maximale du champ. Pour les antennes dipolaires nous précisons les mêmes aspects pour le courant injecté au milieu de l'antenne ainsi que la résistivité du fil constituant le dispositif du rayonnement.

La dernière étape du paramétrage est de fixer le pas de temps δ_t ainsi que le nombre d'itération en fonction du critère de Courant qui assure la stabilité du calcul.

4-1-2 Stabilité du calcul

Comme tous les schémas explicites, le schéma de Yee est soumis à une condition de stabilité fixant le pas de temps à partir de la discrétisation initiale de l'espace de simulation. Il s'agit du critère de Courant décrit par l'équation :

$$C_{\min} \delta t < \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} + \frac{1}{\delta z^2}}} \quad (4-1)$$

Où C_{\min} est la vitesse de propagation dans le matériau le plus conducteur de la géométrie, δ_t est le pas de temps, δx , δy et δz représentent les trois dimensions orthogonales de la maille élémentaire.

Tout au long de nos simulations, nous avons utilisé des cellules cubiques donc $\delta x = \delta y = \delta z$.

4-1-3 Calcul des champs E et H

Les équations de Maxwell (4-2) décrivent l'évolution des deux composantes E et H du champ électromagnétique dans un milieu continu, homogène, isotrope et linéaire :

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} &= -\frac{1}{\mu} \vec{\nabla} \times \vec{E} - \frac{\rho}{\mu} \vec{H} \\ \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} &= -\frac{1}{\varepsilon} \vec{\nabla} \times \vec{H} - \frac{\sigma}{\varepsilon} \vec{E} \end{aligned} \right\} \quad (4-2)$$

Où

E est le champ électrique en volt/mètre ;

H est le champ magnétique en ampère/mètre ;

ε est la permittivité électrique en Farad/mètre ;

σ est la conductivité électrique Siemens/mètre ;

μ est la perméabilité magnétique en Henry/mètre ;

ρ est le terme des pertes magnétiques en Ohm/mètre.

Dans le cas où ε , σ , μ et ρ sont isotropes on peut écrire le système d'équations (4-2) dans ses trois composantes cartésiennes (x, y, z) sous la forme d'un système d'équations scalaires :

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial H_x}{\partial t} &= \frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial E_y}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial y} - \rho' H_x \right) \\ \frac{\partial H_y}{\partial t} &= \frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial E_z}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial z} - \rho' H_y \right) \\ \frac{\partial H_z}{\partial t} &= \frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial E_x}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial x} - \rho' H_z \right) \\ \frac{\partial E_x}{\partial t} &= \frac{1}{\varepsilon} \left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} - \sigma E_x \right) \\ \frac{\partial E_y}{\partial t} &= \frac{1}{\varepsilon} \left(\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} - \sigma E_y \right) \\ \frac{\partial E_z}{\partial t} &= \frac{1}{\varepsilon} \left(\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} - \sigma E_z \right) \end{aligned} \right\} \quad (4-3)$$

Le système d'équation obtenu permet de calculer simultanément les valeurs des composantes des champs E et H (Kunz et Luebbers, 1993). Ces dernières sont aussi calculées à $\frac{1}{2}$ pas de temps d'écart par l'algorithme de Yee. La discrétisation en temps et en espace des termes du système d'équations différentielles (4-3) est obtenue par l'application du schéma des différences finie (4-4) pour une dérivé partielle d'une fonction F(i, j, k), et constitue la base de l'algorithme FDTD pour le calcul de la propagation des ondes électromagnétiques et leur diffraction par des inclusions volumiques.

$$\left. \begin{aligned}
 \frac{\partial F^n(i, j, k)}{\partial t} &= \frac{F^{n+\frac{1}{2}}(i, j, k) - F^{n-\frac{1}{2}}(i, j, k)}{\Delta t} + O(\Delta t^2) \\
 \frac{\partial F^n(i, j, k)}{\partial x} &= \frac{F^n(i + \frac{1}{2}, j, k) - F^n(i - \frac{1}{2}, j, k)}{\Delta x} + O(\Delta x^2)
 \end{aligned} \right\} (4-4)$$

L'algorithme de Yee consiste donc à appliquer le modèle (4-4) au système (4-3). On obtient ainsi un nouveau système d'équations discrétisées qui modélise la propagation du champ électromagnétique dans la grille de calcul (cf. figure 4-3).

4-1-4 Conditions absorbantes

Dans notre modèle, nous avons utilisé l'algorithme des PML (Perfect Matching Layer) comme conditions absorbantes aux limites de l'espace de simulation. Les PML standards utilisées dans le logiciel XFDTD nous permettent de travailler avec une dynamique maximale de -172 dB, ce qui est suffisant pour évaluer les pertes du signal rétro-diffusé dans la limite de détectabilité des instruments MARSIS, SHARAD et Netlander.

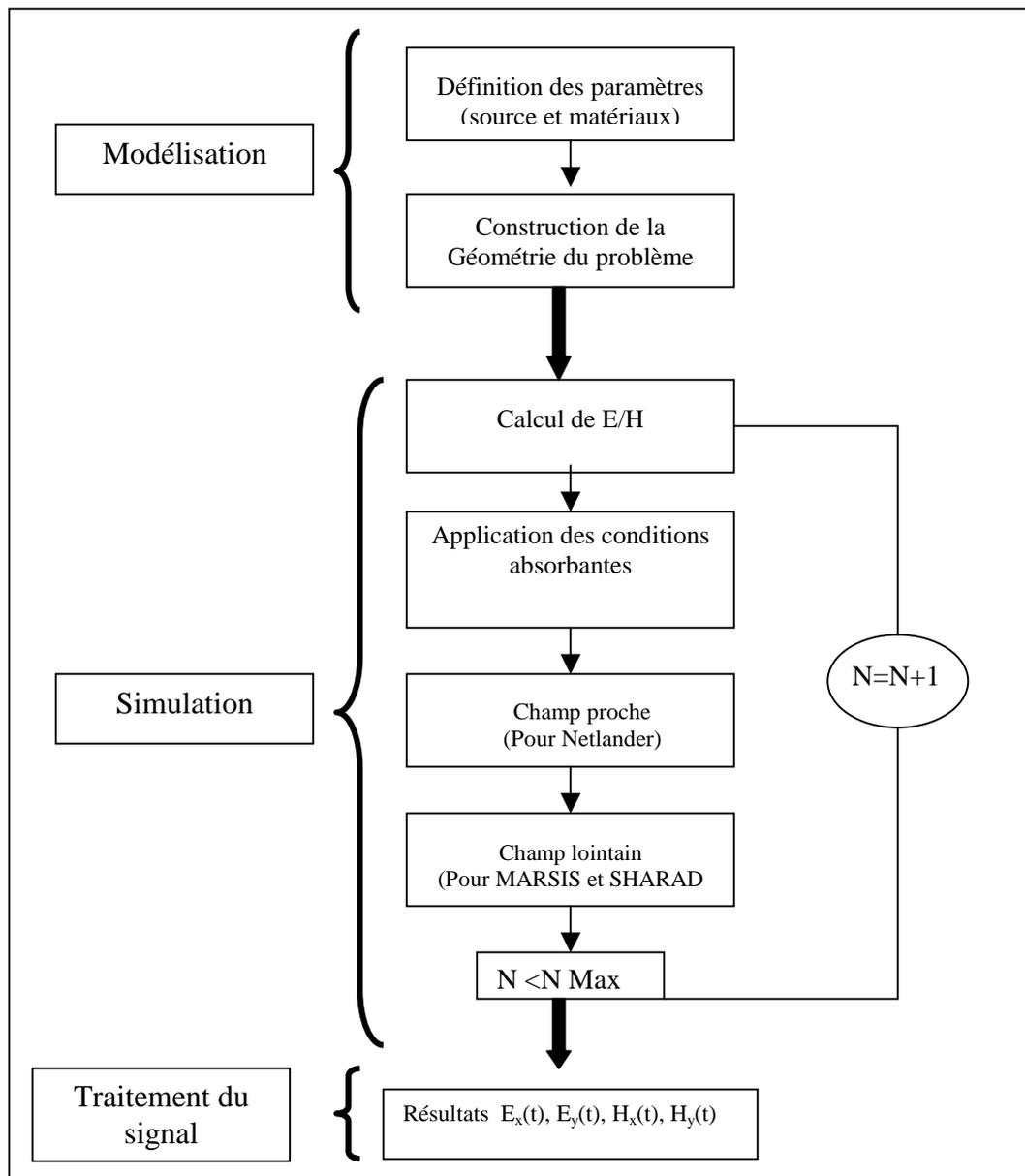


Figure 4-3: L'algorithme de la technique FDTD utilisée afin de simuler l'écho radar à 2 MHz. La première étape consiste à modéliser la géométrie du problème sous la forme de mailles de Yee, pour ensuite calculer l'évolution du champ électromagnétique pour chaque pas de temps. Le résultat de la simulation donne les champs $E_x(t)$, $E_y(t)$, $H_x(t)$, $H_y(t)$ en fonction du temps total de la simulation. Finalement, on traite l'écho radar obtenu afin de déterminer la détectabilité des interfaces entre les différentes couches géologiques (niveau de rétro-diffusion en dB).

4-2 Etude paramétrique

Avant d'attaquer les cas de la propagation des ondes radar basse fréquence dans des modèles géologiques locaux plus au moins proches de la réalité du terrain, nous avons réalisé une étude paramétrique afin d'évaluer l'effet de la rugosité d'interface et de la présence d'inclusions dans un milieu diélectrique conducteur, pour la bande de fréquences 2 à 20 MHz.

Nous avons élaboré un modèle simple à trois couches, avec des interfaces rugueuses entre les trois couches. On a commencé par faire varier les propriétés électriques de la première couche de sédiments basaltiques, on a ainsi pu étudier la détectabilité de l'interface glace-eau à 2MHz. Ensuite on a ajouté des inclusions dans la première couche correspondant à des roches ferriques, l'effet de ses inclusions à 2 MHz est quasiment absent tandis qu'à 20 MHz on a pu observer d'importantes dispersions dans le signal.

Le but de cette étude est avant tout de tester la validité des hypothèses utilisées dans les simulations pour les modèles géologiques plus complexe de la deuxième partie de ce chapitre (Article JGR). Ses modèles peuvent être considérés comme des sites d'atterrissages potentiel pour les GPR de Netlander.

Le descriptif du modèle ainsi que les travaux de simulations sont expliqués en détail dans l'article qui suit.

WATER DETECTION IN THE MARTIAN SUBSURFACE

E. Heggy, P. Paillou
Observatoire Astronomique de Bordeaux, BP 89, 33270 Floirac, France
heggy@observ.u-bordeaux.fr, Paillou@observ.u-bordeaux.fr

F. Demontoux, G. Ruffié
PIOM – ENSCPB, 33402 Talence, France
demontoux@piom.u-bordeaux.fr, g.ruffie@piom.u-bordeaux.fr

G. Grandjean
BRGM, Orléans, France
g.grandjean@brgm.fr

ABSTRACT

Performances of low frequency sounding radars, in term of penetration depth and signal to noise ratio, are mainly function of electric and magnetic losses, volume scattering, and interface roughness. In order to evaluate experimentally the impact of each of those parameters on the future sounding radar missions foreseen for Mars exploration, we conducted series of measurements of the electromagnetic properties of volcanic and sedimentary materials that may be present in the near Martian subsurface layers. Results were used to construct some representatives geoelectrical profiles of the Martian subsurface for the 1-20 MHz frequency range. We considered in particular a simple 3-layered model, which is a primary model to describe terrains where recently observed fluvial-like features raise the possibility that liquid water may exist at shallow depths (100 to 500 meters). We used expected subsurface geophysical conditions such as temperature gradient, rock porosity that may exist for such sites (Clifford, 1993) to construct representative laboratory samples for each layer. We integrated the measured EM characteristics in a geoelectrical model including interface roughness and volume scatterers. We then used the Finite Difference Time Domain (FDTD) algorithm to simulate the radar backscattered echo and evaluate the ability of future sounders to detect the probable presence of ground ice – water interface in such a geological configuration.

Key words: Mars, radar, water, subsurface.

INTRODUCTION

Recent high resolution images from the Mars Orbital Camera (MOC) on board the Mars Global Surveyor (MGS) orbiter revealed the possibility of the presence of ground ice and probably some water lenses in the near subsurface of Mars (Malin and Edgett, 2000), at a depth of a few hundred meters. Water could outflow from an underground ice rich-

saturated layer covered locally by volcanic altered materials as observed in the Pitt Wall site (Malin and Edgett, 2000), although theoretical geophysical models predict that liquid water reservoirs on Mars should be around 2.5 km deep for low latitude, where the temperature gradient may reach the ice fusion point (Clifford, 1993).

It is then obvious that, in order to detect subsurface water, whether in the form of water lenses or water table, we need a deep sounding capability. Several geophysical techniques are being developed for this task. Shallow subsurface water, if still present on Mars, can be hardly detected using drilling and seismographs due the actual constraints to develop space versions of those systems. Sounding radars seem to be the appropriate tool in terms of mass and energy constraints for a planetary space mission (Ori and Oglioni, 1996; Berthelier et al., 2000). Orbital and on site probing methods represent probably one of the most adequate geophysical tool to inform us about water abundance and distribution and implications in the history of the planet (Clifford, 2001). Thus two space missions to Mars will use the low frequency sounding radar technique: the first one is the Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) experiment on board the Mars Express orbiter planned for 2003 (Picardi et al, 1999), and the second mission is the landed Ground Penetrating Radar (GPR) experiment within the NetLander mission planned for 2007 (Berthelier et al., 2000). Both systems will operate at frequencies around 2 MHz, searching mainly for deep subsurface water and mapping the geological subsurface-layered structures. Another sounding radar experiment is planned for 2005 on board the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), operating mainly at 20 MHz (Beaty et al., 2001). Recent measurements of the geoelectrical properties of Martian rich iron oxides analogues (Heggy et al., 2002) show that volcanic layers present in the first few hundreds of meters of the general geological model of the Martian subsurface present higher permittivity values than those estimated from lunar samples (Olheoft, 1998). This lead to limit the penetration depth for the given dynamic range of each radar experiment to one

kilometer in the optimal case of a landed GPR. Improving the instrumentation sensitivity can increase the penetration depth but will also increase ambiguities on any interface identification. This led us to the conclusion that radar sounders should thus operate at specified sites where the geoelectrical context is locally less conductive than the one derived from the general geological model of Clifford.

As the Martian surface is at the present time our unique information source about the subsurface geology, we need to simulate geoelectrical models of terrains where recent high-resolution images provide confident evidences about the presence of ground ice and / or water reservoirs. We must then consider geoelectrical and geophysical conditions that can provide at least enhanced conditions for the detection of water lenses at shallow depth.

MODELING AND MEASUREMENTS

As a first order approximation, we used a 3D three-layered model of the Martian subsurface (cf. Figure 1). This model is not really representative of the global Martian subsurface geology, but it may be considered as an adequate geoelectrical first description of the Martian subsurface for sites where fluvial-like channels have been observed. It gathers the three main Martian "dielectric environments": 1) A dry volcanic superficial layer constituted of fractured rocks and moderately consolidated regolith; 2) A dry ground ice layer (Costard, 1989; Kuzmin et al., 1988). 3) A water saturated layer of basalt (Clifford, 1982). We included scatterers in the first layer with a random distribution.

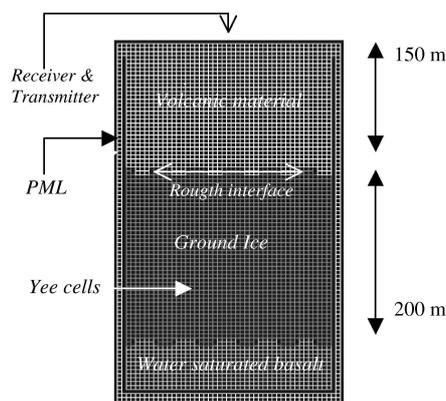


Figure 1: A Two-dimensional projection of the simple 3-layers geoelectrical model used.

In this model, the first layer is heterogeneous in terms of permittivity and permeability due to the volcanic rock distribution, while the two other layers have been considered as electrically homogenous. We added a moisture gradient at the ground ice / water saturated layer interface to simulate the possible presence of unfrozen

water at this depth (Anderson and Morgenstern, 1973). The two interfaces between the three layers in the model have a step periodic roughness function with an amplitude of 2 meters that fits the observed stratigraphy on the exposed wall rock of Valles Marineris (McEwen et al., 1999) and the Pitt Wall site. The surface is left smooth as the Raleigh smoothness criterion is valid for the two wavelength considered here: 15 m (20 MHz) and 150 m (2 MHz).

Using laboratory measurement performed on terrestrial analogues of the Martian volcanic materials (Heggy et al., 2002), we evaluated experimentally a range for the permittivity, conductivity and permeability for the each of the three layers, in order to observe the possible variation in the radar response due to the variation in the geochemical conditions in the Martian subsurface. For the first layer, we mainly used basalt mixed with 10% (in weight) of hematite, 10% of maghemite and 5% of magnetite. The sample was compacted to obtain a measured porosity of about 30%. Permittivity and permeability measurements were performed using respectively an open coaxial capacitive cell and a magnetic self cell. To simulate experimentally the second layer representing the Martian ground ice, we used a sample constituted of 80% basalt powder with 20% ice, to fit the theoretical porosity profile described by Clifford, 1993. The dry samples were measured at a temperature of 210 K in order to prevent from any moisture effect. The experimental permittivity of the water saturated layer was derived from a measurement on a water saturated basalt sample with a porosity of 20%. Table 1 summarizes the electromagnetic properties of the model in Figure 1, in terms of real part of the dielectric constant ϵ , conductivity σ , and permeability μ , for the two frequencies 2 and 20 MHz.

Layer	ϵ		σ (S/m)		μ	
	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz
1 Volcanic	5.7	4.8	28e-6	21e-6	1.8	1.1
2 Ground ice	7	6.2	5e-6	3e-6	1.3	1.1
3 Wet basalt	36	32	130e-5	112e-5	1.4	1
Scatterers	8.3	7.2	16e-6	9e-6	1.4	1.3

Table 1: Measured electric and magnetic properties of the three layers constituting the model in Figure 1 (scatterers are only present in the first layer).

NUMERICAL SIMULATIONS

In order to simulate the radar echo for such a stratigraphy, we used the Finite Difference Time Domain (FDTD) algorithm, which is very general in terms of material, geometry and frequency. We mainly evaluated the scattered electric field in two cross polarizations at each point of our geometry. Simulations were performed in the time domain to observe reflections at each interface and thus evaluate the radar ability to penetrate down to the water saturated layers. In the FDTD technique, the problem geometry is constructed by the mean of the Yee cell method

(Kunz and Raymond, 1993). For each frequency, each cell is characterized by the three parameters in Table 1. Figure 1 shows the Yee cells constituting the geometry of the surrounding simulation space. We used the Perfect Matching Layer (PML) algorithm as boundary conditions to reduce signal reflections at the boundaries.

For the 2 MHz simulations (MARSIS and Netlander radars), the dimension of a cubic Yee cell are 5x5x5 m in order to ensure enough accuracy for the FDTD modeling. In order to describe the roughness at the layer interfaces and the scatterers in the first layer, we used a local grid with smaller cells of 1 m. The radar pulse emitter and receiver are placed at the same point on the surface layer. In our simulation, the vertically emitted pulse is a plane wave with a maximum amplitude of 100 V/m. The emitted waveform is a vertically polarized (in the x direction) and modulated Gaussian, with a central frequency of 2 MHz and 2 MHz bandwidth. The receiver can measure the backscattered echo in the two cross polarizations E_x and E_y . For the 20 MHz simulations (MRO sounder), the size of the Yee cell was set to 1 m, and the central frequency of the emitted wave was set to 20 MHz.

In order to evaluate the effect of the first layer in terms of electromagnetic attenuation, we changed its permittivity, permeability and conductivity according to the measured range, and then observed the effect on the radar echo. We mainly focused on the interfaces detectability. To evaluate the volume scattering effect, we inserted in the first layer 40 cubic scatterers, each having a dimension of 1 m³ and randomly distributed in the layer. The assumption of cubic scatterers only provides a first order result on their effect on the signal dispersion and depolarization. Changing the scatterers geometry and orientation could significantly affect the 20 MHz results, while the radar echo is less sensitive to this parameter at 2 MHz. No confident direct observations are available to validate our choice for the interface roughness and scatterer parameters, so we tried to consider reasonable values from geological considerations.

RESULTS AND ANALYSIS

Results of radar echo simulations give us the scattered electric field as a function of the roundtrip time needed for the emitted pulse to vertically cross the geoelectrical profile.

Figure 2 shows the simulated radar echo for a 2 MHz GPR of Netlander for two different configurations of the first volcanic layer (without scatterers). The bottom graph of Figure 2 corresponds to the geoelectrical profile described in Table 1: we can clearly identify the radar echoes arising from the surface and the two subsurface interfaces indicated by the arrows. In the upper graph, we set the volcanic layer to be constituted of fractured basalt mixed with a slightly higher quantity (7% more) of hematite and maghemite than the one used in Table 1. The measured electromagnetic parameters for the new sample at 2 MHz are 8 for ϵ , 0.000045 S/m for σ and 2 for μ . The top graph of Figure 2 shows that increasing the iron oxide concentration of the first layer attenuates the signal coming from the water saturated layer (right arrow), which can be

hardly distinguished from the noise of the simulation. We can also notice that more energy is reflected by the surface. The possible presence of a thin surface layer of hematite (Christensen et al., 2000; Bell and Morris, 1998) or other conducting material such as clays or evaporites could contribute significantly to this first layer energy losses which in turn reduce the radar penetration.

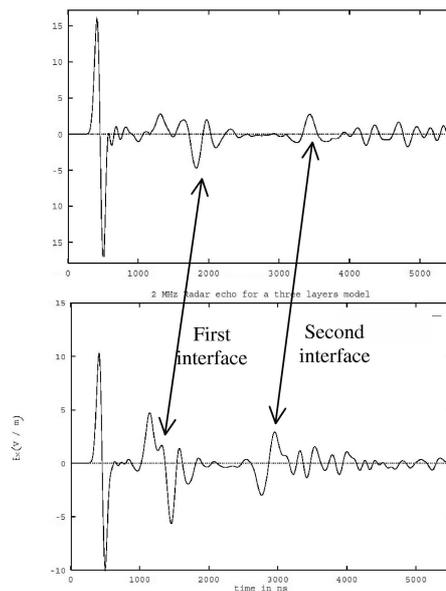


Figure 2: Simulation results at 2 MHz. Arrows show the reflection corresponding to each geological interface.

In the next step of our simulations, we activated the scatterers in the first layer of the geological model in order to study their impact on the radar signal, for the geoelectrical profile in Table 1. The result is shown in Figure 3: no significant changes in echo signal have been observed due to the volume scattering compared to Figure 2 (bottom). This primary result is mainly valid for the type and dimensions of scatterers that we considered here; further simulations with larger scatterers (faults) could present a different behavior.

The same approach has been applied for the 20 MHz frequency. We changed the Yee cells dimension to 1 m, in order to keep the appropriate wavelength ratio inside the material, and we used the 20 MHz electromagnetic parameters presented in Table 1. The same roughness function and scatterer distribution as in the 2 MHz case was considered. Figure 4 shows the simulated radar echo: one can observe the strongly distorted signal due to the presence of scatterers in the first layer. We can see that for a 20 MHz sounder, buried rocks could partially screen the ground ice / wet basalt interface. Such phenomena have been observed

England, 1976). We also observed a significant backscattered component in the vertical polarization (E_y) induced by the clutters depolarization effect.

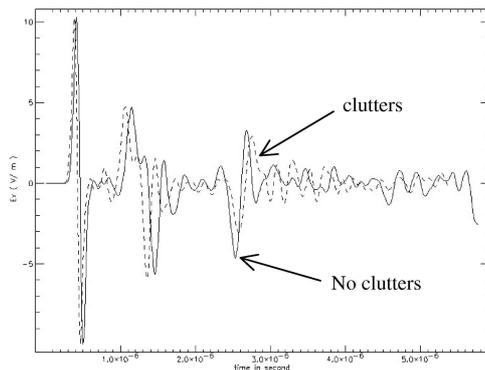


Figure 3: Comparison between the two radar echoes for the three-layer model at 2 MHz: plain line shows the case without clutters, while the dash line corresponds to the presence of buried rocks in the first volcanic layer.

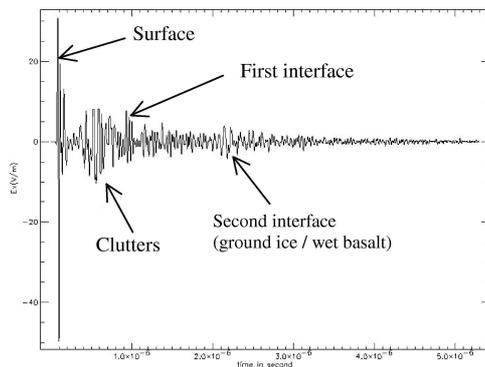


Figure 4: The radar echo simulated at 20 MHz. Arrows indicate the calculated locations of the clutters and the layer interfaces.

CONCLUSION

The detection of Martian water using sounding radars is related to our knowledge of the electric profile of the investigated subsurface. Radar echo simulation and laboratory dielectric measurement on Martian soil synthetic analogues are then important tasks to accomplish for the future interpretation of the radar data that will be obtained from the Mars Express and NetLander missions. It is also crucial for the design of future radar experiments that will take place within the Mars exploration program, such as the Shallow Subsurface Sounding Radar foreseen in 2005 on board the Mars Reconnaissance Orbiter. Simulations at the

2 MHz frequency show that radar performances are strongly dependent of the geochemical properties of the upper layer. For the 2 MHz sounders (MARSIS, GPR of Netlander), conduction and magnetic losses seem to contribute to the major part of the signal attenuation, and the radar performances will be dominated by the presence of iron oxide in the upper geological layer. In the case of the 20 MHz MRO sounder, the electromagnetic attenuation and volume scattering are more or less equally controlling the system performances. The lower sensitivity of low frequency radars to volume scattering implies that the MARSIS and Netlander echoes should be easier to invert to obtain the geoelectrical interfaces. Those data, when correlated to the MRO sounder echoes, could probably give a confident detection of shallow subsurface water lenses by the mean of polarimetric analysis. As a matter of fact, simulations show that only considering the reflected power on contrasted interfaces is not the most appropriate way for a unambiguous detection of water, specially at large depths where the low porosity reduces the dielectric contrast between the moderate wet materials and the surrounding materials (such as compacted basalt). The use of multi-polarization antennas could contribute to reduce ambiguities in water detection in the Martian subsurface. We strongly recommend experiments on dedicated terrestrial sites using multi-frequency and polarimetric GPRs, in order to assess the limitation in detecting subsurface water on Mars using sounding radars.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to acknowledge the support of J.P. Parneix for the all the measurement and numerical simulation facilities, and of J.J. Berthelie for helpful discussions. This research is supported by the French CNRS and is a part of the NetLander development work within the CNES Mars exploration program.

REFERENCES

- Anderson, D.M., and N.R., Morgenstern, 1973. Physics, chemistry and mechanics of frozen ground: A review, North American contribution. *Ground ice Second International Conference*. National Academy of Sciences, Washington D.C., pp. 257-288.
- Beaty, W.D., S.M., Clifford, P., Gogineni, B., Grimm, C., Leuschen, G., Olhoeft, K., Raney, A., Safaeinili, 2001. Analysis of the potential of a Mars orbital ground penetrating radar instrument in 2005, Mars Program Office White Paper.
- Berthelie, J.J., et al., 2000. The GPR experiment on NetLander. *Planetary and Space Science*, 48, pp.1153-1159.
- Bell III, J.F., and R.V., Morris, 1998. Identification of Hematite on Mars from HST. *Lunar Planet. Sci. Conf., XXIX*, Houston, USA.
- Christensen, P.R., et al., 2000. The distribution of crystalline hematite on Mars from the thermal

- emission spectrometer: Evidence for liquid water. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXXI, Houston, USA.
- Clifford, S.M., and L. A., Johansen, 1982. Splash craters: Evidence for the replenishment of ground ice in the equatorial region of Mars. *Lunar Planet. Sci. Conf. XIII*, Houston.
- Clifford, S.M., 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 10973-11016.
- Clifford, S.M., and T.J., Parker, 2001. The Evolution of the Martian hydrosphere: Implications for the fate of a Primordial Ocean and the Current state of the Northern plains, *Icarus*, (in press).
- Costard, F., 1989. The spatial distribution of volatiles in the Martian hydrolithosphere. *Earth, Moon and Planets*, 45, pp. 265-290.
- Heggy, E., P., Paillou, G., Ruffié, J.M., Malézieux, F., Costard, G., Grandjean, 2002. On Water Detection In The Martian Subsurface using Sounding Radar, *Icarus*, (in press).
- Kunz, K., and J.R., Luebbers, 1993. The Finite Difference Time Domain method for electromagnetics. *CRC Press*.
- Kuzmin, R.O., N.N., Bobina, E.V., Zabalueva, V.P., Shashkina, 1988. Structure inhomogeneities of the Martian cryolithosphere. *Solar Syst. Res.*, XXII, pp.195-212.
- McEwen, A., et al., 1999. Stratigraphy of the upper crust of Mars. *5th International Conference on Mars*, Pasadena, USA.
- Malin, M.C., and K.S., Edgett, 2000. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science*, 288, pp. 2330-2335.
- Olhoeft, G. R., 1998. Ground penetrating Radar on Mars. *7th Int. Conference on GPR*, Lawrence, USA.
- Ori, G.G., and F., Oglioni, 1996. Potentiality of the ground-penetrating radar for the analysis of the stratigraphy and sedimentology of Mars. *Planetary and Space Science*, 44, pp. 1303-1315.
- Picardi, G., et al., 1999. The Mars advanced radar for subsurface and ionosphere sounding (MARSIS) in the MARS EXPRESS mission. *Int. Conf. on Mars Exploration Program and Sample Return Missions*, Paris, France.
- Watts, R.D., and A.W., England, 1976. Radio-Echo sounding of temperate glaciers: Ice properties and sounder design criteria. *J. Glaciol.*, 17, pp. 39-49.

4-3 Modèles géo-électriques locaux du sous-sol martien

L'article qui suit présente quatre modèles géo-électriques correspondant à des contextes géologiques particuliers du sous-sol de Mars, où des lentilles d'eau liquides peuvent se former dans le proche sous-sol. Dans chaque cas, nous avons simulé l'écho radar rétro-diffusé à 2 MHz, pour l'évaluation des performances des GPRs de Netlander.

Local geo-electrical models of the Martian subsurface for shallow ground water detection using sounding radars

E.Heggy, P.Paillou

Observatoire Astronomique de Bordeaux, Floirac, France.

F.Costard, N.Mangold

Université Paris-Sud, Orsay, France.

G.Ruffie, F.Demontoux

PIOM – ENSCPB, Talence, France.

G.Grandjean

BRGM, Orléans, France.

J.M.Malézieux

Institut EGID, Talence, France.

Abstract. Low frequency sounding radars should be able to probe the Martian subsurface layers down to varying depths, depending on the geo-electrical properties of the sounded sites. We present in this work four frequency dependent geo-electrical models of the Martian subsurface in the 1-20 MHz frequency band, based on laboratory electromagnetic characterization of Martian soil analogues. Those models correspond to local Martian sites, where we considered particular interest for the search of water using mainly the Ground Penetrating Radar (GPR) instrument of the Netlander mission. Results and discussion are also valid for both sounding experiments MARSIS and SHARAD. The four models of the Martian subsurface are designed to represent terrains where recent fluvial like features suggest the presence of near subsurface ground ice and probably liquid water. We performed measurements on volcanic and sedimentary materials that may be present on these sites under the appropriate geophysical conditions that may exist in those terrains. We then simulated the backscattered radar echo arising from each site in the 2 MHz frequency band, using the Finite Difference Time Domain (FDTD) algorithm, in order to evaluate the instrument performances to probe the subsurface stratigraphy of each site. Our results confirm that the near subsurface rich iron oxide mineralogy controls the instrument performances in terms of penetration depth and signal to noise ratio in the 2 MHz frequency band. We finally discuss the geophysical and geo-electrical sounding conditions that could lead to an ambiguous detection of shallow subsurface water on Mars for the Netlander GPR.

1. Introduction

Models of the thermal structure of the Martian crust suggest that the thickness of frozen ground (the depth at which the local temperature rises above the ice fusion point) range from ~2.5-5.0 km at the equator to ~6-12 km at the poles [Clifford, 1993; Clifford and Parker, 2001]. Recently high resolution images from the Mars Orbital Camera (MOC) onboard the Mars Global Surveyor (MGS) orbiter reveal the possible presence of water layers in the near subsurface of Mars, at a depth of few hundreds meters. Water could flow out from an underground ice rich saturated layer covered locally by volcanic altered materials [Malin and Edgett, 2000].

Efficient sounding methods are required in order to detect the water present in the Martian subsurface a hundred meters or a few kilometers deep. One of the best suited is based on sounding radars. Water, even if still present on Mars at shallow depth (less than 300 m), will be difficult to detect using drilling and seismographs. Radar sounding methods, either from orbit or from surface based systems, represent the adequate geophysical tool to inform us about subsurface water abundance and distribution, a parameter of primary importance to understand the history of the planet [Ori and Oglioni, 1996; Berthelier et al., 2000; Clifford et al., 2001].

Three radar instruments are planned in the current decade to probe the Martian subsurface and detect the presence and distribution of subsurface water layers. In 2003, the Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS) experiment onboard the Mars Express ESA orbiter will be the first instrument to perform a global vertical sounding at the 2 MHz frequency [Picardi et al., 1999]. It will be followed by the Ground Penetrating Radar experiment; the Netlander mission in 2007, which will land four autonomous geophysical stations at different sites [Berthelier et al. 2000]. These two experiments will mainly focus on the deep water detection, while a third instrument focused on Shallow Radar sounding (SHARAD) is planned for 2005 onboard the NASA Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) will operate at a higher frequency around 20 MHz, in order to detect probable water Layers at shallow depth [Beaty et al., 2001].

The performances of all of these radar systems are strongly dependent on the petrology and mineralogy of the Martian subsurface [Olhoeft, 1998; Heggy et al., 2001], which define the electrical behavior of each geological layer of the sounded sites. Most of the Martian surface presents a volcanic context and is covered by an iron oxide-rich dust layer, more probably constituted of altered basalts [Pinet and Chevrel, 1990], hematite [Christensen et al., 2000], maghemite and other ferromagnetic minerals [Hargraves et al., 1977]. This dust material is overlaying volcanic layers of fractured basalt and lava flows, with a geographically and stratigraphically variable component of massive and interstitial ice [Clifford, 1993; Clifford and Parker, 2001]. Deeper subsurface material could be mainly constituted of fractured ground ice [Clifford, 1982]. If we assume this configuration to be representative of the Martian subsurface, then materials present in the first few hundred of meters of the subsurface could significantly attenuate the probing radar signal, due to electric and magnetic

losses, thus limiting the penetration depth to few hundreds of meters at the 2 MHz frequency [Heggy et al., 2001].

Radar sounders should then operate at specific sites where the geo-electrical context is locally less conductive and where local geothermal conditions could lead to the presence of liquid water at shallow depths [Clifford and Parker, 2001]. In this paper, we present the geo-electrical modeling of such favorable sites in order to define future potential landing sites for the GPR experiment of the Netlander mission, and derive some criteria for optimal sounding sites for future radar experiments. Numerical simulations of the radar echo for the selected sites are presented and discussed.

2. Geological models

Four geological models of Martian subsurface are proposed in order to highlight the effect of several components such as liquid water, magnetic minerals and sedimentary deposits. The presence of fine grained or coarse deposits of different petrology (especially with varying porosity and permeability) may substantially affect the ice content in the subsurface and the radar signatures. These models correspond to possible local stratigraphy on Mars but large uncertainties exist about the composition and nature of the subsurface material. Examples are given to illustrate each proposed model refers to locations on Mars where the subsurface could correspond to the model, but detailed thickness and composition of the layers are speculative. These models do not take into account the regional variability of the selected geological unit. The possibility of finding shallow aquifers in the Martian near-surface is low due to cold temperatures, and liquid water should not be present at less than 1 km according to realistic thermal gradients [Clifford, 1993]. Nevertheless, we detail three examples where local residuals of subsurface water could be found at shallow depth. These locations would correspond to regions of high geothermal flow (2.1), outflow channels (2.2), or ice-rich northern plains (2.3). The last case (2.4) does not consider liquid water but sediments formed by desiccation of an ancient lake.

2.1. Shallow aquifers associated to local geothermal anomalies

Large geothermal gradients may occur within or near areas of recent volcanic activity. For example, the Hadriarca Patera volcano (31°S, 267°W) shows Amazonian fluvial features formed by interactions of lavas with water as shown in the upper part of Figure 1 [e.g. Allen, 1979]. Lavas are likely filled by interstitial ice at several hundred meters deep because ground ice may not have been completely desiccated at the latitude of this volcano. Liquid water still could exist in the subsurface of the volcano if the thermal gradient is unusually high like in similar regions on Earth and if the subsurface material is not too thermally conductive to be frozen deeply due to the low surface temperatures. Such conditions would imply a subsurface stratigraphy such as in the bottom part of Figure 1: (1) 10 meters

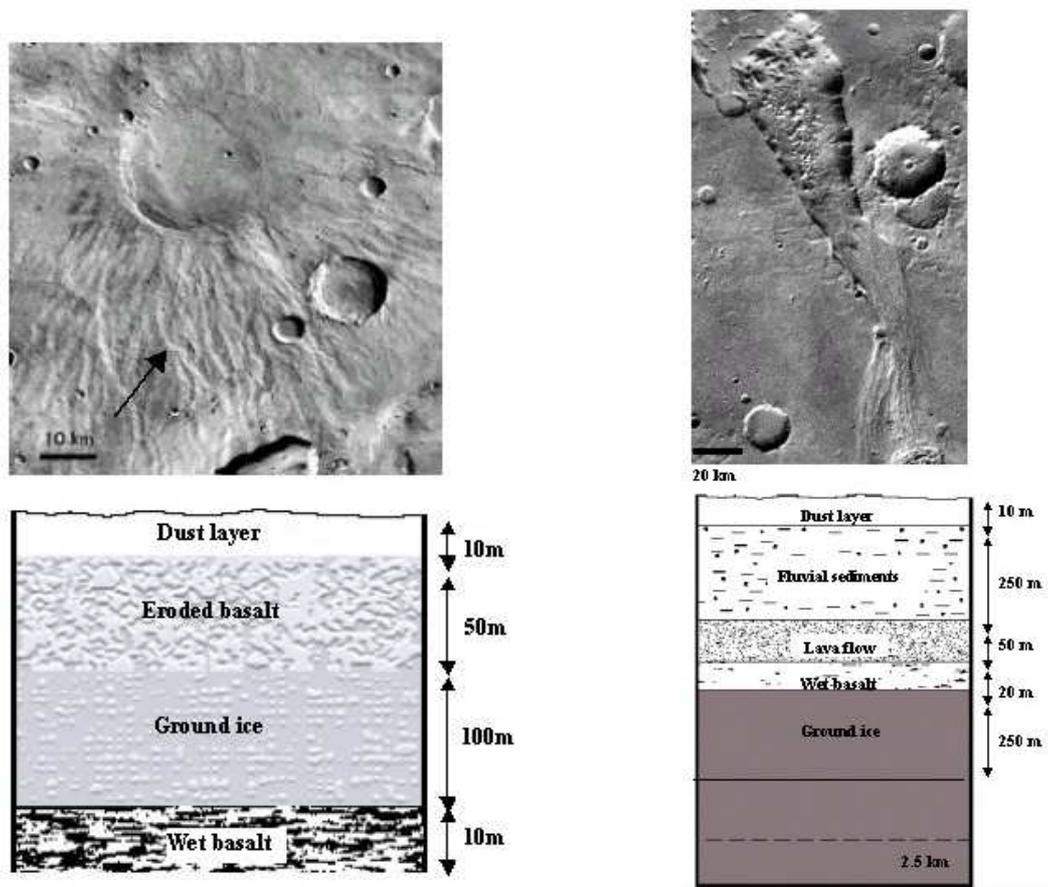


Figure 1. Top: the Viking image of the Hadriarca Patera volcano (31°S, 267°W). The arrow on the image shows Amazonian fluvial features formed by interactions of lava with water. Bottom: the proposed geological profile for a shallow aquifer associated to local geothermalism that might exist for similar sites.

Figure 2. In the upper part: the Outflow channel emerging from chaotic terrain (1°S, 43°W) (Viking image P-16983). Bottom: proposed geological model for this type of terrain where the presence of outflow channels may be interpreted by a rapid release of water from buried aquifers or the melting of ground ice by volcanism.

of dust covering the surface, (2) 50 m of eroded basalt corresponding to the porous part of basalt eroded by surface processes, (3) 100 m of basalt filled by interstitial ground ice and (4) a layer of wet basalt above the melting point. In this model we do not include magnetic minerals like maghemite in the subsurface layers.

2.2. Outwash plains

This model can correspond to a typical situation where outflow channels converge into the northern plains. A few billion years ago, large bodies of water could have been formed at the ends of the large outflow channels (Chryse and Acidalia Planitiae, Utopia Planitia, East of Hellas Planitia). This unit occupies the lowest areas within the channels and may contain volatile materials. According to the study of rampart craters, the thickness of the volatile rich layer of sedimentary deposits is estimated to be less than 800 m [Costard and Kargel, 1995]. In the proposed model, different layers are interpreted to be fluvial sediments up to 500 m in thickness. These sediments (both aeolian and fluvial deposits) are considered as an uncemented ground with porosity from 40% to 50%. These estimations are based on the bulk porosities of Martian soil as analyzed by the Viking Landers [Clark et al., 1976; Gooding, 1978], as well as from model of the megaregolith proposed by Clifford [1993]. These outwash plains occupy a latitudinal band between 20° North and 45° South, which corresponds to a ground ice thickness of several kilometers. According to theoretical models [Squyres et al., 1992; Clifford, 1993] as well as morphological analysis [Costard, 1989; Kuzmin et al., 1988], a first zone extending down to 300 m is supposed to be desiccated (sublimation process). It corresponds to fluvial and volcanic episodes, as shown in Figure 2. The second zone, starting at 300 m, is assumed to be basaltic and filled with ground-ice down to 2500 m where the melting point is reached and liquid water is present. This region of fractured basaltic rock may persist to depths of 10 km or more [Clifford, 1993; Clifford and Parker 2001]. Several investigators have emphasized magmatic activity in these areas in relationship with the Tharsis activity [Tanaka and Chapman, 1990]. It may have been responsible for the generations of liquid water by melting ground ice trapped in the underlying megaregolith [Zimbelman et al., 1992].

2.3. Ejecta deposits

This model shown in Figure 3, corresponds to different geological units overlaid by ejecta deposits from impact craters. The uppermost part of the stratigraphy is a dry material made of aeolian deposits (dust layer). A second zone results from impact processes with a 50 m thick ejecta deposit. This value takes into account the thickness (from 40 to 80 m) derived from MOLA profiles along some ejecta deposits [Barlow et al., 2000]. The materials are interpreted to be impact-brecciated rocks at least for the upper layers. The porosity can be high and include a mixing of large amounts of substrate material

into the ejecta deposit [Melosh, 1989] In the proposed model; these ejecta deposits overlay different layers of sediments and basaltic materials. These sedimentary deposits and, in particular locations, volcanic flows or deeper layers, may already contain ice. The lower limit of these layers is believed to be in the range of a few hundred of meters to 1 or 2 kilometers. As indicated above this is supposed to be an average situation, but current conditions may be very different from site to site.

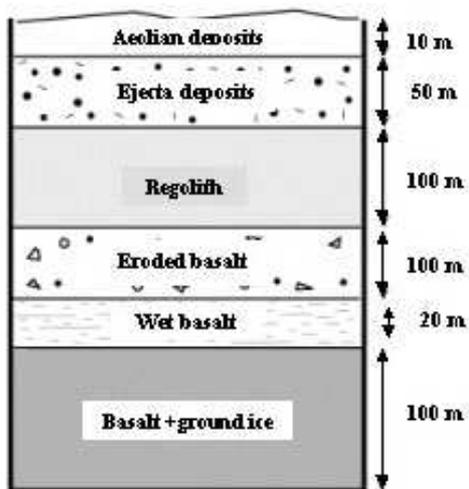
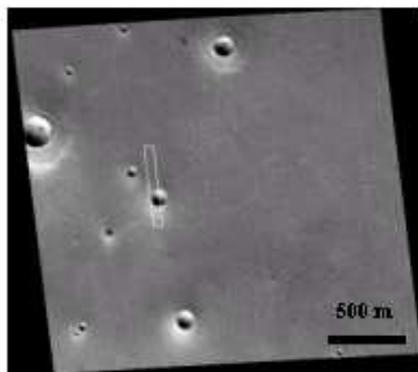


Figure 3. Top: the traverse across crater (30.3°N, 251.3°W) (MOC image M12-00506). Bottom: the corresponding geological model.

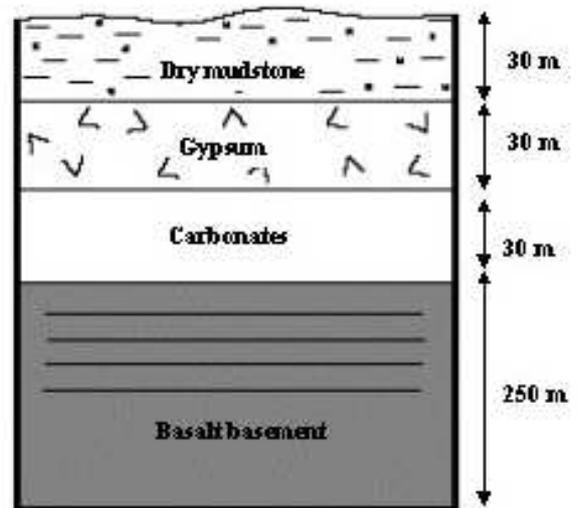
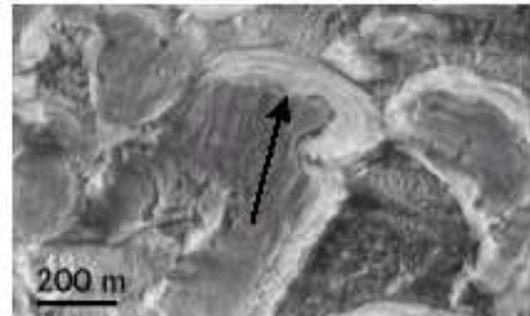


Figure 4. Top: MOC image of the Melas Chasma region (9°S, 77.5°W) (MOC image M08-04367), the arrow indicates what could represent a dry mudstone eroded layer. Bottom: the suggested model for this type of layered terrain.

2.4. Layered deposits

Layered deposits have been found in many regions with the Mars Global Surveyor camera [Malin and Edgett, 2000b]. The composition of layers is still unknown and a lot of speculations propose different compositions depending on whether the deposits have an aeolian, volcanic, fluvial or lacustrine origin. Interesting is a model containing evaporites that could correspond to layers formed by the drying of a stagnant lake like Sebkhas in terrestrial desert. Such conditions could correspond to the layers observed in closed depressions of Valles Marineris such as Melas Chasma (9°S, 77.5°W) (cf. MOC image M08-04367 in the top of Figure 4), or to layers inside craters like Gale or Henry. The layering proposed for such kind of geological setting is described in the bottom of Figure 4. The layer of mudstone is under erosion at the present time and could correspond to the eroded layers as shown by the arrow in the corresponding MOC image in the upper part of Figure 4. It is chosen to be mainly composed of kaolinite. This mudstone layer of 30 m thickness is underlain in the model by 30 m of gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) and 30 m of aragonite (CaCO_3) lying over a basaltic basement. The chosen composition and thickness of the layers is one configuration among many different possible, but could likely correspond to Sebkha like deposits.

3. Electromagnetic characterization and geo-electrical modeling

Once the geological models are set and well defined, we investigated representative laboratory samples, in terms of mineralogy and porosity, for each layer of the above-discussed models. In our analogy, the electromagnetic properties of each layer of a geological profile are reduced to the electromagnetic characterization of the representative laboratory sample. Samples are compositionally homogeneous, with different porosities, temperatures and a varying amounts of iron oxide-rich minerals (hematite, maghemite, magnetite) for samples representing volcanic layers. It must be kept in mind that this is a simple approach that does not reproduce the heterogeneous composition of rocks and their complex porosity. However, as we are mainly interested in the permittivity of the samples to build geo-electrical models to evaluate losses in wave propagation, homogenous mixtures of minerals and ice are relevant. For the permittivity measurements, we used two capacitive cells. The first one characterizes powder materials (porosity ranging from 30 to 50 %) and the second one measure pellets of compacted powder (porosity ranging from 15 to 30 %) or machined from a rock sample. For the permeability measurements, we used a self-magnetic cell. More details concerning the measurement procedure and samples preparation have been described in earlier paper [Heggy et al., 2001]. Each layer analog is described in terms of the real and imaginary part of its dielectric constant ($\epsilon = \epsilon' - i\epsilon''$), its conductivity σ in S/m and its relative magnetic permeability μ (in this work we only considered the real part of the magnetic permeability, as mineral mixtures used to simulate the subsurface layers in the four models are not highly magnetic). It is important to note that the choice of analog materials to

Table 1. Geo-electrical model for a shallow aquifer associated to local geothermalism

	ϵ'		ϵ''		$\sigma 10^{-6} [S/m]$		μ	
	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz
Dust layer	3	2.7	0.25	0.22	28	240	1.5	1.1
Eroded basalt	8	7.2	0.5	0.45	56	500	1	1
Ground ice	7	6.3	0.1	0.07	5	12	1	1
Wet basalt	36	32	12	10.5	1344	11724	1	1

Table 2. Geo-electrical model for outwash plains in the Northern hemisphere

	ϵ'		ϵ''		$\sigma 10^{-6} [S/m]$		μ	
	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz
Dust layer	3	2.7	0.25	0.22	28	240	1.5	1.1
fluvial sediments	5	4.4	0.5	0.46	56	513	1	1
Lava flow	7	6.2	0.5	0.3	56	335	1.5	1.3
Wet basalt	36	32	12	10.5	1344	11724	1	1
Ground ice	9	8	1	0.6	112	670	1	1

Table 3. Geo-electrical model for the fluidized crater ejecta deposits

	ϵ'		ϵ''		$\sigma 10^{-6} [S/m]$		μ	
	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz
Dust layer	3	2.7	0.25	0.22	28	240	1.5	1.1
Ejecta deposit	4	3.7	0.5	0.45	14	500	1	1
Regolith	14	12	0.7	0.6	77	670	1.2	1
Eroded basalt	9	8.1	0.2	0.2	22	220	1	1
Wet basalt	36	32	12	10.5	1344	11724	1	1
Basalt + ground ice	11	10	1	0.7	224	780	1	1

Table 4. Geo-electrical model for the layered deposits terrain

	ϵ'		ϵ''		$\sigma 10^{-6} [S/m]$		μ	
	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz	2 MHz	20 MHz
Dry mudstone	3.2	2.8	0.2	0.1	24	120	1.2	~1.1
Gypsum	4	3.8	0.6	0.5	67	560	1	1
Carbonates (aragonite)	6	5.7	0.1	0.1	12	110	1	1
Basalt basement	8	7.6	0.5	0.4	56	450	1	1

Tables presenting the four geo-electrical models in the frequency band 2 – 20 MHz for the corresponding geological models. Similar material can have different dielectric properties as the geophysical conditions (porosity, temperature, grain size) in each layer are different.

construct our samples is a first order approximation to illustrate the variation in the sounding radar performances in various possible Martian geo-electrical configurations.

Table 1, 2, 3, and 4 present respectively the geo-electrical profiles for the geological models shown in Figures 1, 2, 3, and 4. In those models we assumed that the layers are homogenous and parallel according to the observed stratigraphy on the exposed wall rock of Valles Marineris [McEwen et al., 1999]. The interfaces between layers have a step periodic roughness function with maximum amplitude of 1 m, which means that the shallow interfaces are relatively smooth compared to the wavelength inside the materials for 2 MHz radars. We introduced also a fuzzy level at each interface to take into account a short material transition gradient between each layer and possible unfrozen water concentration gradient [Anderson and Morgenstern, 1973].

According to the surface chemical analysis of the Viking Landers and the Pathfinder mission suggest that the dust layer that covers the Martian surface can be assumed to be chemically homogenous [Reider et al., 1997] for the major part of the planet. Thus we considered for the three models of Hadriarca Patera, ejecta deposits and outwash plains, the presence of a thin layer of dust (10 m). To simulate this dust layer, we mixed a dry basalt powder with a mass percentage of 7% of hematite, 7% of maghemite [Hargraves et al., 1977] and 2% of magnetite, thus using a mean value of 15 % of iron oxide concentration in the Martian surface dust layer. Its relative low dielectric value is due the high porosity around 50% (even if it is rich in iron oxides). Samples representing the dust layer have a grain size of 50 μm , which is the observed value for hematite grain size at the Martian surface [Bell and Morris, 1998]. For the samples representing the subsurface material, we considered a larger grain size (200 to 400 μm). This parameter is very important specially in measuring the sample magnetic permeability for iron oxide-rich materials, and it also controls the samples porosity. Another common layer for the three volcanic models is the water-saturated layer denoted by: "wet basalt" in Figure 1, 2 and 3, which was simulated using water saturated basalt powder.

The geo-electrical properties of the Hadriarca Patera volcano site are presented in Table 1. We simulated the second layer (eroded basalt) using a rock-machined pellet of Djiboutian basalt, which presents very similar chemical and physical properties to the rock analysis provided by the Viking and Pathfinder landers [Paillou et al., 2001]. To simulate experimentally the third layer constituting the ground ice, we mixed a basalt powder to water and we compacted it to reach the lithospheric pressure at the corresponding depth in the geological model. The mixture was then put in a cold room down to the 210°K temperature. Special precautions were taken to ensure that samples (volcanic and ice mixed minerals) were free of moisture.

For the outwash plains geo-electrical model presented in Table 2, we simulated experimentally the fluvial sedimentary layer, by measuring the permittivity of a powder of basalt mixed with 25% mass percentage of aragonite and dolomite at a porosity of 40%. For the lava and the ground ice layers, we used respectively a compacted dry basalt powder with a porosity of 35% and a basalt rock machined pellets with a lower porosity of 25 % with ice inside the pores. We can clearly note the difference in

their dielectric constant, which is mainly due to the difference in porosity between the two samples (which corresponds to a different lithospheric pressure in the geological profile). At a greater depth, we have a higher compaction leading to a lower porosity and thus a higher dielectric constant of the material.

In the ejecta deposits model shown in Table 3, we used a low compacted basalt powder of 300 μm grain size mixed to the powder constituting the dust layer with 10% of ice. We mixed basalt and silicate to simulate the regolith layer. For the eroded basalt layer, we measured the permittivity of basalt mixed with 5% of hematite. As representative sample of the bottom layer in this geological profile, we used highly compacted basalt (porosity $< 20\%$). The dust layer and the wet saturated layer have been treated similarly as in the previous models.

The layered deposits model presented in Table 4 corresponds to a quite different geological context. In this model, we did not introduce any ferromagnetic materials, (except at the bottom basalt bedrock) and we mainly used dry powder of kaolinite mixed to minor amount of materials described in the dust layer to estimate the permittivity of the first layer. The second layer was characterized with a gypsum compacted pellet, and we used an aragonite compacted pellet to simulate the possible presence of a carbonate layer in the Martian subsurface [Fonti et al., 2001]. Finally for the basalt basement we used a compacted Djiboutian basalt powder

4. Radar echo simulation

The final step in our approach, to monitor the variations in the ability of the 2 MHz sounding radar instruments to detect the possible presence of shallow subsurface water in the Martian upper crust, is to simulate backscattered radar temporal response for each of the described sites. We used the Finite Difference Time Domain (FDTD) technique to solve the Maxwell equations and to obtain the magnitude of the backscattered electric field at each point inside the geo-electrical profile. Few electromagnetic methods can be adapted to describe properly the wave propagation in such relatively conductive materials. The advantage of the FDTD algorithm is its generality in terms of material, geometry and frequency [Kunz and Raymond, 1993]. The method is a transient marching in time approach, in which time is divided into small discrete steps [Yee, 1966], and the geo-electrical model is built with elementary cubic cells in the simulation space. Each cell describes the relative permittivity, conductivity and relative permeability of the occupied volume. Once excited by the radar pulse, it gives the three dimensional components of the electric and magnetic fields at each time step corresponding to the wave propagation across the geo-electrical model. We set the elementary cell dimension to be 5 m, in order to get the typical value of 10 cells per wavelength in the most conductive material in the profile (excluding the wet basalt layer), to obtain sufficient temporal accuracy and respect the algorithm stability conditions. To reduce the simulation noise, we used the

Perfect Matching Layers (PML) algorithm as an electromagnetic absorbent around the simulation space.

We simulated for each geo-electrical model presented in tables 1 to 4 the case of 30 m mono-static monopole antenna in a perfect contact with the surface layer, which roughly corresponds to an ideal configuration of the Netlander GPR instrument. The emitted pulse is a spherical wave with maximum amplitude of 10 V/m. The emitted waveform is a modulated Gaussian vertically polarized, with a central frequency of 2 MHz and 2 MHz bandwidth. The same antenna measures the backscattered electric field echo \mathbf{E} in the two cross polarizations E_x and E_y .

We mainly considered the backscattered electric field in the X-directed polarization at the surface for each geo-electrical model. We used the Y-directed component of the backscattered field as an additional information source to distinguish between interface signal and simulation noise for low dynamic ranges (-150 to -200 dB). Simulations were performed in the time domain to observe reflections at each interface and thus evaluate the radar ability to penetrate down to the water-saturated layer for each of the volcanic model.

Figure 5 shows the backscattered radar echo simulated for the four previously described geo-electrical models, at a 2 MHz frequency corresponding to the Netlander GPR characteristics. The results for each site are presented in two graphs. The upper graph indicates the losses in decibel versus the wave round trip time across the geo-electrical model. This informs us about the penetration depth corresponding to a given dynamic range. The lower graph shows the X component of the received electric field versus time, which illustrates the wave reflection at each geological interface. The dotted lines indicate the location of each subsurface interface calculated from the mean wave velocity inside each layer.

The top left of Figure 5 (denoted by 2.1) presents the simulation of the geo-electrical model of a shallow aquifer associated to local geothermality shown in Table 1 and Figure 1. We can see that the first three thin layers act as a single thick layer that absorbs exponentially the radar signal. The thickness of the first layers not being important compared to the wavelength inside the material, none of the interfaces could be identified on the backscattered echo. Even in the presence of a sufficient dielectric contrast, it is quite difficult to distinguish the second layer from the surface response at this frequency. The eroded basalt and the ground ice interface can be hardly distinguished by the mean of the backscattered electric field because of the low dielectric contrast at this interface. We can only note in this case the important reflection that occurs between the ground ice and the water-saturated layer, due to the strong dielectric contrast between the two materials. This is also visible in the corresponding reflection of the electric field plot, and corresponds to an attenuation of -50 dB that is in the detection range of the Netlander GPR and the MARSIS instrument too.

For the outwash plains shown in the right upper part of Figure 5 (denoted by 2.2), we have a different situation where the interface between the dry sediments and the compact lava can be identified on the attenuation and electric field graphs, while even in the presence of a high dielectric

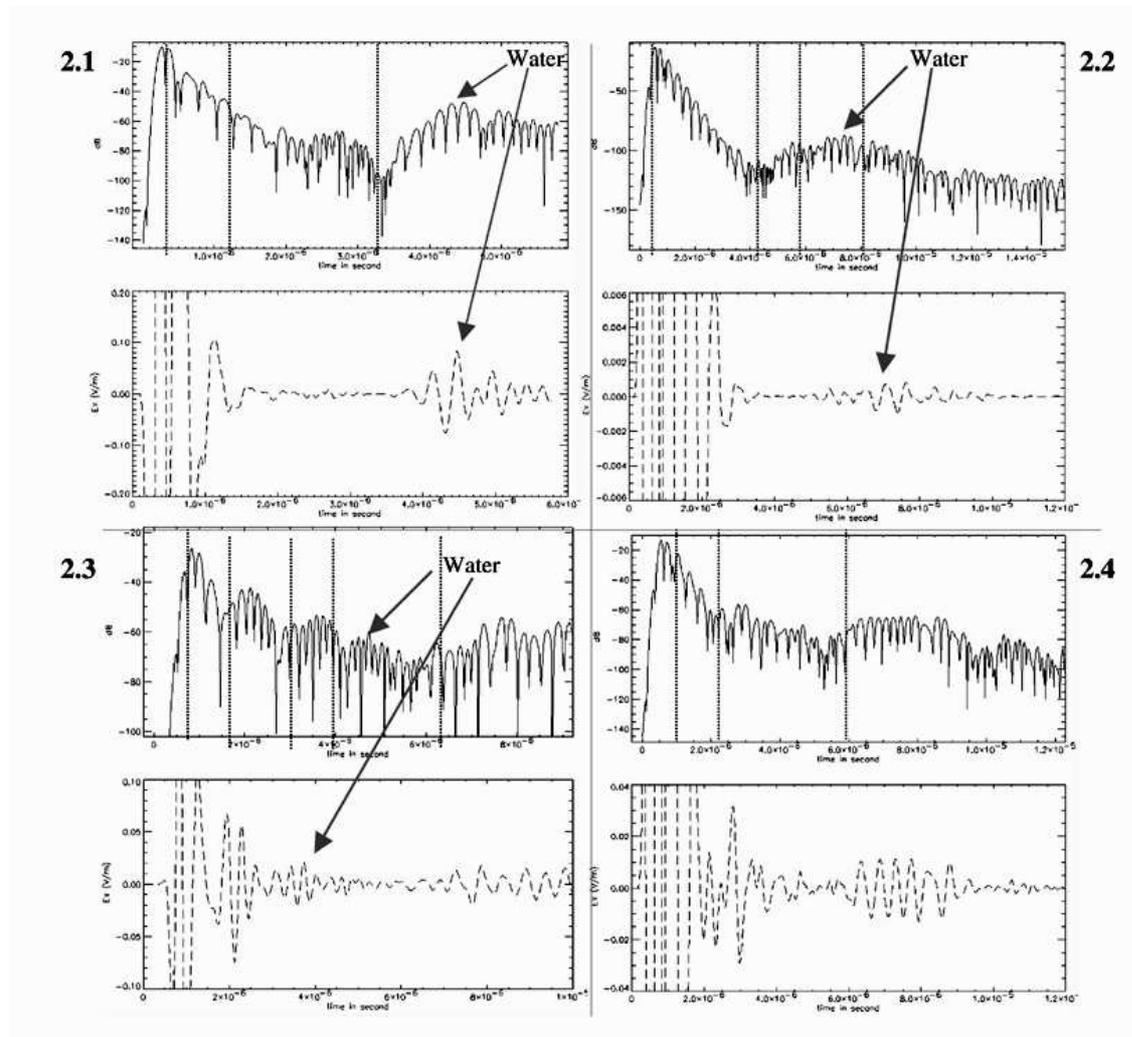


Figure 5. The 2 MHz radar echo simulations corresponding to the four geo-electrical models. Figures present the normalized losses in decibel (plain line) and the backscattered electric field versus the wave round trip time (dash line). The dotted lines indicate the location of each subsurface geological interface; high-resolution structures in the normalized loss curves represent the signal modulation and simulation noises. Top left: (2.1) shallow aquifer associated to local geothermalism. Top right: (2.2) outwash plains. Bottom left: (2.3) ejecta deposits model. Bottom right: (2.4) layered deposits terrain. The linear Y-axis scale of the electric field plots has been reduced to visualize reflections from the third interface. Arrows indicate the signal peak corresponding to the water-saturated layer.

contrast, it is difficult to distinguish between the compact lava layer and the water saturated basalt, because of the low dynamic at this depth (Figure 5, top right). An attenuation of -90 dB is still in the range of the Netlander GPR, but is behind the detectability limit for the MARSIS orbital experiment. After the water saturated layer, we can observe the decay in the radar signal as the wave travels in the ground ice and reaches a low dynamic point which is below the instrument limit.

Results for the ejecta deposits site are presented in the bottom left part of Figure 5 (denoted by 2.3). The peaks on the attenuation (in dB) curve identify each geological interface. The thin water saturated layer does not show a strong signal as in the shallow aquifer case (Figure 5 top left), although being around the -60 dB level. This is due to a larger number of upper geological layers, causing strong multiple reflections, and then leaving less energy available at level of the water saturated layer. An important fact to be noted from these three previous simulations is the presence of the broadened region in the attenuation curves, which characterize the presence of water.

The last case presented in the bottom right part of Figure 5 (denoted by 2.4) corresponds to the layered deposits terrain. This case presents geo-electrical properties very favorable for radar penetration, since materials constituting the first three layers contain no iron oxides. We have then there low dielectric losses and no magnetic losses. The first three layers are thin compared to the wavelength, and as they present no important dielectric contrast, we can hardly identify the location of each interface. Only the basalt basement can be distinguished. Such a geological model, even if it does not contain a water-saturated layer, suggests that low losses due to the low permittivity of the first subsurface layers could reflect the presence of carbonated material (in a geological context presenting adequate evidences of past hydrological sedimentary processes).

5. Discussion

Numerical simulation of a 2 MHz electromagnetic wave propagating in the described geological models shows the variation in the radar ability to detect and distinguish the presence of a water saturated layer in terrains where we expect discontinuities in the ground ice thermal properties that might lead to the presence of liquid water in the first few hundred of meters of the Martian subsurface. We can mainly distinguish three cases:

The first case corresponds to a volcanic context in which the radar pulse penetrates down to the water saturated layer, but due to the near subsurface stratigraphy, we can not distinguished reflection on different geological interfaces and the one arising from the water / ground ice interface. This is the case of the radar echo simulation representing the ejecta deposits site. This is due to the presence of an important dielectric contrast between the other dry volcanic layers, which contains different amounts

of iron oxides under different compaction levels (decreasing the porosity increases the dielectric constant and the conductivity).

The second case is represented by the shallow aquifer associated to local geothermalism and the outwash plains. We observe here an exponential attenuation of the radar wave when propagating into the first subsurface layers, without any sharp reflection at the interfaces of the geological layers since they show low dielectric contrast. A stronger reflection can then be observed on the water-rich layer, producing a broadened region in the attenuation curves. It constitutes a kind of ideal case to detect and probably identify subsurface water, if the signal is not too attenuated by the first geological layers, as it is the case for outwash plains.

The third case corresponds to a geo-electrical model free of water and iron-rich materials, such as the layered deposit terrains. Although the radar response from the basalt basement could be misinterpreted as a water-rich layer as the case of the outwash plains (compare the last peak in Figure 5 top and bottom right) a lower attenuation than the one observed in volcanic context (compare the attenuation slope in Figure 5 top and bottom right) could help detecting past hydrological sedimentary deposits (carbonates).

In the simulation corresponding to the ejecta deposits model where the water-saturated layer is 260 m deep, the radar echo gives strong evidence of the presence of the subsurface-layered structure. Without a known first order geo-electrical model it is difficult to distinguish the signal corresponding to water interface. While in the case corresponding to the outwash plains the backscattered echo shows a clear response of the subsurface water interface at a deeper location (310 m), but with a strong attenuation of the first subsurface layers, leading to a poor signal to noise ratio. The most favorable case is represented by the Hadriarca Patera volcano site, for which volcanic materials presenting a reasonable attenuation factor cover a water-rich layer at a depth of 160 m. The radar signal associated to the wet basalt can be clearly observed, and remains in the -60 dB attenuation range. Among the previous discussed models, terrains similar to the Hadriarca Patera site seem to be the most interesting sites for optimal subsurface water detection using sounding radar techniques, for both landed systems such as the GPR of the Netlander mission and orbital ones such as the MARSIS instrument. We then strongly recommend similar sites for radar shallow subsurface investigations.

Further simulations at a 20 MHz frequency show similar capabilities for mapping the subsurface water presence in such favorable sites, but one should consider here possible additional losses due to volume scattering effect caused by rocks and fractures distribution in the superficial layers [Beaty et al., 2001; Heggy et al., 2002]. Criteria of radar detection of subsurface water in a similar context should not be limited to the depth at which it may be present. In particular, ejecta deposits terrains could be unfavorable cases for a 20 MHz orbital sounder, where the high dielectric constant of the first volcanic layers will decrease the wavelength to a critical value, that might then increase considerably the volume scattering effect, and perhaps totally screen a shallow ice / water interface. Similar

phenomena have been observed in sounding temperate glaciers [Watts and England, 1976]. Thus we expect the performances of 20 MHz radar sounder to be more sensitive to the near subsurface petrology than for the 2 MHz case.

6. Conclusion and perspectives

We have investigated four models of the Martian subsurface that describe example of sites presenting potential interest in the application of low frequency sounding radars to the search for water on Mars. We used laboratory measurements on sample analog and numerical FDTD simulations of the radar pulse propagation, to derive what might be an appropriate site to detect the possible presence of shallow water saturated layer using landed and orbital sounding radars. We suggest that regions such as the Hadriarca Patera volcano could present a potential type of terrain for future radar sounding of shallow aquifers. Sites representing possible subsurface hydrothermalism combined with a rather low attenuation factor of overlaying volcanic layers constitute a favorable site for sounding radar techniques. A reasonable penetration depth of hundreds meters at 2 MHz could allow the detection of liquid water at specific sites. Our simulations also showed that several geological interfaces in the Martian subsurface can present important dielectric contrasts due to different concentrations in iron-rich minerals and to variations in porosity and could give a similar radar response to the one expected from an ice / water interface at shallow depths. It is important to note that even using simple models, the radar echo simulation shows complex behaviors that could be interpreted since we know where geological interfaces are located. Working with future real data from the Netlander GPR instrument or similar sounder will imply a "blind" inversion process that will certainly be more complicated. It will in particular be very difficult to interpret the presence of any interface appearing on the radar echo without a preliminary study of the geological context for each site. We expect ambiguities to increase with increasing the depth of investigation.

The reader must keep in mind that there is no unique description of the Martian geo-electrical properties, thus any sounding radar whether orbital or ground located can't have a unique evaluation of performances, results will be strongly depending on the investigation site.

The validity of the geological models presented and hence geo-electrical modeling and simulations is mainly related to our present day knowledge of the Martian upper crust mineralogy and stratigraphy. We expect data from the Gamma Ray Spectrometer (GRS) and the Thermal Emission Imaging System (THEMIS) onboard the Mars Odyssey mission and future chemical and mineralogical analysis of the Martian soil to be performed by the 2003 Mars Exploration Rovers (MER) to provide the missing information concerning the chemical and mineralogical composition of the Martian surface. We

should then be able to improve the modeling of a more realistic case of the Martian subsurface. Such work is crucial for preparing the interpretation of data that will be produced by the future radar instruments.

Acknowledgments. The authors would like to thank J.P. Parneix for measurement and simulations facilities, J.J. Berthelier and the Netlander team for useful discussions.

References

- Anderson, D.M. and N.R. Morgenstern, Physics, chemistry and mechanics of frozen ground: A review, North American contribution. *Ground ice Second International Conference*. National Academy of Sciences, Washington D.C., 1973.
- Allen, C.C., Volcano-ice interactions on Mars, *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 8048-8059, 1979.
- Barlow, N.G., J.M. Boyce, F.M. Costard, R.A. Craddock, J.B. Garvin, S.E.H. Sakimoto, R.O. Kuzmin, D.J. Roddy and L.A. Soderblom, Standardizing the nomenclature of martian impact crater ejecta morphologies. *J Geophys. Res. Planets*, 105, E11, pp. 26733-26738, 2000.
- Beatty, W.D., S.M. Clifford, P. Gogineni, B. Grimm, C. Leuschen, G. Olhoeft, K. Raney, A. Safaeinili, Analysis of the potential of a Mars orbital ground penetrating radar instrument in 2005, *Mars Program Office White Paper*, 2001.
- Bell III, J.F., and R.V. Morris, Identification of Hematite on Mars from HST. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXIX, Houston, 1998.
- Berthelier, J.J., and Netlander Team, The GPR experiment on NetLander. *Planetary and Space Science*, 48, pp. 1153-1159, 2000.
- Christensen, P.R., et al.. The distribution of crystalline hematite on Mars from the thermal emission spectrometer: Evidence for liquid water. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, XXXI, Houston, 2000.
- Clark, B.C., A.K. Baird, H.J. Rose, P. Toulmin, K. Keil, A.J. Castro, W.C. Kellihers, C.D. Rowe, and P.H. Evans, Inorganic analysis of Martian surface samples at the Viking landing sites, *Science*, 194, pp. 1283-1288, 1976.
- Clifford ,S.M., and L.A. Johansen, Splash craters: Evidence for the replenishment of ground ice in the equatorial region of Mars. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, XIII, Houston, 1982.
- Clifford, S.M., A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 10973-11016, 1993.
- Clifford, S.M., and T.J. Parker, The Evolution of the Martian hydrosphere: Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the Northern plains, *Icarus*, Vol. 154, N1, pp. 40-79, 2001.

- Clifford, S.M., J.A George, C.R Stoker, G. Briggs, D.W. Beaty, A proposal for an integrated geophysical strategy to "Follow the water" on Mars, Conference on the geophysical detection of subsurface water on Mars, Houston, 2001.
- Costard, F., The spatial distribution of volatiles in the Martian hydrolithosphere. *Earth, Moon and Planets*, 45, pp. 265-290, 1989.
- Costard, F. and J. Kargel, Outwash plains and thermokarst on Mars. *Icarus*. 114, pp. 93-112, 1995.
- Fonti, S., A. Jurewicz, A. Blanco, M.I. Blecka and V. Orofino, Presence and detection of carbonates on the Martian surface, *J. Geophys. Res.*, Vol 106, No. E11, 27,815-27,822, 2001.
- Gooding, J.L., Chemical weathering on Mars: Thermodynamic stabilities of primary minerals [and their alteration products] from mafic igneous rocks, *Icarus*, 33, pp. 483-513, 1978.
- Hargraves, R.B., D.W. Collinson, R.E. Arvidson, and C.R. Spitzer, The Viking magnetic properties experiments: Primary mission results. *J. Geophys. Res.*, 82, pp. 4547-4558. 1977.
- Heggy, E., P. Paillou, G. Ruffié, J.M. Malézieux, F. Costard, G. Grandjean, On water detection in the Martian subsurface using sounding radar, *Icarus*, Vol. 154, N2, pp. 244-257, 2001.
- Heggy, E., Ph. Paillou, G. Ruffie, F. Demontoux, G. Grandjean, Water detection in the Martian subsurface, *GPR 02*, Santa Barbara, 2002 .
- Hviid, S. F. et al., Magnetic properties experiments on the Mars Pathfinder lander: Preliminary results. *Science*, 278, pp.1768-1770, 1997.
- Kunz, K., and R.J, Luebbers, The Finite Difference Time Domain method for electromagnetism. *CRC Press*, 1993.
- Kuzmin, R.O., N.N. Bobina, E.V. Zabalueva, V.P. Shashkina, Structure inhomogeneities of the Martian cryolithosphere. *Solar Syst. Res.*, XXII, pp.195-212, 1988.
- Malin, M.C., and K.S. Edgett, Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars, *Science*, 288, pp. 2330-2335, 2000a.
- Malin, M.C and K.S Edgett, Sedimentary Rocks of early Mars. *Science*, 290, pp. 1927-1937, 2000b.
- Malin, M.C., K.S. Edgett, M.H. Carr, G.E. Danielson, M.E. Davies, W.K. Hartmann, A.P. Ingersoll, P.B. James, H. Masursky, A.S. McEwen, L.A. Soderblom, P. Thomas, J. Veverka, M.A. Caplinger, M.A. Ravine, T.A. Soulanille, and J.L. Warren, *M12-00506, NASA's Planetary Photojournal* [<http://photojournal.jpl.nasa.gov/>], 2000-05-02.
- McEwen, A., et al., Stratigraphy of the upper crust of Mars. *5th International Conference on Mars*, Pasadena, 1999.
- Melosh, H.J., *Impact cratering*, Oxford University Press, 1989.
- Olhoeft, G.R., Ground penetrating Radar on Mars, *7th Int. Conference on GPR*, Lawrence, USA, 1998.
- Ori, G.G., and F. Ogliani, Potentiality of the ground-penetrating radar for the analysis of the stratigraphy and sedimentology of Mars, *Planetary and Space Science*, 44, pp. 1303-1315, 1996.

- Paillou, P., G. Grandjean, J.-M. Malézieux, G. Ruffié, E. Heggy, D. Piponnier, P. Dubois, J. Achache, 2001. Performances of Ground Penetrating Radars in Arid Volcanic Regions: Consequences for Mars Subsurface Exploration, *Geophys. Res. Lett.*, 28, no. 5, pp. 911-914.
- Picardi, G., et al. The Mars advanced radar for subsurface and ionosphere sounding [MARSIS] in the MARS EXPRESS mission. *Int. Conf. on Mars Exploration Program and Sample Return Missions*, Paris, France, 1999.
- Pinet, P. and S. Chevrel, 1990. Spectral identification of geological units on the surface of Mars related to the presence of silicates from earth based near infrared telescopic CCD imaging. *J. Geophys. Res.*, 95, pp. 14435-14446.
- Reider, R.H., T. Economou, H. Wanke, A. Turkevich, J. Crisp, J. Bruckner, G. Dreibus, H.Y. McSween Jr., The chemical composition of the Martian soil and rocks returned by the mobile alpha proton X-ray spectrometer: Preliminary results from the X-ray mode. *Science*, 278, pp.1771-1774, 1997.
- Squyres, S.W., S.M. Clifford, R.O. Kuzmin, J.R. Zimelman and F. Costard, Volatiles in the martian regolith, in *Mars Book*, H.H. Kieffer, B.M. Jakosky, C.W. Snyder and M.S. Matthews Eds, pp. 523-554. University of Arizona Press, Tucson and London, 1992.
- Tanaka, K.L., and M G Chapman. The relation of catastrophic flooding of Mangala Valles, Mars, to faulting of Memmania Fossae and Tharsis volcanism. *J. geophys. Res.*, 95 14315-14323, 1990.
- Watts, R.D., and A.W. England, Radio-Echo sounding of temperate glaciers: Ice properties and sounder design criteria. *J. Glaciol.*, 17, pp. 39-49, 1976.
- Yee, K.S., Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell equations in isotropic media. *IEEE Trans. Antennas propagation*, 14, no. 3, pp 302-307, 1966.
- Zimelman, J.R., R.A. Craddock, R. Greeley and R. Kuzmin. Volatile history of Mangalla Valles, Mars, *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 18309-18317, 1992.

4-4 Conclusion et résumé des articles

A l'aide d'un modèle simple à trois couches, nous avons étudié les effets de rugosité d'interface et de distributions d'inclusions rocheuses dans le sous-sol de Mars pour le cas du sondeur Netlander à 2 MHz. Les résultats des simulations confirment que les propriétés géo-électriques contrôlent les performances de l'instrument en termes de profondeur de pénétration et de capacité à distinguer les différents types d'interface géologique. Les résultats des simulations à 20 MHz montrent en revanche que les effets de rugosité de terrain et des diffuseurs sont plus importants, surtout en présence de la première couche de sédiments volcaniques, qui avec une valeur de constante diélectrique relativement élevée, diminue la longueur d'onde initiale dans le vide de 15 m à une valeur qui rend l'instrument SHARAD très sensible aux phénomènes de diffusion volumique.

Nous avons aussi discuté plus en détails la détectabilité de l'eau dans le proche sous-sol de Mars pour les géoradars de Netlander à travers des simulations de l'écho radar à 2 MHz pour une sélection de quatre sites spécifiques sur Mars. L'étude, réalisée par le biais de la modélisation géologique et de la caractérisation géo-électrique de sites présentant un intérêt potentiel pour la recherche de l'eau dans le proche sous-sol martien, montre qu'il est possible de détecter localement la présence de lentilles d'eau pour des terrains ayant subi une activité géothermique récente.

*Conclusion et
Perspectives*

Conclusion et perspectives

A travers les résultats et les discussions présentés, on peut classer les limitations des sondeurs radar à détecter l'eau dans le sous-sol de Mars en trois catégories: (1) Les limitations géologiques : imposées par la profondeur de la nappe phréatique, la taille et la profondeur des lentilles d'eau, et la présence ou non des transitions brusques (par rapport à la longueur d'onde dans le sous-sol) entre le sol gelé et les couches saturées d'eau ; (2) Les limitations géo-électriques: caractérisées par les pertes électriques et magnétiques dues à la présence de matériaux ferromagnétiques et d'évaporites dans les sédiments volcaniques ; (3) Les limitations fréquentielles : imposées par l'ionosphère, le compromis entre la pénétration et la résolution, la rugosité des interfaces, et la présence des diffuseurs dans les couches superficielles du mégarégo-lite. Nous avons montré que les capacités de cartographie des structures hydrologiques (la nappe phréatique ou les lentilles d'eau) dans le sous-sol de Mars par des sondeurs radar à basse fréquence, dépendent principalement des pertes électriques et magnétiques reliées à la minéralogie du sous-sol martien. Les mesures effectuées sur les matériaux ferromagnétiques susceptibles d'être présents dans les premières couches du sous-sol de Mars suggèrent que les pertes diélectriques et magnétiques puissent être plus importantes que les valeurs initiales utilisées pour prédire les performances des instruments MARSIS, SHARAD et des géoradars de Netlander. Ceci évoque la possibilité d'une limitation considérable de la profondeur de pénétration à quelques centaines de mètres pour MARSIS et SHARAD et un kilomètre pour le cas des géoradars de Netlander. Les performances du radar à 20 MHz SHARAD pourraient également être affectées par la présence des inclusions rocheuses de la taille métrique dans les premières couches du sous-sol martien. On a cependant vu que la grande diversité géologique martienne se traduit par une diversité géo-électrique, ainsi on peut s'attendre à ce qu'il n'y ait pas de description unique du profil géo-électrique et géologique du sous-sol martien, et donc les performances des trois sondeurs radar peuvent varier fortement en fonction des sites étudiés. D'autre part, il faut noter que même dans le cas d'une pénétration radar de l'ordre de quelques centaines de mètres, l'identification des interfaces

humides reste relativement ambiguë en l'absence de connaissances précises des conditions géophysiques locales qui règnent dans le sous-sol.

En conclusion, il semble donc difficile d'envisager une détection fiable de l'eau à des profondeurs kilométriques pour la globalité du sous-sol martien à partir de radars sondeurs orbitaux. L'approche des sondages locaux retenue avec les géoradars à basse fréquence de Netlander est plus réaliste en terme de performances attendues et de crédibilité du retour scientifique des résultats surtout en présence d'autres instruments de prospection sur la même plate-forme comme le cas de l'expérience sismique abord des quatre stations Netlander.

Il reste en particulier beaucoup de travail pour étudier le comportement complexe des matériaux magnétiques et des évaporites, ainsi que définir des sites nominatifs appropriés pour les techniques d'auscultations basses fréquences (GPR et TDEM), d'où la nécessité de continuer notre travail de caractérisation, de modélisation (géologique et géo-électrique) et de simulation pour préparer les futurs sites d'atterrissages et l'inversion de données. Il y a aussi beaucoup de travail à faire pour caractériser le comportement complexe des minéraux magnétiques.

L'évaluation des performances ne doit pas se limiter aux points cités ci-dessus, Il est aussi impératif de réaliser des expérimentations sur Terre avec des prototypes des futurs sondeurs radars, sur des sites présentant des analogies aux problématiques de la nappe phréatique et les lentilles d'eau sur Mars. La nappe phréatique nubienne, située à quelques centaines de mètres sous une croûte aride constituée de matériaux de très faibles pertes électriques, dans l'Ouest du désert égyptien, pourrait en particulier jouer le rôle d'analogue simple de le proche sous-sol de Mars. La région étant très aride et présentant un contexte géologique de sédiments de calcaire et de grès correspondant à un contexte géo-électrique favorable à l'auscultation profonde du sous-sol par des sondeurs radar basse fréquence.

Liste des Publications

(pendants les trois années de thèse)

Articles dans des revues

- Heggy, E.**, P. Paillou, F. Costard, N. Mangold, G. Ruffie, F. Demontoux, J. Grandjean, J.-M. Malezieux, Models of the Martian subsurface for radar detection of shallow ground water, *J. Geophys. Res.*, 2002 (Accepted)
- Heggy E.**, P. Paillou, G. Ruffie, J.-M. Malezieux, F. Costard, G. Grandjean. On water detection in the Martian subsurface using sounding Radar. *ICARUS*, N2, vol. 154, pp 244-257, 2001.
- Paillou, P., G. Grandjean, N. Baghdadi, **E. Heggy**, T. Bernex, J. Achache, Subsurface imaging in south-central Egypt using low frequency radar: Bir Safsaf revisited, *TGRS* (accepted).
- Paillou P., Grandjean G., Malezieux J.M., Ruffie G., **Heggy E.**, Piponnier D., Dubois P., Achache J. Performances of ground penetrating radars in arid volcanic regions : consequences for Mars subsurface exploration. *Geophysical Research Letters*, 28, 911, 2001.

Communications à des conférences

- Ph. Paillou, **E. Heggy**, F. Costard, N. Mangold, G. Ruffié, F. Demantoux, J.-M. Malézieux, J.-J. Berthelier ; Modélisation du sous sol martien pour la simulation et l'interprétation des données radar de la mission NetLander, PNP, Nantes, 2002.
- Heggy E.**, Ph. Paillou, G. Ruffie, F. Demontoux, G. Grandjean, Water detection in the Martian subsurface, *GPR 02* proceedings, Santa Barbara, USA, April 2002.
- Grandjean G., Ph. Paillou, N. Baghdadi, **E. Heggy**, Th. August, J. Achache, Subsurface imaging with low frequency SAR: Field validation in France and Egypt using a ground penetrating Radar, *GPR 02*, Santa-Barbara, California, USA, April 2002.
- Heggy E.**, Ph. Paillou, G. Grandjean, , Laboratory characterisation and radio-echo simulations to evaluate potential sounding sites for water identification on Mars, *European Geophysical Society*, Nice, France, April 2002.
- Heggy E.**, Ph. Paillou, G. Ruffie, F. Demantoux, F. Costard, "Etude de performance des sondeurs radar: detection de l'eau dans la subsurface de Mars", *Journée Caractérisation Matière Microondes JCMM, Toulouse*, Mars 2002.
- Heggy E.**, Ph. Paillou, F. Costard, N. Mangold, G. Ruffie, F. Demantoux; "Geoelectrical models and radar echo simulation for shallow radar subsurface water exploration on Mars", *LPSC 33*, Houston, USA, March 2002.
- Grandjean G., Ph. Paillou, N. Baghdadi, **E. Heggy**, Th. August-Bernex, Sub-surface imaging with low frequency SAR. Field validation in Egypt using a ground-penetrating radar, *3rd Int. Symp. on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*, Sheffield, UK, september 2001.

- Paillou Ph., Th. August-Bernex, **E. Heggy**, Ph. Dreuillet, D. Le Coz, O. Duplessis, C. Coulombeix, P. Borderies, J.-M. Boutry, G. Grandjean, N. Baghdadi, H. Dupuis, V. Lafon, R. Garello, J.-M. Le Caillec, I. Champion, M. Dechambre, R. Chapoulie, M. Martinaud, G. Ruffie, A. Podaire, J. Achache, "The Pyla 2001 experiment: Flying the new RAMSES P-band SAR facility", *CORISTA-EARS Remote Sensing by Low-Frequency Radars*, Naples, Italy, september 2001.
- Grandjean G., Ph. Paillou, N. Baghdadi, E. Heggy, Th. August, Detection de structures enfouies par radar (SAR) grande longueur d'onde. Exemple de validation en Egypte à l'aide du radar géologique, *Geofcan01*, Orleans, France, septembre 2001.
- Heggy E.**, Ph. Paillou, F. Costard, N. Mangold, F. Demontoux, G. Ruffie, J.M. Malezieux, Geoelectrical models for optimal sounding radar performance on Mars, *Exobio02 Conf.*, Colle sur loup, France, September 2001.
- Heggy E.**, Ph. Paillou, G. Ruffie, J.-M. Malezieux, F. Costard, G. Grandjean, On sounding Radar performances for Martian subsurface water detection, *Conf. on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars*, Houston, USA, august 2001.
- Costard F., J.-J. Berthelie, G. Grandjean, **E. Heggy**, N. Mangold, R. Ney, Ph. Paillou, Proposed model of the Martian subsurface for the GPR experiment on NetLander, *Conf. on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars*, Houston, USA, august 2001.
- Heggy E.**, G. Ruffie, Ph. Paillou, "Etude des performances des radars sondeurs pour la detection de l'eau dans la sub-surface de Mars", *12èmes Journées Nationales Micro-ondes*, Poitiers, France, mai 2001.
- Paillou Ph., **E. Heggy**, G. Ruffie, J.-M. Malezieux, F. Costard, G. Grandjean, "Electromagnetic characterization of Martian analogues: Application to the estimation of sounding radar performances", *2nd NetLander Scientific Symposium*, Nantes, France, april 2001.
- Grandjean G., Ph. Paillou, **E. Heggy**, F. Costard, A fast and efficient numerical method to model GPR performances in the framework of the NetLander project, *2nd NetLander Scientific Symposium*, Nantes, France, april 2001.
- Paillou P., G. Grandjean, P.A. Rosen, **E. Heggy**, Subsurface imaging in arid areas using L-band SAR, *1st ALOS PI Workshop*, Tokyo, Japan, march 2001.
- Grandjean G., Ph. Paillou, P. Dubois, Th. August-Bernex, N. Baghdadi, **E. Heggy**, "Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data for hydrogeological applications", *Earth Observation & Environmental Information*, Cairo, Egypt, november 2000.
- Heggy E.**, Ph. Paillou, G. Ruffie, J.M. Malezieux, G. Grandjean, F. Costard, Dielectric Measurements of Volcanic Materials Applied to Subsurface Sounding of Mars", *EGS'00*, Nice, France, april 2000.
- Heggy E.**, G. Ruffie, Ph. Paillou, J.P. Parneix, Caractérisation électromagnétique d'analogues de sols martiens pour l'interprétation des données Radar NETLANDER et MARS EXPRESS, *6èmes Journées de Caractérisation Micro-ondes et Matériaux- JCMM2000*, Paris, France, mars 2000.
- Paillou Ph., G. Grandjean, **E. Heggy**, J.-M. Malezieux, J. Achache, "On Performances of Ground Penetrating Radars for Mars Subsurface Exploration", *5th Int. Conf. on Mars, Pasadena*, USA, july 1999.

Bibliographie

Bibliographie

- Andersen, D.T, W.H. Pollard, C.P. McKay and Jennifer Heldmann, Cold springs in permafrost on Earth and Mars, 107(E3) , p.4-1,4-7, 2002.
- Anderson, D.M., E.S. Gaffeny and P.F. Low, Frost phenomena on Mars, *Science*, p. 155, 314-322, 1967.
- Anderson, D.M. and A.R. Tice, Predicting unfrozen water contents in frozen soils from surface area measurements. *Highway Research Records*, 393, p.12-18, 1972.
- Annan, A.P., and Davis, J. L., Impulse radar sounding in permafrost. *Radio Sci.*, p.11, 383-394, 1976.
- Baker, V.R and D.J., Milton. Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus*, 23, p. 27-41, 1974.
- Baker, V.R., *The channels of Mars*, p.198, University of Texas Press, Austin, 1982.
- Baker, V.R., Strom, R.G., Gulick, V.C., Kargel, J.S, Komatsu, G., and kale, V.S., Ancient oceans ice sheets and the hydrological cycle on Mars. *Nature*, 352, p. 589-594, 1991.
- Baker, V.R. The early Martian climate was episodically warm and wet, S.M Clifford, A.H. Treiman, H.E. Newson and J.D. Farmer, (eds), in *Conference on Earth Mars*, p. 3-4 .LPI contribution 916, Lunar and Planetary institute, 1997.
- Baker, V.R., water and the Martian lanscape, *Nature*, 412, p. 228-236, 2001.
- Bandfield, J. L., V. E. Hamilton, and P. R. Christensen, A Global view of Martian surface compositions from MGS-TES, *Science*, 287, p. 1626-1630, 2000.
- Banerdt, W.B., M.P. Golombek and K.L. Tanaka. Stress and tectonics on Mars. C.W. snyder, H.H. Kieffer, B.M. Jakosky et M.S. Matthews, (eds), in *Mars* p. 249-297. University of Arizona Press, Tuscon, 1992.
- Banerdt, W.B., Lognonné, P. et Giardini, D., NetLander: The Seismic Exploration of the Interior of Mars, American Geophysical Union, Spring Meeting , abstract P32A-11, 32, 2001.
- Banin, A. and D.M., Anderson, Effects of salt concentration changes during freezing on the unfrozen water content of porous materials, *Water Resour. Res.*, 10, p.124-128,1974.
- Banin, A., Clark, B.C., and Wanke, H. , Surface chemistry and mineralogy, Mars in Keiffer et al 1992, p. 594-625, 1992.

- Barbin, Y., Kofman, W., Elkin, M., Finkelstein, M., Glotov, V. and Zolotarev, V. Mars 96 Subsurface Radar, Intl. Proc. Symp. on Radars and Lidars in Earth and Planetary Sciences, Cannes, France, (ESA SP-328), p. 52-58, 1991
- Barbin, Y., Nicollin, F., Kofman, W., Zolotarev V. and Glotov, V., Mars 96 GPR program, Journal of Applied Geophysics, 33, p. 27-37, 1995.
- Beatty, W.D., S.M. Clifford, P. Gogineni, B. Grimm, C. Leuschen, G. Olhoeft, K. Raney, A. Safaeinili, Analysis of the potential of a Mars orbital ground penetrating radar instrument in 2005, *Mars Program Office White Paper*, 2001.
- Bell, J.F. and Morris, R.V., (1999). Identification of hematite on Mars from HST. 30th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, USA, 1999.
- Berthelier, J. J., Lefeuvre, F., Mogilevski, M. M., Molchanov, O. A., Galperin, Y. I., Karczewski, J. F., Ney, R., Gogly, G., Guerin, C., Leveque, M., Moreau, J. M. and Sené F. X., Measurements of the VLF electric and magnetic components of waves and DC electric field on board the AUREOL-3 spacecraft : the TBF-ONCH experiment, *Ann. Geophysicae*, 38, 643-667, 1982.
- Berthelier, J. J., Ney, R., Costard, F., Hamelin, M., Meyer, A., Martinat, B., Reineix, A., Hansen, T., Bano, M., Kofman, W., Lefeuvre, F., Paillou, P. The GPR experiment on NETLANDER, *plan.S.S.*, 48, 1161, 2000.
- Berthier, S, *Optique des Milieux composites*, Edition Polytechnica, 1993.
- Binder, A.B. and M.A. Lange, On the thermal history, thermal state and related tectonism of a moon of fission origin, *J.Geophys.Res.*, 85, 3194-3208, 1980.
- Blanc, M., S. Coutin, F. Costard, An automatic Planetary vehicle for exploring Mars, CNES report RE/SU/AS/VA 91.38, Toulouse, 1992.
- Bouynet, E., *Propriétés diélectriques larges bande de matériaux à Basse Température*, Thèse Université Bordeaux I, p. 4-8, 1996.
- Boynton, W., Feldman, W., Mitrofanov, I., Near-surface Ice on Mars: Early Results from the 2001 Mars Odyssey Gamma Ray Spectrometer (GRS) Instrument Suite & Team GRS, American Geophysical Union, Spring Meeting , abstract P42A-07, A7, 2002.
- Bridges, N. T., Crisp, J. A., Constraints on Martian Soil Composition as Inferred from Viking XRFS and Pathfinder APXS and IMP Data , 30th Annual Lunar and Planetary Science Conference, Houston, TX, abstract no. 1927,1999.
- Caplinger, M., Automatic commanding of the Mars Observer Camera, Artificial Intelligence, Robotics, and Automation for Space Symposium, p.401, 1994.
- Carr, M.H., Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers, *J.Geophys.Res.*, 84, p.2995-3007, 1979.
- Carr, M.H., Mars: A water-rich planet?, *Icarus*, 68, p.187-216, 1986.
- Carr, M.H., Water on Mars, *Nature*, 326, p.30-35,1987.
- Carr, M.H., *Water on Mars*. Oxford University Press, New York edition, 1996.
- Christensen P.R. and Moore, H.J., The Martian surface layer, *Mars in Keiffer et al.*, 1992, p. 686-729, 1992.
- Christensen, P. R., D. L. Anderson, S. C. Chase, R. T. Clancy, R. N. Clark, B. J. Conrath, H. H. Kieffer, R. O. Kuzmin, M. C. Malin, J. C. Pearl, T. L. Roush, and M. D. Smith, Results from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer, *Science*, 279, p.1692 - 1698, 1998.

- Christensen, P. R., S. Chase, T. Clancy, R. Clark, B. Conrath, H. Kieffer, R. Kuzmin, M. Molin, G. Mehall, J. Pearl and T. Roush, 1999. The composition of Martian surface materials: Mars Global Surveyor thermal emission spectrometer observations. Lunar and Planetary Science Conference XXX, Houston, 1999.
- Christensen et al 2000, A thermal emission spectral library of rock-forming minerals, *J.Geophys.Res.*, 105(E4), p. 9735-9739, 2000(a)
- Christensen, P.R., Bandfield, J.L., M.D. Smith, V.E. Hamilton and R.N. Clark. Identification of a basaltic component on the Martian surface from the Thermal Emission Spectrometer data. , 105(E4), p. 9609-9621, 2000(b).
- Christensen, P. R., et al., The distribution of crystalline hematite on Mars from the thermal emission spectrometer: Evidence for liquid water, Lunar and Planetary Science Conference XXXI, Houston, 2000(c).
- Christensen, P. R., and 15 others, Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer: Evidence for near-surface water, *J.Geophys.Res.*, 105, p.9623-9642, 2000(d).
- Christensen, P. R., Morris, R. V., Lane, M. D., Bandfield, J. L., Malin, M. C., Global mapping of Martian hematite mineral deposits: Remnants of water-driven processes on early Mars, 106, p.23873-23886, *J.Geophys.Res.*, 2001.
- Christensen, P., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., Malin, M. C., McSween, H., Neelson, K., The Martian Surface As Investigated by the 2001 Mars Odyssey Thermal Emission Imaging System Experiment, American Geophysical Union, Spring Meeting , abstract P31A-03, 2002.
- Clark, B.C., A.K. Baird, H.J. Rose, P. Toulmin, K. Keil, A.J. Castro. W.C. Kelliher, C.D. Rowe and P.H. Evans, Inorganic analysis of Martian surface samples at the viking landing sites, *Science*, 194, p.1283-1288, 1976.
- Clark, B.C, Implications of abundant hygroscopic minerals in the martian regolith, *Icarus*, 34, 645-665, 1978.
- Clark, B.C, and D.C. Van Hart, The salts of Mars, *Icarus*, 45, p. 370-378, 1981.
- Clark, S.P., Thermal conductivity, in *Handbook of physical Constants*, Geological Society of America, New Haven, Conn., 1966.
- Clifford, S. M., Pore volume estimate of the Martian megaregolith based on a lunar analog,Third Int. Colloq. On Mars, LPI Contrib. 441, p. 46-48, Lunar and planetary Inst., Houston, 1981.
- Clifford, S. M., and L. A. Johansen, Splash craters: Evidence for the replenishment of ground ice in the equatorial region of Mars. Lunar and Planetary Science Conference XIII, Houston, 1982(a).
- Clifford, S. M. Mechanisms for water verticale transport of H₂O in the Martian regolith, Conf.On Planet. Volatiles, LPI contrib. 488, p. 23-24, Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Tex., 1982(b).
- Clifford, S.M., A model for the climatic behavior of water on Mars, PhD thesis, University of Massachusetts, Amherst, 1984.
- Clifford, S.M. & Fanale, F.P., the thermal conductivity of the Martian crust, Lunar Planet. Sci. Conf. XVI, p.144 -145, 1985.
- Clifford, S.M, A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *J. Geophys. Res.*, **98**, p. p.10973-11016, 1993.
- Clifford, S.M., and T.J. Parker, The Evolution of the Martian hydrosphere: Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the Northern plains, *Icarus*, 154(1), p. 40-79, 2001.

- Costard, F., The spatial distribution of volatiles in the Martian Hydrolithosphere. *Earth, Moon and Planets*, p.45.265-45.290, 1989.
- Costard, F., Le pergélisol martien. *Rev. Int. Froid*, 16(2), p.91-100, 1993
- Costard, F., La planète Mars, edi. *Presses Universitaires de France*, 2001.
- Costard, F., F.Forget, N. Mangold, J.P. Peulvast, Formation of recent martian debris flows by melting of near surface ground ice at high obliquity, *Science*, vol. 295, p.110-113, 2002.
- Davis. J. L. and Annan, A. P., Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect.* 37, p. 531-551, 1989.
- Delahaye, J. Y., Lavernat, J., Ney, R., Karczewski, J. F. and Sené, F. X., Wave measurements in the ARAKS experiment, *Space Sci. Instr.*, 4, p.143-179, 1978.
- Dierking, W., Quantitative roughness characterization of geological surfaces and implications for radar signature analysis *IEEE Transaction on Geoscience And Remote Sensing*, vol.37, n°5, 1999.
- Dzurisin, D. and K.R. Blasius, Topography of the polar layered deposit on Mars, *J.Geophys.Res.*, 80, 3306-3326, 1975.
- Edgett, K.S., Butter, B. J., Zimbelman, J.R., and Hamilton, V.E., geologic context of the Mars radar stealth region in southwest Tharsis: *J.Geophys.Res.*, 102, p. 21545-21567, 1997.
- Fanale, F.P., Martian volatiles : Their degassing history and geochemical fate, *Icarus*, 28, 179-202, 1976.
- Fanale, F.P., J.R. Salvail, A.P. Zent, and R.S. Saunders, Mars: The regolith-atmosphere-cap system and climate change, *Icarus*, 50, p.381-407, 1986.
- Fanale, F.P. & S.E., Postawko, 1991, Heat flow vs. atmospheric greenhouse on early Mars In NASA, Washington, Reports of Planetary Geology and Geophysics Program, p 203-205 (SEE N92-10728 01-91), 1990.
- Fonti, S., Jurewicz, A., Blanco, A., Blecka, M. I., Orofino, V., Presence and detection of carbonates on the Martian surface, 106 (E11), November 25, 2001, p.27815-27822, , *J.Geophys.Res.*, 2001
- Forsythe, R.D and J.R. Zimbelman, A case for ancient evaporite basins on Mars, *J.Geophys.Res.*, 100(E3), p.5553-5563, 1995
- Goins, N.R., Lazarewicz, A.R., Martian seismicity, *GRL*, 6, p.368, 1979.
- Gooding, J.L, Chemical weathering on Mars, *Icarus*, 33, p.483-518, 1978
- Gooding, J.L, Soil Mineralogy and Chemistry on Mars: Possible Clues from Salts and Clays in SNC Meteorites. *Icarus*, 99, p. 28-41, 1992.
- Grimm, R.E., Low frequency electromagnetic exploration for groundwater on Mars, *Journal Geophys.Res.* 107(E2), p. 1,1-29, 2002
- Guégen, Y. et V. Palciauskas, Introduction à la physiques des roches, Ed. Herman, 1992.
- Gunnlaugsson, H.P., Weyer, G., Helgason, O., Maghemite on Mars: Possible Clues from Titanomaghemite in Icelandic Basalt, Second International Conference on Mars Polar Science and Exploration, 59, 2000.
- Gurnett D. A., W. S. Kurth, R. R. Shaw, A. Roux, R. Gendrin, C. F. Kennel, F. L. Scarf and S. D. Shawhan, The Galileo Plasma Wave Investigation, *Space Science Reviews*, Vol. 60, p. 341-355, 1992.

- Haberle, R.M., C.P., McKay, J. Schaeffer, N.A. Cabrol, E.A. Grin, A.P. Zent and R. Quinn, *J. Geophys. Res.*, 106(E10), pages 23,317-23,326, 2001.
- Hagfors, T., Ground penetrating radar for planetary exploration Proc. 32nd ESLAB Symp., ESTEC, Noordwijk, p. 147-156, 1998.
- Hargraves, R.B., D.W. Collinson, R.E. Arvidson, and C.R. Spitzer. The Viking magnetic properties experiments: Primary mission results. *J. Geophys. Res.*, 82, p. 4547-4558, 1977.
- Hartmann, W.K., Ancient Lunar mega-regolith and sub-surface structure, *Icarus*, 18, p.634-636, 1973.
- Hartmann, W.K., Dropping stones in magma oceans: effect of early lunar cratering, conf. On the lunar Highland Crust, p.155-171, Pergamon, New York, 1980.
- Hartmann, W.K., R.G. Strom, S.J. Weidenschilling, K.R. Blasius, A. Woronow, M.R. Dense, R.A. Grieve, J. Diaz, C.R. Chapman, E.N. Shoemaker, et K.L. Jones. Chronology of planetary Volcanism by comparative studies of planetary cratering. Basaltic Volcanism on the terrestrial planets, page 1049-1127, Pergamon, 1990.
- Heggy E., P. Paillou, G. Ruffie, J.-M. Malezieux, F. Costard, G. Grandjean. On water detection in the Martian subsurface using sounding Radar. *Icarus*, 154(2), p. 244-257, 2001.
- Heggy, E., Ph. Paillou, G. Ruffie, F. Demontoux, G. Grandjean, Water detection in the Martian subsurface, *GPR 02 proceedings*, Santa Barbara, 2002 .
- Hobbs, P.V., Ice Physics, Oxford University Press, New York, 1974.
- Hoffman, N., White Mars: A New Model for Mars' Surface and Atmosphere Based on CO₂, *Icarus*, Volume 146(2), p. 326-342, 2000.
- Hollender, F., Interpretation de la distortion des signaux géoradar propagés et réfléchis: développement d'une tomographie par bande de fréquence, Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 1999.
- Hviid, S. F., Madsen, M. B., Gunnlaugsson, H. P., Goetz, W., Knudsen, J. M., Hargraves, R. B., Smith, P., Britt, D., Dinesen, A. R., Mogensen, C. T., Olsen, M., Pedersen, C. T., Vistisen, L., Magnetic Properties Experiments on the Mars Pathfinder Lander: Preliminary Results ; *Science*, Vol. 278, Iss. 5344, p. 1768, 1997.
- Jackoky, B.M., B.G. Henderson and M.T. Mellon. Chaotic obliquity and the Nature of the Martian climate *J. Geophys. Res.*, 100(E1), p.1579-1584, 1995.
- Jankowski, D.G. & S.W. Squyres. The topography of impact craters in softened terrain on Mars. *Icarus*, 100, p.26-39, 1992.
- Kahn, R., The evolution of CO₂ on Mars, *Icarus*, 62, p. 175-190, 1985.
- Kasting, J.F., CO₂ condensation and the climate of early Mars. *Icarus*, 94, p.1-13, 1991.
- Kletetschka, Gunther, Wasilewski, Peter J., Taylor, Patrick T., Mineralogy of the sources for magnetic anomalies on Mars, *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 35, no. 5, p. 895-899, 2000.
- Komar, P.D, Modes of sediment Transport in channelized water flows with ramifications to the erosion of the Martian outflow channels. *Icarus*, 42, p. 317-329, 1980.
- Konrad, J.M. and Morgenstern. A mechanistic theory of ice lens formation in fine drained soils. *Can. Geotech. J.*, p.17.473-17.486, 1980.
- Konrad, J.M., Sixteenth Canadian geotechnical colloquium: Frost heave in soils: concepts and engineering. *Can. Geotech. J.*, p. 31.223-31.245, 1994.

- Kunz, K., and R.J. Luebbers, The Finite Difference Time Domain method for electromagnetism. *CRC Press*, 1993.
- Lane, M.D., Morris, R.V. and Christensen, P.R., 1999. An extensive deposit of crystalline hematite in Terra meridiani, Mars. Lunar and Planetary Science Conference XXX, Houston, 1999.
- Lefeuvre, F., Parrot, M., Rauch, J. L., Poirier, B., Masson, A. and Mogilevsky, M. (1998) Preliminary results from the MEMO multicomponent measurements of waves on-board INTERBALL 2. *Ann. Geophysicae* 16, p.1117-1136.
- Leighton, R.B., Murray, B.C., Sharp, R.P., Allen, J.D., and Sloan, R.K., Mariner IV Photography of Mars: initial results, *Science*, 149, p. 627-630, 1956.
- Leighton, R.B. and Murray, B.C., Behavior of CO₂ and other volatiles on Mars, *Science*, 153, 136-144, 1966.
- Lognonné, P., Giardini, D., Banerdt, B., Gagnepain-Beyneix, J., Mocquet, A., Spohn, T., Karczewski, J. F., Schibler, P., Cacho, S., Pike, W. T., Cavoit, C., Desautetz, A., Favède, M., Gabsi, T., Simoulin, L., Striebig, N., Campillo, M., Deschamp, A., Hinderer, J., Lévêque, J. J., Montagner, J. P., Rivéra, L., Benz, W., Breuer, D., Defraigne, P., Dehant, V., Fujimura, A., Mizutani, H., Oberst, J., The NetLander very broad band seismometer, *Planetary and Space Science*, Volume 48, Issue 12-14, p. 1289-1302, 2000(a).
- Lognonné, P., Giardini, D., Banerdt, B., Dehant, V., Barriot, J. P., Musman, G., Menvielle, M., The Magnet Team, Deep Internal Structure of Mars and the Geophysical Package of Netlander, Workshop on Concepts and Approaches for Mars Exploration, July 18-20, 2000, Houston, Texas, abstract no.6049, 2000(b).
- Lucchitta, B.K., McEwen, A.S., Clow, G.D., Geissler, P.E, Singer, R.B., Schultz, R.A and Squyres, S.W., 1992, The canyon system on Mars. H.H. Kieffer, B.M. Jakosky et M.S. Matthews, (eds), in *Mars* pages 453-492. University of Arizona Press, Tuscon, 1992.
- Luhmann, Janet G., Tatrallyay, Mariella, Pepin, Robert O., Venus and Mars: Atmospheres, ionospheres, and solar wind interactions, *Geophysical Monograph*, No. 66, 446, 1992.
- MacGill, G.E. The giant polygons of Utopia, Northern Martian plains. *Geophysical Research Letters*, 13705-13708, 1986.
- MacGill, G.E. & L.S Hills. Origin of giant Martian polygons. *J.Geophys.Res.*, 97, 2633-2647, 1992.
- MacKay, D.S., E.K. Gibson, K.L. Thomas-Keptra, H. Vali, C.S. Romanek, S.J. Clemett, X.D.F. Chillier, C.R. Maechling et R.N. Zare. Search for Pastlife on Mars: Possible relic biogenic activity in Martian Meteorite ALHA84001. *Science*, 273(5277):924-927, 1996
- Malin, M.C and K.S Edgett, Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science*, 288, p. 2330-2335, 2000a.
- Malin, M. C., K. S. Edgett, M. H. Carr, G. E. Danielson, M. E. Davies, W. K. Hartmann, A. P. Ingersoll, P. B. James, H. Masursky, A. S. McEwen, L. A. Soderblom, P. Thomas, J. Veverka, M. A. Caplinger, M. A. Ravine, T. A. Soulanille, and J. L. Warren, *MOC2-237, NASA's Planetary Photojournal* (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/>), 2000b.
- Mangold, N , Thèse : Rhéologie du pergélisol de Mars : application géomorphologiques et structurales, Conséquence sur l'origine des contraintes compressives. ENS-Lyon, 1997.
- Mangold, N. and P.Allemand, Topographic analysis of features related to ice on Mars, *J.Geophys.Res.* , 28(E3),p. 407-410, 2001.
- Martin, D. H., Magnetism in solids: Iliffe Books, London, p. 452, 1967.

- Martin, R.T., Rhythmic ice banding in soil. Highway Research Board, 218, p. 11-23, 1959.
- Maxwell†, J. C., A dynamical theory of the electromagnetic field: Phil. Trans. Roy. Soc. London, 155, p. 459-512, 1864.
- Maxwell, J.C., Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzes sandstones, Bull. Am. Assoc Pet Geol., 48, 697-709, 1964.
- McEwen, A., et al., Stratigraphy of the upper crust of Mars. *5th International Conference on Mars*, Pasadena, 1999.
- McNeill, J.D., Use of electromagnetic methods for groundwater studies, geotechnical and environmental geophysics, vol. 1, Review and Tutorial, edited by S.H. Ward, p. 191-218, Soc. Explor. Geophys., Tulsa, Okla., 1990.
- Mellon, M.T. and R.J., Phillips, Recent Gullies on Mars and the source of liquid water, *J.Geophys.Res.*, 106(E10), p.23165-23179, 2001.
- Melosh, H.J., Impact cratering: a geological process. Oxford University Press, 1989.
- Miller, J. L., Ravat, D., Taylor, P. T., Frey, H., Zatman, S., Frawley, J. J., Interpretation of the Martian Southern Highland Magnetic Anomalies using the Euler and Analytic Signal Methods, American Geophysical Union, Spring Meeting 2001, abstract GP22A-05, 2001
- Morris, R. V., Golden, D. C., Ming, D. W., Shelfer, T. D., Jørgensen, L. C., Bell, J. F., III, Graff, T. G., Mertzman, S. A., Phyllosilicate-poor palagonitic dust from Mauna Kea Volcano (Hawaii): A mineralogical analogue for magnetic Martian dust?, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E3, March 25, 2001, p.5057-5084, 2001.
- Morrish, A. H., The physical principles of magnetism: Wiley, NY, 680p, 1965.
- Muhlemann, D.O., Butler, B.J., Grossman, A.W. and Slade, M.A, Radar images of Mars, *Science*, 53, p. 1508-1513, 1991.
- Neukum G., et D.U. Wise. Mars: a standard crater curve and possible new time scale. *Science*, 194, 1381-1387, 1976.
- Nicholson, A.M. and G.F., Ross, Measurement of the intrinsic properties by time domain techniques, *IEEE Transaction in Instrumentation and Measurements*, Vol.IM-17, p. 395-402, December, 1968.
- Nimmo, F. and Stevenson, D. J., Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of Mars, *Journal of Geophysical Research*, Volume 105, Issue E5, May 25, 2000, p.11969-11980, 2000.
- Nimmo, F., Stevenson, D. J., Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of Mars, *Journal of Geophysical Research*, Volume 105, Issue E5, May 25, 2000, p.11969-11980, 2001.
- Olhoeft, G.R., Time dependent magnetization and magnetic loss tangents: Cambridge, Massachusetts, Massachusetts Institute of Technology, Dept. of Electrical Engineering, M.S.E.E. thesis, 94p, 1972.
- Olhoeft, G.R., Frisillo, A.L., and Strangway, D.W., Frequency and temperature dependence of the electrical properties of a soil sample from Apollo 15, in *The Apollo 15 Lunar Samples: The Lunar Science Institute*, Houston p. 477-481, 1972.
- Olhoeft, G.R., Frisillo, A.L., and Strangway, D.W., Electrical properties of lunar soil sample 15301,38: *Journal of Geophysical Research*, v. 79, p. 1599-1604, 1974.
- Olhoeft G.R. and Strangway, D.W., Magnetic relaxation and the electromagnetic response parameter, *Geophysics*, v.39, p. 141-143, 1974.

- Olhoeft, G.R., Electrical properties of rocks, in *Physical Properties of Rocks and Minerals*, in Touloukian, Y. S., Judd, W. R., and Roy, R. F., eds.: New York, McGraw-Hill, p. 257-330, 1981.
- Olhoeft, G.R., Spatial Variability, in *Proc. NSF/EPRI Workshop on Dynamic Soil Properties and Site Characterization*, v. 1, Palo Alto, Electric Power Research Institute Report NP-7337, p. 5-1 to 5-20, 1991.
- Olhoeft, G.R. and D.E. Capron, Laboratory measurements of the radiofrequency electrical and magnetic properties of soils from near Yuma, Arizona, USGS, Open File report 93-701, p.214, 1993
- Olhoeft, G.R., Electrical, magnetic and geometric properties that determine ground penetrating radar performance: in *Proc. of GPR'98, 7th Int'l. Conf. On Ground Penetrating Radar*, May 27-30, The Univ. of Kansas, Lawrence, KS, USA, p.177-182, 1998(a).
- Olhoeft, G.R., Ground penetrating radar on Mars, *Proceedings of the 7th International Conference on Ground Penetrating Radar*, May 27-30, University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, p. 177-182, 1998(b).
- Olhoeft, G.R., Subsurface Geophysical Detection Methods to Uniquely Locate Water on Mars, *Conference on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars*, 7050 pdf, 2001.
- Olsson, O., Falk L., Forslund O., Lundmark L., Sandberg E., Crosshole investigation results from boreholes radar investigations, Project Stripa- technical report n° 8711, Swedish Geological Co., Uppsala Sweden, 1987.
- Ori, G.G. and Oglioni F. (1996). Potentiality of the ground-penetrating radar for the analysis of the stratigraphy and sedimentology of Mars. *Planet. Space Sci.*, 44, p. 1303-1315.
- Ori, G.G., L.Marinangeli, S.Di Lorenzo, F.Oglioni, R.Seu and D.Biccari , The Martian subsurface from the orbiting GPR MARSIS and SHARAD : Detection and analysis of Possible flood Basalts, *Lunar and planetary Science XXXIII*, pdf 1503, 2002.
- Paillou, P., Grandjean, G., Dubois-Fernandez, P., Baghdadi, N., Davidson, M. and Claeys, G., 1999. Arid subsurface imaging using radar techniques. *Int. Symposium IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 1999.
- Paillou, P., G. Grandjean, J.-M. Malézieux, G. Ruffié, E. Heggy, D. Piponnier, P. Dubois, J. Achache, Performances of Ground Penetrating Radars in Arid Volcanic Regions: Consequences for Mars Subsurface Exploration, *Geophys. Res. Lett.*, 28, no. 5, p. 911-914, 2001(a).
- Paillou, Ph., Thompson, T. W., Plaut, J. J., Rosen, P. A., Hensley, S., Elachi, Ch., Massonnet, D., Achache, J., MEEM: An Orbital Synthetic Aperture Radar for Mars Exploration, *Conference on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars*, Houston, Texas, abstract no.7001, 2001(b).
- Parker, T.J., Saunders, R.S., and Schneeberger, D.M., Transitional morphology in the west Deuteronilus Mensae region of Mars: Implications for modification of the lowland/upland boundary. *Icarus*, 82, 111-145, 1989.
- Parker, T.J., Gorcine, D.S., Saunders, R.S., Pieri, D.C., and Schneeberger, D.M., Coastal geomorphology of the Martian northern plains, *J.Geophys.Res.*, 98, 11,061-11,078, 1993.
- Picardi, G., J. Plaut, W. Johnson, L. Borgarelli, R. Jordan, D. Gurnett, S. Sorge, R. Seu, A. Coradini, R. Orosei, Subsurface, Surface and Ionosphere Sounding with the Mars Express Mission: the Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS), *Mars Exploration Program and Sample Return Mission Conference*, Paris, 1999.
- Pinet, P. and S. Chevrel, Spectral identification of geological units on the surface of Mars related to the presence of silicates from earth based near infrared telescopic CCD imaging. *J. Geophys. Res.*, 95, p. 14435-14446, 1990.
- Plaut, J.J., Khan, R., Guinness, E.A and Arvidson, R.E., Accumulation of sedimentary debris n south polar region of Mars and implication for climate history, *Icarus*, 75, 357-377, 1988.

- Pollak J.B., J.F. Kasting, S.M. Richardson, and K.Poliakoff. The case for a wet, warm climate on early Mars. *Icarus*, 71:203-224, 1987.
- Postawko, S.E. & Fanale, F.P., changes in erosional style on early Mars: External versus internal influences. *J.Geophys.R.*, 98(E6), 11017-11024, 1993.
- Rieder, R., T. Economou, H. Wänke, A. Turkevitch, J. Crisp, J. Brückner, G. Dreibus and H.Y. McSween Jr., The chemical composition of Martian soil and rocks returned by the mobile alpha proton X-ray spectrometer : preliminary results from the X-ray mode. *Science*, 278, p. 1771-1774, 1997.
- Rossbacher, L.A. and S. Judson, Ground ice on Mars: Inventory, distribution, and resulting lanforms, *Icarus*, 45, 39-59, 1981.
- Safaenili, A. and 12 authors, Radar sounding of Mars: A foud on MARSIS , Conference on Geophysical detection of subsurface water on Mars,7032 pdf, 2001
- Schaefer, J.M. , John Gingerich , The Evolution of Airborne Time Domain Electromagnetic Applications for Geologic Mapping, a Noranda Perspective , *Exploration Geophysics* 29, 204-210, 1998.
- Scott, D.H., and J.M. Dohm, Mars Highland Channels: an age reassessment, Lunar and planetary Science Conference XXIII: p.1251-1252, 1992.
- Snyder, D., Burgisser, A., Gardner, J.E, Volcanic Fall Deposits on Mars: A Linear Response Theory Approach to Modelling Sedimentation, Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts, 33, 1399, 2002.
- Soderblom, L.A., C.D. , Condit, R.A, West, B.M., Herman, and T.J. Kreidler, Martian planet wide crater distributions: Implications for geologic history and surface processes, *Icarus*, 22, 239-263, 1974.
- Squyres, S.W. Urey prize lecture: Water on Mars. *Icarus*, 79229-79288, 1989.
- Synder, C.W. and Moroz, V.I., Spacecraft exploration of Mars, in Mars by Keiffer et al, 1992, p. 523-554,1992.
- Tanaka, K.L. The stratigraphy of Mars ,*J.Geophys.Res*, 91(B13):E139-E-158,1986.
- Tanaka,K.L., and D.H. Scott, The youngest channel system on Mars, Lunar Plnet. Sci. Conf. XVII, 865-866, 1986.
- Tanaka, K.L and P.A. Davis. Tectonic history of the Syria Planum province of Mars. *J.Geophys.Res*. 93(B12):14,893-14,917, 1988.
- Thomas, S.Squyres, K.Herkenhoff, A. Howard, and B. Murray. Polar deposits on Mars. C.W. snyder H.H. Kieffer, B.M. Jakosky et M.S. Matthews, (eds), in *Mars* pages 767-795. University of Arizona Press, Tuscon, 1992.
- Toon, O.B., J.B. Pollack, W.Ward, J.A. Burns and K.Bilski, The astronomical theory of climatic change on Mars, *Icarus*, 44, 552-607, 1980.
- Toulmin, P. III, A.K., B.C. Clark, K.Keil, H.J. Rose, Jr., P.H. Evans, and W.C. Kelliher, Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results, *J.Geophys.Res*, 82, 4625-4634, 1977.
- Treiman, A. H., Gleason, J. D., Bogard, D. D., The SNC meteorites are from Mars, *Planetary and Space Science*, Volume 48, Issue 12-14, p. 1213-1230, 2000.
- Vassalo, C., électromagnétisme classique dans la matière, éditions Dunod, Paris 1980.

- Warren, P.H., and K.L. Rasmussen, Megaregolith, insulation, internal temperatures and bulk uranium content of the Moon, *J.Geophys.Res.*, 92, 3453-3465, 1987.
- Yee, K.S., Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell equations in isotropic media. *IEEE Trans. Antennas propagation*, 14, no. 3, p. 302-307, 1966.
- Zuber, M.T., S.C. Solomon, R.J. Phillips, D.E. Smith, G.L. Tyler, O. Aharonson, G. Balmino, W.B. Banerdt, J.W. Head, C.L. Johnson, F.G. Lemoine, P.J. McGovern, Neumann, G.A., D.D. Rowlands, S. Zhong, Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity, *Science*, 287, 1788-1793, 2000.

Fin