



HAL
open science

Propriétés thermo-physiques et hydratation de la surface de Mars

Joachim Audouard

► **To cite this version:**

Joachim Audouard. Propriétés thermo-physiques et hydratation de la surface de Mars. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université Paris Sud - Paris XI, 2014. Français. NNT : 2014PA112304 . tel-01127913

HAL Id: tel-01127913

<https://theses.hal.science/tel-01127913>

Submitted on 9 Mar 2015

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.



Comprendre le monde,
construire l'avenir®



UNIVERSITÉ PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE 127 :
ASTRONOMIE ET ASTROPHYSIQUE D'ÎLE-DE-FRANCE

Laboratoire : *Institut d'Astrophysique Spatiale*

THÈSE DE DOCTORAT

PHYSIQUE

par

Joachim AUDOUARD

**Propriétés thermo-physiques et
hydratation de la surface de Mars**

Date de soutenance : 08/12/2014

Composition du jury :

Directeur de thèse :	François POULET	Astronome (IAS, Orsay)
Rapporteurs :	Bernard SCHMITT Mark WIECZOREK	Directeur de Recherche (IPAG, Grenoble) Directeur de Recherche (IPGP, Paris)
Examineurs :	Pierre-Yves MESLIN Deanne ROGERS Eric CHASSEFIERE	Maître de Conférence (IRAP, Toulouse) Assistant Professor (Stony Brook, USA) Directeur de Recherche (GEOPS, Orsay)
Membres invités :	Mathieu VINCENDON François Forget	Maître de Conférence (IAS, Orsay) Directeur de Recherche (LMD-IPSL, Paris)

Résumé

Ce travail de thèse est consacré à la caractérisation physique de la surface de Mars et à l'étude des facteurs dynamiques la modifiant. Deux aspects sont étudiés. Le premier concerne les propriétés thermo-physiques qui sont un moyen de contraindre les actions que les forces érosives et sédimentaires cumulées sur les temps géologiques ont joué à la surface de Mars. Le second est l'hydratation de la surface de Mars qui est une donnée importante du système climatique martien en tant que réservoir d'eau.

Afin de caractériser ces deux propriétés physiques de la surface de Mars, nous avons combiné l'approche orbitale permettant une couverture globale, l'approche in situ qui fournit une interprétation locale robuste et l'utilisation d'outils de simulation des processus physiques. Les données des instruments OMEGA, un spectro-imageur à bord de Mars Express en orbite autour de Mars depuis 2004, et le capteur de température de surface de l'instrument REMS, embarqué à bord de Curiosity et en opération dans le cratère Gale depuis 2012 ont été analysées en détail. Les mesures de température de surface de ces deux instruments ont été inversées pour caractériser les propriétés thermo-physiques de la surface au moyen d'un modèle climatique. Nous présentons la première carte globale de l'inertie thermique de la surface de Mars calculées à partir des données OMEGA et nous mettons en évidence de manière inédite des comportements thermiques spécifiques d'assemblages hétérogènes à la surface de Mars ou de processus physiques négligés.

Les informations relatives à l'hydratation de la surface ont pu être extraites des données OMEGA grâce à la prise en compte de mesures en laboratoire et ont été interprétées de concert avec les résultats de plusieurs missions autour ou à la surface de Mars et des simulations climatiques du cycle de l'eau afin de reconstruire l'histoire de cette hydratation. Nous trouvons que l'hydratation est stable tout au long de l'année martienne et qu'elle augmente avec la latitude de manière asymétrique entre les deux hémisphères. La distribution spatiale de l'hydratation coïncide avec les zones en contact régulier avec des dépôts de givre, qui apparaît ainsi être à l'origine du processus responsable de l'implémentation de l'eau dans le régolite martien.

Abstract

This thesis work is devoted to the physical characterization of the Martian surface and to the study of dynamic processes modifying it. Two aspects are addressed. The first concerns the thermo-physical properties which are a mean to putting constraints on to the erosive and sedimentary actions summed over the geologic history. The second is the hydration of the Martian surface which plays, as a planetary reservoir of water, an important role on the Martian climate.

In order to characterize these two physical parameters of the Martian surface, we have combined the orbital view which allows a global coverage with in situ measurements, which provides a robust local interpretation, and we have used tools allowing numerical simulations of physical processes. Data from OMEGA, an imaging spectrometer onboard Mars Express orbiting Mars since 2004, and from the ground temperature sensor of the REMS instrument onboard Curiosity have been analyzed in details. Surface temperature measurements from these two instruments have been inverted using a climate model for characterizing the thermo-physical properties of the Martian surface. We present the first global map of the Martian surface thermal inertia constructed from OMEGA data and we directly highlight for the first time some thermal behavior caused by heterogeneous mixtures or neglected physical processes at the surface of Mars.

Information regarding the hydration of the Martian surface have been extracted from OMEGA data using a large set of laboratory experiments. This information has been interpreted together with scientific results from multiple mission orbiting or at the surface of Mars and with numerical simulations of the Martian water cycle in order to reconstruct the history of this hydration. We find that the hydration remains stable throughout the whole Martian year and that it increases with latitude with an asymetry between the two hemispheres. The spatial distribution of the hydration fits areas that are in regular contact with water frost, which therefore seems to be involved in the process of water implementation in the Martian regolith.

Table des matières

Résumé	i
Abstract	ii
Introduction générale	1
1 Mars aujourd’hui, produit de son histoire	3
1.1 Bref portrait de Mars	5
1.2 Passé aqueux	6
1.3 Chronologie	9
1.4 Dynamique climatique	11
1.5 Du mégarégolite à la surface	16
1.6 L’eau sur Mars	18
1.7 Problématique de la thèse	19
2 Données	25
2.1 L’imagerie hyperspectrale	25
2.1.1 Principe	25
2.1.2 OMEGA	26
2.1.2.1 Description de l’expérience	26
2.1.2.2 Mesure : luminance énergétique	28
2.1.2.3 Performances	30
2.1.2.4 Spécificités de la voie L d’OMEGA	34
2.1.3 Traitement des données d’OMEGA	35
2.1.3.1 Correction de l’atténuation atmosphérique	36
2.1.3.2 Correction de la diffusion des aérosols	38
2.1.3.3 Calcul de la température de la surface	39
2.1.3.4 Conversion en spectres de réflectance	42
2.2 Données in situ	43
2.2.1 Vue d’ensemble	44
2.2.2 Curiosity	49
2.2.3 Le jeu de donnée REMS	52
2.2.3.1 Présentation	52
2.2.3.2 Informations et mesures disponibles	52
2.2.3.3 Précision des températures de surface	55
2.3 Autres jeux de données	58
2.3.1 Infrarouge thermique	58
2.3.2 Imagerie de contexte et altimétrie	59
2.3.3 Suivi des aérosols	59

2.4	Bilan	64
3	Propriétés thermo-physiques de la surface	65
3.1	Température de la surface de Mars	65
3.1.1	Modélisation	65
3.1.1.1	Description	66
3.1.1.2	Validation du modèle	68
3.1.2	Choix des paramètres	69
3.1.2.1	Propriétés thermo-physiques	69
3.1.2.2	Aérosols	75
3.1.2.3	Topographie	77
3.1.2.4	Durée de la simulation	78
3.2	De la température à l'inertie thermique	80
3.2.1	Méthode	80
3.2.2	Heures locales	81
3.2.3	Effets non pris en comptes	82
3.2.3.1	Nuages	82
3.2.3.2	Propriétés thermo-physiques	84
3.2.4	Incertitudes	85
3.2.4.1	Albédo	85
3.2.4.2	Pentes	86
3.2.4.3	Aérosols	87
3.2.4.4	Température	87
3.2.5	Complexité de la surface : hétérogénéités	89
3.3	Application aux données OMEGA	92
3.3.1	Sélection des données	92
3.3.2	Validation de la méthode	92
3.4	Résultats	96
3.4.1	Etudes locales	96
3.4.1.1	Région poussiéreuse : Tharsis	96
3.4.1.2	Région volcanique : Syrtis Major	99
3.4.1.3	Région altérée : Meridiani	102
3.4.2	Etude globale	105
3.4.2.1	Carte globale	105
3.4.2.2	Hétérogénéités globales	110
3.5	Bilan - Conclusions	115
4	Etude des propriétés thermo-physiques avec Curiosity	117
4.1	Mars Science Laboratory	117
4.1.1	Le cratère Gale : contexte géologique	118
4.1.2	Trajet et terrains visités par MSL	121
4.2	Température de surface mesurées par REMS	125
4.2.1	Choix des données	125
4.2.2	Comparaison avec les données orbitales	125
4.3	Propriétés thermo-physiques du cratère Gale	126
4.3.1	Comparaison avec des simulations de températures	126
4.3.2	Résultats : profils le long du trajet de Curiosity	130

4.3.3	Comportement thermique non-idéal	134
4.4	Discussion	137
4.4.1	Facteurs instrumentaux	137
4.4.2	Hétérogénéités potentielles	138
4.4.3	Processus non-modélisés	140
4.5	Bilan et perspectives	141
5	Hydratation de la surface de Mars	143
5.1	Mesure de l'hydratation	143
5.1.1	Formes d'hydratation du régolite martien	143
5.1.2	Spectroscopie de la bande à 3 μm	146
5.1.3	Mesures en laboratoire	150
5.1.4	Paramétrisation de l'hydratation	154
5.2	Application aux données OMEGA	157
5.2.1	Impact des volatils	157
5.2.1.1	Aérosols	158
5.2.1.2	Eau atmosphérique	159
5.2.2	Sélection des données	162
5.2.3	Incertitudes	163
5.3	Résultats	164
5.3.1	Distribution spatiale	165
5.3.1.1	Cartographie globale	165
5.3.1.2	Relation avec l'albédo	167
5.3.1.3	Relation avec la composition minéralogique	168
5.3.2	Variations temporelles	170
5.4	Discussion	171
5.4.1	Comparaison avec les autres jeux de données	172
5.4.1.1	Glace dans le sous-sol	172
5.4.1.2	Expériences in situ	174
5.4.2	Relation avec le cycle de l'eau	178
5.4.3	Nature, origine et stabilité de l'hydratation du régolite	181
5.5	Conclusion	184
	Conclusion générale et perspectives	187
	Publications	191
	Bibliographie	192

Introduction générale

La sonde Mars Global Surveyor (NASA) signe en 1996 la relance moderne de l'exploration de Mars, interrompue après la fin des missions Viking au début des années 1980. Mars a depuis été continuellement observée depuis l'orbite, avec les arrivées de Mars Odyssey (NASA, 2002), Mars Express (ESA, 2004) et Mars Reconnaissance Orbiter (NASA, 2006), tous les trois encore en opération. L'exploration in situ a également été très active sur cette période avec Mars Pathfinder (NASA, 1997), Spirit et Opportunity (NASA, 2004), Phoenix (NASA, 2008) et Curiosity (NASA, 2012). L'exploration ambitieuse de cette planète va continuer avec les mises en orbite récentes de Mars Atmospheric and Volatiles Evolution (NASA, 2014) et de Mars Orbiter Mission (ISRO, 2014), et les arrivées futures des robots Interior Exploration using Seismic Investigations (NASA, 2015), Curiosity 2 (NASA, 2020) et les deux engins de la mission ExoMars (un orbiteur en 2016, un robot en 2018, ESA). Ces missions ont produit, produisent toujours ou produiront des énormes quantités de données qui ont déjà révolutionné nos connaissances scientifiques de la planète Mars. La compréhension de Mars et de son histoire commence par la caractérisation de son état actuel. Durant cette thèse, nous nous sommes concentrés sur deux aspects contemporains de la surface de Mars qui sont la conséquence de son évolution : les propriétés thermo-physiques et l'hydratation à l'échelle globale. Les propriétés thermo-physiques donnent des indices sur la nature des matériaux et sur les assemblages. Elles résultent de l'action des agents d'érosion tout au long de l'histoire de la surface. L'hydratation de la surface est elle à l'interface entre les différents réservoirs d'eau et est donc partie prenante du cycle de l'eau que connaît la planète, bien qu'elle soit très peu caractérisée jusqu'à maintenant.

Afin d'étudier ces deux propriétés, nous avons combiné une approche orbitale, principalement avec le spectro-imageur OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, 0.36 - 5.1 μm) qui observe la surface de Mars depuis plus de 10 ans, et in situ, à l'aide des données du robot Curiosity directement à la surface. Ces deux mesures sont complémentaires car les données de Curiosity permettent une excellente résolution temporelle et celles d'OMEGA autorisent une étude globale à l'échelle kilométrique. Les données d'OMEGA ont été déterminantes pour l'établissement du paradigme historique de Mars (notamment sur les questions de compositions minéralogiques) mais la partie grande longueur d'onde (2.7 - 5.1 μm) de l'instrument n'avait été que peu étudiée jusqu'ici. Cette gamme spectrale représente une nouveauté dans les études thermiques de la surface de Mars, habituellement réalisées dans l'IR thermique ($> 8 \mu\text{m}$). De plus, l'orbite elliptique depuis laquelle observe OMEGA fournit un échantillonnage spatio-temporel sans précédent (notamment en heures locales), à la fois plus complexe et plus riche que les données des spectromètres dans l'IR thermique qui sont tous sur des orbites héliosynchrones. Au moyen de simulations du climat martien et des échanges d'énergie (développées au Laboratoire de Météorologie Dynamique), paramétrisé avec attention, nous avons cherché à quantifier les propriétés thermo-physiques de la surface de Mars à partir des mesures de température d'OMEGA de manière similaire à ce qui a été fait pour analyser les données des spectromètres dans l'infrarouge thermique spécifiquement dédiés à la mesure de température de surface. Nous verrons que l'étude thermo-physique des températures de surface d'OMEGA confirme les cartographies précédentes et permet grâce à ses atouts de mettre en évidence pour la première fois certaines inhomogénéités

locales. Cette méthode a été adaptée aux mesures de température de surface réalisées par l'instrument REMS (Rover Environmental Monitoring Station) à bord de Curiosity, arrivé sur Mars pendant cette thèse et dont l'excellente résolution temporelle (~ 1 Hz) permet une caractérisation fine du comportement thermique.

L'autre intérêt majeur des mesures spectroscopiques d'OMEGA entre 2.7 et 5.1 μm est la présence systématique d'une large absorption dans la zone de 3 μm , causée par les molécules d'eau et les groupements hydroxyl dans les matériaux de la surface. La surface de Mars est ainsi hydratée de manière globale, mais ce réservoir d'eau est l'un des moins bien caractérisés actuellement : son origine et sa nature restent mal contraintes. Nous avons réalisé une analyse globale du signal de l'hydratation des données OMEGA, en s'appuyant notamment sur de récentes et nombreuses expériences en laboratoire pour relier l'absorption à 3 μm au contenu en eau des matériaux. Nous avons également fait intervenir des simulations climatiques du cycle de l'eau et les résultats des missions in situ Phoenix et Curiosity, afin de caractériser la mobilité temporelle de l'hydratation de la surface et de favoriser un processus d'implémentation de l'eau dans les matériaux à la surface de Mars.

Le premier chapitre propose une introduction générale aux principales questions scientifiques de la planétologie de Mars. Ces questions se situent globalement très en amont des réalisations de cette thèse et leur énoncé sera ainsi surtout utile aux profanes de cette planète. Un scénario (non exhaustif) de son histoire est brièvement énoncé, puis les processus climatiques et physiques qui affectent directement les propriétés du sol martien étudiées dans cette thèse sont ensuite présentés. Une brève revue des découvertes scientifiques relatives aux thèmes de cette thèse est également établie.

Notre étude de la planète est conduite à l'échelle globale et les sources de données utilisées et/ou analysées durant cette thèse sont présentées dans le second chapitre. Le principe physique de la mesure spectroscopique dans l'infrarouge ainsi que les caractéristiques des données OMEGA y sont abordés. Les données in situ REMS et leur couplage avec les données orbitales sont ensuite décrits en détail.

Le chapitre 3 détaille la méthode de calcul des propriétés thermo-physiques à partir de données de température de surface couplées à un modèle de calcul d'équilibre dynamique. Cette méthode est appliquée dans ce chapitre aux données OMEGA pour fournir des études locales puis une carte globale. En adaptant ces outils, les températures de surface mesurées par REMS de manière quasiment continue sont modélisées et comparées aux mesures orbitales dans la chapitre 4.

Enfin, l'étude de l'hydratation à partir de données spectroscopiques est détaillée dans le chapitre 5. Après une revue des théories et des expériences de l'hydratation des matériaux, une paramétrisation de l'hydratation est appliquée aux données OMEGA, ce qui permet d'obtenir une étude globale des variations spatio-temporelles de l'hydratation de la surface de Mars. Ces analyses nous permettent contraindre sa nature et son origine.

Chapitre 1

Mars aujourd'hui, produit de son histoire

A bien des égards, Mars n'est pas la planète morte que l'on imagine parfois. Avec Titan, une lune de Saturne à la chimie exotique, Mars est en effet l'astre le plus proche de la Terre de part la nature et la diversité des processus s'y étant déroulés et dont certains sont encore actifs. La surface de notre plus proche voisine, Vénus, n'est pas directement visible depuis l'espace en raison de la très dense atmosphère de cette planète (100 fois plus que celle de la Terre) et la surface de la Terre est en permanence cachée à environ 50 % par les nuages. L'atmosphère de Mars, environ 150 fois moins dense que celle de la Terre, a aussi l'avantage d'être favorable aux observations, ce qui rend la surface Mars plus simple à étudier que celle de la Terre depuis l'espace (une fois l'orbite martienne atteinte !). Depuis 1960, 37 missions (satellites et/ou atterrisseurs) ont été envoyées vers Mars. Bien que 21 de ces missions aient échoué, ne renvoyant aucune donnée scientifique, la quantité d'observations qu'elles ont recueillies font d'ores et déjà de la planète Mars un objet à part dans l'histoire de l'exploration du système solaire et une contributrice importante à la compréhension de l'histoire du Système Solaire et de la Terre. L'exploration de Mars continue : à l'heure où ces lignes sont écrites, 5 satellites sont en orbite autour de Mars (Mars Odyssey, Mars Reconnaissance Orbiter, Mars Atmospheric and Volatile Evolution de la NASA, Mars Express de l'ESA et Mars Orbiter Mission de l'agence spatiale indienne) et deux robots mobiles, Opportunity et Curiosity, en explorent la surface.

Vénus, la Terre et Mars se sont formées au même moment, en l'espace d'une centaine de million d'années il y a ~4.5 milliard d'années. Les trois planètes ont pourtant évolué de manière très différentes : Vénus a toujours son atmosphère d'antan (~100 bars de CO₂), la Terre a stocké la sienne dans les roches et la vie y a ajouté du dioxygène, alors que Mars en a perdu une grande partie assez tôt dans son histoire. Une différence majeure entre Mars et la Terre (et Vénus) est également la taille (voir figure 1.1). De part son rayon planétaire presque deux fois plus petit que celui de la Terre, Mars ne représente que ~10.7 % de la masse de notre planète. Cette différence a eu des conséquences thermiques très concrètes qui ont façonné l'histoire de la planète : sa jeunesse turbulente et son lent déclin d'activité n'y sont pas étrangers. Sur Terre, la tectonique des plaques et l'importante érosion recyclent et altèrent en permanence les matériaux présents à la surface, si bien que les archives géologiques de notre planète sont assez limitées dans le temps. Une grande portion de la surface de Mars comprend elle des terrains datant parfois de plus de 4

milliards d'années, qui représentent ainsi des témoins uniques de la jeunesse des planètes telluriques et du Système Solaire. On peut dire que, dans une certaine mesure, l'histoire ancienne de la Terre est lisible sur Mars.

Si des phénomènes journaliers et saisonniers se déroulent aujourd'hui à la surface et dans l'atmosphère de Mars (dont l'étude fournit un miroir utile à la compréhension de leurs équivalents terrestres), les terrains les plus anciens indiquent que la planète a été bien plus active dans sa jeunesse, avec une atmosphère plus dense et probablement de grandes étendues d'eau, liquide et/ou gelée. Les conditions à l'intérieur et à la surface de Mars ont ainsi drastiquement évolué depuis 4 milliards d'années. En tant que planète tellurique (rocheuse et magmatique), Mars, comme la Terre, est globalement une planète sèche, pauvre en volatiles (par exemple, toute l'eau de la Terre ne représente que 0.023% de sa masse et 0.17% de son volume). De nos jours, bien que les conditions à la surface de Mars soient très sèches, il neige dans l'atmosphère de Mars, les hautes latitudes sont chaque année recouvertes par du givre d'eau et les deux pôles sont recouverts de couches kilométriques de glace d'eau. Malgré le fait que l'eau liquide ne soit pas stable à la surface de Mars (elle y bout en raison de la faible pression atmosphérique, l'eau passe ainsi directement de l'état de vapeur dans l'atmosphère à l'état solide à la surface, et vice-versa), plusieurs indices géologiques nous indiquent que Mars a probablement connu plusieurs épisodes durant lesquels de l'eau liquide a coulé à sa surface, de manière pérenne ou transitoire. On ne sait pas ce qu'est devenue toute cette eau : s'est-elle échappée dans l'espace, est-elle séquestrée en profondeur, dans un aquifère, un pergélisol, ou piégée dans des minéraux ?

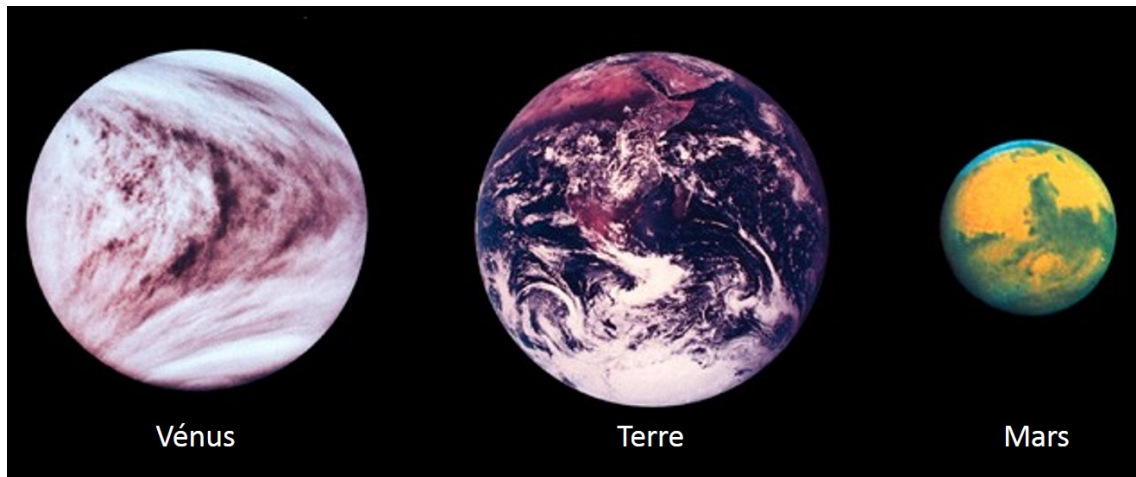


FIGURE 1.1 – Vénus, la Terre et Mars à l'échelle.

Ce chapitre propose une introduction générale aux résultats de l'exploration planétologique de Mars (section 1.1), notamment de son passé aqueux (section 1.2) et de la chronologie de son histoire géologique (section 1.3). On se focalise ensuite sur les processus dynamiques s'y déroulant de nos jours (section 1.4), la lithologie du sous-sol (section 1.5) et l'inventaire en eau de la planète (section 1.6). Ce contexte général permet d'introduire les thématiques du travail de recherche effectué durant cette thèse (section 1.7).

1.1 Bref portrait de Mars

Lorsque la première phase du processus d'accrétion est terminée, environ 10 à 100 millions d'années après l'allumage du Soleil (il y a ~4.5 milliard d'années, Ga), de nombreux planétoïdes rocheux, briques élémentaires des planètes telluriques, occupaient la zone interne du Système Solaire. L'histoire des quatre planètes telluriques (Mercure, Vénus, Terre et Mars) commence lorsque ces derniers planétoïdes finissent de fusionner. Pour le système Terre, le dernier évènement majeur de cette période est le vraisemblable impact catastrophique (un bolide de la taille de Mars aurait percuté la proto-Terre) qui donna naissance à notre planète et à son satellite naturel. Sur Mars, la plus ancienne trace géologique de cette période est probablement la « dichotomie » globale de topographie causée par un impact très violent d'un planétoïde aux hautes latitudes de l'hémisphère nord de Mars. On peut voir sur la figure 1.2 qu'il y a de nos jours une différence d'altitude de plus de 5 km de part et d'autre de la dichotomie.

A cette époque, les bombardements cataclysmiques deviennent plus rares et les planètes telluriques forment leurs atmosphères primitives, par dégazage de volatiles présents en grandes quantités dans le magma. Mars a originellement dégazé 10 à 40 bar de CO₂, entre 0.1 et 0.3 bar de N₂ et une quantité d'eau équivalente à une couche globale de 0.5 à 1 km d'H₂O (Carr, 1986; Tian et al., 2009; Lammer et al., 2013). Sur Terre, l'essentiel du CO₂ a été stocké dans des roches (les carbonates) après sa dilution dans les océans et la vie a ensuite porté la part d'O₂ à environ 20%. Dans le cas de Vénus, il est probable qu'elle ait gardé son atmosphère primitive jusqu'à nos jours et on peut ainsi se demander ce qu'elle est devenu sur Mars où la pression à la surface n'est que de quelques mbar actuellement. Durant ses premières centaines de millions d'années, l'activité du Soleil était plus chaotique que de nos jours. Le flux de rayons ultraviolets (UV) et de rayons X qu'il émettait était plus énergétique et son vent solaire plus dense qu'aujourd'hui (par exemple, 20 fois plus d'UV il y a 4.1 Ga qu'aujourd'hui). A cette époque, le Soleil a ainsi pu éroder les atmosphères planétaires. La petite taille de Mars a aussi pour conséquence que la vitesse de libération (la vitesse qu'il faut avoir pour s'échapper à son attraction) est faible et donc malgré son éloignement du Soleil, les processus d'érosion spatiale de l'atmosphère ont été efficaces sur Mars (Chassefière and Leblanc, 2004). La perte de l'atmosphère primordiale de Mars a en effet pu être très rapide : durant les premières centaines de millions d'années du Soleil, 1 bar de gaz carbonique sur Mars s'échappait en 1-10 millions d'années (Tian et al., 2009; Lammer et al., 2013). Ainsi, les 40 bars théoriques de CO₂ de la jeune Mars seraient perdus dans l'espace en moins de 50 Ma. Cependant, le CO₂ a probablement été libéré graduellement par le volcanisme tout au long de l'histoire de Mars, si bien que des conditions avec une atmosphère plus dense qu'aujourd'hui aurait pu persister sur des temps courts, notamment lorsque le flux UV du jeune Soleil a commencé à décroître (il ne valait plus que 10 fois sa valeur actuelle il y a 3.7 Ga). L'importance précise de l'échappement de l'atmosphère primitive de Mars reste encore mal connue, et dépend notamment de l'état magnétique de la planète dans sa jeunesse (Chassefière et al., 2007). La nouvelle mission MAVEN de la NASA, arrivée en septembre 2014 en orbite autour de Mars, devrait apporter plus de contraintes sur les processus d'érosion spatiale des atmosphères planétaires.

La Terre est protégée du vent solaire grâce à son champ magnétique, généré par sa dynamo interne. Les dynamos planétaires sont régies par la loi d'induction : l'évolution

d'un champ magnétique dépend de la nature du fluide qui y baigne (degré de conduction) et surtout de la vigueur des mouvements au sein de ce fluide (Stevenson, 2010). De part leurs propriétés physico-chimiques, les coeurs liquides des planètes telluriques (composé à ~80-85% de fer, ~5% de nickel et ~10-15% d'éléments plus légers comme le soufre dans le cas de la Terre) génèrent ainsi des champs magnétiques grâce à la rotation des planètes et aux différences de température au sein du noyau. De nos jours, Mars ne possède pas de dynamo interne générant un champ magnétique. Les observations depuis l'orbite nous ont cependant informés que certaines portions de la croûte martienne dispose d'une magnétisation rémanente (Lillis et al., 2004; Arkani-Hamed, 2004). Lorsque le magma refroidit et que sa température passe sous la température dite de Curie (~700°C pour la magnétite), les minéraux magnétiques en son sein s'orientent dans le sens du champ magnétique environnant. Si le champ magnétique est cohérent (comme à la surface d'une planète avec une dynamo active), tous les minéraux magnétiques sont ainsi orientés dans la même direction. Quand l'ensemble du magma s'est solidifié, la roche est alors aimantée et produit un champ magnétique : on parle de magnétisation rémanente ou fossile. Les magnétisations rémanentes de la croûte de Mars sont cohérentes (elles pointent vers des pôles magnétiques), ce qui indique qu'une dynamo a été active à l'intérieur de Mars par le passé. Les corps sans atmosphère, comme la Lune et les astéroïdes, voient leur surface lentement modifiée par l'action du vent solaire dont les particules énergétiques sont de puissants agents d'érosion. La surface de la Lune est ainsi recouverte d'une couche de plusieurs cm de poussière très fine dans laquelle les astronautes d'Apollo ont laissé leurs traces de pas. L'atmosphère de Mars reste toutefois assez dense pour inhiber cette érosion. La poussière aujourd'hui à la surface de Mars est issue de processus endogènes.

La densité des cratères d'impact sur les surfaces planétaires permet de les dater : les surfaces les plus cratérisées sont les plus anciennes. La relation entre la densité et la distribution en taille des cratères d'impact et l'âge des surface a pu être établie grâce aux mesures des âges radiométriques des roches lunaires rapportées sur Terre par les missions LUNA et APOLLO (Stöffler and Ryder, 2001). Cette relation, valable pour la Lune, a pu être étendue à l'ensemble du système interne (Neukum et al., 2001) et à Mars en particulier (Hartmann and Neukum, 2001). Les âges obtenus avec cette méthode pour les derniers terrains martiens magnétisés varient entre ~4.1 Ga (Lillis et al., 2013) et ~3.6 Ga (Milbury et al., 2012, et ~3.77 Ga pour Langlais et al., 2012), soit avant ou après le bombardement massif tardif (LHB pour « Late Heavy Bombardment ») qu'a connu le système solaire interne (Gomes et al., 2005). Le comptage des cratères a ainsi permis d'identifier trois ères majeures dans l'histoire de Mars : le Noachien (entre ~4.1 et ~3.7 Ga), l'Hespérien (entre ~3.7 et 3.0 Ga) et l'Amazonien (de ~3 Ga à nos jours). L'âge relatif des terrains aujourd'hui exposés à la surface de Mars est indiqué sur la figure 1.2, issue du long travail de cartographie géologique de Tanaka et al. (2014).

1.2 Passé aqueux

On peut trouver dans Carr and Head (2010) une revue détaillée de l'histoire géologique de Mars. Les traces du passé aqueux de Mars sont principalement de deux natures : minéralogiques et géomorphologiques. Des phyllosilicates (argiles) et des sulfates ont été identifiés à la surface de Mars (Poulet et al., 2005; Gendrin et al., 2005), notamment grâce à l'imagerie hyperspectrale. Un exemple est montré sur la figure 1.3 dans le cratère Gale

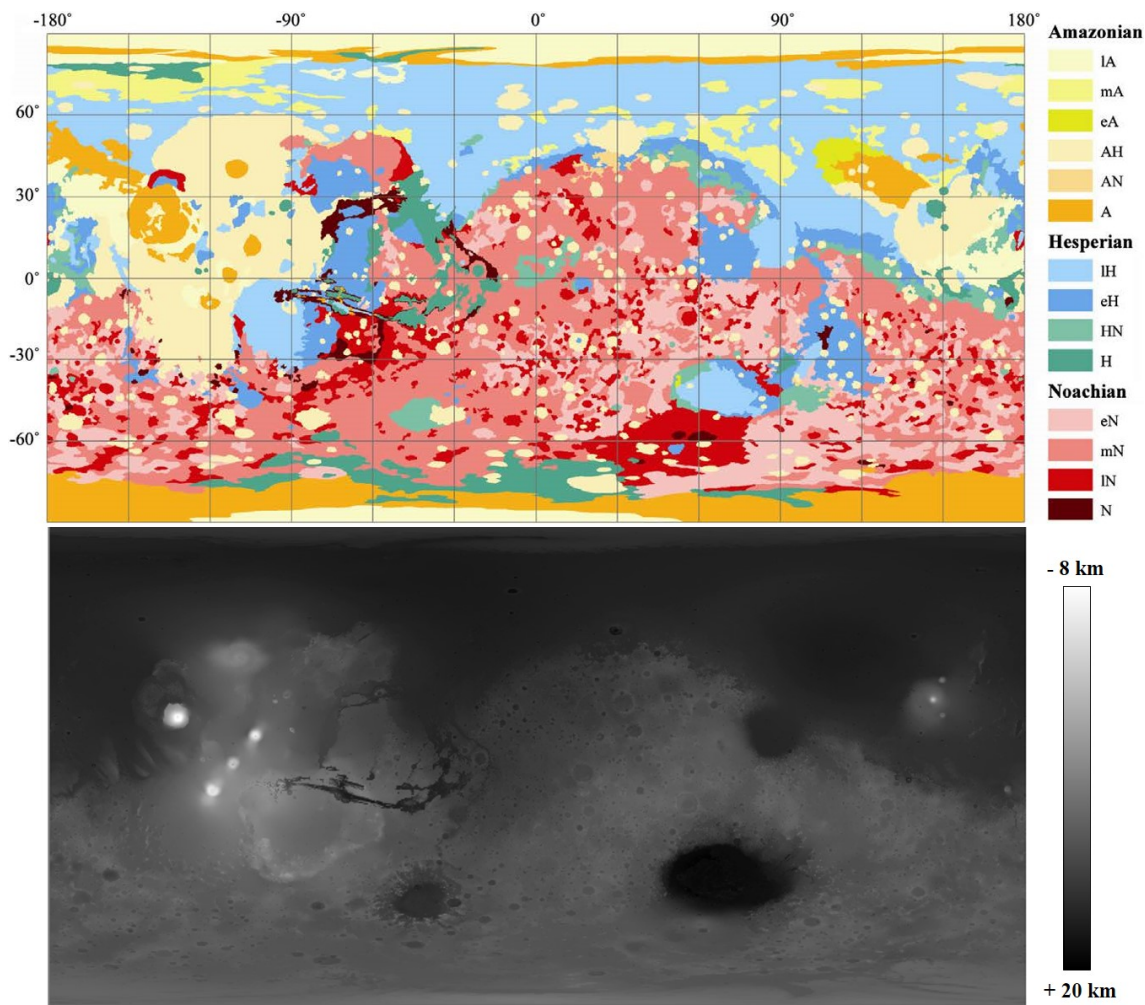


FIGURE 1.2 – Carte globale des époques de formation des terrains exposés à la surface de Mars (en haut), extraite de [Tanaka et al. \(2014\)](#). Les terrains datant de l’Amazonien sont représentés en jaune/orange, ceux de l’Hespérien en bleu/vert et ceux du Noachien en rouge/rose. Les trois ères sont subdivisées en plusieurs périodes : (e pour early (ancien), m pour middle (milieu) et l pour late (récent)). En bas, topographie cartographiée par le Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA, [Smith et al., 2001](#)). On voit que les terrains les plus cratérisés, situés au sud de la dichotomie, sont les plus anciens.

où se trouve Curiosity. Avec la détection d’autres minéraux hydratés ([Carter et al., 2013](#)), ils nous indiquent que les matériaux volcaniques ont été en partie altérés par de l’eau sous forme liquide par le passé. La composition précise des minéraux renseigne sur les conditions physico-chimique lors de leur dépôt. La distribution des minéraux hydratés en fonction de l’âge des terrain a conduit [Bibring et al. \(2006\)](#) à proposer une chronologie martienne fondée sur la minéralogie : l’ère la plus ancienne, nommée Phyllosian, voit la formation de phyllosilicates, puis le Theiikian (du grec pour soufre) est caractérisé par une acidification des conditions (changement climatique) conduisant à la précipitation de sels (sulfates). Durant la période actuelle, le Siderikian (du grec pour fer), l’activité sédimentaire est réduite et la surface s’oxyde lentement sous l’effet de l’atmosphère (peroxyde d’hydrogène), donnant à Mars sa couleur rouge.

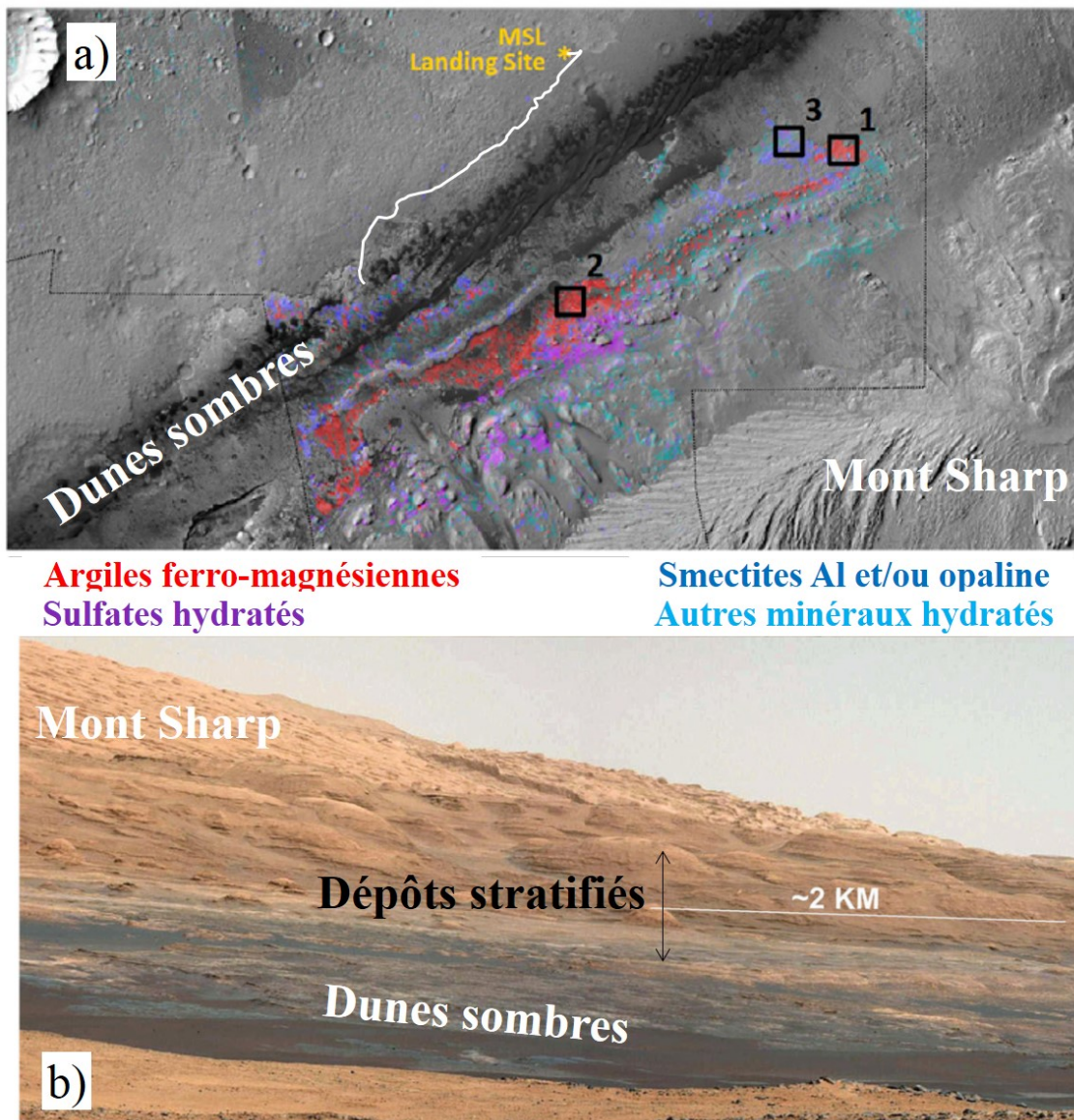


FIGURE 1.3 – a) Détection de minéraux hydratés (en haut) dans les dépôts stratifiés à la base du Mont Sharp dans le cratère Gale (Poulet et al., 2014). Ces dépôts représentent la cible scientifique principale du robot Curiosity. b) Photo prise par Curiosity (en 2012) de ces dépôts stratifiés.

Les portions anciennes de la surface de Mars comportent des réseaux de vallées profonds et dendritiques (semblables aux réseaux de drainage de la Terre), indiquant que de l'eau a coulé de manière pérenne au moins au Noachien et de manière intermittente durant l'Hespérien (Carr, 1996; Fassett and Head, 2008; Barnhart et al., 2009; Hynek et al., 2010) et qu'il a même probablement plu (Mangold et al., 2004). Des paléolacs alimentés par ces réseaux de vallées ont été identifiés dans des cratères d'impact grâce à la minéralogie, aux lignes de rivage, ou à la morphologie sous-marrine des deltas (par exemple Dehouck et al., 2010; Wray et al., 2011). Les deltas fossilisés (en relief inversé), dont les plus gros sont répertoriés dans Kraal et al. (2008a), sont nombreux sur Mars (voir

par exemple Moore and Howard, 2005; Mangold et al., 2012b). Certains indiquent que les événements qui les ont formés étaient très rapides (Kraal et al., 2008b), des coulées catastrophiques (résurgence d'un aquifère, fonte des neiges) se déroulant épisodiquement jusqu'à l'Amazonien (Hauber et al., 2013). Le cratère Gale présente des exemples de plusieurs cônes alluviaux récents (Hespérien voire Amazonien), traces d'un environnement fluvial (Palucis et al., 2014). La surface de Mars présente d'autres indices d'écoulement soudains : les chenaux de débacle, creusés rapidement par d'importants débits d'eau. Certains recourent des coulées de lave de l'Amazonien (Mouginis-Mark, 1990). Les sources de ces événements catastrophiques sont localisées et ponctuelles (par exemple, Mangold and Howard, 2013), et sont le résultat de la fonte de la cryosphère locale (par intrusion de magma ou impact proche) ou la libération d'un aquifère sous-terrain.

Les morphologies glaciaires et périglaciaires sont nombreuses à la surface de Mars, surtout entre 30 et 50° de latitude (Berman et al., 2009; Levy et al., 2014). On observe à ces latitudes des cratères sur piedestal (« pedestal craters »), indiquant que le sous-sol était gelé lors de l'impact (Kadish and Head, 2011b,a, 2014). Certains cratères et certaines vallées ont également été remplis par un fluide visqueux, probablement de la glace et ont ainsi des morphologies similaires à celles des glaciers terrestres couverts de débris. Les hautes latitudes sont fréquemment recouvertes de craquelures polygonales (1-10m) causées par des contractions lors du gel du sous-sol, formant du pergélisol. Des traces de glaciers passés sont trouvées jusqu'aux latitudes équatoriales, sur les pentes des grands volcans (Forget et al., 2006; Head and Weiss, 2014; Kadish et al., 2014).

Un volume d'eau équivalent à une couche globale de 500 m à 1 km (GEL, pour global equivalent layer) est nécessaire pour former les morphologies sus-citées (Lasue et al., 2013). Sur Terre, le volume total d'eau représente une GEL de ~2.7 km à la surface. Si le climat de la jeune Mars était froid comme le laisse penser la probable faible pression atmosphérique, cette eau était globalement gelée (en surface) et pouvaient être liquide localement à la faveur des conditions hydrothermales, magmatiques ou géothermiques. Dans un passé plus récent (< 10 millions d'années), Mars a connu des âges glaciaires impliquant une couche de glace au moins décimétrique jusqu'à 30° de latitude (Head et al., 2003), montrant qu'au moins une partie de l'inventaire total d'eau de la planète est mobile sur ces échelles de temps

1.3 Chronologie

Mars a un enregistrement unique de processus de planète jeune, portant sur de grandes étendues les traces de plusieurs époques d'il y a 3 à 4 milliards d'années. Cet enregistrement géologique est depuis figé, seulement modifié par une activité sporadique et limitée à la surface. Cette caractéristique fait de Mars un laboratoire unique pour étudier et retracer les processus planétaires. La Terre ne comporte en effet aucun enregistrement comparable, la surface de Vénus est âgée de ~230 millions d'années (Le Feuvre, 2008) et la Lune n'a pas connu autant de diversité que Mars. Un maillon des histoires planétaires est ainsi lisible sur Mars, expliquant l'énorme effort d'exploration de cette planète qui a été conduit depuis plus de 50 ans.

La figure 1.4 présente une vue schématique de la chronologie des processus actifs sur Mars. Suite au changement majeur entre le Noachien et l'Hespérien, l'eau liquide était moins stable et les réservoirs (gelés) ont été moins fréquemment réactivés lors d'évène-

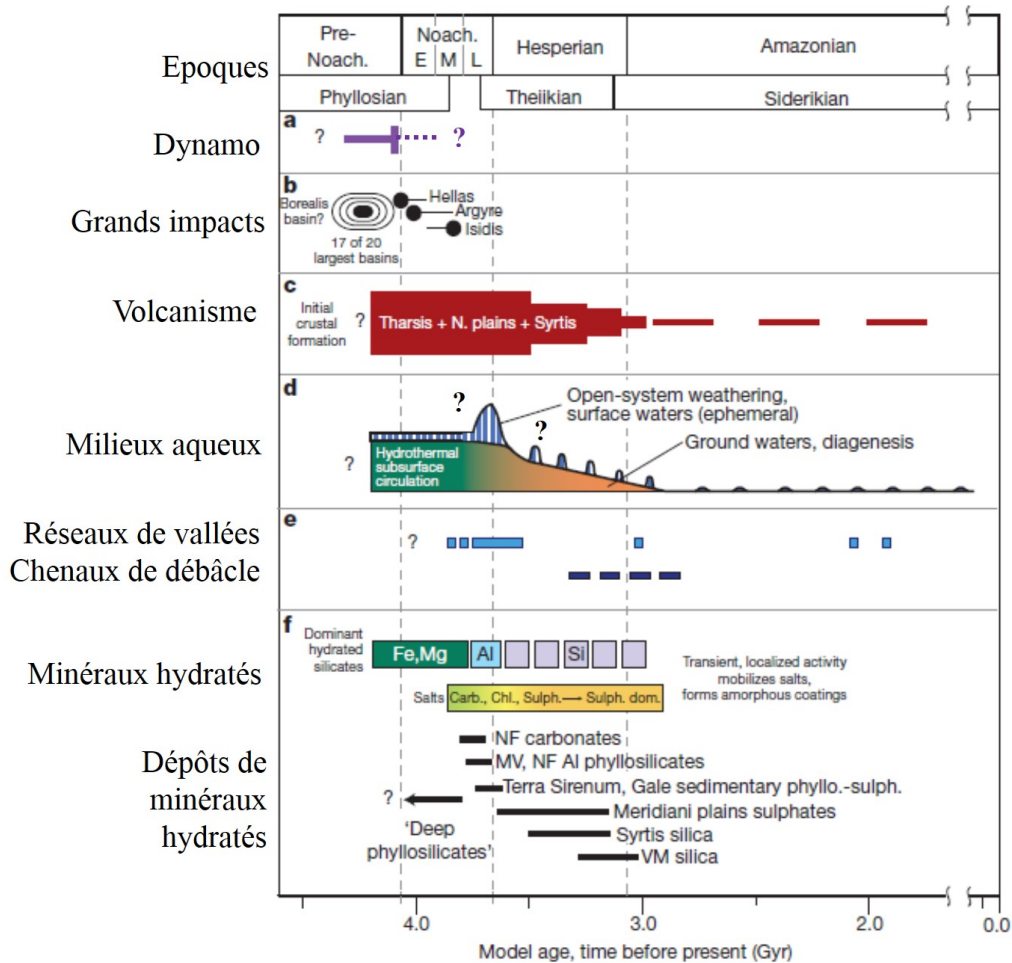


FIGURE 1.4 – Chronologie schématique de la géologie martienne. Les époques géologiques et minéralogiques sont indiquées en haut et les âges absolus en bas. Figure modifiée d'après [Ehlmann et al. \(2011\)](#).

ments catastrophiques, creusant épisodiquement et localement les chenaux de débâcle. Cette figure illustre la diversité des processus endogènes et exogènes qu'a connus Mars. La surface de Mars et les propriétés physiques (et thermo-physiques) de ses matériaux en portent les traces jusqu'à nos jours. Bien qu'il y ait eu jusqu'à récemment (quelques dizaines de Ma) des épisodes magmatiques déposant des laves à la surface ([Hauber et al., 2013](#)), les taux d'érosion ont globalement été très faibles durant tout l'Amazonien, limités à l'érosion mécanique (surtout éolienne), à la lente oxydation de la surface (tous deux formant la couche de poussière qui est à la surface de nos jours), à quelques épisodes glaciaires et localement à la réactivation de réservoirs d'eau enfouis.

Le taux d'érosion à la surface de Mars, comparable au Noachien à celui prévalant de nos jours dans les régions les plus arides sur Terre, a brutalement chuté à la transition vers l'Hespérien : les cratères Hespérien sont bien mieux préservés et les réseaux de vallées moins creusées que leurs équivalents Noachiens ([Mangold et al., 2012a](#); [Ansan and Mangold, 2013](#); [Bouley and Craddock, 2014](#)). Une des possibles causes de ce changement climatique est l'arrêt tardif de la dynamo martienne. La minéralogie de la surface devient dominée par les sulfates à l'Hespérien, indiquant l'importance du volcanisme pour cette

période. Le flux UV du jeune Soleil a diminué d'un facteur 2 entre le début et la fin du Noachien, permettant peut-être aux importants volumes de gaz issus du volcanisme au Noachien et à l'Hespérien de persister plus longtemps qu'avant.

1.4 Dynamique climatique

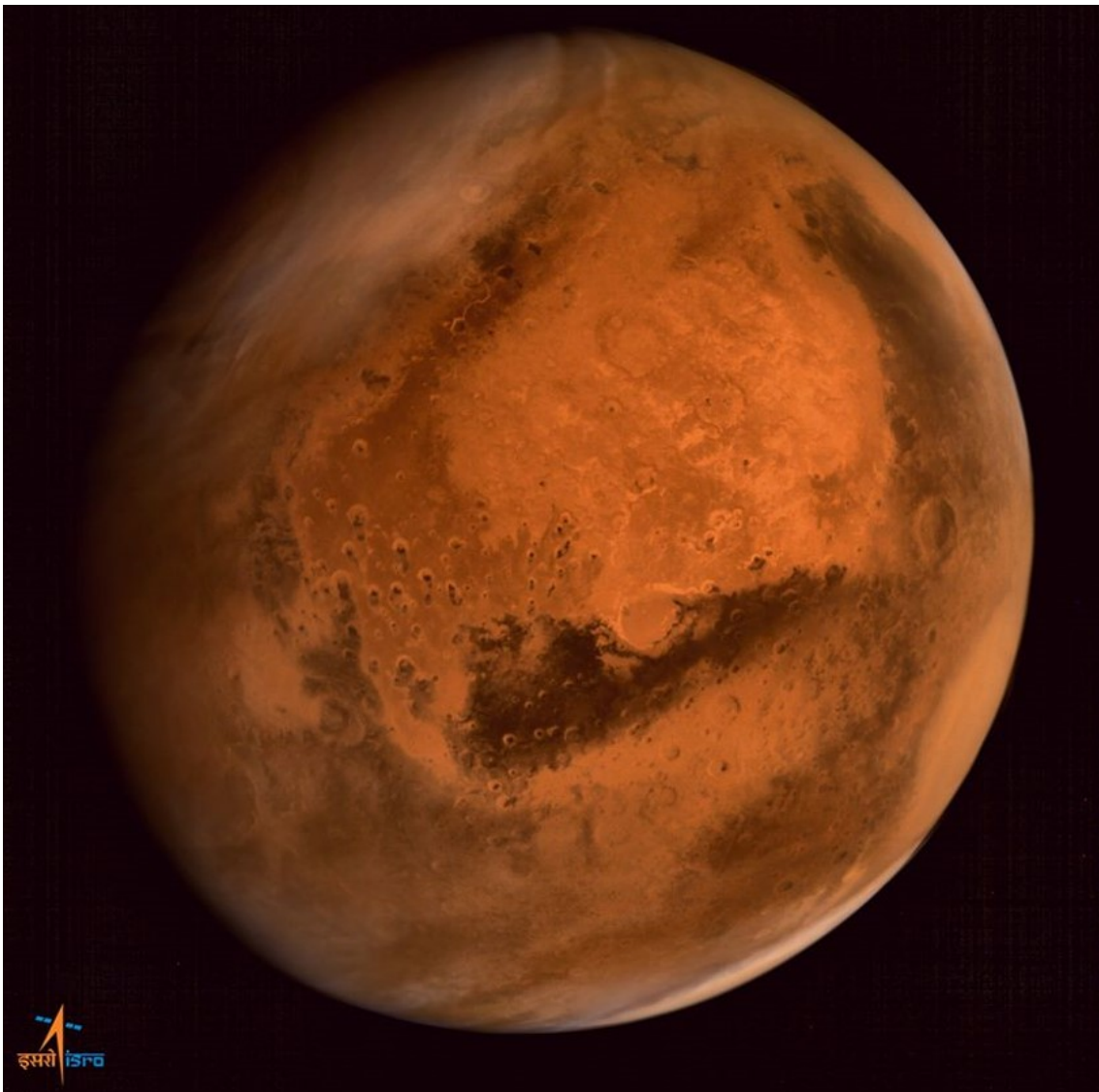


FIGURE 1.5 – Image de Mars prise le 28 Septembre 2014 à une altitude de 74500 km par le nouveau venu en orbite martienne Mars Orbiter Mission (« MOM ») de l'agence spatiale indienne (Indian Space Recherche Organisation, ISRO)

Les images de la planète Mars (comme celle présentées en figure 1.5) montrent une planète brune, avec des régions plus sombres que d'autres. On peut voir aussi des fronts de tempêtes de poussière (ce phénomène est détaillé dans la section 2.3.3) et des nuages dans l'atmosphère. L'aspect de Mars évoque ainsi des processus climatiques similaires à ceux de la Terre. Le jour martien, nommé « sol », dure environ 24 H et 37 minutes et

une année martienne dure ~ 668.7 sols. Son obliquité (l'inclinaison de l'axe de rotation par rapport au plan de l'écliptique) est actuellement d'environ 25° (contre $\sim 23.5^\circ$ pour la Terre), ce qui lui confère quatre saisons comparables à celles de la Terre, bien que l'excentricité de son orbite autour du Soleil (~ 0.09 , contre 0.01 pour la Terre) introduise une asymétrie saisonnière entre les deux hémisphères : l'été de l'hémisphère nord est plus long de 24 sols que l'été de l'hémisphère sud. Mars étant au plus proche du Soleil (à la périhélie) durant l'été de l'hémisphère sud, celui-ci est également plus chaud que l'été de l'hémisphère nord. On ne définit pas de mois martiens comme dans le calendrier terrestre. Pour se repérer dans les saisons, on utilise la longitude solaire (« Ls ») qui prend des valeurs entre 0 et 360° (une année correspond à une rotation de 360° autour du Soleil). La valeur $Ls=0^\circ$ est fixée arbitrairement à l'équinoxe du printemps de l'hémisphère nord. Le solstice d'été de l'hémisphère nord correspond à 90° de Ls et coïncide avec l'aphélie de l'orbite (Mars est alors au plus loin du Soleil). L'équinoxe d'automne de l'hémisphère nord correspond au Ls 180° et le solstice d'hiver (qui coïncide avec la périhélie) au Ls 270° .

Mars est globalement une planète froide (la température d'équilibre avec le chauffage solaire est de ~ 210 K, soit -63°C) car l'effet de serre est très limité en raison de la faible pression atmosphérique (autour de 10 mbar). Beaucoup de processus se déroulent à l'échelle d'un sol : la température de la surface peut varier de plus de 100 degrés (selon les propriétés thermo-physiques des matériaux), des nuages peuvent se former, la poussière peut être transportée depuis la surface jusqu'à la haute atmosphère (>30 km), des glissements de terrains et des avalanches peuvent se produire. A l'échelle des saisons, environ 20% du CO_2 atmosphérique condense aux pôles, agissant comme un tampon thermique à ~ 145 K. La vapeur d'eau atmosphérique condense également aux hautes latitudes (entre 180 et 210 K selon la pression locale), recouvrant chaque année la surface de givre. Les dunes peuvent se déplacer jusqu'à plusieurs dizaines de mètres par année et la lente oxydation de la surface par l'atmosphère se poursuit (on peut trouver une revue de ce sujet dans [Encrenaz et al., 2012](#)), de même que l'érosion éolienne (estimée à 10 - 20 μm par an pour les hauts terrains de l'hémisphère sud sur le dernier milliard d'année par [Armstrong and Leovy, 2005](#)).

La poussière (micrométrique) se déplace au gré des vents et s'accumule préférentiellement dans certaines régions. La distribution de la poussière est assez mal connue et une très fine couche pourrait bien recouvrir l'ensemble de la surface. La figure 1.6 présente une cartographie globale de la distribution de la poussière à la surface de Mars ([Ody et al., 2012](#)). On voit que les régions qui sont claires sur la figure 1.5 le sont à cause de la poussière présente à la surface qui peut constituer une couche de plusieurs mètres d'épaisseur à certains endroits ([Christensen, 1986](#)).

A l'échelle de plusieurs années (entre les missions des années 70 et aujourd'hui), la poussière est retirée de certaines zones et d'autres en sont recouvertes ([Vincendon et al., 2014](#)). Nous aborderons ces changements dans la section 3.1.2. Il apparaît toutefois évident que la distribution de cette phase micrométrique va affecter les deux paramètres physiques de la surface qui sont étudiées dans cette thèse (inertie thermique et hydratation).

Les observations des instruments scientifiques contribuant à l'étude de Mars, que l'on nomme « données » dans ce manuscrit, sont toutes des mesures physiques individuelles d'un système complexe à un instant T. Par exemple, la lumière que mesure une caméra

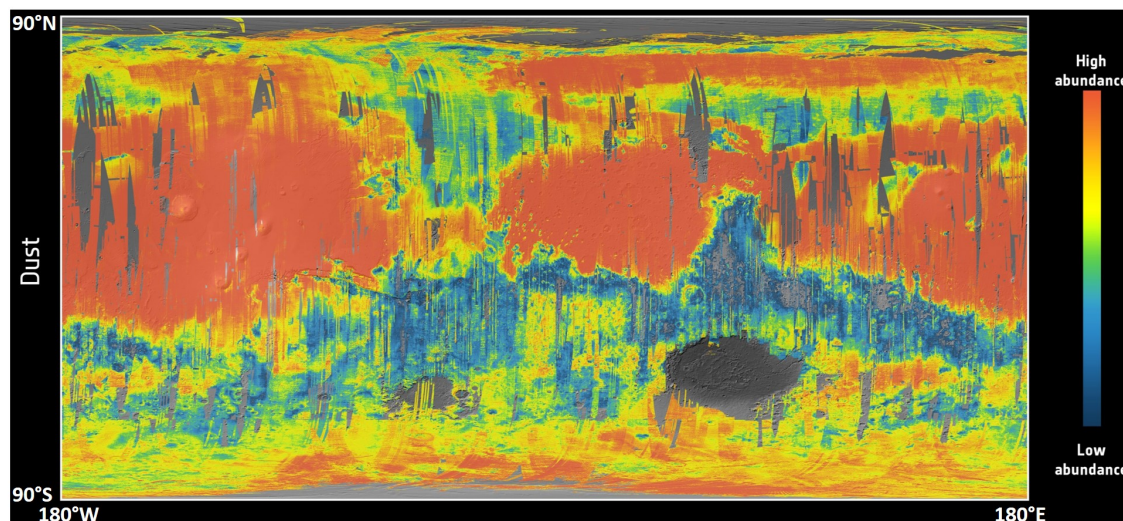


FIGURE 1.6 – Distribution globale du couvert de poussière à la surface de Mars (Ody et al., 2012). Les couleurs rouges indiquent les régions poussiéreuses et les bleues correspondent aux régions relativement libres de poussière.

en orbite est une information intégrée (provenant du soleil, réfléchi par la surface vers l'objectif et ayant interragit avec l'atmosphère sur les deux trajets). Toutes les observations sont ainsi affectées par l'état précis du système. Une des composantes essentielles de l'exploration de Mars est de pouvoir répéter les mesures individuelles : avec le même instrument, ou la même procédure à chaque longueur d'onde, ou avec différents types d'instruments plus sensibles à certains composants du système. En confrontant ce grand nombre de données avec des modélisations physiques du système (qui sont d'abord très simples, juste des équations pleines de bon sens), on peut déjà mettre en évidence des caractéristiques essentielles du système martien comme la température de sa surface ou l'opacité de son atmosphère. On parle alors de traitement de données, étape primordiale pour extraire des données brutes et intégrer les informations relatives aux différents composants du système complexe.

Il est possible de simuler numériquement le système climatique martien à l'aide de modèles climatiques globaux (GCM pour « Global Climate Model ») qui ont été développés conjointement à ceux utilisés pour simuler le climat de la Terre, notamment au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD de l'Institut Pierre Simon Laplace). Les lois physico-chimiques qui régissent les mouvements et les échanges d'énergie climatiques sont en effet les mêmes pour les deux planètes. Depuis les débuts des travaux de modélisation climatique, le climat martien a été un véritable laboratoire car il est un peu plus simple que celui de la Terre. Les composants du système (surface, atmosphère) et ses conditions (pression, température) sont eux différents de ceux de la Terre, et leur nature et quantification ont pu être contraintes par les données. Les modélisations climatiques sont ainsi des outils physiques paramétrisables à un cas en particulier (l'état initial du système modélisé) qui permettent par comparaison aux données de mettre en évidence ce qui reste à comprendre.

Le principal forçage (c'est-à-dire le facteur d'évolution) du système climatique martien est l'ensoleillement : c'est le principal apport d'énergie à la planète (en valeur absolue

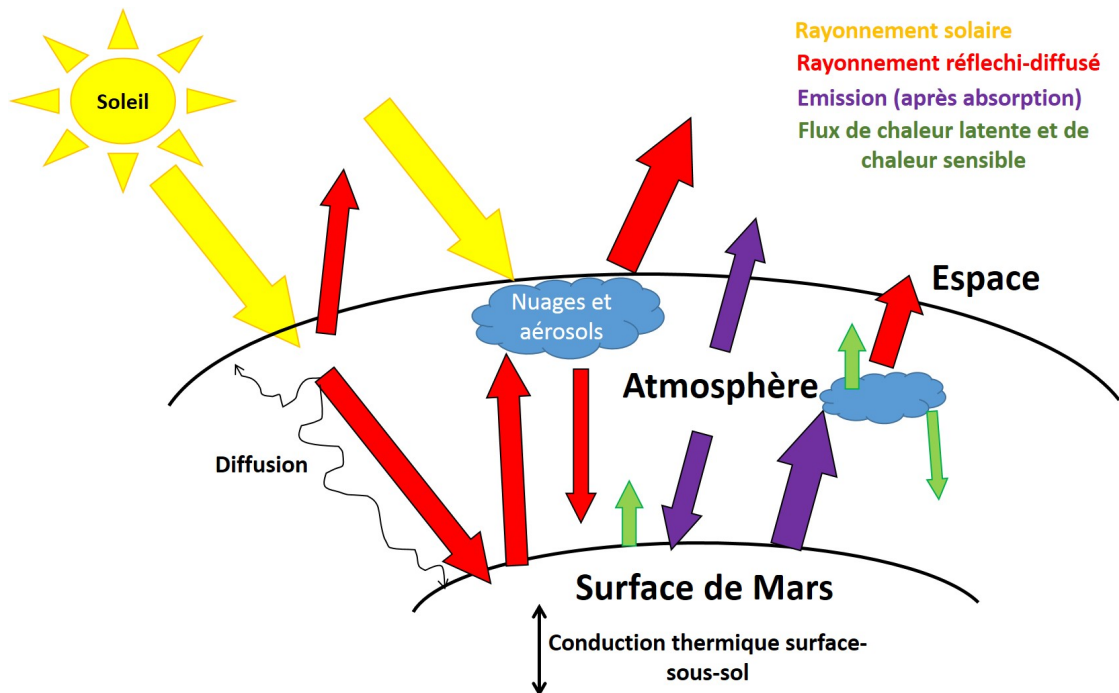


FIGURE 1.7 – Schéma simplifié du bilan radiatif (échanges d'énergie) du climat martien.

et en variation diurne et saisonnière) et tout son système climatique y répond. La figure 1.7 propose une vue schématique très simplifiée du trajet de l'énergie radiative du Soleil et de ses interactions avec les composants du climat martien. De l'énergie est distribuée à toutes les composantes : atmosphère, aérosols et nuages, surface. Ainsi, le chauffage solaire de l'atmosphère, couplée au mouvement d'ensemble (la rotation de la planète), donne naissance à la circulation atmosphérique qui obéit aux lois de la dynamique des fluides. La quantité de poussière déposée à la surface et en suspension dans l'atmosphère est le résultat de l'action de ces vents. La poussière fournit elle-même des noyaux pour la formation de nuages (d'eau ou de gaz carbonique). Les principaux composants du système climatique martien sont résumés schématiquement sur la figure 1.8. On voit qu'ils sont tous inter-connectés. La température de la surface dépendra par exemple de la vitesse de réponse des matériaux de la surface (leur inertie thermique) par rapport aux apports radiatifs de toutes ces composantes : de la quantité d'énergie solaire reçue (la latitude, la saison, l'heure locale) aux processus de redistribution de cette énergie dans l'atmosphère. Les modèles climatiques comme celui du GCM du LMD (Forget et al., 1999) permettent de simuler dynamiquement toutes ces interactions au moyen de lois physico-chimiques universelles et pourvu que la paramétrisation des composantes soit réaliste (elle sera détaillée dans la section 3.1.1).

Les climats des planètes telluriques sont affectés par les oscillations de leurs paramètres orbitaux (l'obliquité, l'excentricité de leur orbite et la saison de l'apoapse), nommés cycles de Milankovich. Si les obliquités de la Terre et de Mars sont aujourd'hui proches, les deux planètes ont connu des conditions différentes dans un passé récent (Head et al., 2003) : par exemple, l'âge glaciaire d'il y a 20 000 ans sur Terre et les époques ayant laissé les structures glaciaires sur Mars aux moyennes latitudes. L'étude des paramètres orbitaux montre que les variations d'obliquité sont plus importantes pour Mars que pour

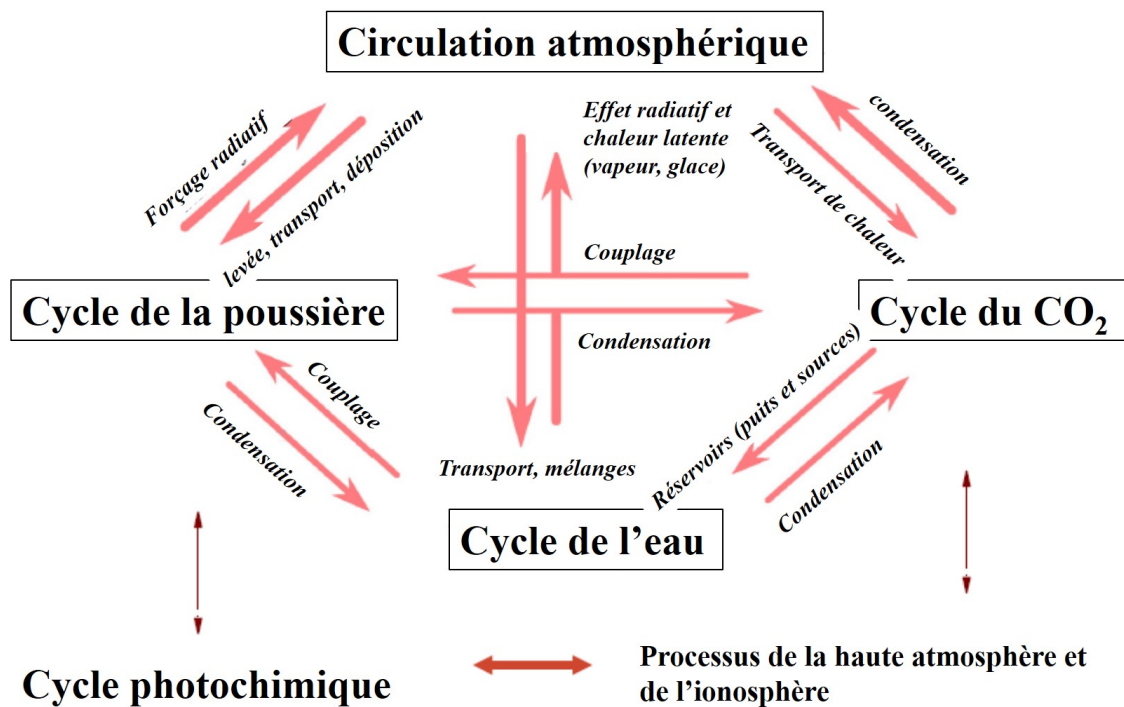


FIGURE 1.8 – Schéma simplifié des différents acteurs du système climatique martien. Cette figure est modifiée d'après une présentation d'Ehouarn Millour du LMD (<http://wtk.gfd-dennou.org/2013-02-04/millour/pub>).

la Terre (Laskar et al., 2004). L'obliquité martienne varie de 20 à 30° avec une période d'environ 120 000 ans et la valeur la plus probable sur l'ensemble de l'histoire de Mars est 41.8 °, soit près du double d'aujourd'hui. La probabilité que l'obliquité de Mars ait atteint 60° au cours du dernier milliard d'année est de 63 %. Les prédictions sont probabilistes car le système orbital est chaotique au-delà de ~20 millions d'années.

Lorsque l'obliquité varie, la quantité d'énergie reçue en moyenne sur une année à une latitude donnée varie. Lorsque l'obliquité est élevée, les pôles reçoivent en moyenne annuelle plus d'énergie solaire, ce qui peut mobiliser leurs réservoirs d'eau et de CO₂ et les redistribuer aux basses latitudes (les pièges froids se déplacent, formant les anciens glaciers à la base des volcans notamment, Forget et al., 2006). Les pôles reçoivent plus d'énergie sur une année que les latitudes équatoriales à partir de ~54° d'obliquité. Les bilans des cycles présentés sur la figure 1.8 sont alors modifiés en conséquence. Les deux pôles présentent des dépôts de glace finement stratifiés (Polar Layered Deposits, PLD dans la littérature), indiquant des différentes conditions lors de leur sédimentation (notamment de la quantité de poussière), et qui ont été interprétés comme ayant été déposés à différentes conditions d'obliquité. Un réservoir de CO₂ enfoui dans les dépôts stratifiés du pôle sud a récemment été détecté dans des observations radar (Phillips et al., 2011). Si ce réservoir était relâché dans l'atmosphère, comme il pourrait l'être en cas de période prolongée de forte obliquité, il ferait presque doubler la pression atmosphérique actuelle. Les modélisations climatiques indiquent alors que l'activité atmosphérique serait bien plus conséquente qu'aujourd'hui : plus de poussières en suspension et de tempêtes, un cycle de l'eau jusqu'à 100 fois plus important et l'eau liquide pourrait être localement

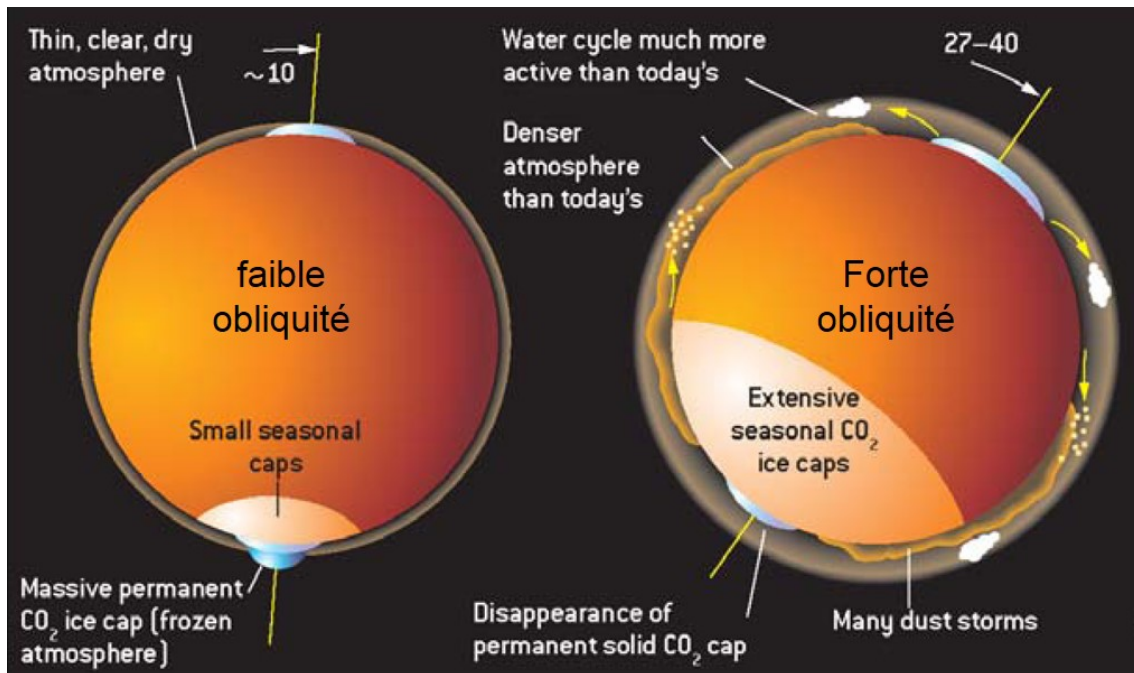


FIGURE 1.9 – Représentations schématique de l'activité climatique de Mars en fonction de l'obliquité. Figure modifiée d'après [Forget \(2014\)](#).

bien plus stable ([Forget, 2014](#)). Les changements climatiques majeurs induits par les variations d'obliquité dont nous venons de parler sont finalement représentés sur le schéma de la figure 1.9.

1.5 Du mégarégolite à la surface

Les matériaux à la surface de Mars forment ce que l'on appelle un « régolite ». L'utilisation du mot « sol » ou « sous-sol », utilisé pour parler du régolite de la Terre, implique que les matériaux aient subi une altération par des agents biologiques, ce qui n'est a priori pas le cas pour les matériaux à la surface de Mars ou de la Lune. On parlera ainsi de régolite tout au long de ce manuscrit pour désigner le sol et le sous-sol martien.

La croûte martienne, épaisse de ~30 km à ~80 km ([Wieczorek and Zuber, 2004](#)), a été abondamment fracturée par les nombreux impacts (jusqu'au LHB) et par les forces tectoniques dues aux remontées de magma. On parle de « mégarégolite » pour désigner les premiers km poreux de la croûte qui ont été mécaniquement modifiés par des processus endogènes et exogènes. Au cours de l'histoire de Mars, d'autres processus ont ensuite recouvert cette croûte fracturée :

- Les coulées et intrusions de laves (~30 % de la planète a été ressurfacée à l'Hespérien, [Carr and Head, 2010](#)), avec des fortes disparités locales. L'épaisseur des coulées de laves pouvant aller localement jusqu'à plusieurs km (pour le dôme de Tharsis notamment).
- Des dépôts détritiques : rochers portés par les glaciers déposés après la fonte, poussière à l'Amazonien, éjecta autour des cratères d'impact et plus généralement tous les produits d'érosion de la surface.

- Différents épisodes sédimentaires avec des dépôts de minéraux hydratés, potentiellement globalement au Noachien (Carter et al., 2013) et pouvant représenter des strates épaisses de plusieurs centaines de mètres localement.

La composition et la stratification du régolite martien varie beaucoup géographiquement. Une coupe stratigraphique schématique de la surface au sommet de la croûte est présentée sur la figure 1.10.

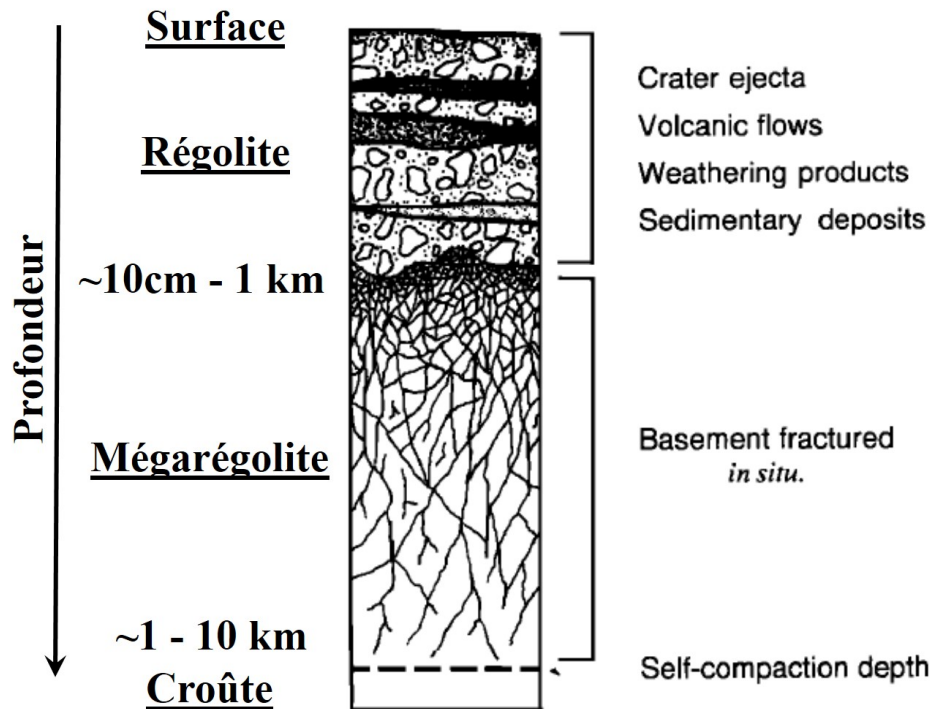


FIGURE 1.10 – Coupe schématique générique de la surface de Mars vers les profondeurs. Cette figure est modifiée d'après Clifford (1993).

Le régolite est constamment modifié par les processus climatiques mentionnés dans la section précédente, et ce sur différentes profondeurs selon l'échelle de temps considérée. Les interactions présentes avec l'atmosphère (érosion, mouvements de poussière, dépôts de givre) n'affectent que la fraction supérieure du régolite et les matériaux plus profonds peuvent être impliqués à la faveur des changements d'obliquité, notamment par les mouvements des réservoirs d'eau. Le mégarégolite a pu être altéré par la présence d'eau tout au long de l'histoire : le processus de serpentinisation a pu significativement l'affecter, remplissant ses fractures de sels et altérant ses matériaux en serpentine et en magnétite (Quesnel et al., 2009; Chassefière et al., 2013).

Les propriétés physico-chimiques (composition, degré d'érosion, solidité des matériaux, cémentation) du régolite sont ainsi le reflet de son histoire locale et globale. L'étude des propriétés thermo-physiques en particulier renseigne sur le type et l'état des matériaux constituant les premiers mètres du régolite qui sont à l'interface entre les potentiels réservoirs de volatiles sous-terrains et l'atmosphère.

1.6 L'eau sur Mars

On a vu que de l'eau liquide est nécessaire pour expliquer les morphologies et les minéraux présents dans les terrains du Noachien (notamment les réseaux de vallées et les produits d'altération comme les argiles). Les événements que sont les décharges catastrophiques de réservoirs d'eau sous-terrains formant les vallées de débâcle (durant l'Hespérien et même l'Amazonien) indiquent que cette eau a survécu au moins localement après la période d'intense érosion de l'atmosphère martienne par le jeune Soleil et les grands impacts (Lammer et al., 2013; Lasue et al., 2013). Si l'on extrapole globalement les quantités d'eau qui ont été alors localement libérées, on arrive à une couche globale d'eau (GEL) théorique de ~100 m à 1 km (Carr, 1986; Clifford and Parker, 2001; Lasue et al., 2013), qui serait en majeure partie encore présente sur Mars actuellement. Depuis 3.5 milliards d'années, seuls ~10 m GEL d'eau se seraient échappés vers l'espace (Vaille et al., 2010) et environ 5 m GEL auraient été ajoutés par le dégazage des magmas (Craddock and Greeley, 2009).

L'eau est aujourd'hui détectée directement :

- dans l'atmosphère (vapeur d'eau et nuages), pour une GEL de quelques dizaines de μm tout au plus (Smith, 2002).
- dans les calottes glaciaires aux pôles (plusieurs km de glace d'eau pure à 95% constituent les Polar Layered Deposits -PLD-, Grima et al., 2009). La glace des PLD du pôle sud représente une GEL d'eau de $\sim 11 \pm 1.6$ m (Plaut et al., 2007). Les PLD du pôle nord correspondent à une GEL d'environ 5.5 m, à laquelle s'ajoute la glace, moins pure, contenue dans l'unité basale estimée à 1.6-3.1 m GEL (Selvans et al., 2010 et autres études compilées par Lasue et al., 2013). Soit un total détecté de ~16.5 à 21.2 m GEL d'eau.
- dans le pergélisol des hautes latitudes, où la perméabilité électrique et les absorptions de neutrons indiquent la présence de glace dans les 100 premiers mètres (Mouginot et al., 2010; Feldman et al., 2011; Maurice et al., 2011; Mouginot et al., 2012), pour une GEL d'eau d'au moins 7 m. En accord avec ces modèles, des récents cratères d'impact excavent de la glace d'eau depuis les profondeurs aux moyennes et hautes latitudes (Byrne et al., 2009; Dundas et al., 2014). Ce réservoir pourrait être bien plus conséquent si le régolite (et mégarégolite) est gélé sur des plus grandes profondeurs comme les modèles le prédisent (par exemple Clifford, 1993; Schorghofer, 2007).

On voit que les réservoirs à ce jour identifiés et quantifiés d'eau sur Mars donnent une GEL bien inférieure à celle qui aurait pu subsister. Une quantité inconnue d'eau a été stockée dans les minéraux hydratés (estimé à au moins 30 m GEL selon Carter et al., 2013). De même, une quantité inconnue d'eau a pu être consommée par la serpentinitisation du régolite et du mégarégolite depuis le Noachien (< ~500 m GEL, Chassefière et al., 2013).

Les modèles d'évolution du cycle de l'eau prévoient que la glace dans le régolite et mégarégolite (ci-après nommée « cryosphère ») est en équilibre diffusif avec la vapeur d'eau atmosphérique (Mellon and Jakosky, 1993, 1995; Mellon et al., 2004; Schorghofer and Aharonson, 2005), en accord avec les expériences réalisées en laboratoire (Hudson et al., 2007; Chevrier et al., 2008; Hudson et al., 2009). Aujourd'hui, la profondeur de la cryosphère observée aux hautes latitudes est en accord avec les prédictions des modèles

de diffusion (on en reparlera au chapitre 5) mais la diffusion à travers la régolite est d'autant plus longue que la profondeur augmente, si bien que des réservoirs de glace enfouis peuvent être complètement isolés du système climatique sur des échelles de temps longues (peut-être depuis l'Hespérien).

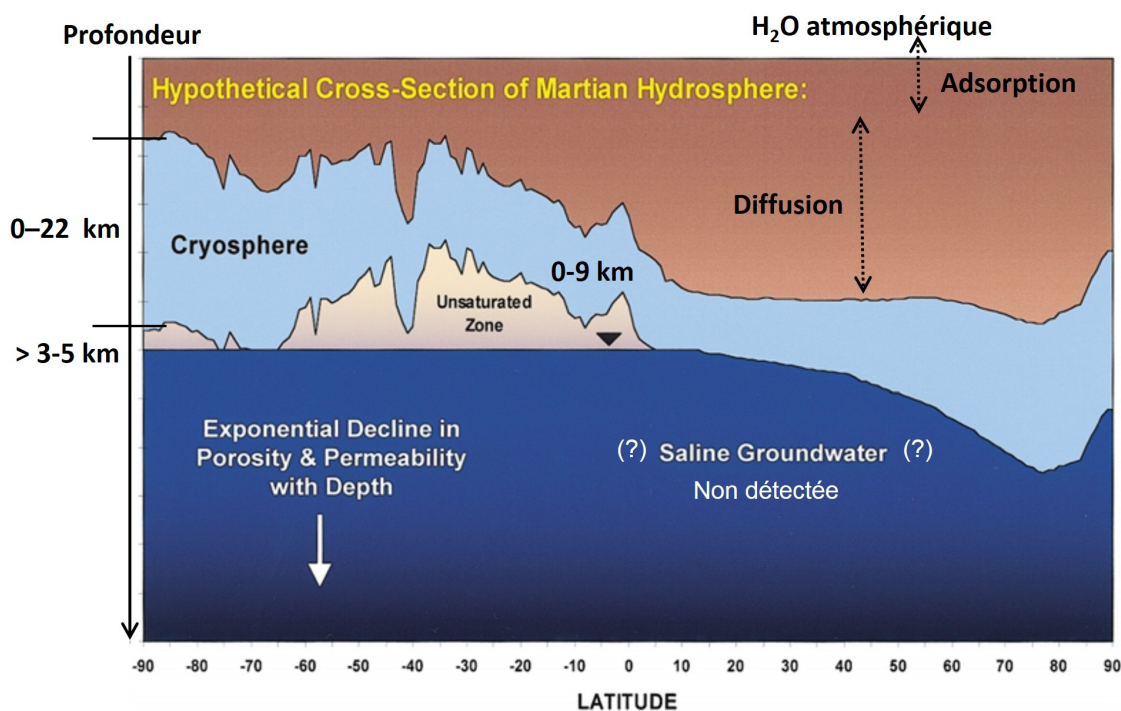


FIGURE 1.11 – Vue schématique de la distribution de l'eau dans la régolite et le mégaréolite. Cette figure est modifiée d'après Clifford and Parker (2001).

Clifford et al. (2010) calcule théoriquement qu'à partir d'un inventaire initial de 500 m - 1 km GEL d'eau, l'épaisseur de la cryosphère dans la régolite et mégaréolite varie de 0 à 10 km à l'équateur et de 5 à 20 km aux pôles. Selon la porosité (mais aussi la conductivité thermique, le flux géothermique et la quantité de sels) du (méga)régolite, cela correspond à une GEL d'eau de 135 m à 1 km. Si le volume d'eau dépasse le volume des pores, il en résulte qu'un aquifère salin se trouve sous la cryosphère (Clifford and Parker, 2001; Clifford et al., 2010). Là encore, la profondeur de l'aquifère de même que la nature de son contact avec la cryosphère dépend du volume de sels (qui baissent le point de fusion de la glace), de la conductivité thermique (qui contrôle l'inertie du système) et du flux géothermique. Le régolite (et mégaréolite) martien pourrait alors ressembler à la vue schématique proposée sur la figure 1.11. L'hypothétique aquifère sous-terrain n'a cependant pas été détecté par les radar ayant observé Mars, indiquant qu'il se situe au moins à plusieurs km sous la surface.

1.7 Problématique de la thèse

Afin de mieux comprendre certains processus physiques ayant affecté ou affectant toujours la surface de Mars, les travaux réalisés durant cette thèse sont concentrés au-

tour de deux aspects : la caractérisation des propriétés thermo-physiques du régolite et la quantification de son hydratation à partir de données orbitales et in situ.

Les données spectroscopiques permettent une mesure non destructive de la composition d'un matériau. Depuis les premières observations télescopiques modernes, les spectres infrarouge (IR) de la surface de Mars présentent des raies d'absorption caractéristiques de matériaux hydratés, notamment autour de 3 μm (Sinton, 1967; Houck et al., 1973; Pimentel et al., 1974). L'instrument Imaging Spectrometer for Mars (ISM) à bord de la mission Phobos-2 a produit les premières cartographies de cette absorption sur Mars (Bibring et al., 1989; Murchie et al., 2000), révélant des variations d'hydratation probablement liées à des différences de composition. Des simulations numériques prévoient alors que le régolite à la surface de Mars, à l'interface entre les réservoirs sous-terrain et l'atmosphère, avait une place importante dans le cycle de l'eau (Fanale and Cannon, 1974; Jakosky, 1983a,b; Zent et al., 1993; Houben et al., 1997b,a; Böttger et al., 2005). Le régolite était ainsi un candidat (source/puit d'eau) pour expliquer certaines observations de variation de vapeur d'eau dans l'atmosphère (Farmer et al., 1977; Titov, 2002; Smith, 2002), acteur du grand thème scientifique qu'est l'histoire de l'eau sur Mars. En parallèle, notre connaissance de la physique de la bande à 3 μm et de l'hydratation des matériaux a progressé grâce aux avancées des théories d'adsorption (Möhlmann, 2008) et aux expériences en laboratoire sur des analogues des matériaux martiens (Anderson et al., 1967; Zent and Quinn, 1997; Yen et al., 1998; Jänchen et al., 2006, 2009; Milliken and Mustard, 2005, 2007a,b; Pommerol and Schmitt, 2008b,a; Beck et al., 2010) qui seront décrites en détail dans le chapitre 5.

L'instrument OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité), en orbite autour de Mars depuis fin 2004, permet de mesurer cette absorption à 3 μm . Une étude de l'hydratation de la surface de Mars à partir des spectres de la première année de données d'OMEGA a été effectuée durant la thèse de Denis Jouglet (Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007; Jouglet, 2008). Une carte globale (à la couverture néanmoins partielle) de l'hydratation de la surface issue de ces études est montrée en figure 1.12. Ces études préliminaires ont été effectuées à partir d'un jeu de données significativement plus concis que celui disponible aujourd'hui et révélaient les tendances générales des variations géographiques de l'hydratation, ainsi qu'avec l'altitude et la saison. Le régolite martien reste un des réservoirs d'eau les moins bien compris et quantifiés de la planète, et sa quantification globale est nécessaire pour améliorer nos connaissances vis-à-vis de l'inventaire en eau de la planète Mars.

Durant cette thèse, nous avons repris l'étude de l'hydratation du régolite à partir de plus de 4 années martiennes de données OMEGA. La principale difficulté avec un énorme jeu de données comme OMEGA est la séparation des sources. Nos travaux sur les données OMEGA bénéficient d'innovations en matière de traitement et de filtrage des données afin d'isoler le signal caractéristique de la surface et de limiter les biais au maximum. La paramétrisation spectrale de l'hydratation et sa quantification ont été raffinées grâce à la prise en compte des nombreuses mesures en laboratoire. L'exploration in situ de Mars, notamment les expériences réalisées par Phoenix et Curiosity, a également fourni des données contraignant le contenu en eau et la nature de l'hydratation du régolite. Les résultats issus de l'étude globale des données OMEGA seront attentivement comparés aux résultats de ces robots et on utilisera également des simulations du climat et du cycle de l'eau martien pour mettre des contraintes sur les échanges entre le régolite et l'atmosphère

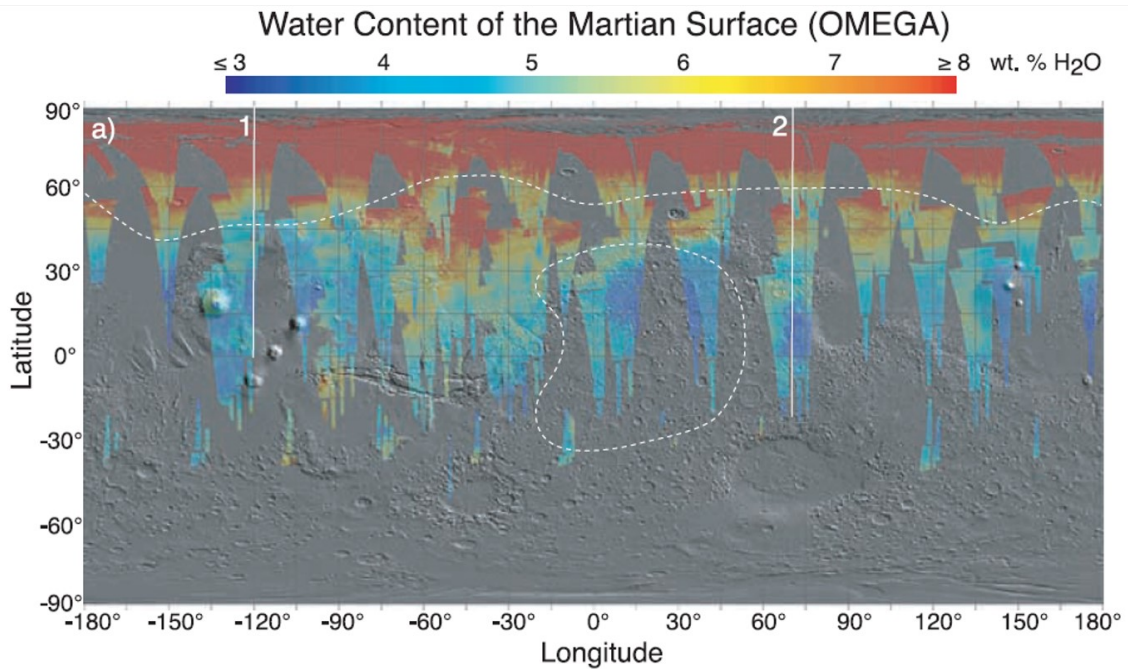


FIGURE 1.12 – Carte globale de l'hydratation de la surface modélisée à partir des données OMEGA par (Milliken et al., 2007; Jouglet et al., 2007).

et affiner la caractérisation physique de l'hydratation du régolite. Les questions sous-tendant ce travail de thèse se situent en aval de l'histoire de l'eau sur Mars : combien d'eau contient le régolite et sous quelle forme ? cette eau est-elle mobile, et à quelles échelles de temps ? Quelle est son origine ?

Les spectromètres, lorsqu'ils opèrent dans l'IR thermique, peuvent également mesurer l'émission thermique de la surface, fonction de sa température. On a vu que le principal forçage énergétique du climat était l'ensoleillement. La manière dont un matériau répond à ce forçage est contrôlée par ses propriétés thermo-physiques, principalement l'inertie thermique. L'inertie thermique donne des indices sur la nature et la structure du régolite martien sur des profondeurs allant du mm au m. L'inertie thermique sonde l'état érosif de la surface et est ainsi un témoin de l'histoire géologique : par exemple, un couvert poussiéreux, une dune de sable et un rocher ont des inerties thermiques très différentes.

Les premières valeurs des propriétés thermo-physiques de la surface Mars, obtenues à partir des mesures de température réalisées par Mariner 9, révélaient que les matériaux n'étaient pas équitablement répartis à la surface de Mars, les grandes régions montrant des différences d'inertie thermique de plus d'une magnitude entre elles (Neugebauer et al., 1971). Les deux spectromètres dans l'IR thermique IRTM (InfraRed Thermal Mappers) à bord des orbiteurs Viking à la fin des années 1970 ont permis la première cartographie globale des propriétés thermo-physiques (Kieffer et al., 1976; Kieffer et al., 1977; Palluconi and Kieffer, 1981), révélant que leur distribution est au premier ordre bi-modale : les régions claires sont caractérisées par des faibles inerties thermiques typiques de la poussière micrométrique et les régions sombres ont tendance à avoir des inerties thermiques plus importantes, bien qu'aucune valeur caractéristique de la présence majoritaire à l'échelle kilométrique de rochers ou de roche mère (« bedrock ») ne soit repérée.

Plus récemment, les cartes d'inertie thermique construites à partir des données de l'instrument TES (Thermal Emission Spectrometer) ont servi de référence pour la communauté scientifique (Mellon et al., 2000; Putzig and Mellon, 2007a). Une de ces cartes (~3 km par pixel) est montrée sur la figure 1.13 et apporte de précieuses informations en support de beaucoup d'études de la surface de Mars, dès lors que l'on a besoin de savoir quelle est la nature locale du régolite (notamment pour interpréter les contextes des détections minéralogiques). Dans ce cadre, l'inertie thermique apporte également une information précieuse pour la caractérisation et la sélection des sites d'atterrissage des missions d'exploration in situ. Ces cartes confirment et précisent à une échelle de ~3 km par pixel la distribution thermo-physique vue par les missions Viking. Les différences d'inertie thermique associées à certaines grandes structures comme les murs des cratères d'impact sont résolues et un troisième groupe thermophysique est caractérisé, ayant des inerties thermiques intermédiaires pour des albédos relativement élevés (entre les terrains poussiéreux et les terrains sombres). Les mesures de températures de l'instrument THEMIS (Thermal Emission Imaging System), d'une résolution spatiale de 100 m par pixel, ont permis de réaliser beaucoup d'études locales détaillées des propriétés thermophysiques (Ferguson et al., 2006; Fenton and Mellon, 2006; Edwards et al., 2009; Ferguson et al., 2012), qui apportent des informations sur la géologie. THEMIS a pu cartographier les terrains où des matériaux rocheux sont exposés. Ces zones sont très peu nombreuses et représentent une surface totale d'uniquement ~3500 km², soit bien en dessous de 0.1 % de la surface totale de Mars (Edwards et al., 2009) et aucune d'entre elles ne couvre individuellement une surface supérieure à quelque km carrés.

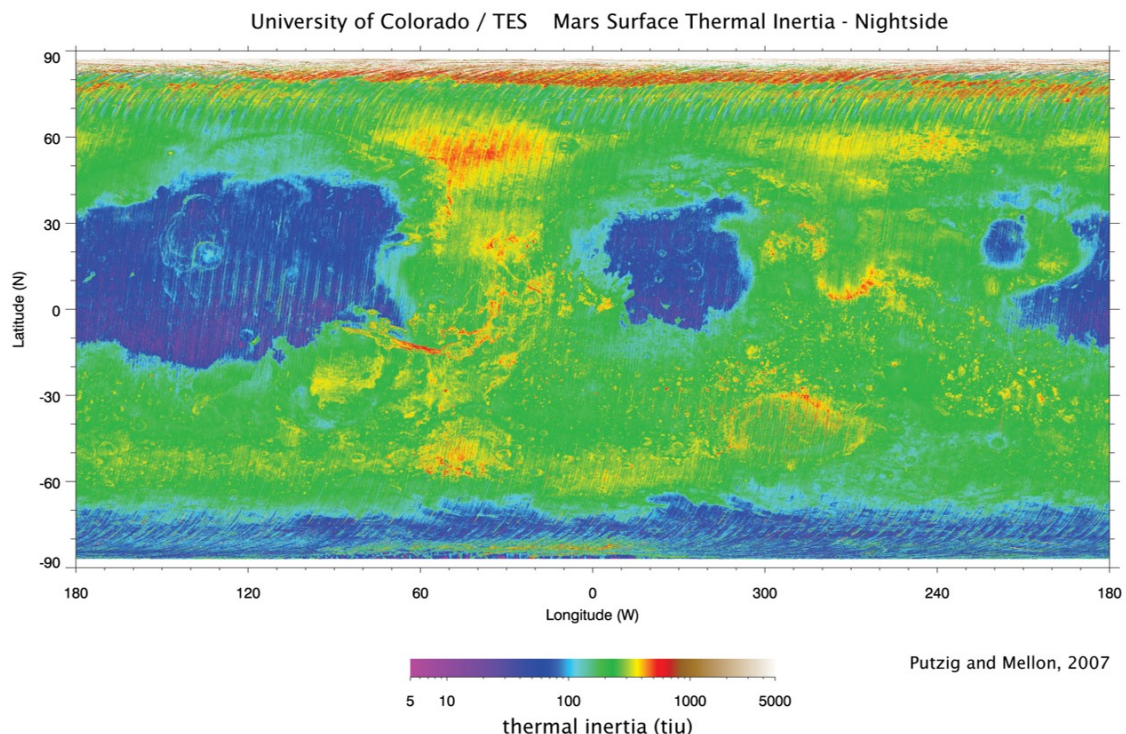


FIGURE 1.13 – Carte globale de la médiane des inerties thermiques de la surface du régolite calculées à partir des données TES de nuit (Putzig and Mellon, 2007a). L'unité physique de l'inertie thermique (notée « tiu » sur l'échelle de couleur) est le $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$.

Les mesures in situ ont elles aussi permis d'améliorer la caractérisation thermo-physique du régolite martien. Les mesures de température de Spirit et d'Opportunity ont par exemple été utilisées par [Fergason et al. \(2006\)](#) et ont révélé que la distribution thermo-physique se complique à cet échelle : des matériaux d'inerties thermique très différentes (allant du rocher à la poussière) se mélangent en effet dans les observations orbitales et leur étude individuelle in situ en permet une meilleure interprétation, notamment en terme de taille de grain du régolite ([Fergason et al., 2006](#); [Arvidson et al., 2010, 2011](#)).

Tous ces calculs d'inertie thermique ont été réalisés à partir de mesures de température. Une mesure orbitale est effectuée à un moment donné, et un seul. Pour relier la température (qui dépend de la saison, de l'heure locale, de la latitude et des conditions météorologiques) aux propriétés thermo-physique des matériaux, les études sus-citées utilisent des modèles dynamiques de calcul des échanges d'énergie (dont les figures 1.7 et 1.8 donnent un aperçu des processus modélisés) qui peuvent simuler théoriquement l'évolution de la température de la surface en fonction des propriétés thermo-physiques de la surface (que l'on cherche) et des paramètres du systèmes (heure, saison, pente locale, pression atmosphérique...). Les valeurs d'inertie thermique ainsi obtenues dépendent des hypothèses faites lors des simulations de température, qui sont forcément un modèle simplifié de la réalité. Une des hypothèses les plus courantes pour simplifier la réalité est que l'on considère le régolite comme un ensemble homogène (verticalement et horizontalement) à l'échelle du pixel. Comme le cycle thermique des mélanges réels de matériaux dans le régolite est différent du cycle thermique d'un unique composant idéal, l'inertie thermique que l'on dérive en faisant cette hypothèse est appelée « inertie thermique apparente » et varie selon l'heure et le moment du cycle thermique auquel est effectué la mesure. Dès les missions Viking, il a été observé que l'inertie thermique apparente de la surface variait selon les mesures utilisées pour la calculer ([Kieffer et al., 1977](#); [Jakosky, 1979](#); [Putzig and Mellon, 2007a](#)). Ce résultat a été attribué à la présence d'hétérogénéités sub-pixellaires du régolite. Le comportement thermique non-idéal (selon les modèles utilisés) de la surface de Mars peut apparaître comme une complication mais les données orbitales, par leur abondance et en synergie avec les observations in situ, permettent de discriminer les effets des principaux types d'hétérogénéités attendues ([Putzig and Mellon, 2007b](#)). La fraction surfacique (sub-pixellaire) de rochers a ainsi pu être contrainte grâce aux données IRTM et TES ([Christensen, 1986](#); [Nowicki and Christensen, 2007](#)), indiquant que moins de 1% de la surface de Mars (à l'échelle de 3 km) est recouverte de plus de 50% de matériaux rocheux, et environ 7% en comportent plus de 30 %. Des modélisations indiquent également que la rugosité du régolite (sur une dizaine de cm) peut avoir une influence sur l'inertie thermique apparente d'un pixel kilométrique ([Bandfield, 2009](#)). La stratification verticale du régolite a également été explorée. Les mesures de températures ont ainsi révélées la présence de glace (qui a une forte inertie thermique) quelque décimètres sous la surface aux hautes latitudes ([Bandfield, 2007](#); [Bandfield and Feldman, 2008](#)).

La nature des hétérogénéités de la surface et les inerties thermique des différents constitutants du régolite sont d'autant mieux contraintes qu'on a de mesures différentes de température. Pour cette raison, les données du spectro-imageur OMEGA sont très intéressantes car l'orbite elliptique de Mars Express assure un échantillonnage diurne et saisonnier très varié, et à fortiori différent de ceux des données TES et THEMIS qui sont sur des orbites héliosynchrones. Cet échantillonnage innovant est accentué par la durée exp-

tionnelle de la série des données OMEGA (toujours en opération après plus de 10 ans). Dans le cas des données de température de surface de REMS (« Rover Environmental Monitoring Station ») à bord de Curiosity, forcément très locales, l'échantillonnage temporel est encore meilleur (fréquence de 1 Hz) et permet une analyse très fine du comportement non-idéal (c'est-à-dire non modélisé). L'étude des données REMS a demandé une approche différente de celle de l'étude des données ponctuelles et orbitales. Pour déterminer les propriétés thermo-physiques des matériaux à partir de mesures de température réalisées par OMEGA ou par REMS, nous avons bénéficié d'un modèle de calcul des échanges d'énergie robuste développé récemment au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) qui permet de simuler l'évolution de la température de surface (Millour et al., 2011). Ce modèle a été dans un premier temps paramétré avec attention et plusieurs études de sensibilité ont dûes être réalisées. Les comparaisons des températures mesurées (par REMS et OMEGA) avec celles simulées viennent ainsi enrichir les points de validation de cet outil très puissant et ont permis par exemple d'évaluer l'impact de l'évolution de la calibration d'OMEGA en parallèle de la caractérisation thermo-physique de la surface. Les mesures de température avec OMEGA s'effectuent à une longueur d'onde de 5 μm , significativement inférieure à celles des mesure de IRTM, TES et THEMIS (tous > 8 μm). Nous proposons donc la première caractérisation thermo-physique globale de la surface de Mars à partir de mesures à cette longueur d'onde où le flux thermique de la surface de Mars est relativement faible mais non négligeable. L'étude des températures d'OMEGA a ainsi nécessité le développement d'une chaîne de traitement de données complète qui a ensuite servi à l'étude de l'hydratation à partir de la bande à 3 μm des mêmes données.

Chapitre 2

Données

Les données, orbitales ou in situ, constituent la matière brute du travail réalisé durant cette thèse. Ce chapitre décrit les principaux jeux de données utilisés ainsi que les outils de traitement et d'analyse grâce auxquels les résultats des chapitres suivants ont été obtenus. Certains de ces outils existaient déjà avant le début de cette thèse et ont alors été utilisés tels quels, adaptés ou enrichis de plusieurs éléments pour construire une suite logicielle de traitement de données adaptée à nos besoins.

2.1 L'imagerie hyperspectrale

La principale source de données utilisée durant cette thèse est l'imagerie hyperspectrale, méthode très puissante permettant d'identifier et de cartographier depuis l'orbite les matériaux présents à la surface. Deux instruments utilisant ce principe sont actuellement en orbite autour de Mars : OMEGA depuis fin 2004 et CRISM depuis 2006. Dans cette section, le principe de la mesure est d'abord expliqué (section 2.1.1). L'instrument OMEGA a été la principale source de données utilisée durant cette thèse et est présenté en détail dans la section 2.1.2, puis les méthodes de traitement de ses données sont décrites (section 2.1.3).

2.1.1 Principe

Un imageur hyperspectral, ou spectro-imageur, combine les caractéristiques d'un spectromètre et d'une caméra. Il mesure la puissance lumineuse passant à travers son objectif dans plusieurs intervalles de longueurs d'ondes. Cette mesure spectroscopique est réalisée pour chaque point de l'image et on obtient alors une donnée en trois dimensions : les deux dimensions spatiales comme sur une photo classique, et une dimension spectrale (on mesure un spectre pour chaque pixel de l'image). On parle ainsi de « cube de donnée » que l'on peut voir comme plusieurs photos de la même scène à des longueurs d'ondes différentes. Nos yeux réalisent cette opération à chaque instant dans la gamme de longueur d'onde « visible » (entre 400 et 700 nm environ) et notre cerveau analyse ces informations pour nous permettre de distinguer les couleurs des objets.

Lorsqu'un matériau est éclairé, il absorbe les photons dont l'énergie correspond à celles des transitions vers un état excité des atomes et des vibrations des molécules qui le constituent. On parle de transition vibrationnelle fondamentales et harmoniques à des

longueurs d'ondes qui dépendent des moments dipolaires des atomes et molécules. La force (ou « profondeur ») de l'absorption dépend de l'« opacité » du matériau qui varie en fonction du chemin des photons et de la nature et de la densité du matériau. L'absorption peut être totale (auquel cas on dit que le milieu est « opaque »), partielle (le milieu est alors « absorbant »), ou nulle (le milieu est « transparent »). L'explication du phénomène d'absorption des matériaux en fonction de la longueur d'onde a donné son nom à la physique quantique : les énergies émises par un atome excité (ou l'énergie nécessaire pour l'exciter) sont quantifiées, c'est-à-dire qu'elle ne peuvent pas avoir n'importe quelle valeur et ainsi les absorptions d'un matériaux en fonction de la longueur d'onde sont caractéristiques de ses composants. D'une manière générale, les bandes d'absorption des atomes sont plutôt dans le visible et l'ultraviolet (ci-après « UV » : de longueur d'onde inférieure à 400 nm) et le visible et le proche infrarouge (ci -après « IR » : de longueur d'onde supérieure à 700 nm) correspondent à de nombreuses énergies de vibration (harmoniques et de combinaison) de la structure (et/ou du réseau) des molécules.

A notre œil, Mars paraît rouge car la poussière à sa surface et en suspension dans son atmosphère est oxydée et absorbe les radiations aux longueurs d'ondes bleues, tout en laissant beaucoup mieux passer la lumière aux longueurs d'ondes rouges dont les photons arrivent ainsi bien plus nombreux à l'observateur. La spectroscopie permet de sonder l'UV et l'IR mais aussi le visible avec une résolution spectrale très intéressante afin de détecter les couleurs révélatrices de la composition du matériau observé. L'imagerie permet ensuite de voir de répartition géographique de ces absorptions. Les imageurs hyperspectraux sont donc capables d'identifier et de cartographier de nombreuses molécules et minéraux selon la gamme de longueur d'onde et la résolution spectrale.

2.1.2 OMEGA

L'Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA) est un imageur hyperspectral à bord de la sonde européenne Mars Express en orbite autour de Mars depuis fin 2004. Cet instrument a été imaginé et conçu à l'Institut d'Astrophysique Spatiale d'Orsay et l'équipe au sein de laquelle s'est déroulée cette thèse en a la responsabilité scientifique (Bibring *et al.*, 2004). Mon travail a donc bénéficié d'un environnement privilégié, grâce à la proximité immédiate des concepteurs et des responsables de l'instrument, mais aussi grâce aux travaux de Denis Jouglet, Mathieu Vincendon, John Carter et Anouck Ody dont les thèses passées dans l'équipe ont été un véritable vivier d'informations sur OMEGA (Jouglet, 2008; Vincendon, 2008; Carter, 2011; Ody, 2012).

2.1.2.1 Description de l'expérience

Instrument L'instrument OMEGA réalise des mesures radiométriques entre 0.35 et 5.1 μm dans 352 canaux de longueurs d'onde, appelés « spectels » (de « spectral elements » par analogie au « pixel », contraction de « picture element »). Les mesures sont réalisées grâce à trois détecteurs et les spectels couvrent des intervalles spectraux larges de 7 à 20 nm. L'instrument est ainsi divisé en trois parties :

- La voie visible « voie VIS », composée de 96 spectels entre 0.35 μm et 1.07 μm
- La voie proche infrarouge « voie C », composée de 128 spectels allant de 0.93 μm à 2.73 μm

— La voie infrarouge lointaine « voie L », composée de 128 spectels entre 2.53 μm et 5.1 μm

Les technologies d'acquisition des données diffèrent entre d'un côté les voies C et L qui partagent le même télescope et d'un autre côté la voie VIS. Les voies C et L opèrent en mode « whiskbroom » (c'est-à-dire balayage) : les données sont acquises point par point simultanément pour tous les spectels sur deux capteurs CCD (« Coupled Charge Device ») de 128 éléments (un capteur par voie, une longueur d'onde par pixel du capteur CCD) et les mouvements d'un miroir derrière le télescope et du satellite sur son orbite permettent d'acquérir les deux dimensions spatiales de l'image. La voie VIS opère elle en mode « pushbroom » (« zeilenkamera » en allemand, c'est-à-dire acquisition en ligne) : les données sont acquises sur un capteur CCD à deux dimensions (toutes les longueurs d'ondes de toute une ligne en même temps), la seconde dimension spatiale étant introduite par le mouvement du satellite.

Les deux télescopes d'OMEGA n'ont pas exactement le même champ de vue angulaire (ci après « IFOV » pour Integrated Field Of View), ce qui cause des résolutions spatiales différentes. Leurs lignes de visée sont aussi légèrement disjointes. L'équipe italienne en charge de la voie VIS d'OMEGA a récemment mis au point une méthode pour aligner systématiquement les données de la voie VIS sur celles de la voie C (Carrozzo et al., 2012) qui permet de régler le problème. Cette méthode a été utilisée durant cette thèse et sera un jour intégrée au logiciel d'ouverture des données OMEGA distribué par l'ESA.

Orbite OMEGA est embarqué à bord de la sonde Mars Express de l'Agence Spatiale Européenne. Mars Express (MEx ci-après) est depuis fin 2004 sur une orbite très elliptique autour de Mars, avec une aphélie à 300 km et une périhélie à plus de 10000 km de la surface de Mars. L'orbite de MEx est quasi-polaire, inclinée à 86° et la trace au sol des orbites successives est éloignée d'environ 100° de longitude. Une orbite dure environ 7 heures et la vitesse du satellite varie beaucoup (d'un facteur 100 environ entre l'aphélie et la périhélie). OMEGA peut acquérir des données lors des ~2 heures durant lesquelles MEx est au plus proche de Mars. Le reste du temps de l'orbite étant consacré aux communications avec la Terre. Pour éviter d'avoir des images sous-échantillonnées (pour que les pixels des images soient jointifs spatialement), la vitesse du balayage du miroir du télescope des voies C et L varie en fonction de l'altitude du satellite. Lors des orbites où OMEGA est branché, de 2 à 7 cubes de données sont enregistré avec des largeurs (nombre de colonnes) différentes : 16 colonnes (« modes 16 ») quand le satellite est au plus proche, puis 32, 64 et 128 colonnes au fur et à mesure que le satellite s'éloigne de la surface. Les modes 16 sont les observations de haute résolution spatiale (~300 m par pixel au mieux) et les modes 128 observent une plus grande région à plus faible résolution spatiale (typiquement 1-3 km par pixel). En raison du fort terme quadrupolaire (J_2) du champ de gravité martien (la présence du dôme Tharsis induit de fortes hétérogénéités du géoïde martien), la latitude du nadir à l'apoapse (le péricentre) se déplace d'environ 75° par année martienne (Hechler and Yanez, 2003; Langevin et al., 2007), si bien que les zones observées à une résolution spatiale donnée (c'est-à-dire à une certaine altitude du satellite) ne sont pas systématiquement les mêmes.

Géométrie des observations La géométrie des observations OMEGA de la surface de Mars est montrée en figure 2.1. Le mode de cartographie nominal d'OMEGA consiste à observer au nadir la surface de Mars, c'est-à-dire à des angles d'émergences proches de zéro. Le modèle numérique de terrain de meilleure résolution spatiale est fourni par les données MOLA (voir section 2.3.2). Chaque cube de donnée OMEGA est accompagné d'un « géocube » indiquant pour chaque pixel les informations géométriques : angles d'incidence, d'émergence, de phase, latitude et longitude du centre et des quatre coins du pixel, valeur de la topographie MOLA et l'altitude du satellite.

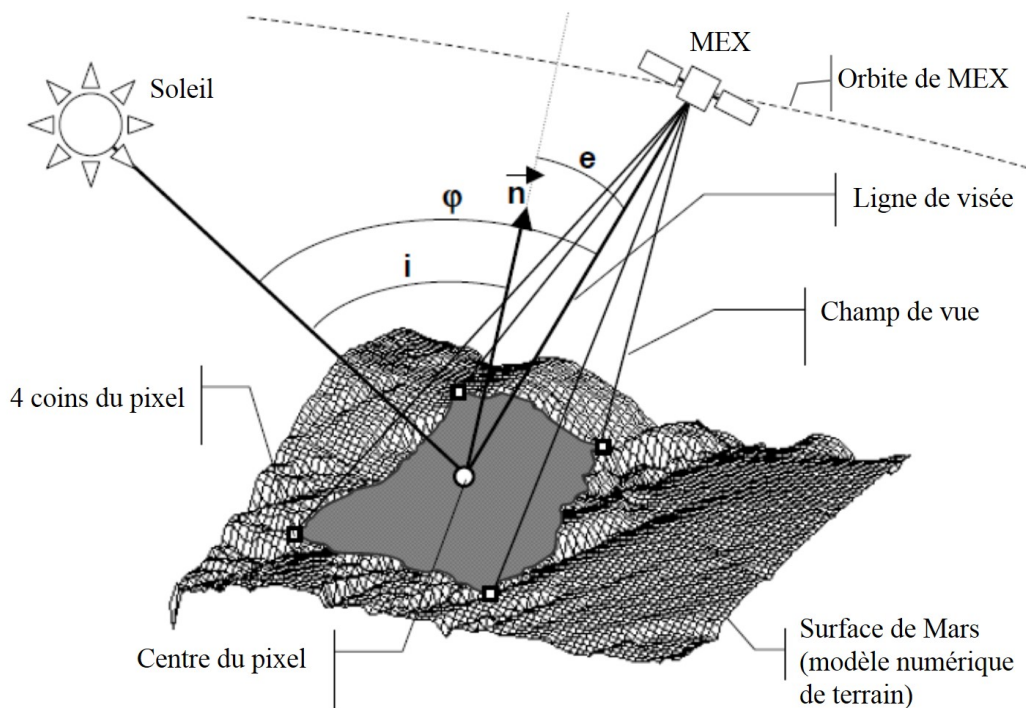


FIGURE 2.1 – Schéma d'une observation avec OMEGA. \vec{n} est la normale à la surface, i est l'angle d'incidence des rayons solaires par rapport à \vec{n} (il fait nuit lorsque $i > 90^\circ$), e est l'angle d'émergence des rayons réfléchis et émis par la surface vers le satellite et ϕ est l'angle de phase entre les rayons solaires incidents à la surface de Mars et la ligne de visée du satellite. Cette figure est extraite du document technique décrivant les données OMEGA (Bibring et al., 2005).

2.1.2.2 Mesure : luminance énergétique

Les détecteurs d'OMEGA réagissent à la lumière incidente en émettant des impulsions électroniques. La mesure brute d'OMEGA est ainsi une quantification en unités digitales (DU ci-après, pour « Digital Unit ») qui varie selon la sensibilité du détecteur et la densité des photons à la longueur d'onde considérée. L'étalonnage radiométrique et la calibration des détecteurs de l'instrument avant son envoi vers Mars a été réalisé à l'IAS et fut l'objet de la thèse de Guillaume Bonello (2001; 2005). Ces travaux ont permis de caractériser l'efficacité des détecteurs et de faire correspondre les mesures en DU à des

valeurs en unités physiques grâce à une fonction instrumentale de transfert (FIT ci-après). La première étape consiste ainsi à diviser les valeurs brutes en DU par cette FIT pour obtenir des valeurs en unités SI. La grandeur physique d'une mesure radiométrique à une longueur d'onde donnée est la luminance énergétique spectrale $L(\lambda)$ en $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ (parfois appelée « intensité spécifique » et notée I) dont l'expression est donnée en équation 2.1 avec $d\phi_e$ le flux énergétique (ou puissance rayonnée) en watt (joule par seconde), $d\Omega$ l'angle solide en stéradian sous lequel est vu le télescope depuis la surface, dS la surface émettrice en m^2 , $d\lambda$ l'intervalle de longueur d'onde en μm et e l'angle entre la normale à la surface et la ligne de visée. L est donc une valeur quantifiant le flux de radiation dans un intervalle de longueur d'onde (celui du spectel considéré) par unité de surface effectivement vue ($d\Omega \times dS \times \cos e$).

$$L(\lambda) = \frac{d\phi_e}{d\Omega dS d\lambda \cos e} \quad (2.1)$$

Lorsque la surface de Mars est observée, les luminances énergétiques spectrales mesurées par OMEGA sont la somme des contributions du rayonnement solaire réfléchi et diffusé par la surface et du rayonnement émis par la surface (rayonnement « tellurique »). Les deux composantes sont atténuées ou augmentés par la diffusion, l'absorption et les émissions des composants de l'atmosphère de Mars. Ces éléments peuvent être modélisés par l'équation 2.2 où L est la luminance énergétique spectrale mesurée par OMEGA. F_{\odot} est la luminance énergétique spectrale émise par le soleil à une unité astronomique (u.a), D_{Mars} est la distance de Mars au Soleil en u.a, i est l'angle d'incidence (voir schéma 2.1, donc $\frac{F_{\odot}}{D_{Mars}^2} \cos i$ est le rayonnement solaire effectivement reçu par la surface), r la réflectance de la surface (la fraction de la lumière incidente qui est réfléchi-diffusée, sans dimension), H_{atm} et H'_{atm} représentent les contributions atmosphériques (absorptions et atténuations) par l'atmosphère des composantes [soleil-surface et surface-satellite] et [surface-satellite] du rayonnement. Pour la partie émise par la surface, ϵ est l'émissivité (sans dimension) et $L_{Planck}(T)$ est la luminance énergétique spectrale du corps noir émise par la surface à la température T , donnée par la loi de Planck (équation 2.3 et paragraphe suivant). $H_{aérosols}$ et $H'_{aérosols}$ sont les atténuations (si < 1) ou les contributions (si > 1) diffusives et absorbantes des aérosols aux rayonnements respectivement réfléchi-diffusé et tellurique.

$$L(\lambda) = H_{aérosols}(\lambda)H_{atm}(\lambda)r(\lambda)\frac{F_{\odot}}{D_{Mars}^2}(\lambda)\cos i + H'_{aérosols}(\lambda)H'_{atm}(\lambda)\epsilon(\lambda)L_{Planck}(\lambda,T) \quad (2.2)$$

Toute surface émet du rayonnement dont l'intensité en fonction de la longueur d'onde dépend de sa température. La loi de Planck permet de reproduire cette émission pour un corps parfaitement absorbant et émetteur dit « noir » ($\forall \lambda, r(\lambda) = 0$ et $\epsilon(\lambda) = 1$) et est donnée en équation 2.3. c est la vitesse de la lumière dans le vide (≈ 299792458 m/s), h est la constante de Planck ($\approx 6,62617 \times 10^{-34}$ J.s), k_B est la constante de Boltzmann ($\approx 1,38066 \times 10^{-23}$ J/K) et T est la température de la surface du corps noir en K. La courbe de luminance énergétique spectrale du Soleil est au premier ordre très proche de celle d'un corps noir à 5800 K, les différences venant principalement des multiples absorptions des

composants de son atmosphère. La surface de Mars n'est pas un corps noir et c'est pourquoi nous considérons un corps « gris » dans l'équation 2.2 en multipliant la luminance du corps noir par une émissivité qui est inférieure à l'unité. La figure 2.2 montre les importances relatives des rayonnements réfléchi-diffusé et tellurique de la surface de Mars tels qu'ils sont mesurés par OMEGA selon l'équation 2.2. On voit que dans la gamme des températures de la surface de Mars en journée (200 - 300 K), la composante tellurique n'est pas négligeable du tout aux longueurs d'ondes de la voie L d'OMEGA.

$$L_{Planck}(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \times \frac{1}{e^{hc/\lambda k_B T} - 1} \quad (2.3)$$

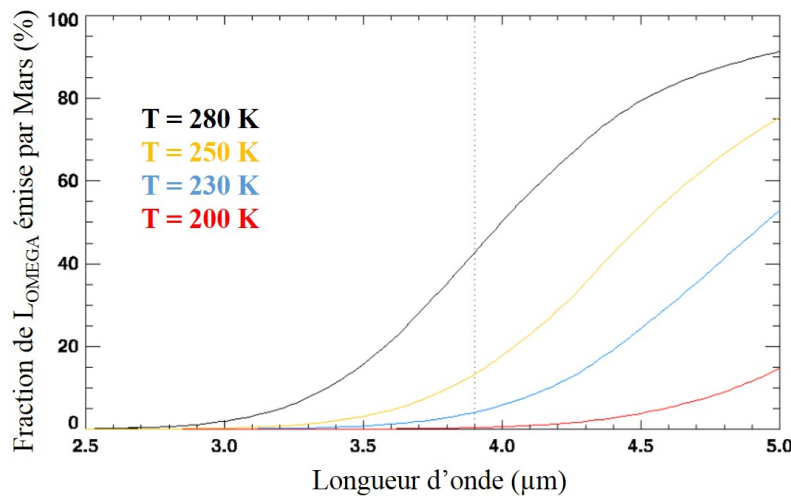


FIGURE 2.2 – Simulations de l'importance du rayonnement tellurique relativement au rayonnement solaire réfléchi-diffusé par la surface de Mars dans la gamme des longueurs d'ondes de la voie L d'OMEGA. Les simulations sont calculées en utilisant l'équation 2.2 pour différentes températures de surface typiques des journées martiennes (indiquées sur la figure en différentes couleurs) avec $D_{Mars} = 1.53$ u.a (demi grand-axe), une émissivité et une réflectance constantes sur tout le spectre, $i = 30^\circ$ et ni atténuation atmosphérique ni contribution diffuse des aérosols. La ligne en pointillé indique la longueur d'onde maximale de l'instrument CRISM. Le rayonnement émis par une surface à 200 K représente 15% de la luminance énergétique mesurée par OMEGA à 5 μm. La contribution du rayonnement tellurique est négligeable sous 3 μm (< 3% pour toutes les températures).

2.1.2.3 Performances

Bruit et précision des données Le bruit des données OMEGA est dominé par le bruit dit « de lecture » qui intervient lorsque les puits qui récupèrent les électrons générés par les pixels du capteur CCD sont ouverts afin d'en quantifier les charges présentes. Des charges peuvent parfois de manière aléatoire passer d'un puit à l'autre ou être mal lues par l'électronique. Une description plus détaillée de ce phénomène inhérent à la technologie CCD peut se trouver dans la thèse de Thomas Plisson, en français (Plisson, 2012). Ce bruit est fixe pour tous les spectels a été quantifié par les constructeurs de l'instrument

comme étant égal à 1.85 DU. Le rapport signal-sur-bruit (ci-après RSB) augmente donc avec le flux reçu par l'instrument. Un exemple de RSB pour un spectre OMEGA obtenu dans des conditions de faible flux, donc très défavorable pour le RSB, est montré en figure 2.3. Le RSB de la majeure partie des données OMEGA est excellent, très souvent supérieur à 100 sur l'ensemble du spectre. L'incertitude sur la correspondance radiométrique inter-spectels est quant à elle inférieure à quelques % et l'incertitude absolue des valeurs radiométriques inférieure à 20 % (Bonello et al., 2005). Des comparaisons avec d'autres jeux de données montrent que la précision des luminances énergétiques spectrales des voies VIS et C est très probablement meilleure que 10 % (à part certains spectels plus fortement perturbés, McCord et al., 2007; Carrozzo et al., 2012).

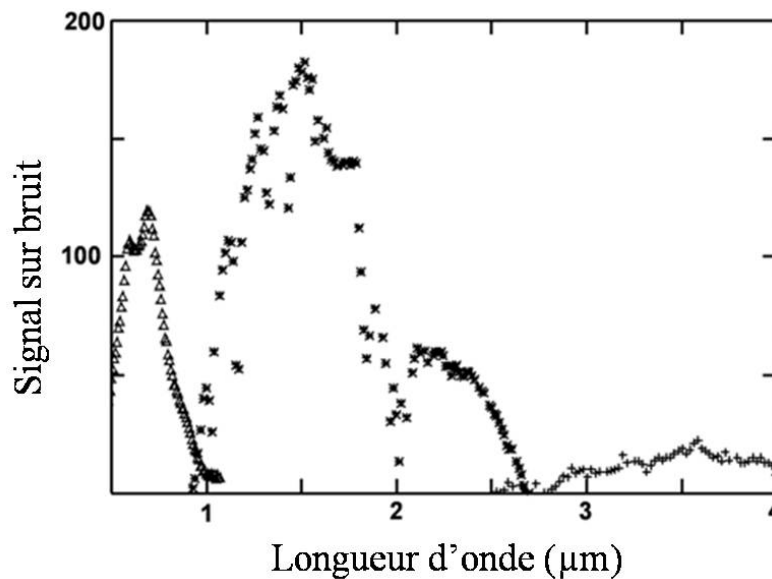


FIGURE 2.3 – Rapport signal-sur-bruit d'un spectre OMEGA dans un cas très défavorable : un terrain sombre est observé à haute incidence solaire (80°) à l'aphélie (distance Mars-Soleil maximale). Figure modifiée depuis Langevin et al. (2007).

La température de fonctionnement nominal des détecteurs des voies C et L est -193°C (Bibring et al., 2004; Bonello et al., 2005) et est enregistrée au début de chaque balayage lors de l'acquisition des données. Ces températures sont lisibles dans le géocube et seules les données enregistrées avec une température suffisamment basse ($T < -193^\circ\text{C}$) ont été considérées durant cette thèse.

Calibration à bord La réponse radiométrique du système « optique + capteurs » d'OMEGA est mesurée au début de chaque orbite (pour les voies C et L) ou au début de chaque cube (pour la voie VIS) à l'aide d'une lampe de calibration dont la puissance d'éclairage est connue (4 niveaux en séquence). L'évolution de cette calibration en vol (OBC pour « On Board Calibration ») pour les trois voies d'OMEGA est ainsi lisible dans les premières lignes des données brutes correspondantes (« idat ») et est montrée sur la figure 2.4. Les niveaux de calibration des voies VIS et C sont restés relativement stables durant toute la mission, par comparaison au niveau d'OBC la voie L qui a subi de très fortes et nombreuses variations. Ces variations sont causées par un problème thermo-

mécanique d'origine inconnue et non prédictible. Il est intrigant de remarquer que depuis la mort de la voie C (orbite 8485), le niveau de calibration de la voie L est resté très stable.

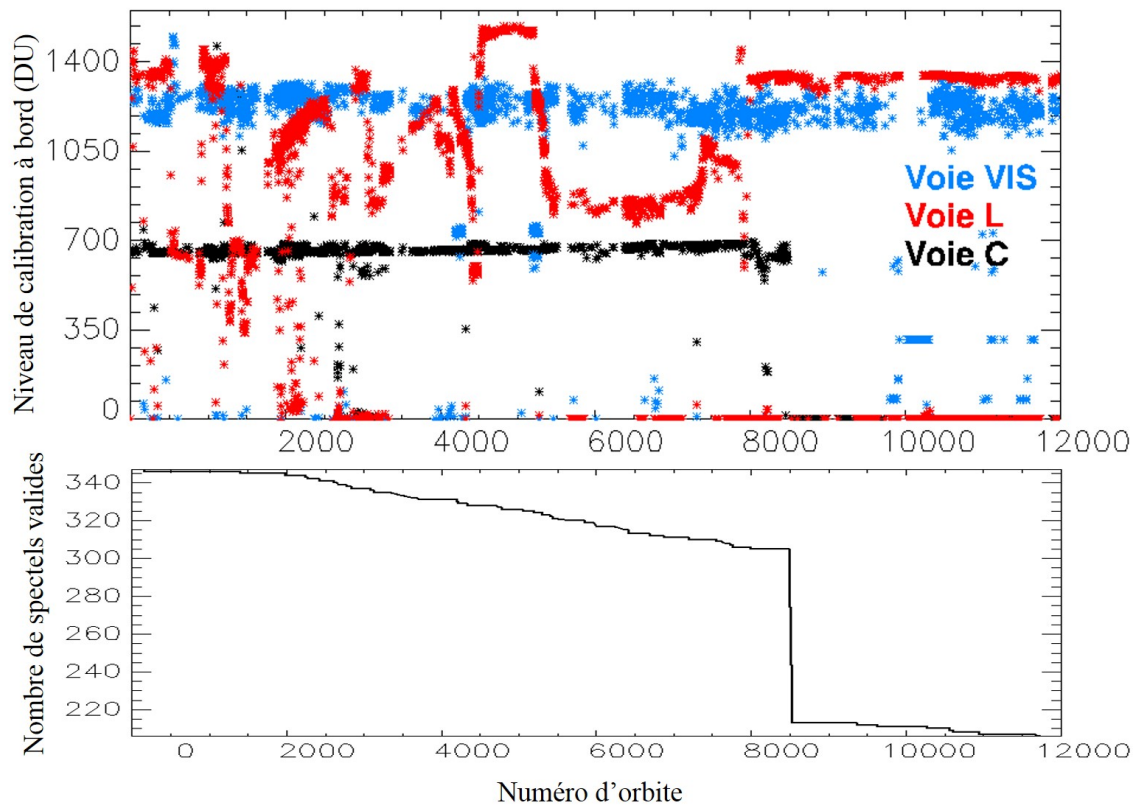


FIGURE 2.4 – Evolution en fonction du numéro d'orbite : (en haut) des niveaux de calibration des voies VIS, C et L d'OMEGA mesurés à bord au début de chaque orbite (le niveau de calibration de la voie VIS est normalisé pour tenir sur la même échelle) et (en bas) du nombre de spectels valides pour l'ensemble de l'instrument. Un problème thermomécanique d'origine inconnue est responsable des variations de calibration de la voie L. La voie C a cessé de fonctionner après l'orbite 8485 et la voie L est depuis plus stable qu'auparavant.

On a vu que les données brutes d'OMEGA sont converties en valeurs de luminance énergétique spectrales à l'aide d'une division par la fonction instrumentale de transfert (« ITF » pour l'acronyme anglais). L'ITF classique de la voie L a été mesurée à partir du niveau de calibration nominal (mesuré sur terre) et toute variation du niveau de calibration lors de l'enregistrement empêche donc d'obtenir des valeurs physiques à partir de cette unique ITF. La résolution de ce problème majeur vis-à-vis de la quantification physique de toutes les données de la voie L a fait l'objet d'une partie de la thèse de Denis Jouglet dans l'équipe il y a six ans (Jouglet, 2008). La méthode développée est décrite dans la section 2.1.2.4 et sa validité est analysée dans le chapitre suivant (section 3.3.2).

On voit sur le graphique du bas de la figure 2.4 l'évolution du nombre de spectel de l'ensemble des trois voies d'OMEGA au cours de la mission. Ce nombre diminue régulièrement depuis les 352 spectels originaux au rythme des défaillances des pixels des barettes CCD, notamment par collision avec des rayons cosmiques très énergétiques. La chute brutale correspond à l'arrêt du refroidisseur du détecteur de la voie C après l'orbite

8485, entraînant la perte de l'ensemble de ses spectels. Il restait à l'été 2014 205 spectels valides sur les 224 que comportaient les voies VIS et L à l'origine.

Artefacts instrumentaux Certains cubes en mode 128 sont affectés par des pixels defectueux sur quelques colonnes (« spurious pixels » en anglais). Deux problèmes sont distincts et sont illustrés sur la figure 2.5 :

- Les cubes 128 des orbites 523 à 3283 incluses voient leurs colonnes 80 à 95 soumises à un phénomène erratique affectant un spectel sur deux (effet « 80 :95 »)
- Les cubes 128 des orbites 2123 à 3283 incluses ajoutent au problème 80 :95 une autre perturbation de moindre amplitude affectant les colonnes 64 à 127 (effet « 64 :* »)

Le phénomène 80 :95 affecte systématiquement un spectel sur deux avec une parité aléatoire (lignes paires ou impaires). En raison de sa régularité, il est possible de le corriger de manière satisfaisante par interpolation spatiale (l'information est perdue de toute manière pour les spectels affectés) une fois que le type de parité a été identifié (lignes impaires à partir du spectel 12 et lignes paires à partir du spectel 28 ou l'inverse). On peut également exclure de toute analyse les spectels defectueux. Certains cubes 128 entre l'orbite 524 et 2123 présentent d'autres perturbations de type unique, plus importantes (comme le cube 576_2, perturbé à toutes les longueurs d'ondes) et certains ne sont pas du tout perturbés (comme le 576_4). Le phénomène 64 :* , de plus faible amplitude, est quant à lui plus irrégulier, ce qui nécessite une identification manuelle de la perturbation et complique ainsi considérablement sa correction. Dans la pratique, selon la résolution spatiale de l'analyse que l'on veut mener, on pourra corriger l'effet 80 :95 pour les orbites 523 à 2123 ou exclure les données avec celles des colonnes 64 :* des orbites 2123 à 3283 pour éviter toute contamination de nos résultats par ces pixels erratiques.

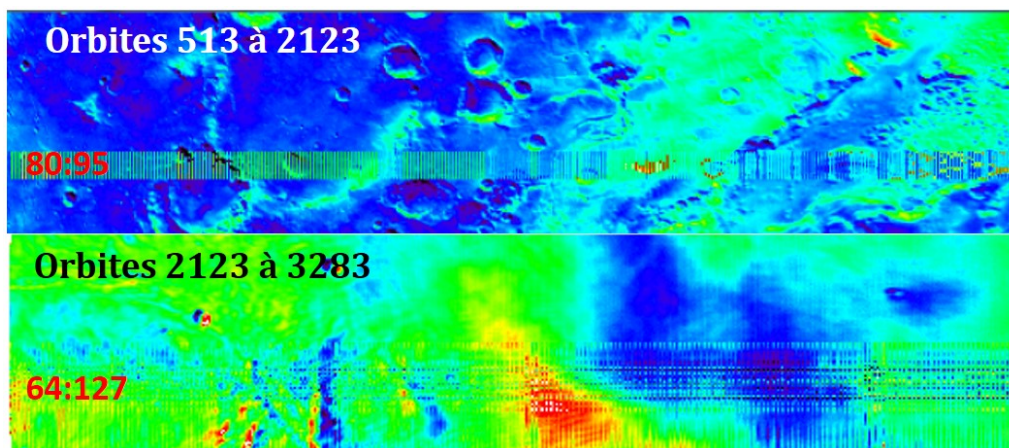


FIGURE 2.5 – Exemple des deux perturbations erratiques de spectels des modes 128. Les images (couchées) sont des observations d'OMEGA de la surface de Mars à des spectels différents. Seules certaines orbites sont concernées par les perturbations. En général, un spectel sur deux est affecté et les trois voies d'OMEGA sont affectées.

Les détecteurs d'OMEGA peuvent parfois saturer devant le trop important flux incident. En principe, les paramètres des observations (notamment le temps d'intégration) sont choisis pour éviter toute saturation mais certains spectres le sont tout de même. La

saturation est alors visible sur la voie C dans la région autour de $1.5 \mu\text{m}$ où les réflectances de la surface sont typiquement les plus élevées et la chaîne de détection très sensible : une bande d'absorption artificielle apparaît alors. On peut repérer les données saturées en vérifiant que le niveau de charge du détecteur après l'observation n'est pas réduit à sa valeur minimale (~ 400 DU) ou en visualisant un palier de saturation dans cette région spectrale.

2.1.2.4 Spécificités de la voie L d'OMEGA

On a vu sur la figure 2.4 que le niveau de calibration (OBC) de la voie L a varié fortement au cours de la mission. L'ITF permettant de convertir les données brutes en luminance spectrale a été mesurée sur Terre en considérant une valeur nominale d'OBC. Durant sa thèse, Denis Jouglet a développé une méthode empirique pour obtenir les ITF correspondant aux autres niveaux d'OBC au cours la mission. Cette méthode est résumée ci-dessous et de plus amples informations sont disponibles dans [Jouglet \(2008\)](#) et [Jouglet et al. \(2009\)](#).

ITF pour les orbites non-nominales Devant la grande difficulté de la modélisation complète du problème thermo-mécanique affectant la voie L (trop de paramètres inconnus), l'approche empirique a été retenue pour corriger ce problème. La méthode consiste à trouver une relation reliant ITF et niveau de calibration à partir de comparaisons entre les données avec un OBC nominal et celles avec d'autres OBC. Les données nominales sont les orbites 40 à 511 puis 923 à 1224 et 2850 à 3050. A partir de quelques recouvrements spatiaux avec des données non-nominales, il a été possible de trouver de nouvelles ITF pour des données non-nominales en supposant que les caractéristiques spectrales de la zone n'avaient pas changé entre les observations. Ces nouvelles ITF sont ensuite lissées et une loi de puissance reliant OBC et ITF a pu ensuite être trouvée, ce qui a permis l'application de la correction à toute la voie L d'OMEGA durant la mission. Cette correction est intégrée au logiciel de traitement de données OMEGA écrit par l'équipe et distribué par l'Agence Spatiale Européenne. Certaines hypothèses sont toutefois assez fortes (notamment sur la température des pixels, considérée comme constante lors des comparaisons) pour permettre le calcul des nouvelles ITF et la validité de celles-ci sera analysée dans le chapitre suivant (section 3.3.2).

Alignement des voies C et L Les voies C et L n'ont techniquement pas exactement la même ligne de visée. Le géocube est censé contenir les informations géométriques de chacune des voies d'OMEGA mais le décalage entre les voies C et L subit des variations avec le temps et ne correspond pas au décalage théorique. Les informations du géocube relatives à la voie L ne sont ainsi pas considérées comme étant fiables. Dans le référentiel des données, le décalage entre les voies C et L est toujours dans la direction Y (selon les lignes des images) et jamais dans la direction X (« fauchée » : les colonnes de l'image) et ne dépasse jamais 5 pixels. Yves Langevin a remarqué que pour une dizaine d'orbites à différents OBC, la valeur angulaire du décalage est corrélée au niveau de calibration de la voie L : la même anomalie thermo-mécanique causant les variations d'OBC en serait responsable.

J'ai développé une procédure semi-automatique qui vérifie la valeur angulaire du décalage pour un grand nombre d'orbites à divers OBC, ce qui a permis de vérifier la corrél-

lation repérée par Yves Langevin comme montré sur la figure 2.6. Les décalages ont été trouvés en maximisant la corrélation entre des spectels de longueur d'onde très proches des deux voies (spectels 105 et 133). J'ai ensuite développé une procédure automatique qui déplace les données de la voie L d'un nombre de pixel calculé à partir de l'équation présentée en figure 2.6. Pour chaque cube, le décalage en radians calculé à partir de l'OBC est converti en nombre de pixels (à une décimale près) à l'aide des informations du géocube (altitude du satellite et résolution en mètre d'un pixel). Le sens du décalage (voie L vers voie C) est originellement négatif (dans le référentiel du détecteur) et change de sens selon que la longitude à la verticale de l'orbite lorsque le satellite passe l'équateur se rapproche ou s'éloigne de la longitude sub-solaire, c'est à dire aux orbites 171, 1343, 2295, 3400, 4500, 5600, 6690, 7650, 8810, 9700 et 10900, comme montré sur la figure 2.7.

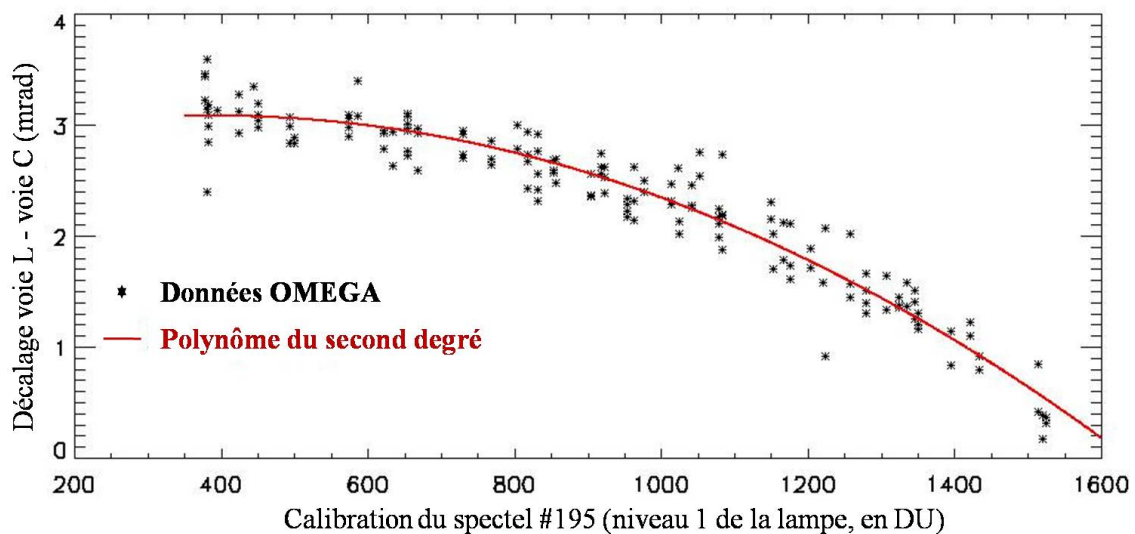


FIGURE 2.6 – Décalage angulaire entre les lignes de visée des voies L et C en fonction du niveau de calibration en vol du spectel #195 (niveau 1 de la lampe de calibration). Le polynôme a pour équation $y = 2.7803 + 1.5464 \times 10^{-3}x - 1.9821 \times 10^{-6}x^2$. Il faut décaler la voie L de cette valeur angulaire pour faire correspondre ses données avec celles de la voie C.

Cette procédure permettant de faire correspondre les données de la voie L à celle de la voie C pour lesquelles on dispose d'informations géométriques fiables est très rapide et donne d'excellents résultats.

2.1.3 Traitement des données d'OMEGA

On détaille ici les différentes étapes du traitement des données en luminance spectrales d'OMEGA. L'atténuation atmosphérique, la contribution diffusive des aérosols et la contribution du rayonnement tellurique sont corrigées afin d'obtenir la température et le spectre de réflectance de la surface.

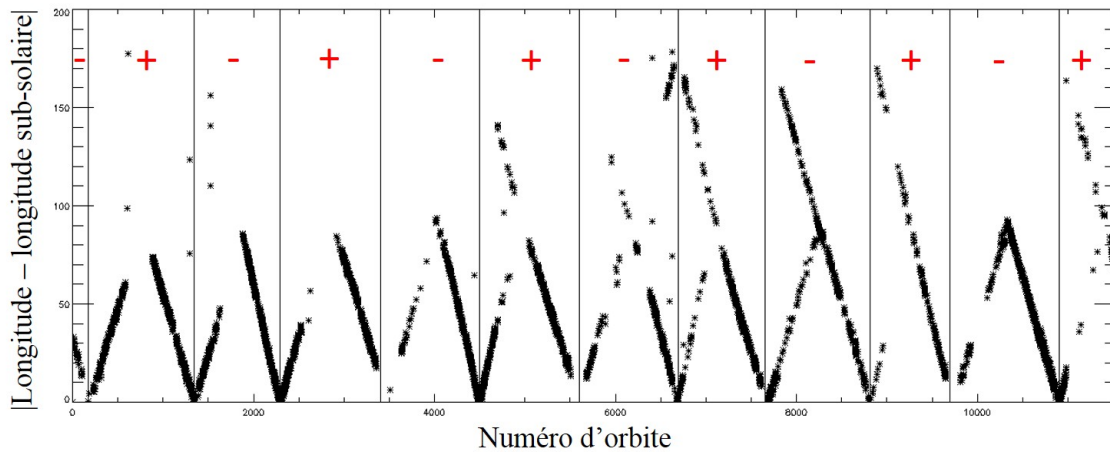


FIGURE 2.7 – Différence de longitude entre le point sub-solaire et l’orbite au moment où elle passe l’équateur selon le numéro d’orbite. Le sens du décalage dans la direction Y (voie L vers voie C) est indiqué en rouge.

2.1.3.1 Correction de l’atténuation atmosphérique

Comme nous l’avons vu à l’aide de l’équation 2.2, les composantes réfléchie-diffusée et tellurique du rayonnement reçu par OMEGA sont atténuées par l’atmosphère de Mars qui, composée principalement de CO_2 , est soit opaque, absorbante ou transparente selon la longueur d’onde. La transmission de l’atmosphère martienne a été estimée en début de mission grâce à une observation de mont Olympe, le plus haut volcan de Mars. Le mont Olympe est entièrement recouvert de poussière (donc homogène) et dans cette observation, la seule différence entre deux pixels situés au sommet et à la base du volcan est que le spectre du pixel sommital a traversé une quinzaine de kilomètre d’atmosphère en moins. Le rapport entre les deux spectres permet ainsi d’obtenir l’atténuation τ atmosphérique en fonction de la longueur d’onde grâce à l’équation de Beer-lambert $I_{\text{sortie}} = I_{\text{entrée}} e^{-\tau L}$ appliquée au deux spectres, L étant l’épaisseur effective d’atmosphère traversée. Avec ce formalisme, $T(\lambda) = e^{-\tau(\lambda)}$ est la transmission atmosphérique. L’inconvénient de cette méthode est que les absorptions des composés minoritaires de l’atmosphère, comme la vapeur d’eau, sont mélangées aux absorptions du CO_2 . Or la quantité de vapeur d’eau dans l’atmosphère peut varier fortement selon l’heure et la saison, si bien que le spectre de transmission empirique ne doit pas être utilisé lorsque le but est d’étudier les absorptions de la vapeur d’eau, notamment autour de $2.65 \mu\text{m}$, car il biaiserait alors les spectres de l’absorption causée par les différentes quantités de vapeur d’eau présentes dans les deux spectres d’Olympe (Maltagliati et al., 2011, 2013). Pour ces gammes de longueur d’onde, il est possible d’utiliser un spectre théorique de transmission de l’atmosphère, calculé à partir de la composition de l’atmosphère (sans vapeur d’eau) au moyen d’un code de transfert radiatif (effectué par T. Fouchet, Lellouch et al., 2000). Les deux spectres de transmission, empirique et théorique, sont montrés sur la figure 2.8. On voit que dans la gamme des longueurs d’ondes OMEGA (l’atmosphère est transparente aux longueurs d’ondes de la voie VIS), l’atmosphère présente deux fenêtres d’opacité, entre 2.6 et $2.85 \mu\text{m}$ et entre 4.1 et $4.5 \mu\text{m}$, causées par le CO_2 . OMEGA ne peut obtenir aucune information de la surface de Mars à ces longueurs d’onde.

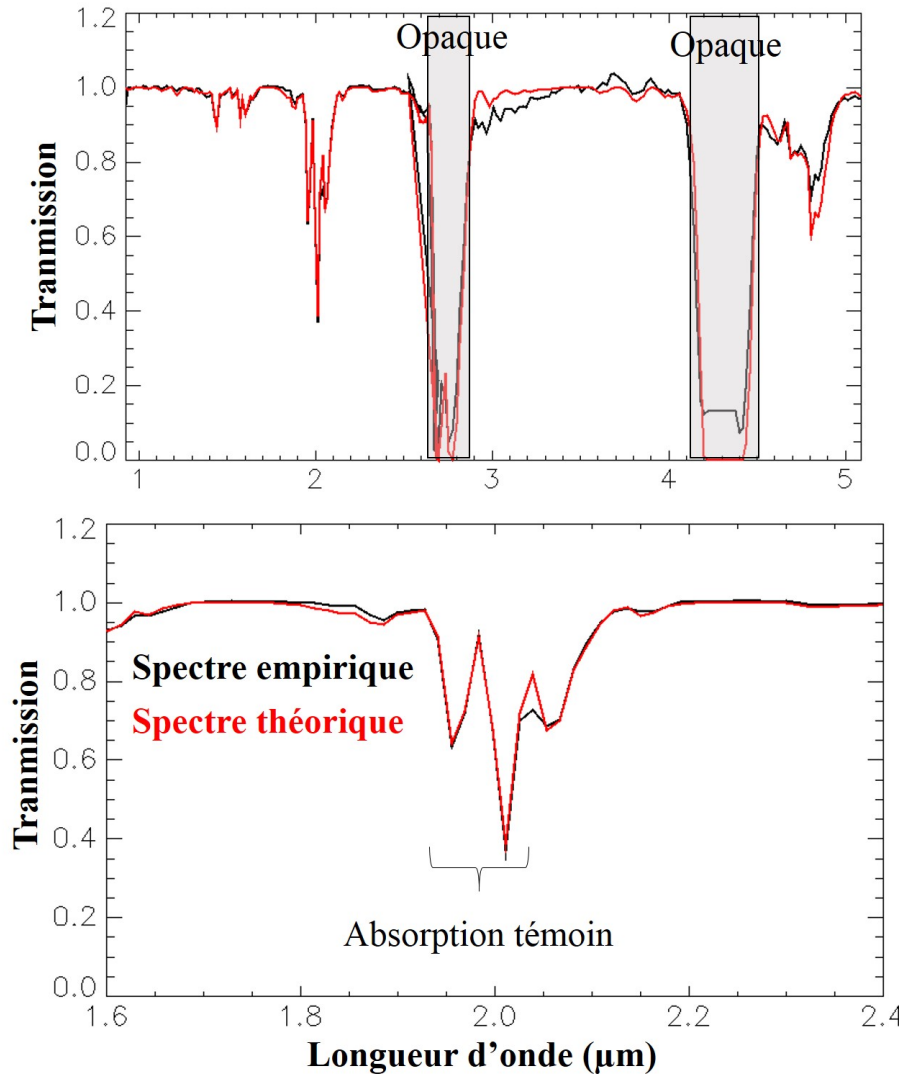


FIGURE 2.8 – Spectres de transmission de l’atmosphère martienne. Le spectre empirique (« volcano-scan ») est montré en noir et le spectre théorique calculé à partir d’un modèle de transfert radiatif est montré en rouge. Une transmission égale à 1 signifie que le milieu est transparent et une transmission égale à zéro qu’il est opaque. On utilise l’absorption témoin indiquée sur le graphique du bas pour trouver la bonne puissance à laquelle élever le spectre de transmission pour corriger les données OMEGA de l’atténuation atmosphérique.

Pour corriger les luminances énergétiques spectrales de l’atténuation atmosphérique, nous supposons que les composantes solaire et telluriques ont subi la même atténuation, c’est-à-dire que $H_{atm} = H'_{atm}$ dans l’équation 2.2. En toute rigueur, H'_{atm} n’est qu’une fraction de H_{atm} donc nous sur-corrigeons les longueurs d’ondes affectées par le rayonnement tellurique. Chaque spectre comporte une atténuation atmosphérique égale à $T(\lambda)^L$, avec L la longueur effective de la traversée de l’atmosphère par le rayonnement. On trouve empiriquement l’exposant L en annulant les variations causées par l’absorption du CO_2 atmosphérique entre 1.9 et 2 μm comme montré sur la figure 2.8 (graphique du bas). La procédure de correction des atténuations atmosphériques calcule ainsi pour chaque spectre

un exposant L tel que $H_{atm} = T(\lambda)^L$ puis le spectre est divisé par H_{atm} . Cette division de l'ensemble du spectre implique que les luminances énergétiques spectrales d'OMEGA aux longueurs d'ondes où l'atmosphère est opaque prennent de très grandes valeurs, non physiques, car elles sont dans l'opération divisées par des valeurs de transmission proches de zéro et doivent ainsi être masquées.

2.1.3.2 Correction de la diffusion des aérosols

L'atmosphère de Mars comporte en permanence des quantités variables (temporellement et géographiquement) de poussières et de petites particules en suspension. Ces aérosols introduisent une pente spectrale dans l'IR (montrée sur la figure 2.25) et tendent à lisser et à homogénéiser l'information issue de la surface : le contraste entre un terrain clair et un terrain sombre sera d'autant plus réduit qu'il y a d'aérosols dans sur le chemin optique. La quantité d'aérosols qui interagit avec le rayonnement mesuré par OMEGA dépend bien sûr de la quantité de particules en suspension (« l'opacité optique »), mais également de la géométrie de l'observation (les rayons à forte incidence traversent plus d'atmosphère que les rayons à faible incidence). Mathieu Vincendon a développé un outil permettant de simuler le trajet des photons depuis leur entrée dans l'atmosphère jusqu'à l'instrument (Vincendon, 2008; Vincendon and Langevin, 2010). Les aérosols y sont paramétrés (taille, albédo de simple diffusion, fonction de phase,...) d'après les valeurs trouvées avec CRISM et publiées par Wolff et al. (2009). En lançant de très nombreuses fois les simulations (on parle de simulation de type Monte-Carlo), cet outil permet d'étudier les statistiques de la diffusion du rayonnement par les aérosols en fonction de la géométrie et de l'opacité optique. On peut donc construire des tables de références indiquant la contribution des aérosols en fonction de la longueur d'onde, de la quantité d'aérosols et de la géométrie (les paramètres sont résumés dans la table 2.1) pour en corriger les effets afin d'obtenir un spectre de la surface moins perturbé par les aérosols. La méthode fonctionne bien et améliore nettement la correspondance visuelle entre les données lorsque plusieurs observations se chevauchent.

Paramètres	angle d'incidence	angle d'émergence	altitude de la surface	opacité optique des aérosols	longueur d'ondes (pente d'extinction), taille des particules
source	géocube	géocube	géocube	τ_{MER} (Lemmon et al., 2014)	tailles entre 1.2 et 1.8 μm (Wolff et al., 2009).
remarque	angle global	angle global	voir section 2.3.2	voir section 2.3.3	voir section 2.3.3 et figure 2.25 ; l'extinction dépend de la composition et de la taille des aérosols.

TABLE 2.1 – Paramètres de la correction de la contribution diffusive des aérosols.

La contribution diffusive des aérosols au rayonnement tellurique ($H'_{aérosols}$ dans l'équation 2.2) est calculée à part de la contribution au rayonnement solaire ($H_{aérosols}$), en utilisant une valeur d'extinction (qui est la pente spectrale des aérosols) plus faible. Les

données géométriques de l'observation sont connues (géocube) et l'opacité optique est estimée grâce aux mesures des robots Spirit et Opportunity (voir section 2.3.3). On estime l'incertitude associée à cette correction en calculant l'écart type des résultats avec quatre configurations : avec la taille des aérosols égale à 1.2 μm ou 1.8 μm et avec la valeur d'opacité optique à $\pm 20\%$.

2.1.3.3 Calcul de la température de la surface

Nous avons vu sur le graphique 2.2 que la surface de Mars émet du rayonnement tellurique en fonction de sa température. Pour des températures de 200 à 300 K, le maximum de l'émission thermique (selon la loi de déplacement de Wien) est situé entre 10 et 15 μm . Dans la gamme spectrale d'OMEGA, l'émission thermique de la surface est donc d'autant plus importante que la longueur d'onde est élevée. Pour cette raison et dans la continuité des travaux de Denis Jouglet, nous avons choisi d'étudier la composante tellurique à partir des quatre derniers spectels de la voie L (spectels #252 à #255), correspondants aux longueurs d'ondes 5.024 à 5.100 μm . On cherche ainsi la température qui explique le mieux (au sens des moindres carrés) la luminance énergétique spectrale observée par ces quatre spectels.

Comme résumé dans l'équation 2.2, on considère que chaque pixel comprend une contribution d'un corps noir (équation 2.3), pondérée par une émissivité. Il nous faut donc connaître l'émissivité de la surface pour trouver la température.

Calcul de l'émissivité Nous avons comparé deux méthodes indépendantes pour trouver l'émissivité $\epsilon(\lambda)$ de 5 à 5.1 μm . La première est celle implémentée par Denis Jouglet (Jouglet, 2008) et la seconde consiste en une résolution numérique de l'équation 2.2 pour obtenir à la fois la température et l'émissivité :

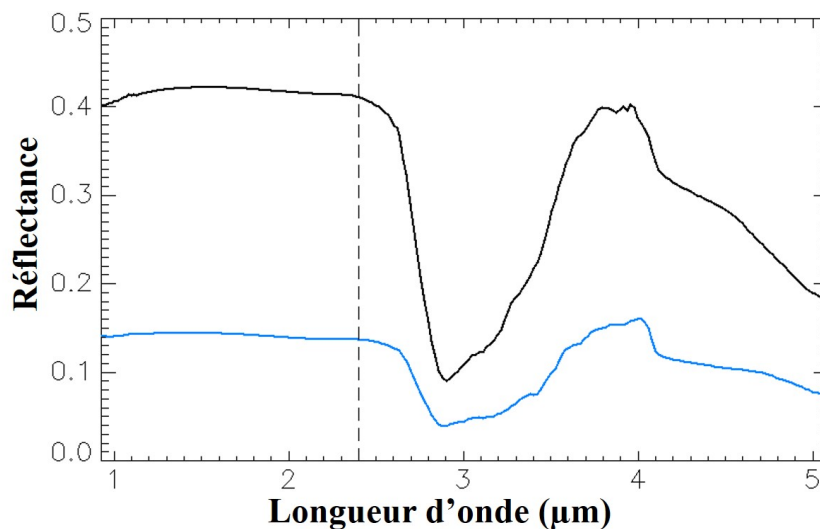


FIGURE 2.9 – Spectres « clair » et « sombre » utilisés pour trouver l'émissivité à 5 μm à partir d'une comparaison des réflectances à 2.4 μm (ligne pointillée). D'après Erard and Calvin (1997).

1. La loi de Kirchhoff nous indique que $\forall \lambda, r(\lambda) + \epsilon(\lambda) = 1$. Ainsi, si la réflectance de la surface à $5 \mu\text{m}$ est connue, l'émissivité l'est également et la seule inconnue de l'équation 2.2 est alors la température. Pour trouver la réflectance de 5 à $5.1 \mu\text{m}$, Jouglet (2008) utilise deux spectres synthétiques de la surface de Mars, obtenus à partir d'observations télescopiques (Erard and Calvin, 1997). Ces deux spectres sont montrés en figure 2.9 et sont censés représenter les limites (terrains clairs et sombres) de la variabilité spectrale de la surface de Mars. La réflectance de 5 à $5.1 \mu\text{m}$ est interpolée à partir de ces deux spectres en fonction du rapport à $2.4 \mu\text{m}$ entre la réflectance mesurée par OMEGA et celles des deux courbes de la figure 2.9.
2. A l'aide d'un algorithme qui converge avec un simplex, on peut résoudre numériquement l'équation 2.2 pour obtenir à la fois l'émissivité et la température. En pratique, l'algorithme (AMOEBa de IDL[®]) converge assez vite car on dispose de quatre équations pour cinq inconnues : la température est la même pour les quatre spectels et laisse peu de liberté aux valeurs des quatre émissivités.

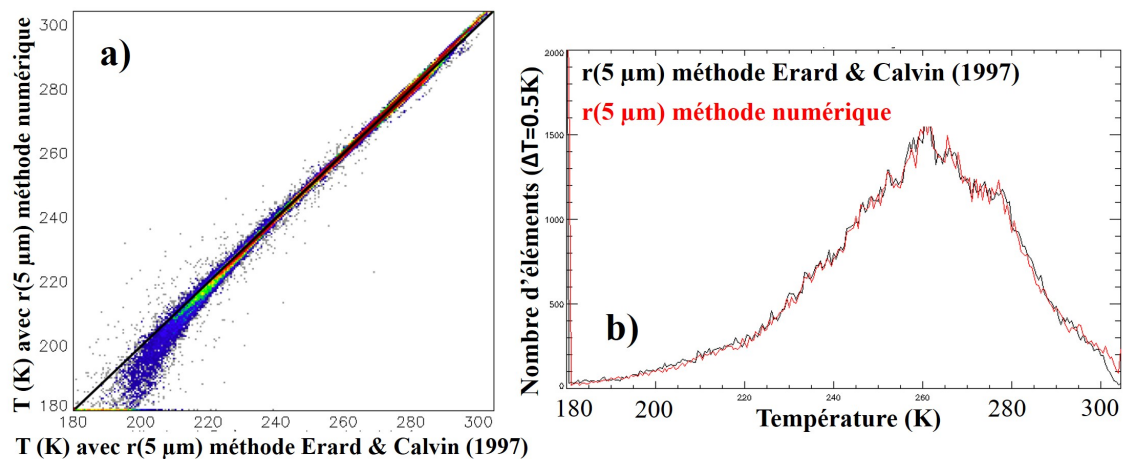


FIGURE 2.10 – Comparaison des températures obtenues avec les deux méthodes. a) Histogramme bi-dimensionnel, la droite $y = x$ est indiquée en noir ; b) Histogramme des températures du jeu de données OMEGA par tranche de 0.5 K .

Les émissivités à $5 \mu\text{m}$ trouvées avec les deux méthodes sont entre 0.8 (pour les terrains très clairs) et 0.94 (terrains très sombres). Par comparaison, les spectres en émissivité de l'instrument TES commencent à $5.8 \mu\text{m}$ avec des valeurs proches (0.75 à 0.95 , Christensen et al., 2001). La figure 2.10 présente la comparaison des températures obtenues avec les deux méthodes d'estimation de l'émissivité. On voit que les résultats sont très proches (autour de la corrélation parfaite, le 1σ est inférieur au dixième de Kelvin et $3\sigma \approx 1 \text{ K}$). Les résultats de températures ne sont pas significativement impactés par l'hypothèse utilisée pour le calcul de l'émissivité. La méthode « historique » utilisant les spectres de Erard and Calvin (1997) donne visuellement un résultat avec légèrement moins de bruit que la seconde méthode et est également plus rapide à calculer. De plus, la méthode numérique semble avoir du mal à bien contraindre tous les paramètres lorsque le flux est très faible (d'où la plus grande dispersion sous 210 K sur la figure 2.10a). Pour ces raisons, nous avons retenu la première méthode pour traiter systématiquement l'ensemble

du jeu de donnée de la voie L. Nous avons construit des cartes globales (32 pixels par degrés, ppd) de l'émissivité des spectels 252 à 255 en utilisant toutes les données de la voie C. Le remplissage est presque total, ce qui permet de traiter systématiquement toutes les données de la voie L avec l'algorithme suivant :

- si la voie C du pixel considéré est disponible et fiable, l'émissivité est calculée avec la méthode de [Joulet \(2008\)](#) en comparant la réflectance à 2.4 μm à celles de la figure 2.9.
- si aucune donnée de la voie C n'est disponible pour ce pixel (voie C éteinte, morte ou décalage), l'émissivité est interpolée à partir des cartes qui ont été construites
- si les cartes ne sont pas remplies à cet endroit là, alors les émissivités sont calculées en même temps que la température avec la méthode numérique

Incertitudes L'incertitude sur le produit « température des données OMEGA » est détaillée ici. Plusieurs sources sont à prendre en compte :

- le bruit des données. On a vu qu'il était dominé par le bruit de lecture égal à 1.85 DU pour tous les spectels. Etant donné que le calcul de la température s'effectue à partir de quatre spectels, le bruit du signal thermique est divisé par 2, soit 0.925 DU. La figure 2.11 présente la distribution du rapport signal-sur-bruit (RSB) du jeu de donnée thermique d'OMEGA. Les données en soirée et de nuit ne sont pas représentées dans ces diagrammes et ont typiquement des signaux plus faibles, avec des rapports signal-sur-bruit allant de 2 à ~30. On voit que plus de 98% des données de jour ont un RSB supérieur à 30. En modifiant la luminance énergétique d'OMEGA à 5 μm de plus ou moins ce RSB, l'impact du RSB sur l'incertitude en température est estimé à $\Delta T \approx -0.7336 + 0.006 \times T$, avec T la température. En prenant $T = 220\text{K}$, on trouve $\Delta T \approx 0.5\text{K}$. On retiendra cette valeur pour estimer l'incertitude sur la température causée par le RSB des données. En pratique, elle sera la plupart du temps inférieure en raison d'un meilleur RSB (une plus grande température).
- L'étalonnage radiométrique au sol de la voie L a montré que sa calibration absolue n'est connue qu'à 20 % près ([Bonello et al., 2005](#)). Cette incertitude potentielle est un biais qui affecte tout le jeu de données de la même manière (incertitude systématique). On considère le cas le plus défavorable : les luminances énergétiques spectrales de la voie L ne seraient connues qu'à 20 % près. Avec la formule du corps noir (équation 2.3), on estime que l'incertitude sur la température causée par une variation de $\pm 20\%$ de la luminance énergétique à 5 μm augmente linéairement avec la température selon la droite $\Delta T = -4.426 + 0.0365 \times T$, ce qui donne ~3 K à 210 K et ~6 K à 280 K.
- On a vu que lors de la correction de l'atténuation atmosphérique, nous considérons que $H_{atm} = H'_{atm}$ dans l'équation 2.2 et que les luminances énergétiques spectrales de la voie L sont ainsi sur-correctées. Le niveau « correct » des luminance énergétiques spectrales après une correction atmosphérique prenant en compte le vrai H'_{atm} doit donc se trouver entre le niveau que l'on obtient avec H_{atm} et le niveau sans correction. On trouve que la différence des températures calculées avec H_{atm} ou sans correction est de 1 K. Cette valeur est faible en raison de la bonne transmission de l'atmosphère Martienne à 5 μm (~0.97, figure 2.8). Ce chiffre de 1 K fournit une limite supérieure à l'incertitude causée par notre correction atmosphé-

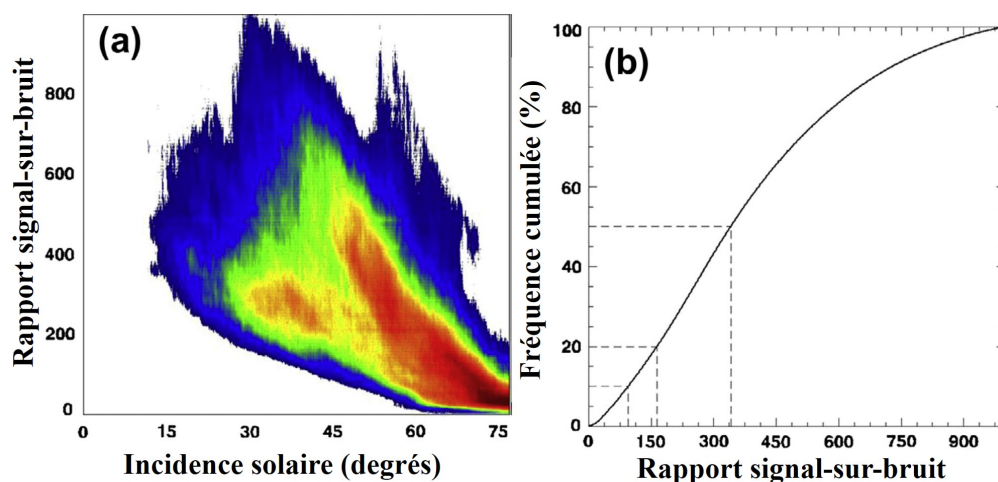


FIGURE 2.11 – a) Distribution du rapport signal-sur-bruit des quatre derniers spectels de la voie L en fonction de l’incidence solaire. Plus l’incidence augmente, plus la surface est froide et plus le signal diminue. b) Histogramme de fréquence cumulée du rapport signal-sur-bruit des données thermiques. Les premier, deuxième et cinquième déciles sont indiqués par des lignes pointillées. ~98% des données ont un rapport signal-sur-bruit supérieur à 30.

rique.

- Avant de calculer la température, la correction de la contribution diffusive des aérosols est appliquée aux luminances énergétiques spectrales à $2.4\ \mu\text{m}$ (pour trouver l’émissivité à $5\ \mu\text{m}$) et à $5\ \mu\text{m}$. La figure 2.12 montre la répartition des données, l’amplitude et l’incertitude de cette correction sur la température. On voit que pour la majeure partie du jeu de données (figure 2.12a), la correction des aérosols modifie la température de 2 K au maximum (figure 2.12b), avec une incertitude associée deux fois moindre (figure 2.12c). On retient donc 1 K comme valeur de l’incertitude sur la température associée à la correction de la contribution diffusive des aérosols.

Si on considère que les différentes sources d’incertitudes relatives (RSB, correction atmosphérique, correction aérosols) sont indépendantes, alors l’incertitude relative totale sur la température dérivée de la voie L d’OMEGA en est la somme quadratique c’est-à-dire $\sqrt{0.5^2+1^2+1^2} = 1.5\ \text{K}$. S’ajoute à cette incertitude relative une incertitude systématique affectant tout le jeu de données croissant linéairement avec la température, pour des valeurs maximales de ~3 K à 210 K jusqu’à ~6 K à 280 K.

2.1.3.4 Conversion en spectres de réflectance

Une fois que les corrections atmosphérique et de la contribution diffusive des aérosols ont été appliquées, on peut corriger le spectre de luminance énergétique de la contribution tellurique à l’aide de la méthode de calcul de température décrite plus haut. La seule inconnue de l’équation 2.2 est alors $r(\lambda)$, la réflectance de la surface, qui nous informe sur sa composition.

L’équation 2.2 considère que la surface est lambertienne, c’est-à-dire qu’elle reflète et émet le rayonnement avec la même intensité dans toutes les directions. Les surfaces

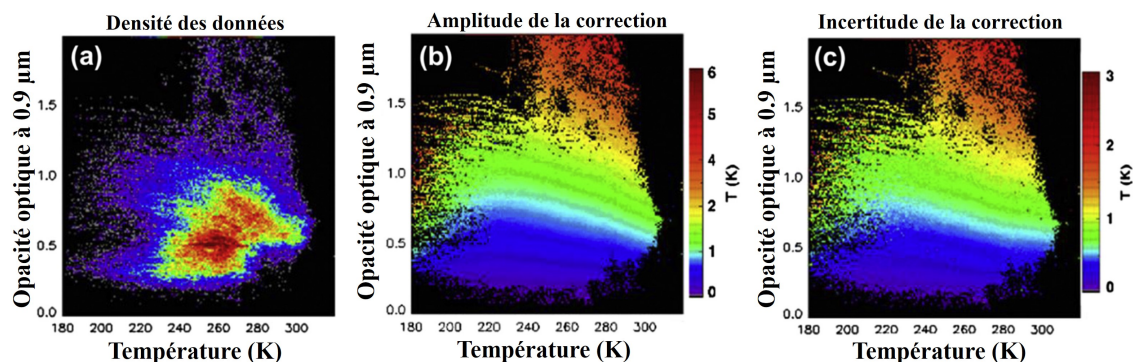


FIGURE 2.12 – Effet de la correction de la contribution diffuse des aérosols sur la température des données OMEGA. a) Distribution des données en fonction de l’opacité optique et de la température. b) Amplitude de la correction sur la température dérivée. c) Incertitude associée à la correction de la contribution des aérosols (écart type de quatre correction pour des aérosols de tailles 1.2 μm , 1.8 μm et avec l’opacité optique $\pm 20\%$).

réelles s’éloignent de ce comportement idéal selon leur fonction de phase. Pour la majeure partie du jeu de données OMEGA relatif à la surface de Mars, les observations s’effectuent au nadir, avec des angles d’émergence proches de zéro. L’incidence solaire varie cependant beaucoup en raison de l’orbite elliptique de Mars Express, comme on le voit sur la figure 2.11a. De nombreuses études à partir des observations des robots à la surface (Guinness et al., 1997; Johnson et al., 2006a,b), des données multi-géométrie (EPF pour « Emission Phase Function ») de CRISM et la grande quantité de données OMEGA (Wolff et al., 2009; Vincendon, 2013; Ceamanos et al., 2013; Fernando et al., 2013) ont permis d’étudier la fonction de phase de la surface de Mars. La fonction de phase de l’étude de Vincendon (2013) est montrée en figure 2.13. On voit que la réflectance lambertienne varie d’environ 10 % selon la géométrie de l’observation. Cette fonction de phase est d’autant plus lissée qu’il y a d’aérosols dans l’atmosphère. La fonction de phase de la surface de Mars présente en général une baisse de la rétrodiffusion (angles faibles) de 5 à 10 % et une augmentation de la réflectance de 10 à 20 % lorsque l’angle augmente.

Nous utiliserons la fonction de phase de Vincendon (2013) (figure 2.13) pour notamment normaliser les albédos solaires calculés à partir des données OMEGA à plusieurs géométries. On garde cependant à l’esprit qu’une unique fonction de phase ne rend pas compte de la diversité des propriétés photométriques de la surface de Mars, surtout à petite échelle (Fernando et al., 2013).

2.2 Données in situ

Les satellites apportent une vision globale de la distribution des matériaux et des processus dont la nature est mieux contrainte en étant directement à la surface pour les observer. L’exploration in situ de Mars durant les quarante dernières années a ainsi été une source essentielle de données. Dans cette section, nous présentons dans un premier temps les résultats de ces missions qui sont liés aux thématiques de cette thèse (section 2.2.1) puis l’accent est mis sur le robot Curiosity (section 2.2.2) et en particulier l’instrument REMS à son bord (section 2.2.3) dont les données sont analysées dans le chapitre 4.

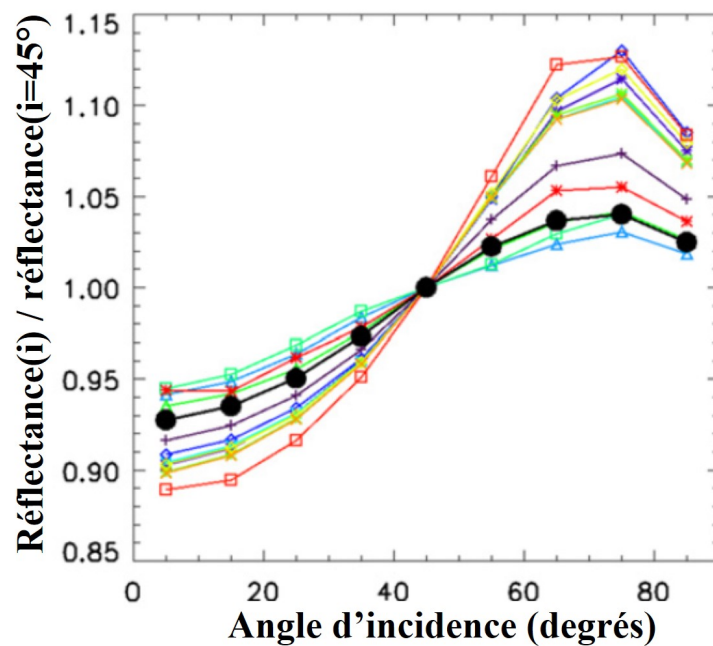


FIGURE 2.13 – Réflectance trouvée en fonction de l'angle d'incidence solaire en considérant une surface lambertienne. Plusieurs études (certaines depuis la surface à $0.75 \mu\text{m}$, d'autres orbitales à $1 \mu\text{m}$) sont montrées en différentes couleurs. La fonction de phase calculée par Vincendon (2013), qui sera utilisée durant cette thèse, est en noir. Figure modifiée depuis Vincendon (2013).

2.2.1 Vue d'ensemble

A ce jour, avant l'arrivée en 2015 de la mission InSight (NASA), sept robots se sont posés avec succès à la surface de Mars. Ils sont montrés sur la figure 2.14, aux côtés de leurs concepteurs pour donner l'échelle. Les images qu'ils nous ont renvoyées ont marqué les esprits et avec les autres données scientifiques, elles ont progressivement changé notre compréhension de la planète Mars. Quelques uns de ces panoramas sont montrés sur la figure 2.15. Dans cette section, nous discutons les principaux résultats de ces missions concernant les propriétés thermiques et physiques du régolite, mais aussi les échanges entre le régolite et l'atmosphère et le cycle de l'eau sur Mars.

Les premiers robots à se poser sur Mars furent les deux atterrisseurs Viking, missions jumelles de la NASA. Le 20 Juillet 1976, Viking 1 arrivait dans Chryse Planitia, suivi de Viking 2 le 3 Septembre 1976, 6500 km plus loin dans Utopia Planitia (cf figure 2.16). Alimentés par des réacteurs nucléaires, ils sont tous les deux restés opérationnels bien plus longtemps que prévu, durant 3.3 et 1.8 années martiennes respectivement. Ces deux robots étaient immobiles, sortes de station de météorologie et d'imagerie, et étaient dotés d'un bras mécanique avec une pelle permettant de récolter des échantillons pour les livrer à de nombreux instruments pour des analyses plus poussées. Raymond Arvidson et de nombreux co-auteurs ont publiés deux revues des résultats de ces atterrisseurs dont est tirée la plupart des informations relatées dans cette section (Arvidson et al., 1980, 1989a).

La première information renvoyée par les capteurs des atterrisseurs fut que la surface de Mars est bien plus dense que celle de la Lune. Les paysages découverts par les

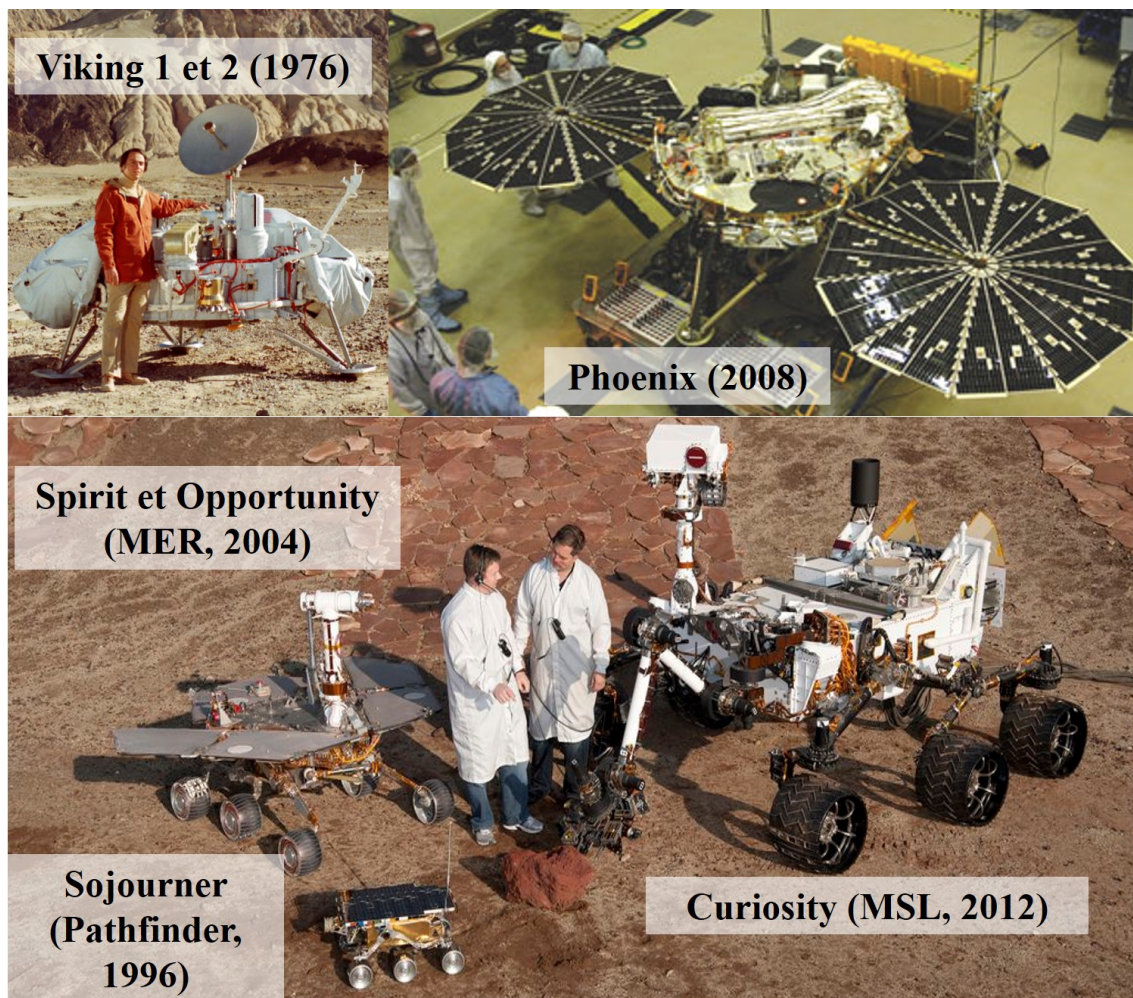


FIGURE 2.14 – Portrait de famille des explorateurs de Mars. Ces images proviennent de la NASA et du JPL.

deux atterrisseurs Viking, tous deux dans les basses plaines du Nord (figure 2.16), se ressemblent beaucoup (figure 2.15), montrant une plaine partiellement couverte de rochers de taille métrique (entre 8 et 14% de la surface). Les espaces entre les rochers et les rochers eux même sont couverts d'un composant fin, rouge-brun, dont le premier mm est un peu plus cimenté que ce qu'il y a en dessous. Les instruments d'analyse approfondie avaient été conçus pour détecter des traces de carbone et de molécules organiques avec des concentration d'une particule par milliard. Elles n'ont cependant trouvé ni carbone ni molécule organique dans les échantillons analysés, à la grande déception de la communauté scientifique de l'époque. Une de ces expériences (GCMS pour Gaz Chromatograph Mass Spectrometer) a néanmoins mesuré un dégazage de vapeur d'eau lorsque les échantillons étaient chauffés à 500°C en 30 secondes dans une enceinte interne aux robots. L'eau composait ainsi 1 à 3 % en poids des échantillons analysés (Biemann et al., 1977), interprétée comme étant de l'eau absorbée, adsorbée et faiblement liée aux matériaux du régolite (donc disponible pour des échanges avec d'autres réservoirs). L'expérience Gaz Exchange a également permis de mesurer la taille et la surface spécifique d'échange du composant fin, respectivement entre 0.1 et 10 μm et de $\sim 17 \text{ m}^2/\text{g}$ (Ballou and Wood, 1978;

Arvidson et al., 1989a).

Les deux atterrisseurs étaient équipés de spectromètres à rayon X (XRF pour X Ray Fluorescence) qui ont permis des analyses chimiques de la surface, révélant une composition très proche aux deux endroits (Baird et al., 1976; Clark et al., 1982). Couplées aux expériences de pyrolyse et d'échange de gaz à l'intérieur des robots et aux mesures de spectroscopie entre 0.4 et 1 μm (Adams et al., 1986; Huck et al., 1977; Guinness et al., 1987; Arvidson et al., 1989b), ces informations n'ont pas permis de lever toutes les ambiguïtés minéralogiques (Banin, 1983) mais ont indiqué que le composant fin comporte une phase hydratée (Toulmin et al., 1977) et ressemble à un basalte lentement altéré par de l'eau comme la palagonite, riche en sels et en smectites (Allen et al., 1981; Clark and Hart, 1981; Singer, 1982). Suite à ces analyses, la surface de Mars est vue comme un mélange de basaltes mafiques (voir ultra-mafiques) sombres et du composant fin palagonitique plus clair, les sels peu abondants étant mis à part. Les nuances de couleurs observées pouvant être produites par des mélanges spatiaux de ces deux éléments et par la rugosité apparente de l'ensemble. Des interactions avec de l'eau semblent nécessaires pour expliquer la chimie observée. Soderblom and Wenner (1978) et Squyres et al. (1987) proposent que le composé palagonitique du régolite martien a pu se former par intrusion de laves dans une strate riche en eau (pergélisol ou aquifère gelé). Les résultats présentés dans le chapitre 5 apportent quelques éléments de réponse vis-à-vis de l'implémentation du matériau hydraté dans le régolite.

Les atterrisseurs Viking ont vu une fine couche (10 μm) de givre d'eau se déposer à la surface durant l'hiver, la recouvrant d'un manteau blanc. Cette couche de givre s'est évaporée après environ 200 sols et a été observée chaque hiver. Durant les plus de trois ans d'opération de Viking 1, des fins dépôts de poussière atmosphérique ont aussi été observés, et ils ont été enlevés par les tempêtes de poussières durant l'hiver (Arvidson et al., 1983). Les atterrisseurs Viking ont réalisé les premières mesures de température et de pression atmosphérique depuis la surface de Mars, révélant que la pression atmosphérique chute de 20% durant l'hiver en raison de la condensation du gaz carbonique au pôle nord.

Mars Pathfinder s'est posé sur Mars le 4 juillet 1997, quinze ans après la fin des missions Viking. Son site d'opération, Ares Vallis (voir figure 2.16), est proche du premier atterrisseur Viking. Le paysage découvert (voir figure 2.15), couvert de rochers, ressemble à ceux des deux Viking. Mars Pathfinder était une mission à bas coût pour établir principalement la faisabilité technique du retour sur Mars et consistait en un atterrisseur et un petit robot mobile (Sojourner, voir figure 2.14) qui a cessé de fonctionner le 27 septembre 1997. La mission comportait un spectromètre à rayon X (« APXS » pour Alpha Proton X ray Spectrometer), version évoluée des XRF des atterrisseurs Viking, qui a observé que la composition chimique de ses environs était très semblable à celles mesurées par les atterrisseurs Viking Larsen et al. (2000); Foley et al. (2003), confirmant sa possible composante palagonitique (Bell et al., 2000).

Les deux robots de la mission Mars Exploration Rover (« MER ») ont atterri les 4 (pour Spirit) et 25 janvier 2004 sur Mars, espacés de 180° de longitude (voir figure 2.16). Ces missions avaient pour objectif d'explorer leurs environs en parcourant au moins 600 m en 90 sols. Ces valeurs ont été pulvérisées par l'incroyable longévité de ces rovers : Spirit a cessé de fonctionner le 22 Mars 2010 après une balade de 7 km et Opportunity est toujours en opération (en août 2014) après 35 km parcourus. Les résultats scientifiques

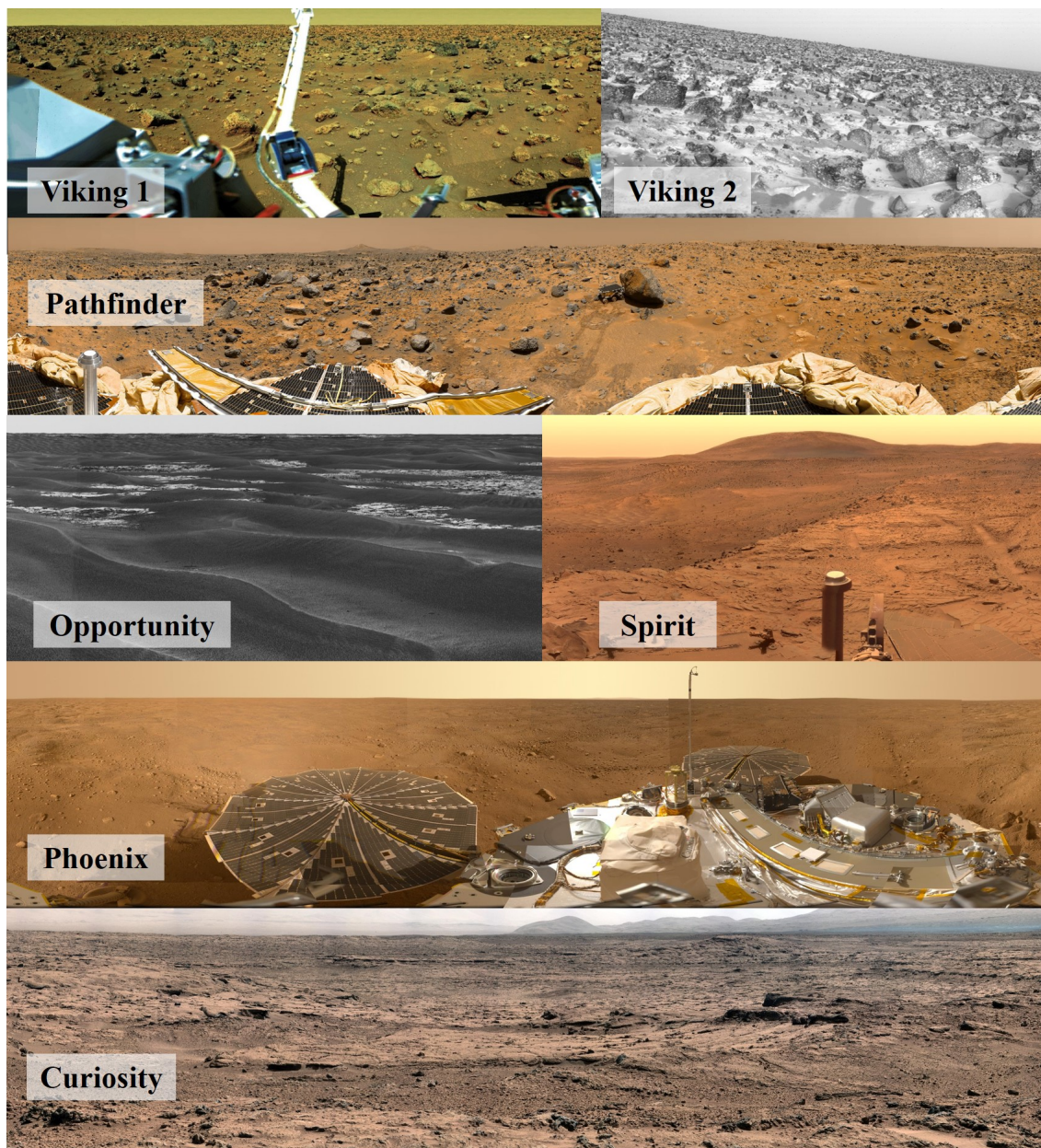


FIGURE 2.15 – Panoramas des surfaces Martiennes explorées par les robots. Les images proviennent de la NASA et du JPL.

de ces deux explorations sont conséquents et n'ont pas vocation à être décrits en détail ici. On peut les trouver de manière exhaustive dans [Arvidson et al. \(2010\)](#) et [Arvidson et al. \(2011\)](#). Ils ont notamment découvert des dépôts de carbonates, des veines de sulfate (de gypse), des sphérules d'hématite déposées par concrétion dans un environnement aqueux. Les instruments APXS à leurs bords ont mesuré des compositions chimiques proches de celles des atterrisseurs Viking et Pathfinder, avec localement des variations pouvant être expliquées par des paléo-environnements aqueux et même hydrothermaux dans le cas de Spirit ([Haskin et al., 2005](#); [Squyres et al., 2006](#); [Ming et al., 2006](#); [Cabrol et al., 2006](#)). Spirit a pu observer directement des tourbillons de poussière se déplacer à la surface et Opportunity a imagé le déplacement des nuages de glace d'eau dans l'atmo-

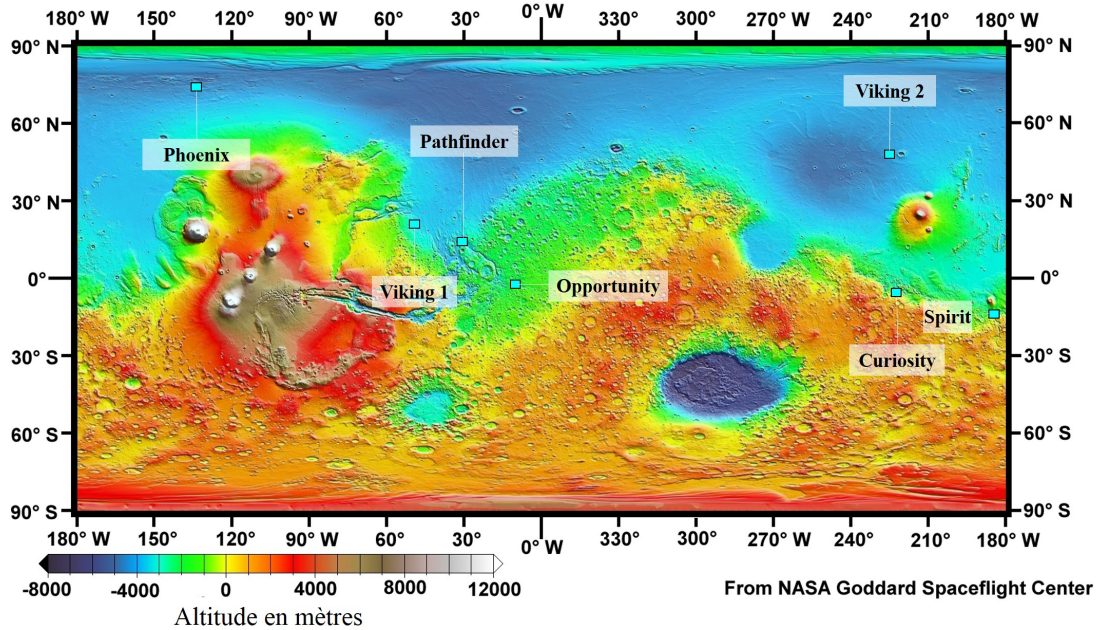


FIGURE 2.16 – Les sites d’atterrissage des missions d’exploration in situ de Mars sont indiqués par dessus la topographie de la surface (MOLA).

sphère martienne, d’aspect semblable aux cyrus terrestres. Le suivi du contenu en aérosols de l’atmosphère martienne par les MER est abordé dans la section 2.3.3.

La station Phoenix a atterri sur Mars le 10 avril 2008 dans les plaines du nord à très haute latitude (68°N , voir figure 2.16). Les panoramas renvoyés (figure 2.15) montrent que la surface s’agence selon des formes polygonales de typiquement 4 mètres (Mellon et al., 2009b). Cette morphologie particulière révèle que le sous-sol est gélé : en se contractant, la glace produit les polygones à la surface (ce phénomène est décrit et étudié en détail dans la thèse d’Antoine Séjourné, 2011). En effet, les rétrofusées actives durant l’atterrissage de Phoenix et le bras robotique ont permis de mettre directement à jour la glace sous-jacente (Mellon et al., 2009a; Smith et al., 2009). Cette glace d’eau présente sous le premier centimètre du régolite s’est partiellement sublimée en quatre sols après son exposition à la surface. Arvidson et al. (2009) ont proposé que les variations de résistance mécanique du sol sous l’action du bras robotisé pouvait s’expliquer par la quantité d’eau adsorbée dans le régolite : plus le régolite est humide, plus il présente une importante cohésion mécanique. Le bras robotique a délivré des échantillons du régolite à un analyseur semblable à ceux des missions Viking (« TEGA » pour Thermal and Evolved Gas Analyser). Ces mesures ont permis d’identifier des perchlorates (0.6 % en poids, Hecht et al., 2009), des carbonates, des sels (plusieurs % en poids) et d’estimer le contenu en eau du régolite ($\sim 2\%$ en poids, Smith et al. 2009; Sutter et al. 2012). Afin d’expliquer la distribution verticale des perchlorates, un mécanisme impliquant de fins films d’eau liquide est proposé par Cull et al. (2010). L’exploration de Phoenix a ainsi mis en évidence de nombreux composants dont la formation et la distribution implique une interaction avec de l’eau liquide.

2.2.2 Curiosity

Le robot Curiosity, de la mission Mars Science Laboratory (« MSL ») est arrivé sur Mars le 6 août 2012. Curiosity, avec ses 900 kg, est le plus gros robot jamais envoyé vers Mars. Pour la comparaison, les robots MER ne pèsent « que » 185 kg et les stations Viking, immobiles, 657 kg. Le but de MSL est de caractériser l'habitabilité de l'environnement martien et d'aider à la compréhension des processus actifs aujourd'hui sur Mars (Grotzinger et al., 2012). Il s'est posé dans le cratère Gale, un cratère dégradé situé sur la dichotomie de topographie (voir figure 2.16) et doté d'un mont central constitué de dépôts sédimentaires. La géologie de ce cratère est décrite dans le chapitre 4 (section 4.1.1), où les opérations et découvertes scientifiques de la mission sont également résumées (section 4.1.2). Le robot a été conçu pour pouvoir parcourir jusqu'à 200 m par sol, avec une vitesse maximale sur terrain plat de 4 m/s (1.5 m/s avec le pilote automatique). Son énergie lui est fournie par un réacteur nucléaire (« MMRTG » pour Multi-Mission Radioisotope Thermoelectric Generator) et il dispose de deux batteries rechargeable pour permettre des pics d'activité dépassant les 110 W fournis par le MMRTG. Les données des différents instruments de Curiosity sont rendues publiques six mois après leur acquisition sur le site de la NASA.

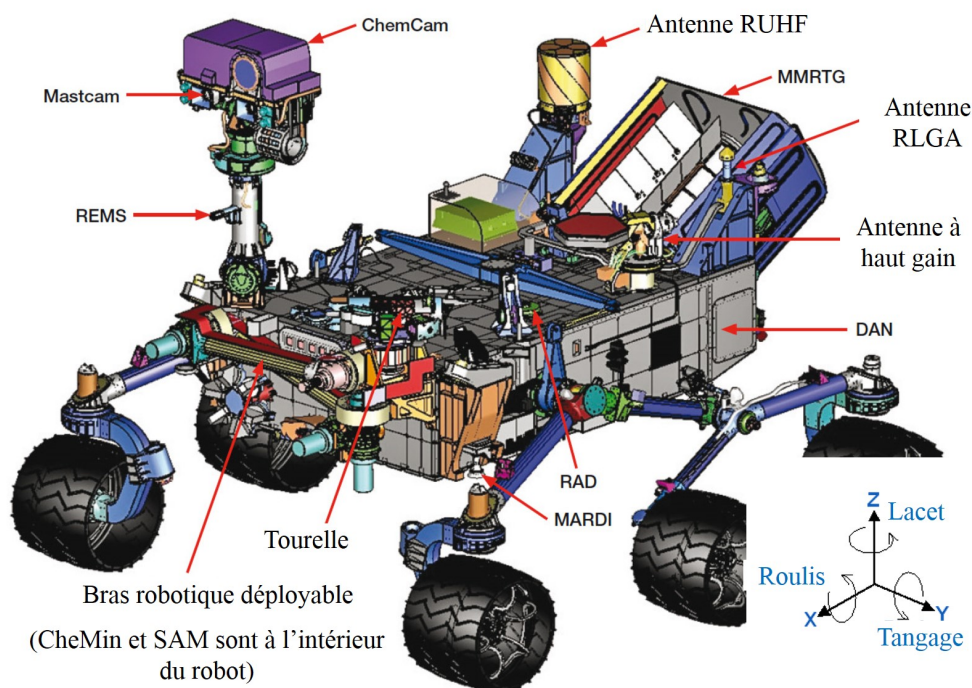


FIGURE 2.17 – Vue schématique de Curiosity. Les principaux instruments scientifiques sont indiqués. Les angles d'attitude du robot (lacet, roulis, tangage) sont montrés dans le cartouche en bas à droite et ils ont ici leur valeurs nominales.

Curiosity a à son bord dix instruments scientifiques dont la disposition sur le robot est montrée sur la figure 2.17. On en donne ici une brève description.

CheMin Chemistry and Mineralogy (« CheMin » dont la responsabilité est à David Blake) analyse des échantillons préalablement réduits en poudre par diffraction et fluores-

cence des rayons X. La diffraction X permet de caractériser la cristallinité de l'échantillon (caractéristique des minéraux) et la fluorescence X en fournit la composition et la concentration massique élémentaire. Cet instrument permet ainsi de déterminer quels minéraux sont présents et quelle est la composition chimique de la phase amorphe (non ou peu cristalline). On peut trouver plus d'informations sur CheMin dans [Blake et al. \(2012\)](#).

MAHLI Mars Hand Lens Imager (« MAHLI » dont la responsabilité est à Kenneth Edgett) est une caméra multi-usages. MAHLI est capable d'observer en étant très proche de sa cible (20 mm), auquel cas la résolution spatiale de l'image est au mieux de 14 μm par pixel, littéralement microscopique, ou au contraire d'observer une scène à l'infini. MAHLI permet aussi d'observer les couleurs des matériaux entre 0.38 et 0.68 μm . On peut trouver plus d'information sur MAHLI dans [Edgett et al. \(2012\)](#).

APXS Alpha Particle X-ray Spectrometer (« APXS » dont la responsabilité est à Ralf Gellert) est une version évoluée des APXS à bord de Mars Pathfinder et des MER. Il permet de déterminer la composition élémentaire d'un matériau avec une empreinte de 1.7 cm de diamètre au contact. On peut trouver plus d'informations sur APXS dans [Campbell et al. \(2012\)](#).

RAD Radiation Assessment Detector (« RAD » dont la responsabilité est à Donald Hassler) est un instrument qui mesure la dose de radiation reçue par le robot, pendant le voyage interplanétaire et à la surface de Mars. Les radiations sont principalement causées par les rayons cosmiques galactiques et les particules solaires énergétiques. Cet instrument a pour but d'évaluer la dose de radiation que subiraient des astronautes explorateurs de Mars. Il est décrit dans [Hassler et al. \(2012\)](#).

SAM Sample Analysis at Mars (« SAM » dont la responsabilité est à Paul Mahaffy) est l'instrument le plus en aval des analyses de Curiosity. Il pèse 42 kg, soit presque la moitié de la totalité des instruments scientifiques de la mission. SAM permet d'analyser des échantillons (solides réduits en poudre ou des gaz atmosphériques) au moyen de plusieurs expériences : un chromatographe en phase gazeuse (« GC »), un spectromètre de masse à quadrupôle (« QMS »), un spectromètre à laser réglable (« TLS »), et un système de pyrolyse (« CSPL »). SAM permet ainsi, entre autres, d'identifier les composants du matériau (ou gaz) analysé, y compris les molécules organiques, de déterminer les rapports isotopiques de beaucoup d'atomes et de mesurer la quantité de volatiles (vapeur d'eau, gaz carbonique, sulfure...) dégagé lors d'une pyrolyse (comme Phoenix et Viking). SAM est un instrument très complet permettant des analyses complexes. On peut trouver plus d'informations sur SAM dans [Mahaffy et al. \(2012\)](#).

Mastcam Mast Camera (« Mastcam » dont la responsabilité est à Michael Malin) est un instrument constitué de deux caméras au sommet du mât de Curiosity, à 2 mètres du sol. Elles peuvent agir comme une paire stéréo et fournissent des images à large champ de vue des paysages autour du robot. On peut trouver plus d'informations sur Mastcam dans [Malin et al. \(2010\)](#).

DAN Dynamic Albedo of Neutrons (« DAN » dont la responsabilité est à Igor Mitrofanov) est un instrument russe qui mesure le flux de neutrons du régolite. C'est une version adaptée de l'instrument MONS en orbite (« Mars Odyssey Neutron Spectrometer ») dont nous parlerons dans le chapitre 5. Des neutrons sont émis à différentes énergies en permanence par le Soleil, la galaxie et le MMRTG. Lorsqu'ils rencontrent les atomes de la surface de Mars, ils équilibrent leur température avec ceux-ci. Le transfert de température est beaucoup plus important dans le cas du proton (l'atome d'hydrogène) : on parle de « modération » du proton. Ainsi, même une petite fraction d'hydrogène dans le régolite change l'efficacité de la thermalisation des neutrons de plusieurs magnitudes. DAN mesure donc l'abondance de cet élément dans le sous-sol, sous forme d'eau (adsorbée ou structurale), de groupements hydroxyl, mais aussi composant les nitrates. Il dispose d'un mode passif, où la source de neutrons est naturelle (MMRTG compris), et d'un mode actif où les neutrons sont émis par DAN qui en mesure la décroissance avec le temps. DAN permet typiquement de sonder le contenu et la distribution en hydrogène (nommé hydrogène équivalent-eau) du premier mètre du régolite. On peut trouver plus d'informations sur DAN dans [Mitrofanov et al. \(2012\)](#).

ChemCam Laser-Induced Remote Sensing for Chemistry and Micro-imaging (« ChemCam » dont la responsabilité est à Roger Wiens) est un instrument d'un nouveau type, issu d'une technologie développée au Commissariat à l'Energie Atomique français et sans équivalent sur aucune autre mission. Il est constitué de deux parties : Laser-Induced Breakdown Spectrometer (« LIBS ») utilise des impulsions laser très puissantes (~14 mJ en 5 nanosecondes) pour vaporiser les matériaux qu'il cible. Il en résulte un plasma, observé par un télescope relié à trois spectromètres qui en analysent la lumière entre 0.24 et 0.85 μm (en 6144 spectels, soit de 0.15 à 0.65 nm de résolution spectrale). Cette spectroscopie en émission extrêmement précise permet de déterminer la composition élémentaire du plasma et donc du matériau qui a été visé. La seconde partie de l'instrument est le Remote Micro-Imager (« RMI »), et consiste en un système d'imagerie (CCD) permettant de visualiser les tirs de LIBS (avec une résolution sub-millimétrique). Selon la distance de ChemCam à sa cible (qui peut atteindre 7 mètres), le diamètre du laser varie de 0.2 à 0.6 mm. ChemCam a la possibilité de tirer plusieurs fois en peu de temps pour obtenir un grillage d'information. Les tirs successifs au même endroit permettent de déterminer la composition de la cible à des profondeurs de plus en plus grandes (cela dépend de la solidité de la cible, mais une cinquantaine de tirs successifs creusent un caillou d'un millimètre environ). LIBS permet ainsi de déterminer la composition chimique d'un matériau à distance et RMI de replacer ces mesures dans leur contexte géologique. ChemCam constitue un jeu de donnée très riche en information et également très conséquent (plus de 150 000 tirs déjà réalisés). On peut trouver plus d'informations sur ChemCam dans [Wiens et al. \(2012\)](#) et [Maurice et al. \(2012\)](#).

Les neuvième et dixième instruments sont la caméra pour enregistrer la descente du module d'atterrissage dans l'atmosphère (MARDI) et la station environnementale REMS qui est décrite dans la section suivante et dont les données sont analysées dans le chapitre 4. Curiosity dispose d'un système d'acquisition et de préparation d'échantillons situé sur le bras robotisé (« SA/SPaH » pour Sample Acquisition, Processing, and Handling) nécessaire pour délivrer des matériaux (réduits en poudre et tamisés) à SAM et à CheMin. Les deux instruments de contact (APXS et MAHLI) sont également sur le bras robotisé qui

dispose de cinq degrés de liberté afin d'assurer un positionnement très précis. Curiosity a douze petites caméras disposées sur chaque côté et sous le robot (« Navcams », « Nav » pour navigation et « Hazcams », « Haz » pour hazard, soit risque) qui lui permettent d'observer ses alentours. La description des caractéristiques et des champs de vue de ces caméras est abordée en détail dans [Maki et al. \(2012\)](#) et toutes leurs photos, classées par sol, sont disponibles sur le site internet <http://mars.jpl.nasa.gov/msl/multimedia/raw/>.

2.2.3 Le jeu de donnée REMS

2.2.3.1 Présentation

L'instrument REMS (pour « Rover Environmental Monitoring Station ») est composé de plusieurs capteurs mesurant la vitesse et la direction des vents, le flux UV, la température de l'air et de la surface et l'humidité relative de l'air. Le capteur UV est situé sur le corps de Curiosity et tous les autres sont répartis sur deux tiges attachées au mât du robot, comme montré sur la figure 2.18. Lorsque le mât est dans sa position nominale, la tige qui comporte le capteur d'humidité pointe vers l'avant de Curiosity et l'autre tige, espacée de 120°, pointe donc vers l'arrière-droit du robot. Chaque tige comprend un capteur de vitesse du vent et la combinaison des données des deux capteurs permet ainsi d'inférer la direction du vent.

Nous analyserons dans le chapitre 4 les données du capteur de température de surface. Ce capteur, nommé GTS (pour Ground Temperature Sensor), est constitué de trois thermopiles (ou « pyromètres ») qui observent le rayonnement IR émis par la cible dans trois gammes de longueur d'onde : 8 - 14 μm pour la thermopile A, 15 - 19 μm pour la B et 14.5 - 15.5 μm pour la C, soit à des longueurs d'ondes où l'émission tellurique de la surface de Mars est importante. Les spécificités techniques de ces capteurs sont décrites en détail dans [Sebastián et al. \(2010\)](#). GTS est incliné par rapport au plan horizontal de 26° et est situé sur la tige qui est dirigée à 120° d'azimut par rapport à l'avant de Curiosity (lorsqu'on le regarde d'en haut) ([Gómez-Elvira et al., 2012](#)). Le champ de vue de GTS est une ellipse de 60° (horizontalement) par 40° (verticalement), ce qui produit une trace au sol nominale d'environ 100 m², comme illustré sur la figure 2.18. La surface observée peut cependant varier de plusieurs magnitudes selon l'attitude du rover. Par exemple, un angle de roulis (figure 2.17) de -4° augmente la surface à plus de 1300 m² et un angle de +4° la diminue à moins de 30 m² ([Hamilton et al., 2014b](#)). L'effet du tangage est moindre. Le mât lui-même étant articulé, la surface et la position du champ de vue de GTS varient également selon son pliage et son azimut.

Dans le mode nominal d'observation, les capteurs de REMS, dont GTS, enregistrent des données les cinq premières minutes de chaque heure à une fréquence de 1 Hz (une donnée par seconde), pour nominale 3 H de données par sol. Des blocs étendus d'observation de 1 à 3 heures sont possibles et ont été réalisés, durant lesquels GTS enregistre continuellement des données à 1 Hz. La sélection des données est décrite dans le chapitre 4.

2.2.3.2 Informations et mesures disponibles

Les données REMS sont disponibles sur le site FTP de la NASA six mois après leurs acquisitions. Les données sont organisées par sol (un fichier par jour, lorsqu'il y a des données) et comprennent les données de tous les capteurs (GTS, température de l'air,

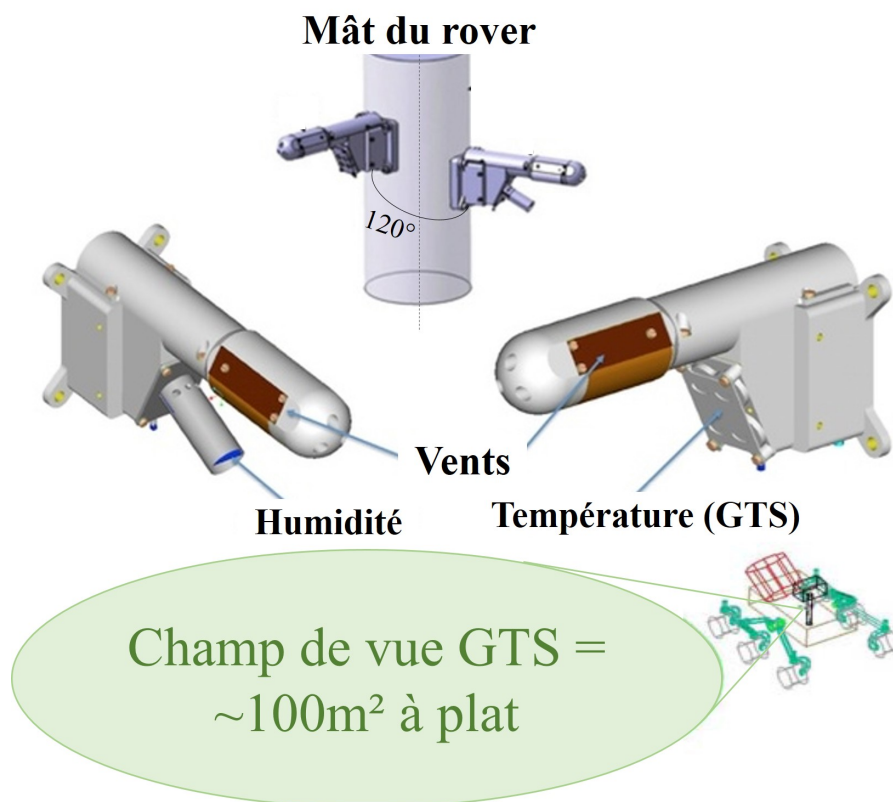


FIGURE 2.18 – Configuration de l’instrument REMS et champ de vue nominal (roulis et tangage nuls, mât droit et surface plane) de la sonde de température de surface (GTS). La surface du champ de vue peut varier d’un facteur ~ 100 selon la géométrie de l’observation (roulis et tangage du robot montrés sur la figure 2.17 ainsi que le degré de pliage du mât) et la topographie de la surface observée.

mesure des vents, UV, humidité relative). Chaque variable correspond à une colonne, avec une ligne par mesure (une mesure par seconde, avec parfois des trous de plusieurs heures). Nous avons analysé les données enregistrées jusqu’au sol 450 (rendues publiques en février 2014). A l’heure où ces lignes sont écrites, les données REMS jusqu’au sol 583 sont disponibles. L’équipe responsable de l’instrument fournit les données REMS en trois niveaux de traitement (trois « RDR » pour « Reduced Data Record ») qui sont du plus basique au plus développé :

- « TELRDR » (« TEL » pour « Thermal and Electrical ») : données brutes où les comptes électroniques des capteurs ont juste été convertis en valeurs physiques à l’aide des fonctions de calibration nominale des capteurs. Les données ont été localisées dans le temps (entre les différents capteurs). Températures et voltages des capteurs sont disponibles pour les trois thermopiles de GTS et n’ont pas été pris en compte dans la conversion électronique. L’opération effectuée sur les données est complètement réversible avec les informations de calibration disponibles. L’identificateur des fichiers des données TELRDR est « RTL ».
- « ENVRDR » (« ENV » pour « Environmental Magnitudes ») : données corrigées des dérives instrumentales, causées par les dépôts de poussière sur les capteurs de

GTS. Cette étape est irréversible, les données ont été ré-échantillonnées en temps. L'identificateur des fichiers des données ENVRDR est « RNV ».

- « MODRDR » : (« MOD » pour « Models ») : des modèles ont été appliqués pour corriger ou bien identifier l'influence du robot sur les données REMS (comme l'ombre portée du robot sur le champ de vue de GTS). L'identificateur des fichiers des données MODRDR est « RMD ». Les températures des capteurs GTS ne sont pas sensiblement différentes entre ce niveau et le ENVRDR, mais les informations quant à leur fiabilité sont plus facilement accessibles. A ce niveau, seules les températures obtenues à partir de la thermopile A sont disponibles. Les données des autres thermopiles ne sont pas fiables en raison d'une trop grande incertitude relative (> 20 K).

Pour chaque fichier (chaque sol), 41 variables sont disponibles au niveau MODRDR (c'est-à-dire que les fichiers ont 41 colonnes). Chaque sol a également un fichier « ADR » (pour « Ancillary Data Record ») qui contient toutes les informations géométriques de l'attitude et de la position spatio-temporelle du robot (les valeurs de 15 variables sont indiquées, dont les angles de roulis, tangage et lacet du robot, l'angle et l'azimut du mât, la position géographique du robot, la date de la mesure, la vitesse du robot). Au niveaux ENVRDR et MODRDR, les informations concernant le voltage et la température des capteurs (« ASIC ») sont fournies. Le voltage des ASIC doit être entre 4.87 et 4.97 V et leur température inférieure à -50 °C pour que la mesure de température soit fiable (Sebastián et al., 2010). Chaque mesure de GTS est accompagnée de deux valeurs d'incertitude : une à long terme (systématique) et une à court terme (incertitude relative). Une variable nous informe si une ombre portée du robot (le mât s'élève à près de 2 m du sol) est présente dans le champ de vue de GTS.

Calcul du LTST : équation du temps Une des informations disponibles est l'heure locale, donnée en LMST (pour « Local Mean Solar Time » ou parfois « Local Mean Sidereal Time »). Le LMST considère un soleil fictif qui se déplacerait à la verticale de l'équateur à vitesse constante tout au long de l'année. En LMST, chaque sol a donc la même durée, à la différence du temps solaire vrai (LTST pour « Local True Solar Time ») dont 24 H correspondent exactement à l'intervalle de temps entre deux passages du soleil au même méridien (la durée absolue d'une heure LTST varie donc selon la saison en raison de l'ellipticité de l'orbite de Mars et de l'obliquité de la planète). Le LTST renseigne ainsi plus fidèlement que le LMST sur la position du soleil. Pour notre analyse des données REMS (chapitre 4), nous utiliserons un modèle de calcul d'équilibre dynamique thermique (présenté dans la section 3.1.1) dont les simulations sont données en fonction du LTST. Nous devons donc calculer le LTST des données REMS. La différence entre LTST et LMST est ce que l'on appelle l'équation du temps et représente la variation de la durée du jour apparent (c'est-à-dire la variation de durée de 24 H LTST). Nous avons utilisé la méthode présentée sur le site de la NASA (<http://www.giss.nasa.gov/tools/mars24/help/notes.html>), issue des travaux de Allison and McEwen (2000). Sur Terre, la durée des jours solaires apparents varie de ± 15 minutes alors que sur Mars, la durée apparente des jours varie beaucoup plus, comme montré sur la figure 2.19 (de -54 à $+39$ minutes). L'équation du temps de Mars est dominée par l'excentricité de l'orbite de la planète autour du soleil, bien plus importante que celle de la Terre, ce qui lui confère un fort caractère bimodal.

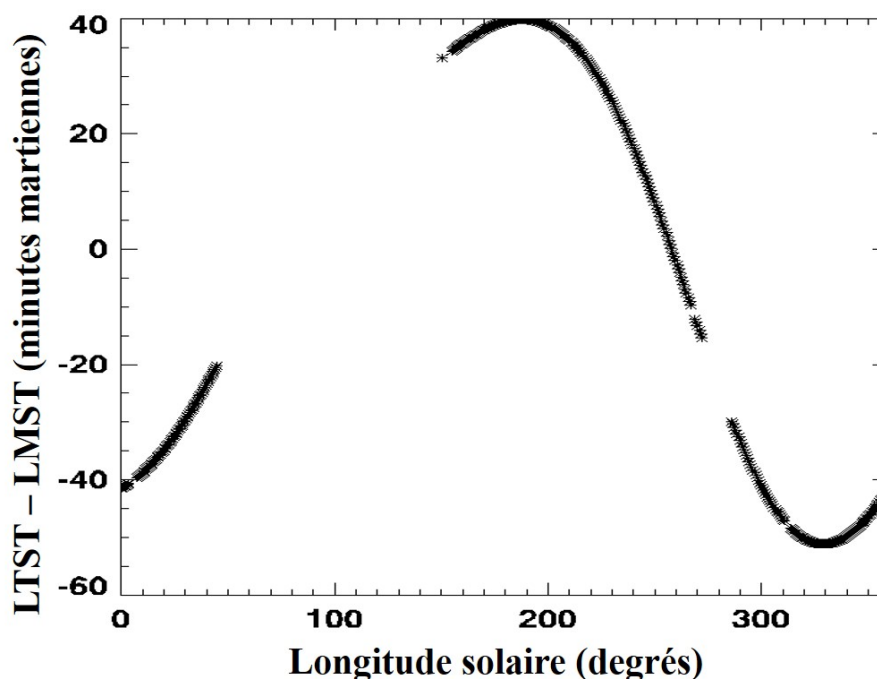


FIGURE 2.19 – Equation du temps pour Mars : évolution de la durée des jours (c'est-à-dire l'anomalie solaire, LTST-LMST) en fonction de la longitude solaire pour les données REMS (la période 50° Ls - 140° Ls n'est pas couverte par Curiosity jusqu'au sol 450 de la mission).

Distribution des données Les informations électroniques (voltage et température) des capteurs (de la thermopile A), l'indice de présence d'ombre artificielle et le tachymètre du robot permettent de construire un indice de confiance des données. Les données dont les informations électroniques ne sont pas nominales, qui ont une ombre induite par Curiosity dans le champ de vue de GTS ou enregistrées lorsque le robot se déplace auront un mauvais indice de confiance. Pour les 450 premiers sols, 15.48% des données ont un tel indice de confiance (principalement en raison du voltage et de la température des capteurs). 10 % des 84.52 % des données restantes ont un angle de roulis (en valeur absolue) correspondant plus grand que 4° . La distribution temporelle des données est montrée sur la figure 2.20.

2.2.3.3 Précision des températures de surface

La dérive instrumentale (physique ou causée par des dépôts de poussières) des thermopiles de GTS est mesurée directement à chaque obtention de données grâce à une plaque d'aluminium qui borde le champ de vue de GTS et que l'opérateur peut chauffer à une température voulue (Sebastián et al., 2010). Les données aux niveaux ENVRDR et MODRDR tiennent compte de l'évolution de cette calibration systématique : chaque mesure de GTS est associée à deux valeurs d'incertitude : une à court terme (incertitude relative), généralement inférieure à 1 K et une à long terme (incertitude absolue), généralement inférieure à 2 K.

Le MMRTG situé à l'arrière de Curiosity (voir figure 2.17) émet en permanence de

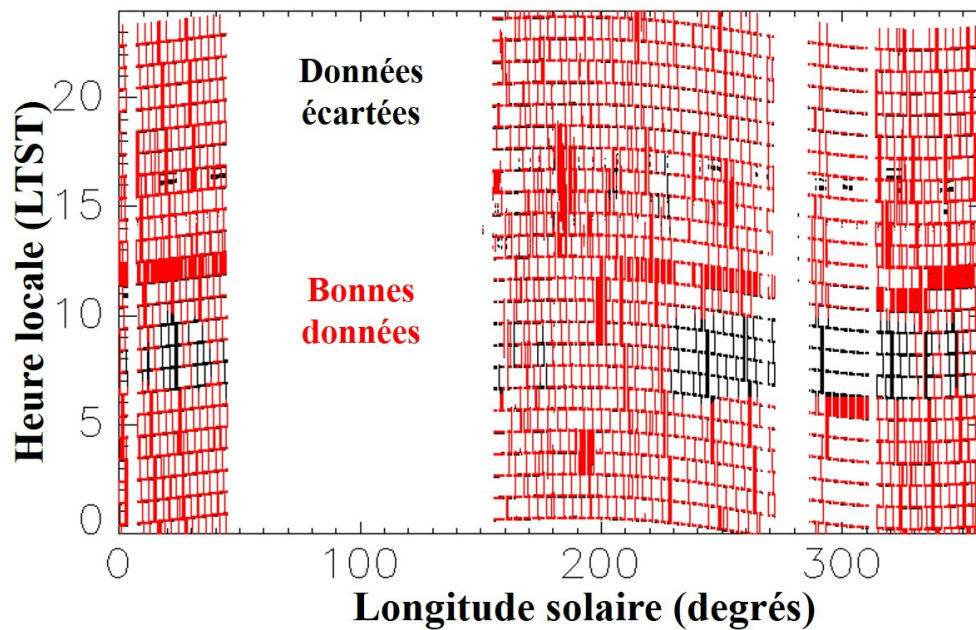


FIGURE 2.20 – Distribution temporelle des données de GTS en fonction de la longitude solaire et du LTST. La période creuse 50°-140° Ls n'a pas été observée par Curiosity durant ses 450 premiers sols. L'absence de données entre ~275° et ~285° de longitude solaire correspond à l'occultation de Mars par le soleil (avril 2013) durant laquelle il n'y a eu très peu d'opérations MSL en raison de la quantité limitée de données que le robot pouvait stocker (pas de communication possible avec la Terre).

l'énergie thermique (avec peu de variation d'intensité, les creux d'activité du robot étant consacrés à la recharge des batteries). L'influence du MMRTG sur les températures de surface est divisé par e à 3.5 m de distance de celui-ci, ce qui représente environ 50% de la surface nominale observée par GTS (Gómez-Elvira et al., 2012; Hamilton et al., 2014b; Martinez et al., 2014). L'influence du MMRTG est la plus visible sur les données de GTS lorsque le robot finit ou entame un déplacement : la température mesurée par GTS augmente progressivement pendant 40 à 75 minutes après l'arrivée du robot à un endroit à cause du MMRTG (Zorzano et al., 2013). Cette augmentation de température causée par le MMRTG dépend du terrain ciblé, de la distance au MMRTG (donc de l'angle de roulis de Curiosity) mais aussi de l'inertie thermique du terrain. Cet effet n'a pas été corrigé dans les données MODRDR mais des simulations CFD (pour « Computational fluid dynamics ») et des essais avec une version de test du robot sur Terre sont en cours et on peut ainsi espérer sa correction dans les prochaines mises à jour des données de GTS. Les résultats préliminaires de ces simulations et tests expérimentaux de l'influence du MMRTG sur les températures de GTS indiquent une influence maximale de 3.75 K (Sebastián et al., 2010) mais les chutes de température lorsque le robot quitte un endroit où il est resté longtemps pouvant atteindre 15 K (toujours > 3 K) sont observées dans les données de GTS (Zorzano et al., 2013, 2014). Pour s'affranchir de l'aspect variable de l'influence du MMRTG sur les températures GTS, nous analyserons les données GTS uniquement lorsque le robot reste immobile. Le RTG aura ainsi une influence systématique (positive) de quelques K sur l'ensemble du jeu de données.

La présence d'une ombre induite par le robot dans le champ de vue de GTS peut également diminuer les températures mesurées par GTS. Des analyses par [Hamilton et al. \(2014b\)](#) ont montré que les températures peuvent baisser de 2 à 4 K à cause de la présence d'ombre sur 4 à 30 % du champ de vue (cela dépend de l'inertie thermique du terrain ici aussi). Le principal apport du niveau MODRDR par rapport au ENVRDR est que la fiabilité des données et la présence d'ombres induites par le robot dans le champ de vue de GTS sont clairement indiquées, ce qui permettra d'identifier facilement les données à exclure de nos analyses.

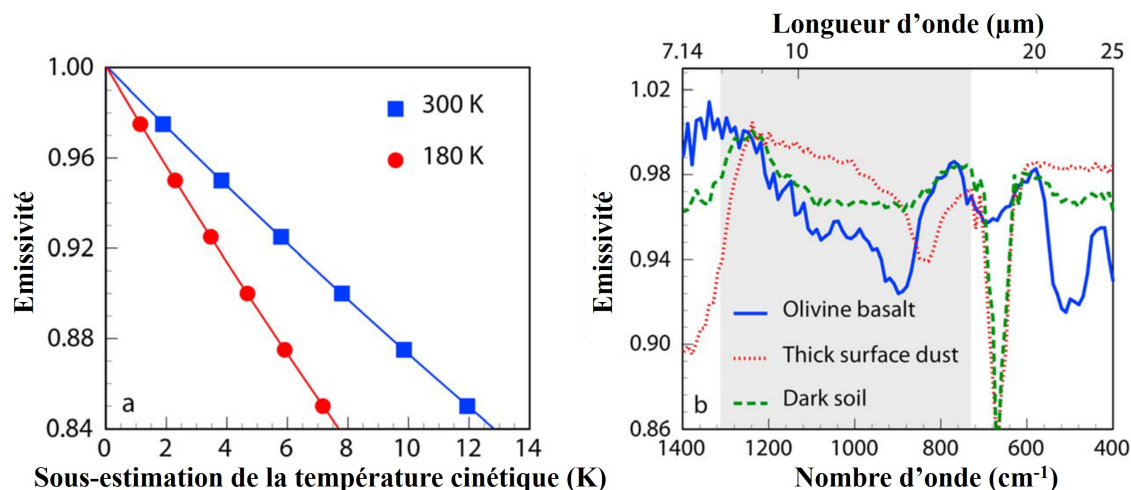


FIGURE 2.21 – Impact de l'émissivité de la surface sur les températures de surface obtenues à partir de la thermopile A de GTS. a) sous-estimation de T_k due à l'émissivité non égale à 1 en fonction de l'émissivité et pour deux températures de brillance indiquées en deux couleurs ; b) spectres d'émissivité de matériaux martiens mesurés par mini-TES à bord des MERs (basalte en bleu, poussière en rouge et matériau sombre en vert). La gamme de longueur d'onde de la thermopile A de GTS est indiquée en grisé. Figure modifiée d'après [Hamilton et al. \(2014b\)](#).

Les températures obtenues à partir de la thermopile A dans les données MODRDR sont des températures de brillance, c'est-à-dire des températures qui satisfont l'équation de Planck (éq. 2.3). La différence entre la température de brillance T_b et la température réelle (« kinetic » dans la littérature, soit cinétique ou thermodynamique) de la surface T_k est que l'émissivité de la surface (ϵ) est considérée comme étant égale à 1 pour toute la gamme de longueur d'onde de la thermopile (8-14 μm) dans le cas de T_b , soit $\sigma T_b^4 = \epsilon \sigma T_k^4$, σ est la constante de Stefan-Boltzmann d'où $T_b = \epsilon^{1/4} T_k$ (la température de brillance sous-estime toujours la température cinétique). La figure 2.21b montre des spectres d'émissivité à ces longueurs d'onde de quelques matériaux martiens, mesurés in situ par les robots Spirit et Opportunity (instrument mini-TES, version portable de TES) et la figure 2.21a montre l'impact de l'émissivité sur la température cinétique. On voit que les émissivités varient entre 0.92 et 1 entre 8 et 14 μm . L'émissivité moyenne des différents matériaux sur l'ensemble de la gamme spectrale ne varie pas beaucoup (entre 0.98 et 0.95 pour les trois matériaux). Pour des matériaux poussiéreux, T_k est sous-estimée de 1 à 2 K seulement selon la température et pour des matériaux sombres, sans poussières, la sous-estimation

peut atteindre 4 à 6 K selon la température. La cartographie du manteau de poussière depuis l'orbite (Ruff and Christensen, 2002; Ody et al., 2012) montre que les plaines du nord du cratère de Gale (dans lesquelles Curiosity a évolué durant les 450 premiers sols, voir section 4.1.1) sont couvertes de poussière de manière assez homogène, couvrant totalement les premières centaines de μm du régolith qui contrôlent l'émissivité. L'effet de l'émissivité sera donc systématique (bien que dépendant de la température) dans le jeu de données étudié (ce qui ne sera plus vrai lorsque le robot atteindra les sombres dunes de sable).

L'influence de ces sources d'incertitudes (principalement le MMRTG et l'émissivité de la surface) sur les résultats issus de l'analyse des données de GTS sera discutée au chapitre 4.

2.3 Autres jeux de données

On présente dans cette section plusieurs jeux de données auxquels l'étude des données OMEGA et REMS des chapitres suivant fait souvent référence, par comparaison avec nos résultats (c'est le cas des imageurs dans l'IR thermique, section 2.3.1) ou parce qu'ils sont nécessaires pour développer nos analyses (comme l'imagerie de contexte et l'altimétrie, section 2.3.2 et le suivi des aérosols, section 2.3.3).

2.3.1 Infrarouge thermique

L'instrument TES (pour « Thermal Emission Spectrometer ») était embarqué à bord de Mars Global Surveyor (MGS) qui a orbité autour de Mars de début 1998 à Novembre 2006. TES a trois détecteurs séparés : un spectromètre couvrant les longueurs d'ondes de 5.8 à 50 μm (en 143 bandes), un bolomètre visible-IR intégrant les luminances entre 0.3 et 2.9 μm et un bolomètre IR thermique intégrant les luminances entre 5.1 et 150 μm (Christensen et al., 1992, 2001). TES est une version évoluée des instruments IRTM (pour « InfraRed Thermal mapper »), embarqués sur les deux orbiteurs Viking (de 1976 à 1978 et 1980) et qui mesuraient la luminance énergétique de 6 à 35 μm en six bandes distinctes (Kieffer et al., 1972; Chase et al., 1978). La résolution spatiale des données TES est d'environ 3 km. Les données du spectromètre permettent d'étudier le spectre en émission de la surface qui est, au même titre que le spectre en réflectance, le reflet de sa composition. Les bolomètres fournissent une seule mesure qui est intégrée sur la gamme de longueur d'onde couverte. Le bolomètre visible-proche IR couvre l'essentiel du spectre solaire et permet ainsi de calculer l'albédo solaire de la surface, par comparaison avec la mesure bolométrique du flux solaire dans les mêmes longueurs d'ondes. Le bolomètre IR thermique permet lui de calculer une température de brillance. Les températures de la surface de Mars mesurées par TES (par le bolomètre IR thermique ou via les luminances enregistrées par le spectromètre, notamment à 20 μm) ont été utilisées pour produire des cartes d'inertie thermique de la surface (Mellon et al., 2000).

L'instrument THEMIS (pour « Thermal Emission Imaging System ») est embarqué à bord du satellite Mars Odyssey (ODY), en orbite autour de Mars depuis fin 2001 et toujours en opération. THEMIS mesure la luminance énergétique dans l'IR thermique (de 6.8 μm à 14.9 μm en neuf éléments) et dans le visible (de 0.42 à 0.86 μm en cinq éléments) Christensen et al. (2004). Le principal intérêt de THEMIS est sa résolution

spatiale : la planète entière a été observée à 100 m par pixel pour la partie IR, et plus de la moitié l'a été à 18 m par pixel pour la partie visible. La température de la surface peut être obtenue à partir des mesures dans l'IR thermique et a été utilisée pour calculer l'inertie thermique de la surface (Ferguson et al., 2006).

Les satellites MGS et ODY sont sur des orbites héliosynchrones autour de Mars (altitudes de ~380 km pour MGS et 400 km pour ODY). Cette caractéristique fait que TES et THEMIS observent la surface (au nadir) uniquement à deux heures locales : 2h et 14h pour MGS, 4h30 et 16h30 pour ODY. Mars Express étant sur une orbite très elliptique, les heures locales des observations d'OMEGA (dont la température de la surface) varient elles beaucoup. Les températures de surface et propriétés thermo-physiques des instruments présentés dans cette section sont comparées à celles d'OMEGA (TES, THEMIS et IRTM) dans le chapitre 3 et (pour THEMIS) dans le chapitre 4.

2.3.2 Imagerie de contexte et altimétrie

L'altimétrie de toute la surface de Mars (par rapport à un ellipsoïde de référence) est connue à une résolution de 128 pixels par degrés (~450 m par pixel) avec une précision verticale de 100 m grâce aux mesures de l'instrument MOLA (pour « Mars Orbiter Laser Altimeter »), un altimètre laser (actif) qui a observé Mars à bord de MGS (Smith et al., 2001). La topographie de la surface vue par le MOLA est montrée sur la figure 2.16.

Les caméras HRSC (pour « High Resolution Stereo Camera ») à bord de Mars Express, CTX (pour « Context Imager ») et HiRISE (pour « High Resolution Imaging Science Experiment ») à bord de Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) fournissent des images permettant de replacer les analyses des données OMEGA (notamment les détections de minéraux ou pour la morphologie sub-pixellaire de la surface) dans leur contexte géologique et géomorphologique. La résolution spatiale des images de ces instruments, illustrée sur la figure 2.22, est en effet bien supérieure à celle d'OMEGA. Ces images sont directement accessibles via le logiciel gratuit JMARS (pour « Java Mission-planning and Analysis for Remote Sensing »), un système géographique d'information (« GIS ») développé par l'université de l'Arizona.

Les images CTX sont monochromatiques, mais celles d'HiRISE et de HRSC sont (parfois partiellement) disponibles sous plusieurs filtres de longueur d'onde. J'ai participé durant ma thèse à la production de mosaïques globales d'images RGB de HRSC en fournissant à l'équipe de cet instrument des mosaïques globales de la réflectance de la surface observée par OMEGA dans les gammes de longueur d'onde de ces filtres, afin de permettre une meilleure correspondance entre les différentes images d'HRSC (McGuire et al., 2014). La mosaïque globale est accessible en ligne sur <http://maps.planet.fu-berlin.de/>.

2.3.3 Suivi des aérosols

L'atmosphère de Mars contient en permanence des petites poussières et des molécules de glace d'eau et de CO₂. Les poussières ont les mêmes caractéristiques spectrales que les régions claires de Mars et sont principalement composées de silicates, d'oxydes ferriques, de verres volcaniques plus ou moins chimiquement altérés, et plus généralement de n'importe quel élément de la surface réduit en poussière par l'érosion éolienne (par exemple :

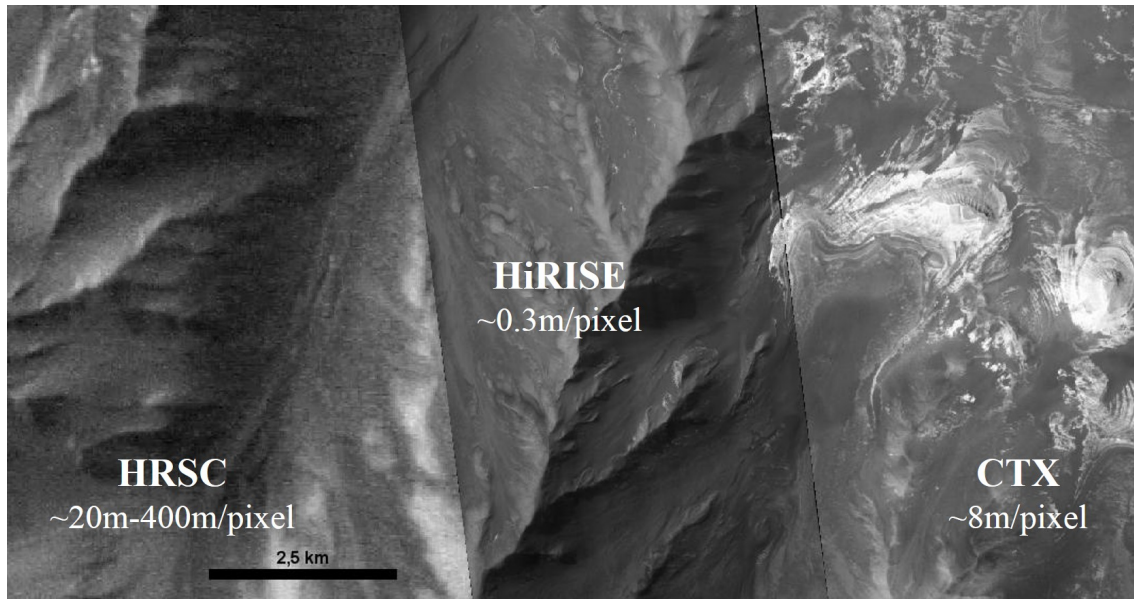


FIGURE 2.22 – Comparaison des résolutions spatiales des caméras HRSC, HiRISE et CTX. La région observée est Valles Marineris.

Clancy et al., 1995; Grassi and Formisano, 2000; Smith et al., 2000; Bell et al., 2000; Hamilton et al., 2005; Morris et al., 2006). On trouvera une discussion plus détaillée sur la composition des aérosols martiens dans la thèse de Mathieu Vincendon (Vincendon, 2008). Les matériaux les plus fins du régolite martien peuvent être soulevés et transportés dans l’atmosphère par des évènements allant de l’échelle très locale (comme les tourbillons de poussières observés par Spirit) à l’échelle globale. On montre deux exemples, vus depuis l’espace, sur la figure 2.23.

Les aérosols modifient le bilan d’énergie de la planète : plus l’atmosphère est chargée en aérosols, plus elle reflète vers la surface le rayonnement IR qui était destiné à l’espace et le rayonnement solaire destiné à la surface. Les périodes durant lesquelles l’atmosphère est chargée en aérosols sont ainsi des périodes où les variations de température à la surface sont moins importantes qu’en période claire. De plus, les aérosols diffusent le rayonnement infrarouge observé notamment par OMEGA. La caractérisation de leur influence fut l’objet d’une partie de la thèse de Mathieu Vincendon dans l’équipe (Vincendon, 2008; Vincendon et al., 2009). Connaître la quantité d’aérosols et son évolution est donc très important pour les études de la température et de la réflectance de la surface. On décrit ici les différents outils et travaux relatifs à ce sujet, depuis l’orbite et depuis la surface.

Les tempêtes de poussière sont discernables dans les longueurs d’ondes visibles. Les instruments MOC (« Mars Orbiter Camera ») et MARCI (« MARs Color Imager ») permettent des cartographies journalières quasiment globales à l’aide de leur grands angles : un exemple est montré sur la figure 2.23. Depuis fin novembre 2007, l’instrument MARCI produit des cartes globales hebdomadaires de la météo martienne, où l’on peut voir les tempêtes de poussière et les nuages. Ces cartes sont accessibles sur http://www.msss.com/msss_images/subj. A l’aide de ces instruments, des tempêtes locales (aire $< 1.6 \times 10^6$ km² et persistant moins de 3 sols) sont observées presque tous les jours sur Mars (Cantor et al., 2014). Les tempêtes régionales (plus grandes et plus persistantes) sont elles observées de 20 à 50 fois par

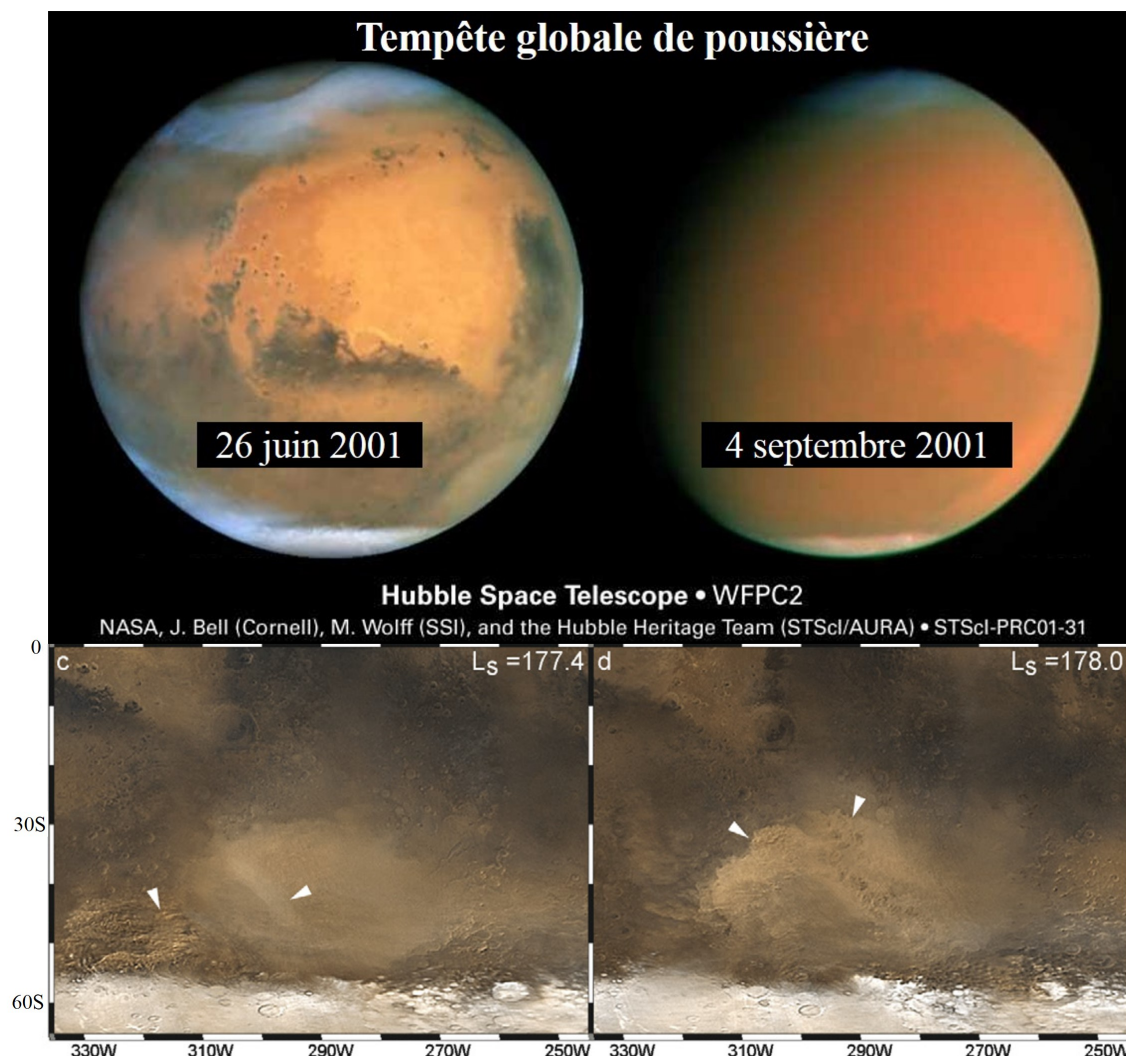


FIGURE 2.23 – En haut : tempête globale de poussière observée par le télescope spatial Hubble (dans le visible) en 2001. L’atmosphère de Mars est claire le 26 juin et on voit bien la surface. Le 4 Septembre, les contrastes de la surface sont à peine distinguables (image NASA). En bas : tempêtes locales de poussière dans la région de Hellas observées avec MOC en 2001. Figure modifiée depuis [Cantor \(2007\)](#).

année martienne. Des tempêtes globales ont été observées par deux fois lors des missions Viking, puis une fois en 2001 et une fois en 2007. La distribution spatio-temporelle des tempêtes observées grâce à MOC et MARCI et compilées par [Cantor et al. \(2014\)](#) est montrée sur la figure 2.24. Les tempêtes régionales se forment principalement dans trois régions : autour des pôles et dans Acidalia Planitia ([Cantor, 2007](#); [Cantor et al., 2010, 2014](#)). Elles se déplacent ensuite selon des chemins assez réguliers et peuvent fusionner avant finalement de perdre en intensité de manière diffuse. Il est également possible de suivre la distribution des aérosols dans l’atmosphère par leur effet thermique. [Kass et al. \(2014\)](#) utilise les températures atmosphériques mesurées par TES pour suivre l’évolution des poussières soulevées. Leur devenir après dissipation des fronts visibles des tempêtes confirme le caractère diffusif (jusqu’à homogénéisation sur le globe entier) de la quantité d’aérosols dans l’atmosphère.

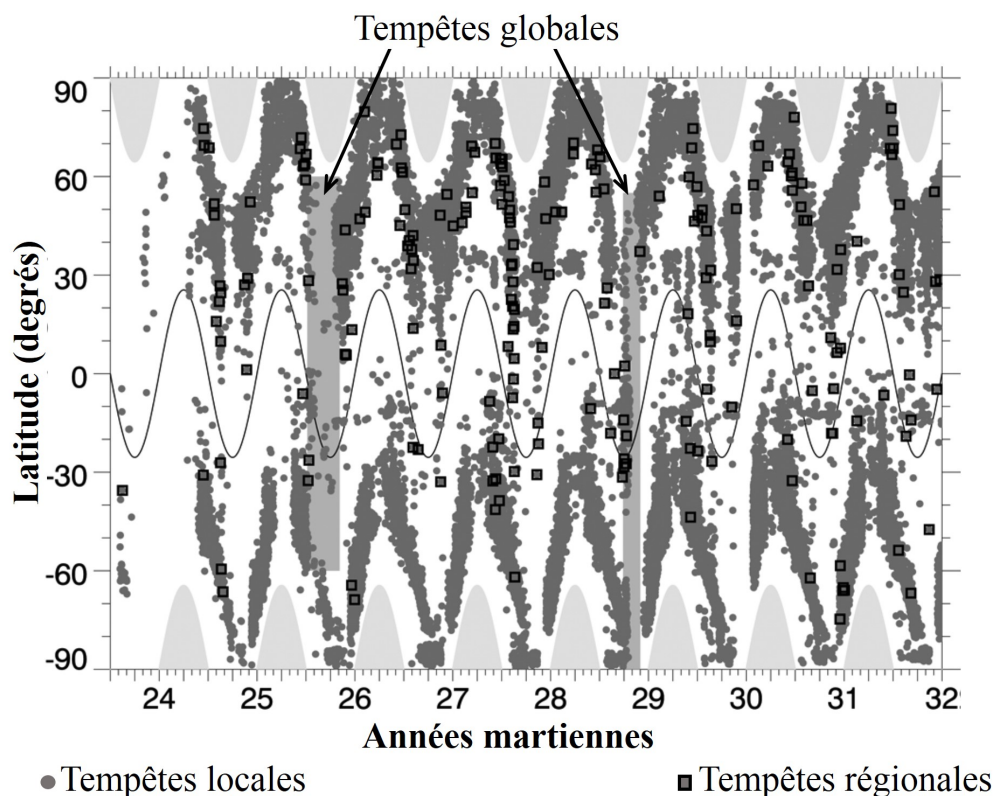


FIGURE 2.24 – Evolution de la distribution en fonction de la latitude des tempêtes de poussières locales, régionales et globales observées par les instruments MOC et MARCI. Cette figure est modifiée depuis [Cantor et al. \(2014\)](#).

Dans les observations hyperspectrales IR comme les données OMEGA, les aérosols sont responsables d'une pente dans l'IR (montré sur la figure 2.25). Cette pente est causée par la diffusion de la lumière par les particules en suspension et la valeur de la pente dépend donc de la taille des aérosols ([Vincendon et al., 2009](#); [Vincendon and Langevin, 2010](#)). Des tempêtes de poussières (locales et globales) ont déjà été observées par OMEGA (par exemple [Vincendon, 2008](#) et [Määttänen et al., 2009](#)) et la quantité d'aérosols peut être mesurée par les spectromètres dans l'IR thermique (comme TES et THEMIS) à l'aide de la forte absorption des silicates autour de $13 \mu\text{m}$. Les imageurs hyperspectraux ne permettent pas d'effectuer un suivi efficace de l'évolution de l'opacité optique en raison de leur trop faible couverture spatio-temporelle (encore plus critique pour CRISM, comparé à MARCI, MOC, THEMIS et TES, tous sur des orbites héliosynchrones). Ils permettent cependant d'étudier en détail les propriétés photométriques et physiques des aérosols comme leur taille et leur albédo de simple diffusion, paramètres essentiels pour les bilans d'énergie et la correction de leur contribution diffuse dans les spectres OMEGA ([Vincendon et al., 2009](#); [Wolff et al., 2009](#); [Määttänen et al., 2009](#)). La quantité d'aérosols peut être mesurée par les spectromètres dans l'IR thermique (comme TES et THEMIS) à l'aide de la forte absorption des silicates autour de $13 \mu\text{m}$.

Les mesures les plus directes d'opacité optiques sont réalisées depuis la surface par occultation solaire : une caméra (typiquement les MASTCAM à bord des MER et de

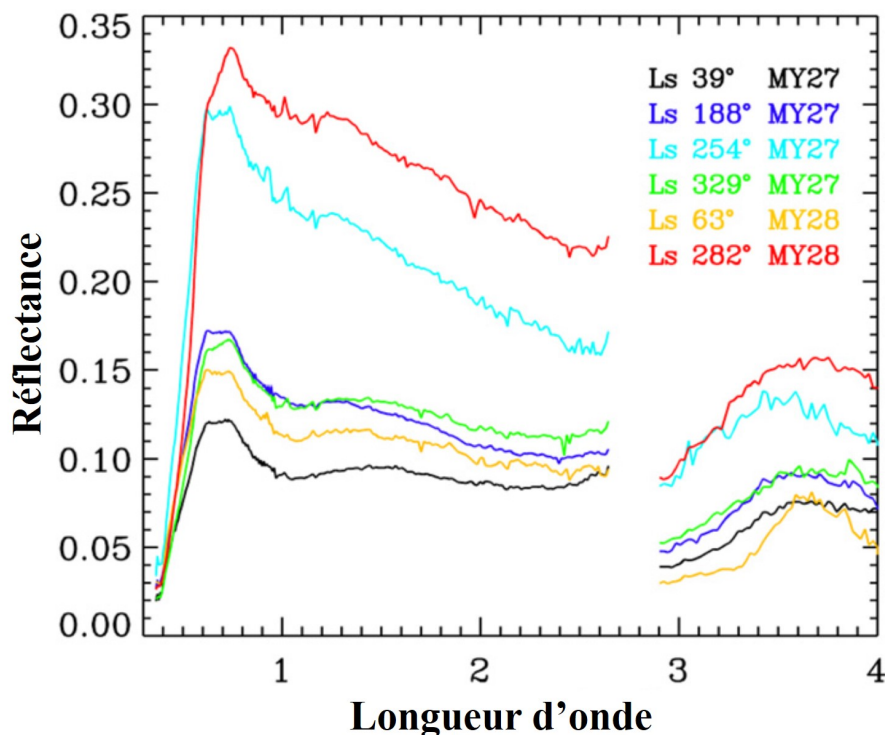


FIGURE 2.25 – Spectres de réflectance OMEGA de Syrtis Major mesurés avec différentes opacités optiques de l'atmosphère. Le contenu en aérosols de l'atmosphère augmente de la courbe noire (ciel clair) à la courbe rouge (ciel très chargé en aérosols). La pente spectrale est causée par la diffusion du rayonnement par les aérosols et les bandes d'absorptions caractéristiques des matériaux de la surface (comme le pyroxène autour de 1 μm) disparaissent progressivement. Figure modifiée depuis [Vincendon et al. \(2009\)](#).

MSL) observe le soleil chaque jour (ou chaque degré de longitude solaire) et la variation du niveau absolu la radiance donne une très bonne estimation de l'opacité optique de l'atmosphère (selon la loi de Beer-Lambert). Ces valeurs d'opacité optiques comprennent cependant également la contribution d'éventuels nuages de glace d'eau ([Lemmon et al., 2014](#)). Le jeu de données le plus complet réalisé avec cette méthode est celui constitué par les MER Spirit et Opportunity, en raison de la longévité de ces missions (presque 8 années martiennes). Les opacités optiques mesurées par les MER sont visibles sur la figure 3.11 ([Lemmon et al., 2014](#)). On voit que les deux MER, espacés de 180° de longitude et de 10° de latitude (cf figure 2.16) ont mesurés des variations temporelles de l'opacité optique très semblables (à 20 % près), ce qui corrobore la diffusion des aérosols soulevés et transportés par les tempêtes régionales à l'ensemble de l'atmosphère après la fin de ces événements.

[Montabone et al. \(2014\)](#) ont construit des cartes en trois dimensions (latitude, longitude, longitude solaire) de l'opacité optique de l'atmosphère en fusionnant les données orbitales des instruments mentionnés ci-dessus (TES, THEMIS et MCS). De manière générale, les opacités optiques dérivées de l'IR thermique ont un écart systématique avec celles dérivées du visible, notamment car les variations de la taille des aérosols sont mal contraintes et contrôlent le facteur d'extinction (la pente spectrale) des aérosols entre le visible et les longueurs d'ondes thermiques. Les cartes 3D sont disponibles à plusieurs ré-

solutions temporelles selon la précision recherchée, ce qui est particulièrement adapté au traitement du jeu de donnée massif OMEGA. Durant les travaux présentés dans les chapitres 3 et 4, nous avons utilisé en tandem ces cartes et les scénarios issus des mesures des MER pour en estimer la fiabilité. Leur développement se poursuit encore actuellement.

2.4 Bilan

Les principales sources de données utilisées durant cette thèse ont été présentées dans ce chapitre. Les températures dérivées des données OMEGA (mesures ponctuelles sur ~ 1 km²) détiennent beaucoup d'informations sur la surface et sont analysées dans le chapitre 3. Les données GTS de REMS, à l'opposé du spectre spatio-temporel (mesures sur 100 m² à 1 Hz), sont elles analysées et comparées aux données orbitales dans le chapitre 4. Enfin, les informations contenues dans les spectres de réflectance OMEGA relatives à l'hydratation de la surface sont analysées et comparées aux résultats fournis par les différentes missions orbitales et in situ dans la chapitre 5.

Chapitre 3

Propriétés thermo-physiques de la surface

Introduction

Comme sur Terre, la température de la surface de Mars est contrôlée par les conditions d'ensoleillement (l'heure et la saison) et est modulée par le type de matériau présent à la surface. Des matériaux sableux ou rocheux, d'inertie thermique différente, ne se réchauffent et ne se refroidissent pas à la même vitesse. Si la composante temporelle est prise en compte au moyen d'un modèle climatique, une mesure de température de la surface nous renseigne donc sur les propriétés thermo-physiques du régolite, reflet de son histoire : le type de matériaux qui le compose, les assemblages, l'état érosif.

Dans ce chapitre, nous utilisons un modèle climatique (décrit en section 3.1) pour caractériser thermo-physiquement un matériau à partir d'une mesure de température à un moment donné (section 3.2). Cette méthode est ensuite appliquée aux mesures de températures effectuées par l'instrument OMEGA en orbite autour de Mars (section 3.3) puis ces résultats sont finalement discutés à la lumière d'autres paramètres physiques (section 3.4).

3.1 Temperature de la surface de Mars

3.1.1 Modélisation

J'ai utilisé pour mes travaux de thèse un outil développé par une collaboration de chercheurs du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) et de l'université d'Oxford. Cet outil consiste en une suite logicielle écrite en langage FORTRAN[®] et permet la simulation numérique des processus climatiques martiens, notamment de l'évolution de la température de la surface. Il s'agit d'un modèle climatique à une dimension (la dimension temporelle), dérivé du modèle climatique global à trois dimensions dont le cœur est décrit dans Forget et al. (1999), avec la particularité d'être beaucoup moins demandeur en temps de calcul. La diversité de la surface martienne est représentée dans le modèle par plusieurs paramètres qu'il convient de fixer afin que la simulation soit la plus réaliste possible. Dès lors que les paramètres de la simulation sont bien choisis, c'est un outil qui permet une comparaison adéquate avec des données kilométriques comme celles de

l'instrument OMEGA. Le passage du modèle global en trois dimension au modèle à une dimension a été effectué avant le début de cette thèse par Ehouarn Millour, ingénieur de recherche au LMD.

Dans cette section, la physique contenue dans ce modèle est rapidement décrite, plusieurs concepts importants pour notre étude sont introduits puis les performances des simulations de la température de surface sont présentées.

3.1.1.1 Description

La surface de Mars échange radiativement de l'énergie avec l'atmosphère et est également à l'interface avec un système de conduction de la chaleur depuis ou vers le sous-sol. Comme tout système physique, la surface de Mars tend vers l'équilibre thermique entre ces deux régimes d'échange d'énergie. Le modèle utilisé reproduit ces conditions d'équilibre dynamique sous l'effet du forçage solaire en simulant les processus suivants :

- transfert radiatif à travers le CO₂ atmosphérique, discrétisé en cinq fenêtres (0.1 - 0.5 μm ; 0.5 - 5 μm ; 5 - 11.5 μm ; 11.5 - 20 μm ; 20 - 100 μm)
- transfert radiatif et diffusion du rayonnement solaire par les aérosols en suspension dans l'atmosphère
- chauffage de la surface par le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge (« effet de serre »)
- turbulences et convections dans les basses couches de l'atmosphère qui impactent les échanges de chaleur entre la surface et l'atmosphère
- conduction de la chaleur depuis la surface vers le sous-sol (ou vice-versa)
- flux tellurique IR de la surface vers l'atmosphère
- flux de chaleur latente dû aux phénomènes de condensation et de sublimation du dioxyde de carbone et de l'eau.
- réverbération du rayonnement pour les terrains pentus ([Spiga and Forget, 2008](#))

Le modèle simule l'évolution des variables climatiques comme la température de la surface pour un point en calculant à chaque pas de temps les échanges entre les différentes couches de l'atmosphère (jusqu'à 80 km) et du sous-sol. Le pas de temps est de une demie-heure martienne. Sur Mars, la pression atmosphérique varie de manière saisonnière (environ 20% de l'atmosphère martienne condense aux hautes latitude durant le long hiver de l'hémisphère nord) et journalièrement sur Mars. Elle est calculée à chaque pas de temps de la simulation avec le prédicteur de pression (décrit dans [Forget et al. \(2007\)](#) et [Spiga et al. \(2007\)](#)) qui utilise les mesures de topographie MOLA, les mesures de pression in situ de l'atterrisseur Viking 1 et des cartes de vents et de structure thermique de l'atmosphère calculées par la version 3D du modèle. On note que le modèle considère que le flux de chaleur venant de l'intérieur de Mars est nul.

Le modèle lit à chaque appel un fichier texte contenant les valeurs des paramètres spécifiques à chaque simulation. L'utilisateur peut ainsi aisément modifier :

- les propriétés thermo-physiques : albédo et inertie thermique
- la pente locale et son orientation
- le scénario annuel de quantité de poussière dans l'atmosphère (opacité optique visible en fonction de la longitude solaire)
- la date du début et la durée de la simulation
- la latitude et la longitude

Si le choix des paramètres est réaliste ou s'ils sont mesurés indépendamment, le modèle permet de simuler le comportement thermique spécifique d'un endroit à la surface de Mars. Le choix des valeurs de ces paramètres est abordé en section 3.1.2.

Profondeur de pénétration de l'onde thermique La pénétration de l'onde thermique saisonnière détermine sur Terre ce que l'on appelle la « profondeur de cave », c'est à dire la profondeur à laquelle on doit creuser dans un terrain donné pour que la température y reste constante toute l'année. La profondeur de pénétration de l'onde thermique journalière (appelée aussi « diurne », par un abus de langage très répandu dans la littérature scientifique) est elle plus faible. Les matériaux présents entre la surface et la profondeur à laquelle la température ne varie pas selon le cycle considéré influent naturellement sur la température de la surface : ils stockent de la chaleur durant le jour et en relâchent la nuit, via la surface. Un matériau de forte inertie thermique (comme un rocher) mettra plus de temps à chauffer puis à restituer sa chaleur qu'un matériau de faible inertie comme du sable. On définit la « profondeur de peau », notée δ , comme étant la profondeur à laquelle l'amplitude de l'onde thermique est divisée par e (≈ 2.7). Par exemple, si la surface subit une variation de température de 100 K durant un sol, à la profondeur δ_{diurne} , la température ne variera que de 37 K environ et à trois fois cette profondeur, la température ne variera plus que de 0.5 K. L'expression de la profondeur de peau est donnée par l'équation 3.1 avec, en unités S.I., I l'inertie thermique, ρ la masse volumique, c la capacité calorifique et P la durée de la période. Les profondeurs calculées avec cette expression sont montrées en figure 3.1.

$$\delta = \frac{I}{\rho c} \sqrt{\frac{P}{\pi}} \quad (3.1)$$

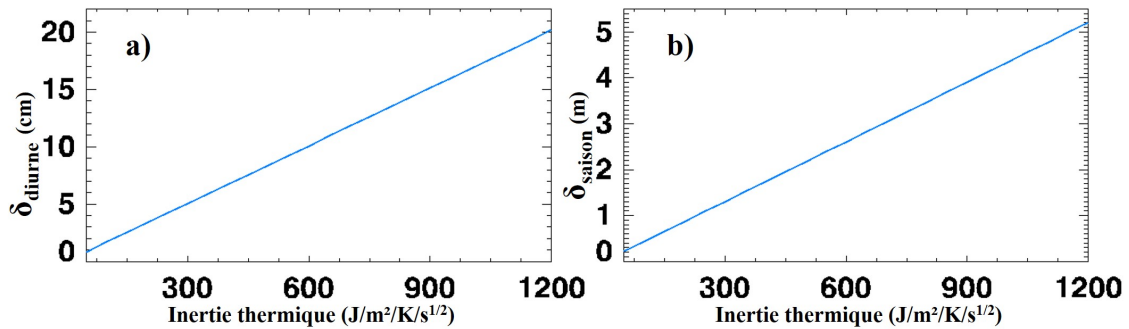


FIGURE 3.1 – Profondeur de peau en fonction de l'inertie thermique pour des ondes thermiques de périodes : a) un sol ; b) une année martienne. L'axe des ordonnées est libellé en mètre pour l'onde annuelle et en centimètre pour l'onde journalière.

Afin de résoudre les variations de température à toutes les profondeurs nécessaires, le sous-sol est discrétisé en 18 couches dans le modèle. Les profondeurs z_k des milieux de ces couches sont données par la loi de puissance $z_k = z_1 \times 2^{k-1}$, allant de $z_1 = 2.10^{-4}$ à $z_{18} = 26m$, ce qui couvre amplement $3 \times \delta$ avec les δ lisibles sur la figure 3.1.

3.1.1.2 Validation du modèle

La version du modèle utilisée a été comparée à plusieurs mesures de températures de la surface de Mars par [Millour et al. \(2011\)](#). Ces comparaisons sont présentées ici et nous les enrichissons avec les données d'OMEGA dans la section 3.3.2 puis avec les données de REMS dans le chapitre 4.

Compaïson avec TES Comme expliqué dans la section 2.3.1, l'instrument Thermal Emission Spectrometer (TES) a mesuré la température de la surface de Mars durant plus de trois années martiennes. L'orbite géosynchrone de Mars Global Surveyor (MGS) fait qu'il observe la surface à deux heures locales, 2 :00 et 14 :00. La figure 3.2 montre une comparaison des températures de TES avec celles simulées par le modèle, simulées en utilisant les valeurs d'inertie thermique et d'albédo globalement par TES ([Putzig and Mellon, 2007a](#)). L'accord est globalement bon, les températures simulées étant en moyenne 1.32 K (respectivement 1.95 K) plus chaudes que celles mesurées par TES à 2 :00 (respectivement 14 :00), avec une déviation standard de 5.1 K (respectivement 3.4 K). La distribution spatiales des différences ne révèle pas de biais systématique selon les types de surfaces. [Millour et al. \(2011\)](#) utilise l'opacité optique mesurée par TES dans l'IR thermique ([Smith, 2004](#)) et la transforme en opacité optique visible avec un facteur d'extinction (le ratio opacité mesurée dans le visible sur opacité mesurée dans l'IR) égal à 2. Les différences pourraient venir de variations spatiales et temporelles de la taille des aérosols, donc du facteur d'extinction alors que celui utilisé est constant. Les différences sont plus importantes pour les hautes latitudes ($> 50^\circ$) en raison de différences entre les dépôts de neige de CO_2 observés et modélisés. De même, l'accord se dégrade fortement entre les simulations et les mesures lors de la tempête globale de poussière de l'année 25, probablement en raison d'une importante pollution des températures de TES par la grande quantité d'aérosols et par une paramétrisation inadéquate de l'opacité optique visible dans le modèle.

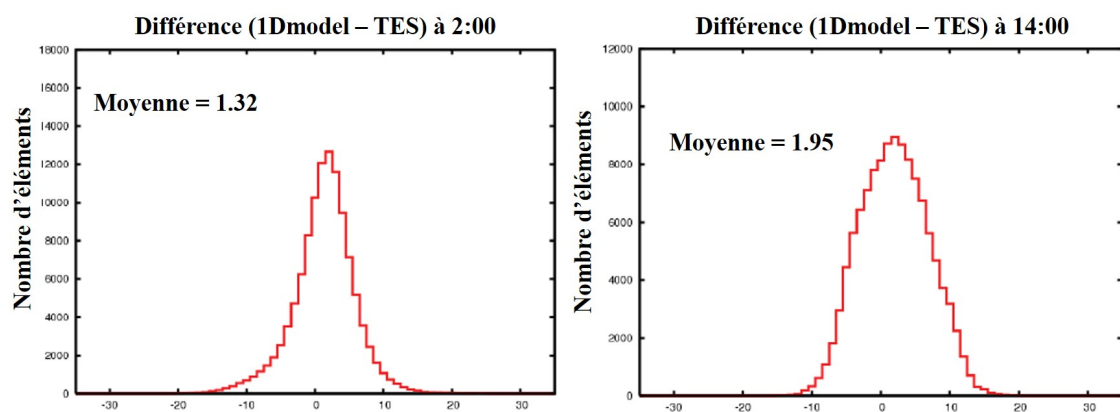


FIGURE 3.2 – Histogrammes de comparaison des températures de surface simulées par le modèle avec celles mesurées par TES durant les années martiennes 24 et 25. La tempête globale de l'année 25 en est exclue ainsi que les latitudes supérieures à 50° . Figure modifiée depuis [Millour et al. \(2011\)](#).

Comparaison avec des données in situ Millour et al. (2011) ont comparé les températures simulées par le modèle à celles mesurées par trois robots sur la surface de Mars (Pathfinder, Phoenix et Opportunity). Ces comparaisons sont montrées en figure 3.3. Certains paramètres comme l'albédo sont bien connus aux endroits où les robots se sont posés et ces valeurs ont alors été utilisées pour les simulations de température. En considérant le simple schéma à une dimension du modèle et la complexité réelle des surfaces, l'accord entre les différentes sorties du modèle et les données in situ est globalement bon : les cycles diurnes sont déjà bien reproduits. Une étude plus poussée des différences entre températures simulées et températures mesurées in situ est effectuée au chapitre 4 avec les données quasiment continues de l'instrument REMS à bord de Curiosity.

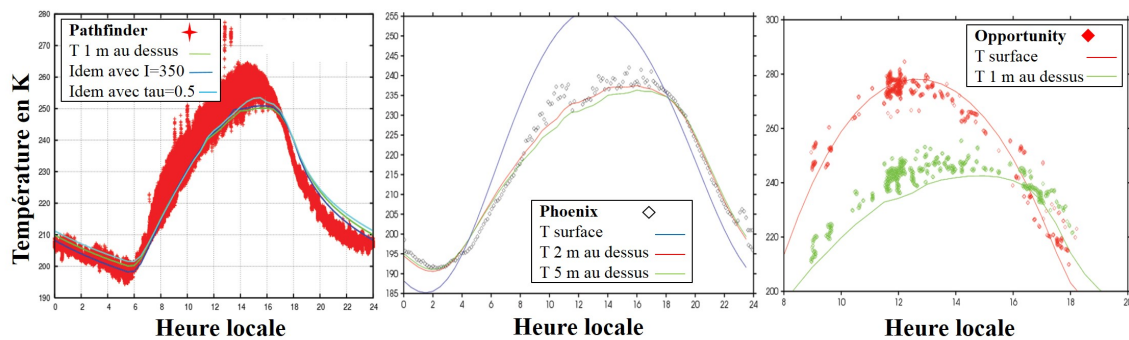


FIGURE 3.3 – Comparaison des températures simulées par le modèles avec les mesures effectuée par Pathfinder (à gauche), Phoenix (au centre) et Opportunity (à droite). Les trois diagrammes représentent l'évolution de la température en fonction de l'heure locale. Dans le cas de Pathfinder, les mesures du robot couvrent plusieurs sols sur une période de 30° de longitude solaire. Les mesures des robots sont effectuées à 1 m de la surface sauf pour Opportunity où des températures de la surface ont également été mesurées. Les lignes solides représentent les sorties du modèle 1D. Différentes sorties du modèle sont représentées en différentes couleurs comme indiqué dans les cartouches pour illustrer la variabilité du modèle vis-à-vis de la valeur exacte de l'inertie thermique et de l'opacité optique notamment. Figure modifiée depuis Millour et al. (2011).

3.1.2 Choix des paramètres

On aborde ici le choix et le calcul des paramètres présentés dans la section précédentes. Les incertitudes associées sont quantifiées ou évaluées dans la section 3.2.4

3.1.2.1 Propriétés thermo-physiques

Les propriétés thermo-physiques, albédo et inertie thermique, caractérisent plus que tout autre paramètre le comportement thermique d'une surface sur Mars. L'albédo est le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie reçue par une surface. C'est donc une variable sans dimension représentant la quantité d'énergie disponible pour le chauffage du matériau. Un matériau « sombre » a un albédo faible et, pour la même quantité d'énergie reçue, est plus chaud qu'un matériau « clair » d'albédo élevé. L'inertie thermique I est définie pour un matériau comme $I = \sqrt{k\rho c}$, avec k la conductivité thermique en $J.s^{-1}.m^{-1}.K^{-1}$,

ρ la masse volumique en $kg.m^{-3}$ et c la capacité calorifique en $J.kg^{-1}K^{-1}$. Avec les unités du système international, l'inertie thermique est donc exprimée en $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ et représente ainsi la vélocité d'une onde thermique à travers une « masse thermique » : un matériau répond d'autant plus lentement aux changements de température que son inertie thermique est grande. L'influence des propriétés thermo-physiques sur les variations diurnes de la température de surface de Mars est montrée en figure 3.4. L'effet de ces paramètres sur le cycle saisonnier est similaire : un matériau de plus grande inertie thermique verra sa température moins varier au cours de l'année qu'un matériau d'inertie plus faible et un matériau sombre sera plus chaud tout au long de l'année qu'un matériau plus clair. Sur Mars, la densité et la capacité calorifique des matériaux varient d'un facteur 4 au maximum alors que la conductivité thermique peut varier de plusieurs magnitudes (Jakosky, 1986; Presley and Christensen, 1997b,c). En pratique, le modèle fixe la capacité thermique volumétrique (le produit ρc) à un million de $J.K^{-1}.m^{-3}$. Le code calcule alors la conductivité thermique pour que l'inertie thermique soit égale à la valeur entrée par l'utilisateur.

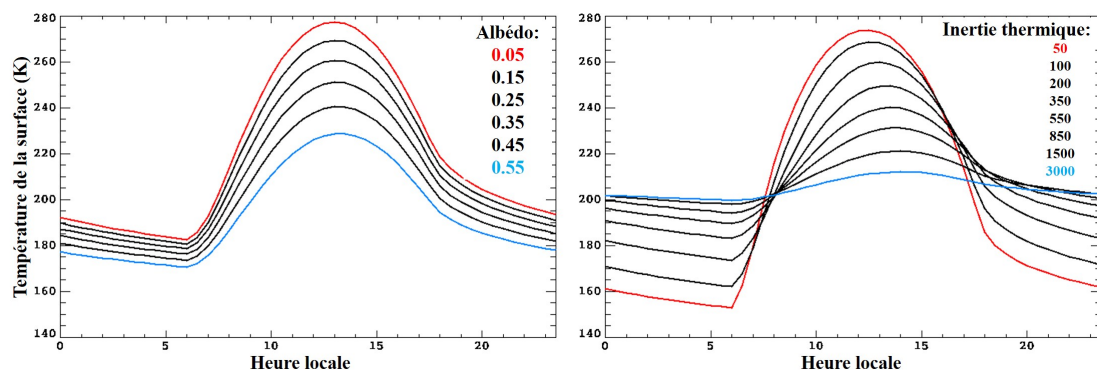


FIGURE 3.4 – Simulations de la température de surface de Mars en fonction de l'heure locale. Tous les paramètres du modèle sont laissés à la même valeur sauf l'albédo (graphique de gauche où l'inertie thermique est égale à $250 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$) et l'inertie thermique en $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ (graphique de droite, où l'albédo vaut 0.3). Les matériaux sombres sont toujours plus chauds que les matériaux clairs et l'amplitude diurne et saisonnière des variations de températures est d'autant plus faible que l'inertie thermique est élevée. De plus, le maximum de température est décalé vers le soir quand l'inertie thermique augmente.

Inertie thermique Pour un agrégat de matériaux tel que la surface de Mars, l'inertie thermique est un paramètre d'ensemble auquel toutes les composantes du régolite contribuent. Le mélange peut être très hétérogène selon l'échelle spatiale : des rochers peuvent être mélangés à des matériaux plus poreux, voire à des agrégats particuliers, et les pores peuvent être cimentés ou remplis par du gaz atmosphérique. Toutes ces composantes ont des valeurs de conductivité thermique volumétrique (le produit ρk) très différentes. Cette complexité thermo-physique du régolite martien est illustrée en figure 3.5. Les facteurs dominant l'inertie thermique de l'ensemble seront les composantes de conductivité thermique volumétriques les plus extrêmes : le gaz atmosphérique et la phase solide. Aux pressions martiennes, le chemin moyen des molécules du gaz atmosphérique varie de 3 à

environ $40 \mu\text{m}$ dans la gamme de variation de la pression et de la température de surface (Presley and Christensen, 1997a). Les collisions entre les particules de gaz deviennent moins fréquentes lorsque la taille des pores est comparable ou plus grande que le chemin moyen (lorsque les particules sont grandes), ce qui diminue l'efficacité du transport de chaleur dans les pores. Dans le cas d'un sol particulière (ce qui est fréquent sur Mars), la taille des grains contrôle le volume de vide pouvant être rempli par du gaz ou du ciment aux conductivités thermiques très contrastées, et contrôle également l'efficacité du transport de chaleur par la phase gazeuse. C'est pourquoi on lit souvent dans la littérature scientifique que le facteur dominant l'inertie thermique sur Mars est la taille des grains (par exemple Presley and Christensen, 1997a). Plusieurs études ont relié empiriquement la conductivité thermique d'un régolite à une taille de grain effective (c'est-à-dire la taille des grains équivalente qu'aurait l'ensemble s'il était homogène). Une de ces expressions couramment utilisée est celle construite par Presley and Christensen (1997c) et est donnée en équation 3.2 avec $C = 0.0015$, $K \approx 8.1 \times 10^4 \text{ torr}$, d le diamètre effectif des particules en μm , P la pression atmosphérique en torr, et k la conductivité thermique en $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ($1 \text{ torr} \approx 133.3 \text{ Pa}$). Cette relation n'est validée expérimentalement que pour des particules sphériques et pour des inerties thermiques inférieures à $350 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$, ce qui correspond à une taille de grains maximale de 1.2 mm environ (en considérant la capacité thermique volumétrique égale à un million de $\text{J.K}^{-1}.\text{m}^{-3}$). D'autres relations donnant des résultats proches existent et sont par exemple comparées dans Piqueux and Christensen (2011).

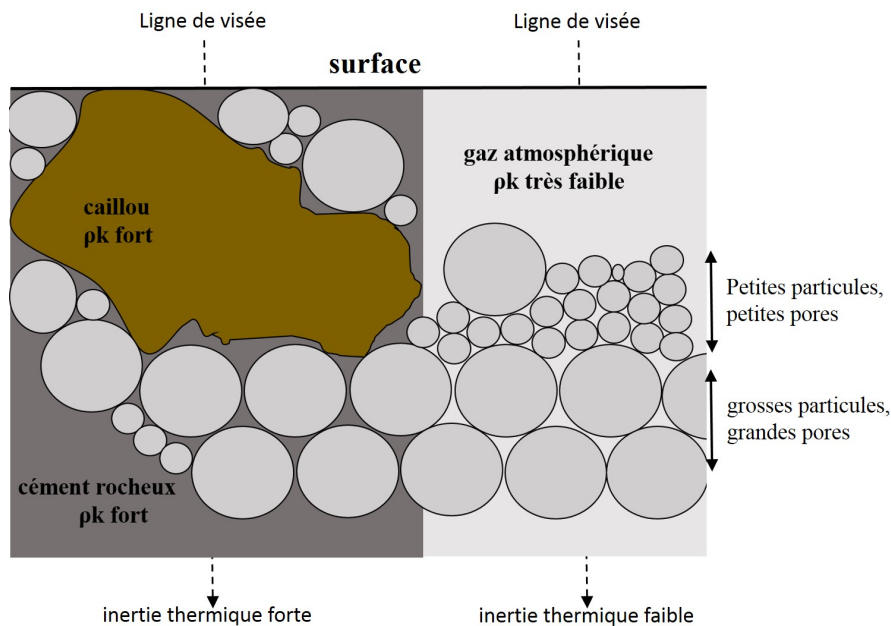


FIGURE 3.5 – Schéma illustrant les différentes possibilités d'assemblage thermo-physique du régolite martien. Toutes les composantes contribuent à la valeur d'ensemble d'inertie thermique qui est observée.

$$k = C P^{0.6} d^{-0.11 \log(P/K)} \quad (3.2)$$

La température de la surface de Mars varie très peu au delà de $1200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$

(cf figure 3.4), si bien que $1200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ est considéré comme une limite définissant les matériaux « rocheux » dans beaucoup d'études thermiques de la surface de Mars (par exemple Nowicki and Christensen, 2007; Edwards et al., 2009). Cette propriété est visible sur la figure 3.4 où différence de température en journée entre les courbes d'inertie thermique 1500 et 3000 $\text{J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ ne dépasse pas 10 K pour 1500 unités d'inertie thermique d'écart (alors que les incertitudes sur les températures mesurées et modélisées ne diminuent pas pour autant). $1200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ sera donc considéré comme la limite supérieure des valeurs d'inertie thermique dans notre étude.

Au début de cette thèse, plusieurs cartes d'inertie thermique de la surface de Mars avaient déjà été publiées, toutes construites à partir d'instruments de la NASA : celle des deux instruments IRTM (Infra Red Thermal Mappers) à bord des missions Viking, d'une résolution de 0.5 ppd (pixel par degré de longitude et latitude) (Kieffer et al., 1976; Palluconi and Kieffer, 1981) ; celle issue des mesures de l'instrument TES (Thermal Emission Spectrometer) à bord de la mission Mars Global Surveyor, d'une résolution de 20 ppd (Mellon et al., 2000; Putzig and Mellon, 2007a) ; celle construite à partir des mesures de l'instrument THEMIS (Thermal Emission Imaging System), d'une résolution de 2 ppd (Ferguson et al., 2006). Les méthodes et les principaux résultats de ces études sont abordés plus loin dans ce chapitre, en comparaison du travail effectué durant cette thèse.

Albédo Comme vu sur la figure 3.4, l'albédo joue un rôle très important vis-à-vis de la température de la surface de Mars. Il convient donc de le calculer avec la plus grande précision, ce qui est possible à l'aide des données d'OMEGA. OMEGA mesure l'énergie réfléchie et émise par la surface entre $0.43 \mu\text{m}$ (premier spectel fiable de la voie visible) et $5 \mu\text{m}$. L'albédo demandé par le modèle climatique représente la fraction d'énergie totale réfléchie par la surface, soit la moyenne des réflectances de la surface pondérées par la luminance énergétique spectrale émise par le soleil aux mêmes longueurs d'ondes. La figure 3.6 présente la luminance énergétique spectrale du soleil et l'importance relative de différents intervalles de longueur d'onde.

On voit sur la figure 3.6 que 11.5 % de la puissance solaire est comprise entre $0.25 \mu\text{m}$ et $0.43 \mu\text{m}$. Pour ne pas négliger ces 11.5 % et calculer un albédo précis, nous avons utilisé les mesures réalisées par l'instrument Space Telescope Imaging Spectrograph (STIS) à bord du Hubble Space Telescope (HST) dans l'ultra-violet (UV) (Bell and Ansty, 2007). La réflectance de la surface de Mars dans le visible et l'UV est dominée par la signature spectrale des oxydes ferriques qui donnent à Mars sa couleur rouge. L'absorption par les oxydes ferriques est maximale dans l'UV, provoquant des réflectance très basses pour toute la planète, ce qui justifie l'utilisation de références dans l'UV de bien moindre résolution spatiale que les données OMEGA. Nous avons utilisé les courbes présentées en figure 3.7 pour étendre la réflectance mesurée par OMEGA à $0.43 \mu\text{m}$ jusqu'à $0.25 \mu\text{m}$. Ces quatre courbes représentatives de la diversité martienne dans l'UV ont été enregistrées au format numérique. L'algorithme développé durant cette thèse compare la valeur mesurée par OMEGA à $0.43 \mu\text{m}$ à celles des quatre courbes. Les valeurs de réflectances entre 0.25 et $0.43 \mu\text{m}$ sont ensuite extrapolées de celles des quatre courbes à partir de cette comparaison.

Les spectels d'OMEGA entre $0.95 \mu\text{m}$ et $1.08 \mu\text{m}$ sont moins fiables (bien plus bruités, Carrozzo et al., 2012), c'est pourquoi la valeur de réflectance pour la région autour de $1 \mu\text{m}$ visible dans la figure 3.6 est prise comme étant la moyenne des réflectances mesu-

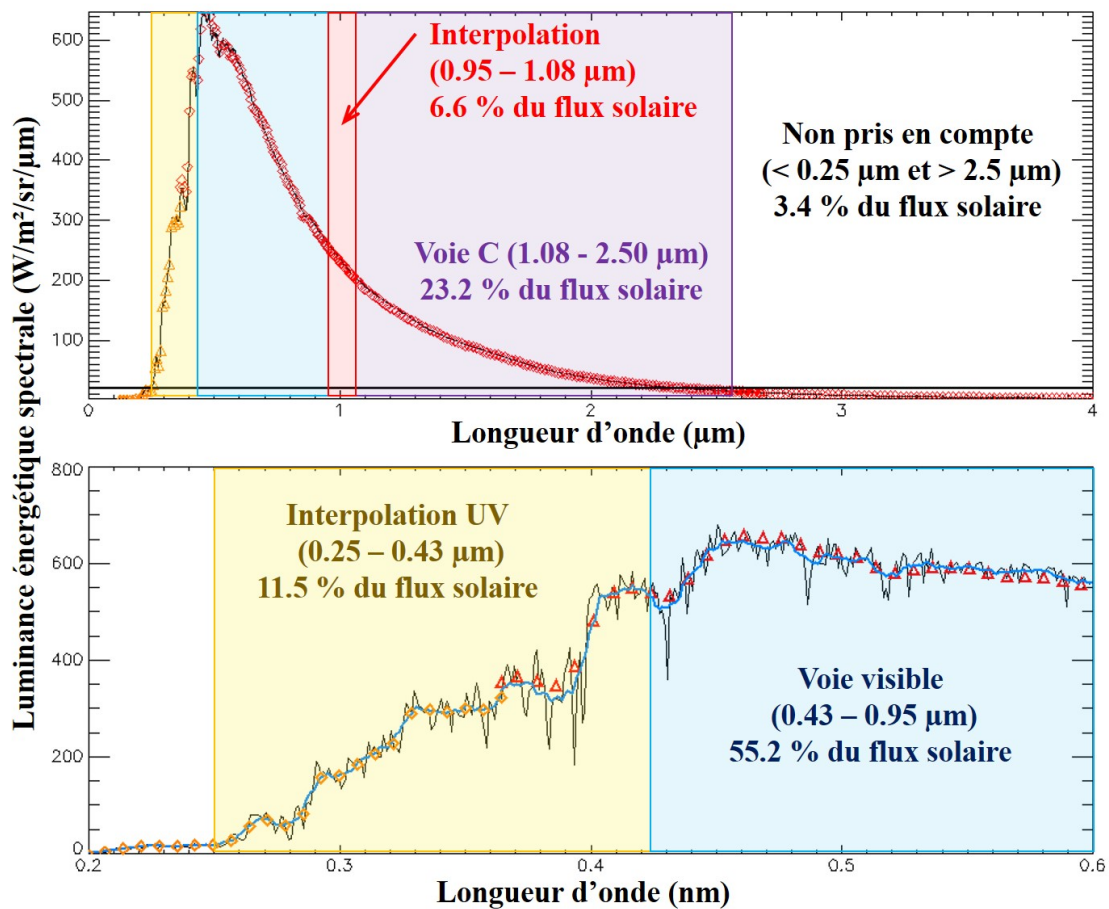


FIGURE 3.6 – Luminance énergétique spectrale du soleil à une unité astronomique. Les triangles rouges indiquent le spectre solaire utilisé dans la réduction des données d’OMEGA. La courbe noire, de résolution spectrale supérieure, est la luminance énergétique spectrale du soleil de référence, publiée par Fröhlich and Lean (2004). La courbe bleue est la courbe noire lissée. Les losanges oranges indiquent les luminance énergétiques spectrales des points utilisés dans l’UV.

rées à 0.95 et à 1.08 μm . La gamme de longueur d’onde 0.45 - 0.95 μm est couverte par la voie visible d’OMEGA avec des spectels fiables, et celle allant de 1.08 à 2.5 μm par la voie C d’OMEGA. Seule l’énergie réfléchi aux longueurs d’ondes inférieures à 0.25 μm et supérieures à 2.5 μm est négligée, ce qui représente 3.4 % de la luminance énergétique du soleil. En résumé (voir section 2.1.3.1), les spectres d’OMEGA sont corrigés de l’atténuation atmosphérique et de la contribution diffusive des aérosols. Les valeurs de luminance énergétique spectrale sont ensuite converties en réflectances puis sont étendues dans l’UV à partir de la valeur à 0.43 μm et des mesures de STIS/HST. Les réflectances sont finalement pondérées par l’importance relative de la luminance énergétique du soleil aux mêmes longueur d’onde (voir figure 3.6) et leur somme donne une valeur d’albédo. En pratique, on n’utilise qu’environ 70 spectels d’OMEGA, sur les ~140 disponibles pour limiter le temps de calcul nécessaire à la correction de la contribution diffusive des aérosols. Nous avons vérifié que cette réduction de la résolution spectrale n’impacte pas le résultat final. Ces étapes sont résumées sur la figure 3.8. L’albédo ainsi calculé considère

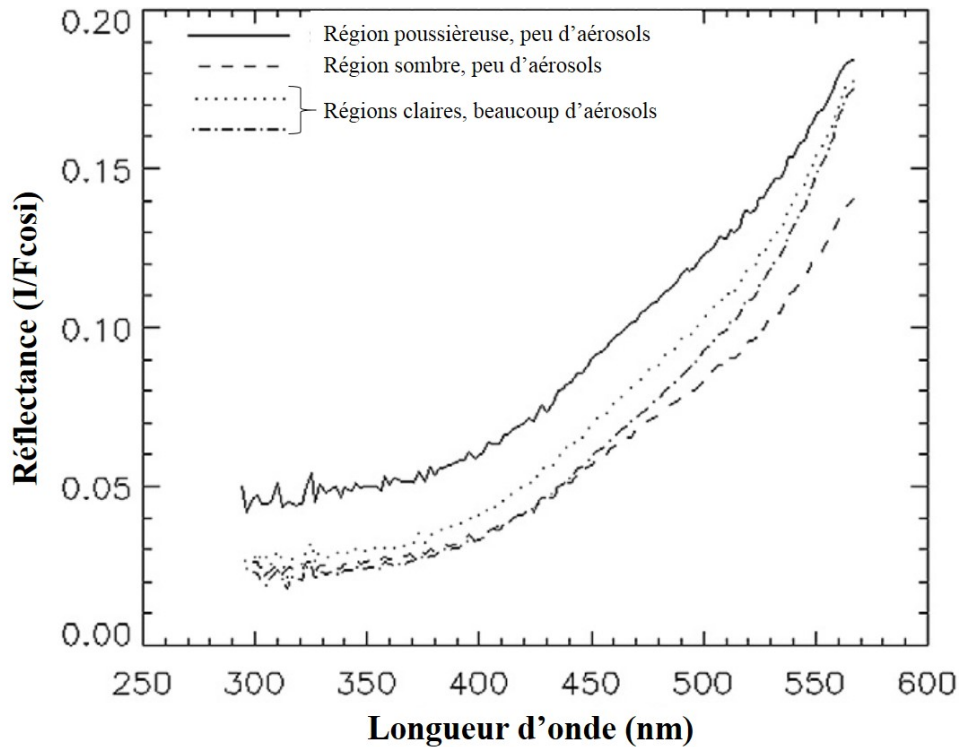


FIGURE 3.7 – Mesures de réflectance de diverses régions de Mars par l’instrument STIS/HST, modifié depuis [Bell and Ansty \(2007\)](#). Ces courbes sont utilisées pour étendre entre 0.25 et 0.43 μm les réflectances mesurées par OMEGA à partir de la valeur de la réflectance OMEGA à 0.43 μm .

que la surface est lambertienne, c’est à dire que la surface réfléchit la lumière avec la même intensité dans toutes les directions. En conséquence, on considère une fonction de phase non lambertienne (celle présentée dans [Vincendon, 2013](#)) et nous corrigeons ainsi nos valeurs d’albédo en fonction de leur géométrie d’observation, comme expliqué en section [2.1.3.4](#).

La surface de Mars est soumise à des vents plus ou moins forts qui érodent mécaniquement les matériaux exposés à la surface sur le long terme et sont susceptibles de déplacer la poussière à court terme. Ces déplacements de poussière ont été plusieurs fois observés, notamment après les saisons des tempêtes de poussière ([de Mottoni y Palacios and Dollfus, 1982](#); [Lee, 1986](#); [Geissler, 2005](#); [Szwast et al., 2006](#); [Putzig and Mellon, 2007a](#); [Cantor, 2007](#); [Vincendon et al., 2009](#); [Geissler et al., 2010](#)). Les déplacements de poussière peuvent modifier fortement l’albédo de la surface. Afin de s’affranchir de ce problème, nous avons décidé de construire plusieurs cartes d’albédo correspondant à des régimes distincts de redistribution de la poussière. Pour les années martiennes 27 et 29, deux cartes sont construites pour chaque année, comprenant les données enregistrées avant et après la longitude solaire 130° où l’opacité optique atmosphérique augmente fortement (cf figure [3.11](#)). Ces deux cartes par année correspondent ainsi aux périodes pré- et post- tempêtes de poussières durant lesquelles la majorité des changements d’albédo survient. Une seule carte a été construite pour l’année 28, comprenant toutes les données avant le début de la tempête globale de poussière à la longitude solaire 265° . La voie C

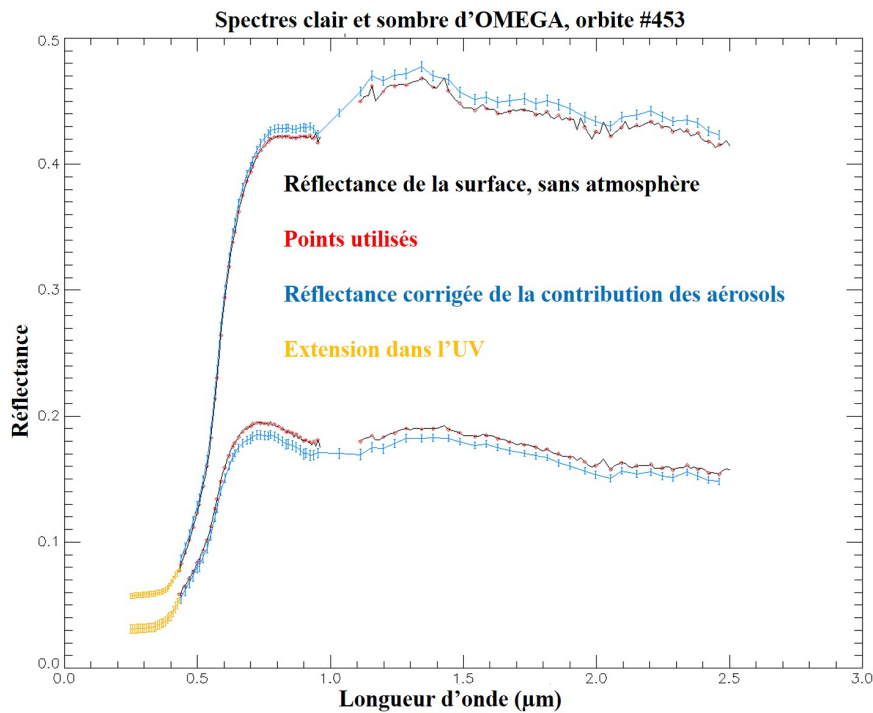


FIGURE 3.8 – Etapes de correction et d'extension des données OMEGA pour deux spectres typiquement clair et sombre du cube 0453_2.

nécessaire au calcul de l'albédo a cessé de fonctionner durant l'année martienne 30 pour laquelle une seule carte a donc été construite, comprenant toutes les données de la période claire, avant 130° de longitude solaire. Les cartes d'albédo ainsi construites sont montrées sur la figure 3.9. On utilisera la valeur de la carte d'albédo correspondant à la période que l'on désire simuler.

La figure 3.10 montre une comparaison de l'albédo calculé à partir des données - d'OMEGA avec l'albédo mesuré par le bolomètre de l'instrument TES (Putzig and Mellon, 2007a), qui est l'albédo le plus utilisé par la communauté. Les valeurs sont proches et les différences s'accroissent lorsque la correction de la contribution diffuse des aérosols et une fonction de phase sont appliquées : le contraste entre terrains clairs et sombres est plus important dans l'albédo OMEGA (comme vu dans la figure 3.8). Cela indique potentiellement que l'albédo TES comporte une contribution non négligeable des aérosols martien, ce qui homogénéise davantage ses valeurs.

3.1.2.2 Aérosols

Les propriétés radiatives des aérosols martiens, c'est à dire la manière dont ils interagissent avec les photons selon la longueur d'onde, sont paramétrés comme dans Wolff et al. (2009). Ces propriétés ont été calculées à partir des observations multi-géométrie de l'imageur hyperspectral CRISM et elles constituent l'état de l'art du domaine. Si les propriétés fondamentales des aérosols ne changent pas d'une simulation à une autre, leur quantité est réglable selon plusieurs scénarios annuels, comme ceux mesurés à intervalles réguliers pendant plusieurs années par les robots Spirit et Opportunity (Lemmon

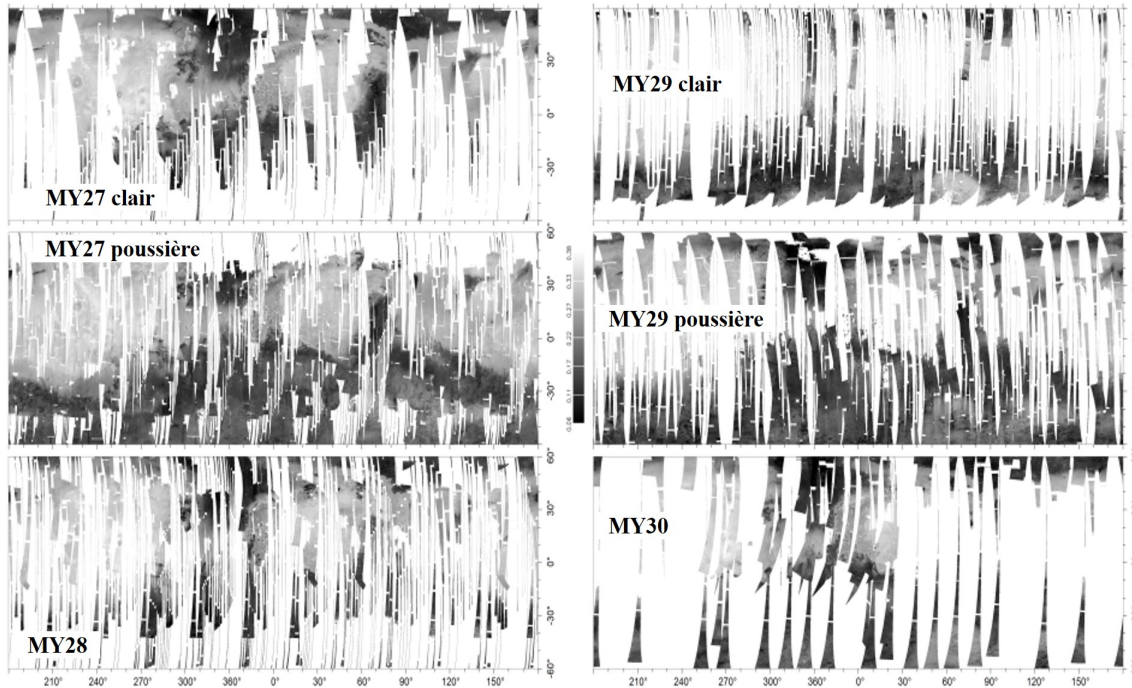


FIGURE 3.9 – Cartes globales de l’albédo solaire construites à partir des données OMEGA correspondant à six périodes. L’échelle de couleur est la même pour les six cartes et va de 0.06 (noir) à 0.034 (blanc).

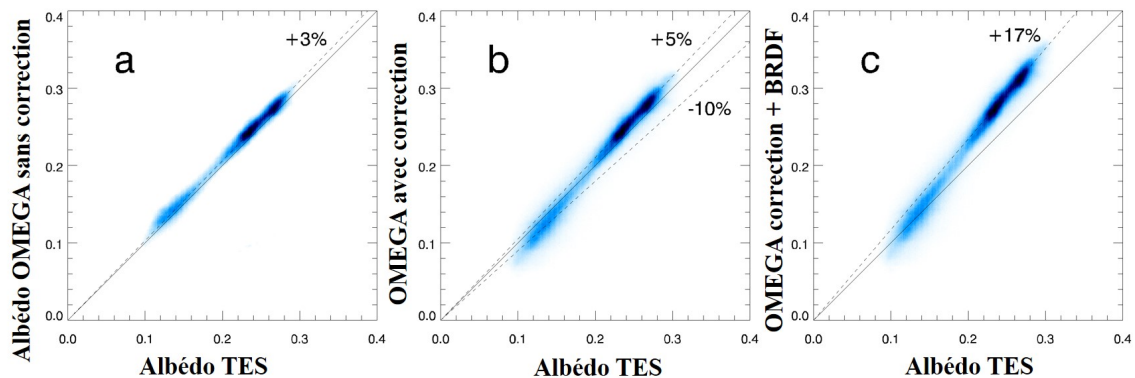


FIGURE 3.10 – Histogrammes bi-dimensionnels de comparaison de l’albédo mesuré par le bolomètre de l’instrument TES avec celui calculé à partir des données OMEGA. Les deux jeux de données comparés ont été construits avec des mesures correspondant à la même période (fin année 27, début année 27). En a), les réflectances OMEGA ne sont pas corrigées de la contribution diffuse des aérosols ; en b) et en c), elles le sont et en c) la fonction de phase de Vincendon (2013) a été prise en compte également. Les lignes solides montrent les droites $y = x$ et les lignes en pointillés représentent les droites $y = Ax$ avec A égal à l’unité plus le chiffre indiqué. Donner la période exacte

et al., 2014 ; voir section 2.3.3). On donne au modèle un scénario d’opacité optique dans le visible avec une résolution temporelle de 1° de longitude solaire, et les valeurs doivent être normalisées à la pression de 700 Pa. On utilise la moyenne des mesures de Spirit et

Opportunity, montrée sur la figure 3.11. Le modèle demande 360 valeurs d'opacité optique (une par degré de longitude solaire), donc on utilise le scénario de l'année à laquelle la mesure de température à comparer au modèle a été effectuée.

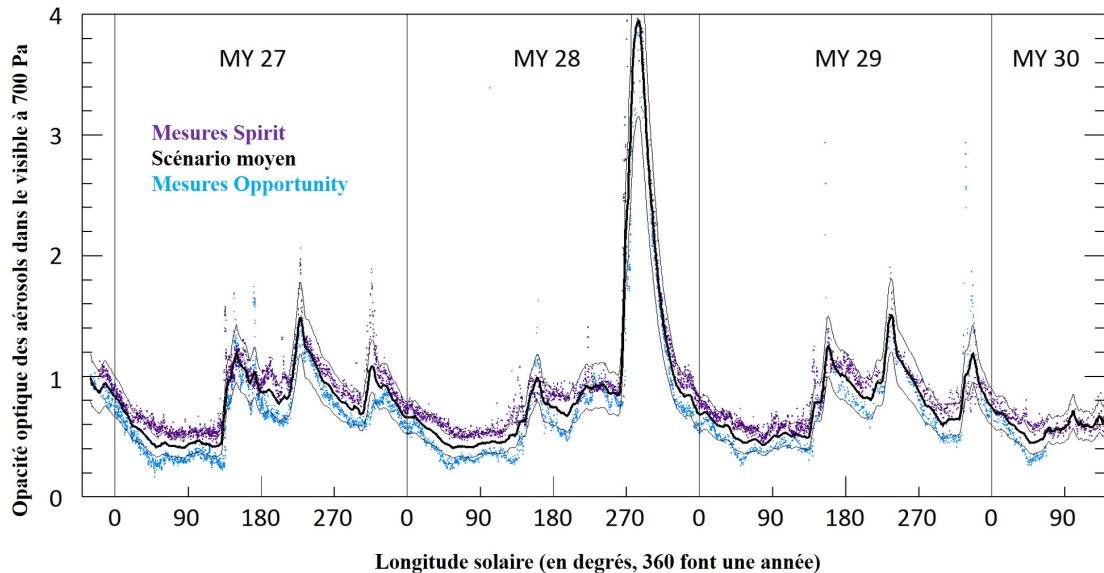


FIGURE 3.11 – Mesures d'opacité optique par occultation solaire des robots Spirit et Opportunity (espacés de 180° de longitude) en fonction de la longitude solaire. MY signifie année martienne. Le scénario moyen utilisé dans la paramétrisation du modèle est montré en ligne épaisse. Les deux lignes fines en pointillés représentent $\pm 20\%$ de variation autour du scénario moyen, ce qui définit un intervalle

La surface de Mars est plus chaude lorsqu'il y a beaucoup d'aérosols, par comparaison avec une période calme. Ceci s'explique par l'effet radiatif des aérosols : s'ils reflètent vers l'espace une fraction de la lumière solaire incidente, ils empêchent plus efficacement le rayonnement réfléchi par la surface de quitter le système, par absorption et réémission vers la surface.

3.1.2.3 Topographie

Nous avons calculé les pentes locales et leur orientation (l'« azimuth ») à partir des données altimétriques de l'instrument MOLA (voir section 2.3.2). La carte de topographie MOLA est différenciée selon la latitude et la longitude avec un masque de gradient ($dlat$ et $dlon$). La direction de plus grande pente est ensuite trouvée pour chaque point dans le quadrant trigonométrique correspondant ($dlat > 0$ et $dlon > 0$ ou $dlat > 0$ et $dlon < 0$ ou $dlat < 0$ et $dlon > 0$ ou $dlat < 0$ et $dlon < 0$). Le résultat, montré pour un exemple sur la figure 3.12, est une carte d'azimuth prenant des valeurs entre 0° et 360° : 0° ou 360° lorsque la plus grande pente est face au nord, 90° lorsqu'elle est face à l'est, 180° face au sud et 270° face à l'ouest. On calcule ensuite la valeur de la pente en chaque point dans la direction donnée par l'azimuth en prenant une longueur caractéristique de 4 pixels. Avec la résolution nominale du jeu de données MOLA (128 ppd), cette longueur correspond à environ 1500 m à l'équateur. A la latitude Lat , le rayon de la planète r

(en mètres) est donné par l'expression $r = \sqrt{r_0^2 \times 2 \times \frac{1 + \tan^2(Lat \times \frac{\pi}{180})}{1 + \frac{\tan^2(Lat \times \frac{\pi}{180})}{(1-f)^2}}}$ avec $f \approx 0.00589$

l'appâtissement aux pôles et $r_0 \approx 3396.2 \times 10^3 m$ le rayon équatorial de Mars. La valeur en mètres d'un degré de latitude à la latitude Lat est alors $\frac{\pi}{180} r$ (le périmètre est $2\pi r$) et celle d'un degré de longitude est $\frac{\pi}{180} \times r \times \sin((90 - Lat) \times \frac{\pi}{180})$. On calcule à l'aide de ces valeurs la distance en mètres entre le point et celui situé quatre pixels plus loin dans la direction de l'azimuth. L'éloignement des deux points est finalement comparé à la différence d'altitude pour calculer la pente par rapport à l'horizontale. La figure 3.12 montre un exemple (le cas du cratère Gale) de cartes de pentes et d'azimuth calculés avec cette méthode.

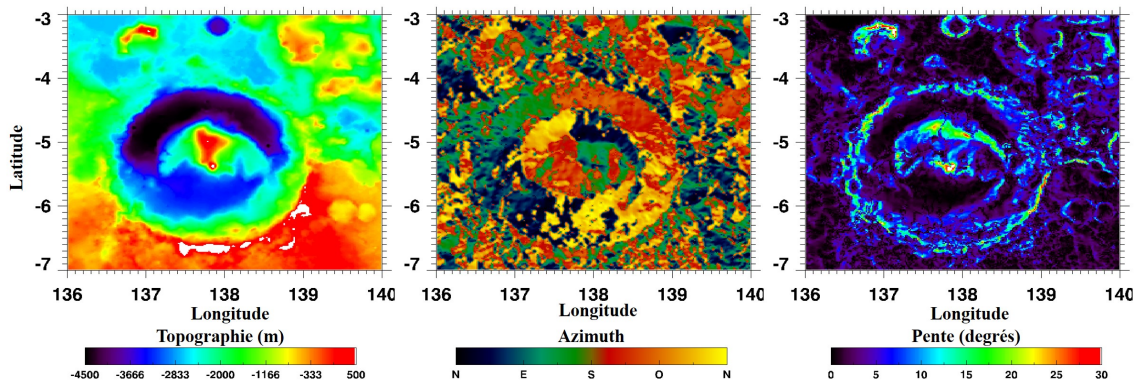


FIGURE 3.12 – Topographie MOLA du cratère Gale et de ses environs (à gauche). L'azimuth (au centre) et les pentes locales (à droites) sont calculées à partir de la topographie.

3.1.2.4 Durée de la simulation

Chaque simulation commence à minuit avec les températures de la surface et des couches du sous-sol fixées à 200 K. Cette température est arbitraire et a une influence sur l'évolution des températures au cours du temps, et ce d'autant plus que les températures normales d'équilibre de la surface et du sous-sol à minuit sont éloignées de 200 K. L'utilisateur doit donc fixer une durée de simulation suffisamment longue pour éliminer l'influence des conditions initiales. En pratique, le temps de calcul du modèle a une dépendance linéaire à la durée de la simulation. Etant donné que les simulations s'effectuent point par point et que le jeu de données OMEGA comporte un très grand nombre de pixels, on cherche à lancer le modèle avec des durées de simulation les plus courtes possibles. La figure 3.13 présente une simulation de la température de surface sur une grande durée. On voit que l'influence des conditions initiales diminue exponentiellement avec la durée de simulation. Dans ce cas, l'influence des conditions initiales est inférieure à 1 K après 10 sols de simulation.

La durée nécessaire pour que l'influence des conditions initiales ne dépasse pas une certaine valeur en Kelvin dépend évidemment de la paramétrisation de la simulation, notamment de l'inertie thermique et de l'albédo. On a vu qu'un matériau s'oppose d'autant plus aux changements de température que son inertie thermique est élevée. Un matériau d'inertie élevée mettra donc plus de temps à éliminer l'influence des conditions initiales

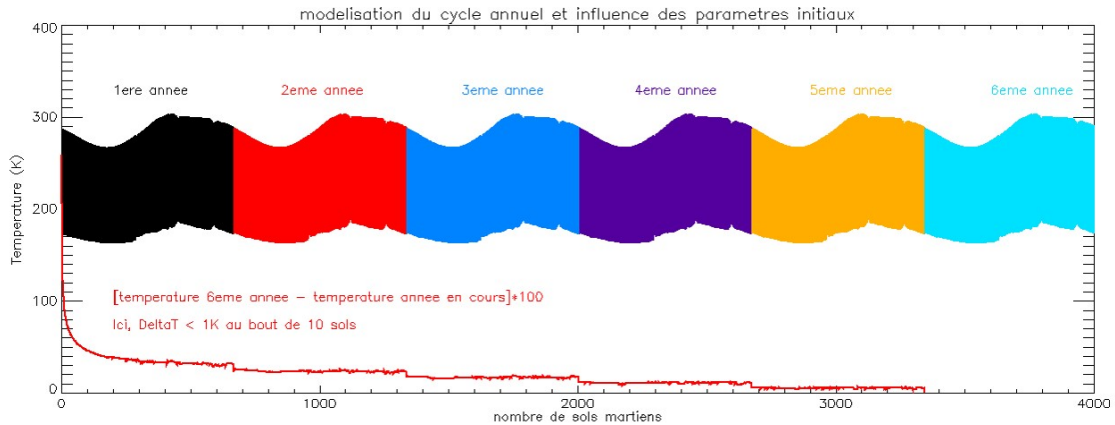


FIGURE 3.13 – Influence des conditions initiales sur la température de surface simulée par le modèle. La simulation est lancée pour un temps très long, 6 années martiennes. Les températures simulées d’année en année devraient être les mêmes si ce n’est l’influence des conditions initiales. La courbe rouge montre la différence entre les températures de l’année en cours et celles de la 6^{ème} année pour laquelle on considère que les conditions initiales ont été éliminées.

qu’un matériau d’inertie faible. De même, plus ce matériau est sombre, plus il mettra de temps à éliminer des conditions initiales lointaines de sa température d’équilibre. Nous avons donc effectué des tests de sensibilité de la durée de modélisation nécessaire pour ne pas dépasser une certaine influence des conditions initiales sur la température simulée en fonction de l’inertie thermique et de l’albédo. Quelques uns de ces tests sont montrés sur la figure 3.14. Nous avons conclu que pour que l’influence des conditions initiales ne dépasse pas 1 K, ce qui est une incertitude acceptable, la durée de simulation t_0 doit respecter $t_0 \geq 130 + (1 - \text{albédo}) \times 0.3 I$ avec I l’inertie thermique.

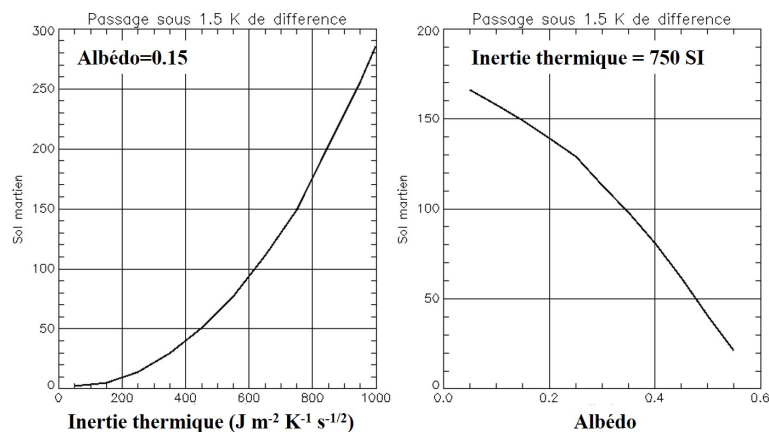


FIGURE 3.14 – Durée nécessaire pour que l’influence des conditions initiales sur la température de surface simulée ne dépasse pas 1.5 K en fonction de l’inertie thermique (à gauche) et de l’albédo (à droite). Une simulation a besoin d’autant plus de temps pour éliminer les conditions initiales que l’inertie thermique est élevée et l’albédo faible.

On utilisera cette relation pour fixer la durée de la simulation en fonction de l’albédo et de l’inertie thermique utilisés. On règle ensuite la date du début de la simulation de

manière à ce que le dernier sol simulé soit le sol qui nous intéresse.

3.2 De la température à l’inertie thermique

3.2.1 Méthode

La méthode classique de mesure de l’inertie thermique d’un matériau nécessite un suivi temporel de sa température dans des conditions contrôlées, sous l’influence d’une onde thermique de période connue. Or, avec les jeux de données orbitaux comme OMEGA, on ne dispose quasiment jamais de plusieurs observations de la température de surface dans la même journée. C’est pourquoi la plupart des études cherchant à estimer l’inertie thermique de la surface de Mars utilisent des simulations de température de surface comme celles produites par le modèle présenté précédemment. Les éclipses de soleil produites par les lunes de Mars Phobos et Deimos fournissent cependant des conditions proches : l’ombre projetée par les lunes refroidit temporairement la surface, la durée des transits est connue et si la zone à l’ombre est homogène, on peut observer un profil temporel de refroidissement. En raison de la très courte durée des éclipses (une trentaine de secondes au plus, [Bell et al., 2005](#)), la chute de température de la surface causée par une éclipse ne nous renseigne que sur le premier millimètre du régolite (en raison de la relation donnée en équation 3.1). Plusieurs études ont été réalisées à partir des transits de Phobos, révélant des inerties thermiques significativement plus faibles que celles obtenues à partir des cycles solaires et révélant ainsi que le régolite est stratifié thermo-physiquement ([Betts et al., 1995](#); [Piqueux and Christensen, 2012](#)). La figure 3.15 montre des éclipses solaires sur Mars vues depuis l’orbite et depuis la surface ainsi qu’une comparaison avec des simulations de température. L’instrument OMEGA a observé au moins un transit de Phobos (le cube 2451_5) qui montre une baisse de température de la surface d’environ 5 K à l’ombre de l’éclipse et pourrait servir de base à des études comparables.

Nous cherchons à relier une température de surface à un moment donné, mesurée par OMEGA, à une valeur d’inertie thermique. Nous avons implémenté une méthode qui effectue cette inversion pixel par pixel, avec une approche similaire à ce qui a été fait pour les données de température des instruments TES ([Mellon et al., 2000](#); [Putzig and Mellon, 2007a](#)) et THEMIS ([Fergason et al., 2006](#)). Cette méthode, baptisée « single-point » dans la littérature scientifique en anglais, consiste simplement à fixer tous les paramètres du modèle comme vu précédemment, sauf l’inertie thermique que l’on laisse comme paramètre libre. On cherche alors l’inertie thermique qui produit la simulation de température la plus proche de l’observation en lançant plusieurs fois le modèle. La méthode implémentée pour les instruments TES et THEMIS utilise une grande table de référence construite avec beaucoup de simulations de température selon les paramètres classiques, et la valeur d’inertie thermique est alors trouvée par interpolation. On a vu que notre modèle est, lui, dépendant de la longitude car la pression et son évolution y sont calculées à partir des données de topographie MOLA. Ceci nous empêche de construire une table de référence similaire car elle devrait alors avoir une dimension longitudinale comparable à celle des données, et serait trop coûteuse en temps de calcul. Notre algorithme fait donc appel plusieurs fois au modèle avec différentes valeurs d’inertie thermique, tous les autres paramètres étant fixés, et trouve la valeur d’inertie thermique qui produit la simulation de température de surface la plus proche de la température observée. Avec ty-

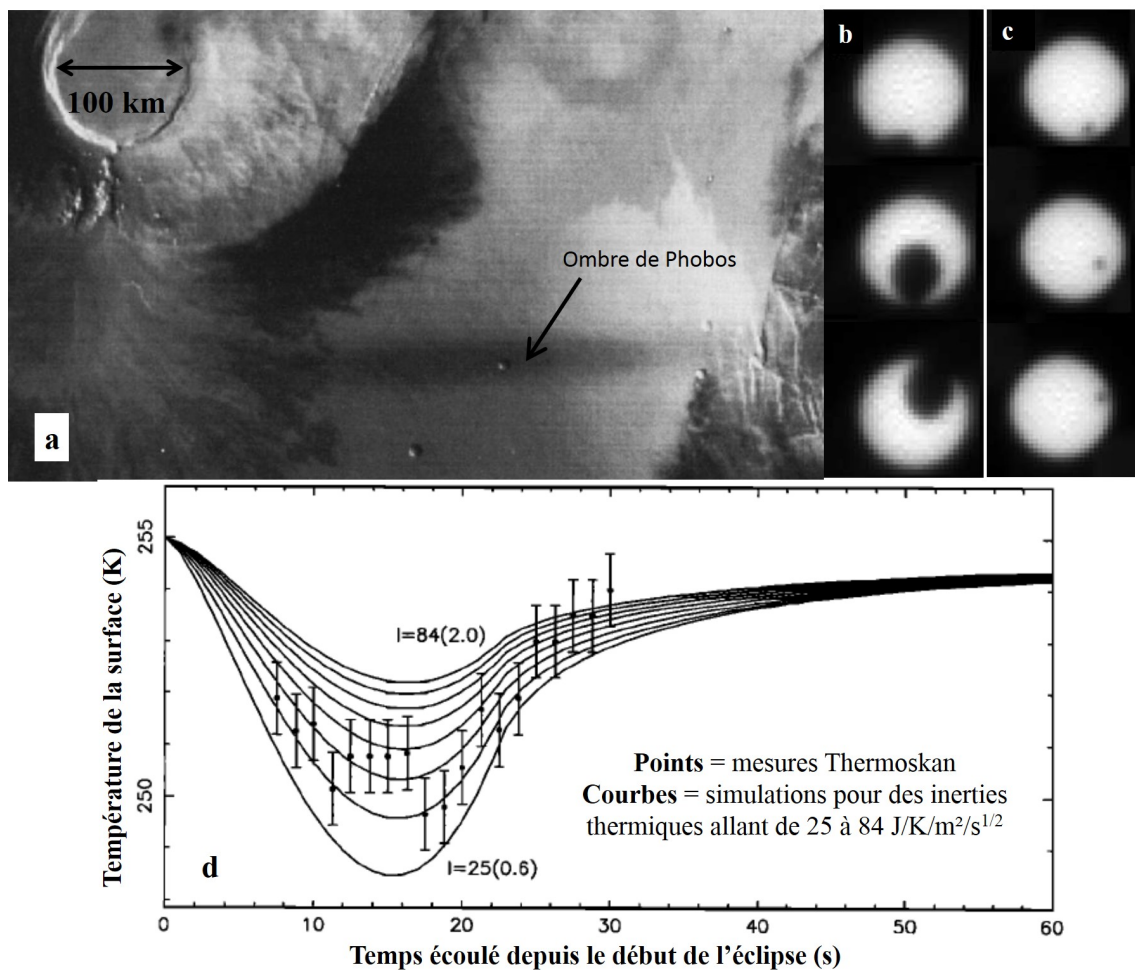


FIGURE 3.15 – Eclipses solaires sur Mars. En a, l'ombre de Phobos est vue dans l'IR thermique par l'instrument Thermoskan (le volcan visible en haut à gauche de l'image est Arsia Mons) ; en b, le transit de Phobos devant le disque solaire est vu depuis la surface par Opportunity ; en c, le transit de Deimos est vu depuis la surface par Spirit (10 secondes séparent les images) ; en d, les températures mesurées par Thermoskan à l'intérieur de l'ombre de Phobos sont comparées à des simulations de températures pour différentes inerties thermiques. Les images a et d sont modifiées depuis [Betts et al. \(1995\)](#) et les images b et c sont modifiées depuis [Bell et al. \(2005\)](#).

piquement 5 à 10 appels successifs au modèle, la valeur d'inertie thermique est encadrée à $15 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ près.

3.2.2 Heures locales

L'algorithme pour trouver la valeur d'inertie thermique se base sur le simple fait que durant la journée, la température de la surface est d'autant plus froide que l'inertie thermique est élevée. Cependant, la relation entre température et inertie thermique s'inverse la nuit (où une température élevée est le signe d'une inertie thermique plus importante) et il y a donc deux périodes où une valeur de température n'est pas uniquement reliée à une inertie thermique, comme illustré sur la figure 3.16 (ces deux périodes y sont nommées

« Aube » et « Crépuscule »).

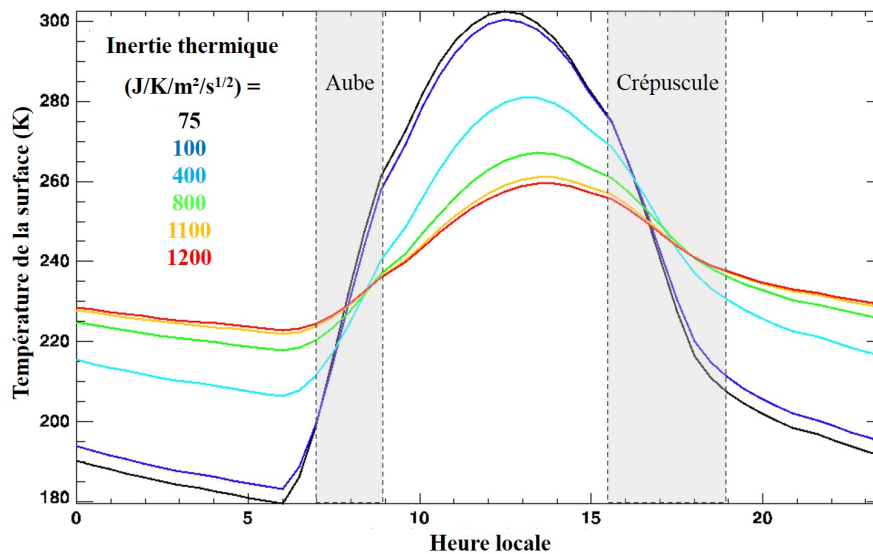


FIGURE 3.16 – Simulations de cycles diurne de la température de surface de Mars pour différentes inerties thermiques indiquées par différentes couleurs, tous les autres paramètres étant fixes (albédo = 0.2, latitude = 0°, $L_s = 0^\circ$). Entre l'aube et le crépuscule, la température diminue quand l'inertie thermique augmente alors qu'elle augmente avec l'inertie thermique entre le crépuscule et l'aube. Durant l'aube et le crépuscule, une valeur d'inertie thermique n'est pas reliée uniquement à une température.

L'algorithme de calcul de l'inertie thermique développé durant cette thèse peut être appliqué aux données acquises entre l'aube et le crépuscule (durant le jour) ou après le crépuscule et avant l'aube (durant la nuit). En pratique, les heures locales limites de l'aube et du crépuscule sont calculées en fonction de la latitude et de la saison avec une résolution de 2 pixels par degrés et de 1 degré de longitude solaire comme suit (visible sur l'exemple donné en figure 3.16) :

- les heures auxquelles se croisent les courbes d'inerties thermique 75 et 100 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ définissent les heures de début de l'aube et du crépuscule.
- les heures auxquelles se croisent les courbes d'inerties thermique 1100 et 1200 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ définissent les heures de fin de l'aube et du crépuscule.

Enfin, on recule les heures de début de l'aube et du crépuscule et on avance celles de fin de l'aube et du crépuscule d'une demi-heure par prudence (pour compenser l'effet des pentes locales notamment). Pour chaque température de surface observée par OMEGA, on vérifie dans un premier temps que l'observation n'a pas été effectuée durant l'aube ou le crépuscule. Auquel cas, le calcul de l'inertie thermique n'est pas effectuée en raison de la non-unicité de l'inertie thermique correspondant à la température donnée.

3.2.3 Effets non pris en comptes

3.2.3.1 Nuages

Les processus de nucléation et de croissance des nuages (de CO_2 et de H_2O) et leur effet radiatif ne sont pas pris en compte dans le modèle. Durant ma seconde année de

thèse, j'ai encadré Lucie Dangeon qui a effectué son stage de License 3 dans l'équipe. Son objectif était d'estimer si les nuages ont un effet sur la température de la surface. Le CO_2 sous forme solide est repérable avec les données OMEGA grâce à son émission autour de $4.23 \mu\text{m}$. Cependant, cette émission se situe dans une bande de transmission nulle du CO_2 gazeux de l'atmosphère, si bien que l'on peut seulement la détecter quand les nuages sont à haute altitude, et l'on ne voit alors souvent que leur sommet. Plus de 90 cubes OMEGA contenant cette émission sont répertoriés (liste mise à jour depuis [Maattanen et al., 2010](#)). La figure 3.17 présente une comparaison d'une observation d'un nuage de CO_2 avec une simulation de température du même endroit. Si les nuages avaient un effet sur la température de surface, les différences entre l'observation et la simulation devraient corrélérer la carte du nuage. Or on ne voit aucune corrélation, potentiellement car le nuage est en réalité plus étendu (sur toute la scène ?) que l'émission à $4.23 \mu\text{m}$ ne le laisse paraître, ou car le nuage n'a pas d'effet sur la température de la surface, ou bien son ombre est située en dehors de l'observation.

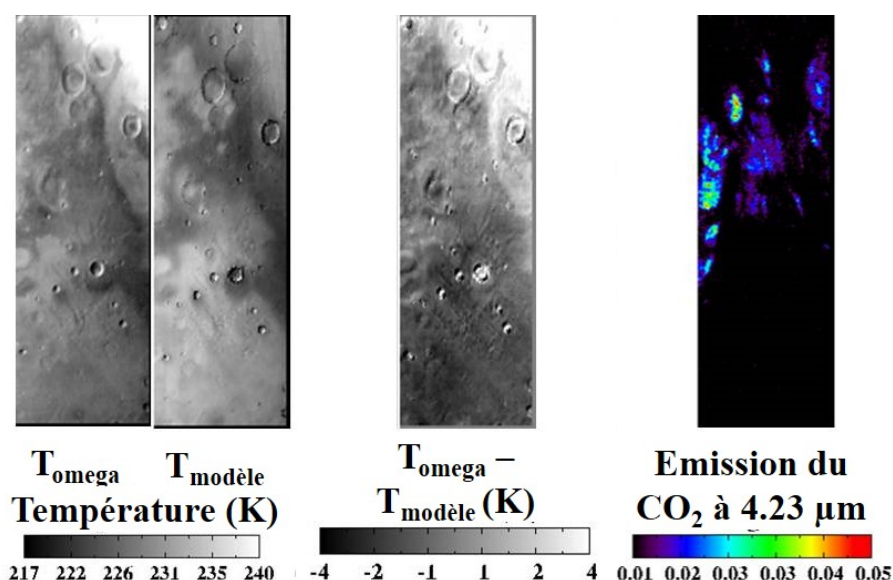


FIGURE 3.17 – Comparaison d'une observation de la région de méridiani (0529_3) contenant un nuage de CO_2 avec une simulation de température, sans nuages. La différence de température ne corrèle pas la carte de l'émission du nuage, indiquant que le nuage est bien plus étendu que l'émission à $4.23 \mu\text{m}$ ne le laisse paraître ou que le nuage n'a pas d'effet sur la température de la surface.

Nous avons réalisé la même comparaison pour les nuages de glace d'eau (cartographiables avec un critère de pente spectrale à $3.5 \mu\text{m}$, cf [Langevin et al. \(2007\)](#)) avec un résultat identique : les nuages ne semblent pas avoir une influence sur la température de surface mesurée. Pour des opacités optiques de 0.1 à 0.3, typique des épais nuages de glace d'eau (ou de CO_2), environ 5% des photons incidents sont réfléchis vers l'espace ([Vincendon, 2008](#)). Etant donné le caractère transitoire des nuages de glace d'eau (il existe des vidéos enregistrées par les MER où on les voit se déplacer quelques secondes), il n'est pas surprenant que leur effet d'ombre ne soit pas discernable par rapport au flux diurne du soleil.

3.2.3.2 Propriétés thermo-physiques

La capacité calorifique, la conductivité thermique et la masse volumique d'un matériau changent avec la température qui, sur Mars, varie typiquement entre 150 K et 315 K environ. [Piqueux and Christensen \(2011\)](#) ont étudié en détail ce phénomène et les chiffres de ce paragraphe sont tirés de leur étude. Entre 150 et 315 K, la capacité calorifique augmente de $\sim 75\%$. Dans cette même gamme de températures, la conductivité thermique de l'atmosphère martienne (qui remplit les pores dans le cas d'un régolite non cimenté), augmente de 40 à 60 % selon la taille des pores. La conductivité de la phase solide diminue de 40 % entre 150 et 315 K. La variation de la masse volumique avec la température est négligeable devant les variations de la capacité calorifique et de la conductivité thermique. Pour les sols cimentés, on s'attend ainsi à ce que l'inertie thermique varie de 10 à 50 % dans la gamme de variation des températures, selon la fraction des pores remplies par du ciment. Les variations d'inertie thermique pour un régolite non-cimenté (où la conductivité thermique de l'ensemble est dominée par la conductivité de la phase gazeuse) peuvent atteindre 80 %. Sur ces bases, [Piqueux and Christensen \(2011\)](#) dérivent une relation empirique de la variation de l'inertie thermique en fonction de la température. Cette relation est implémentée dans un modèle similaire au nôtre pour produire des simulations de températures où l'inertie thermique varie avec la température. Ces simulations sont comparées à des simulations avec une inertie indépendante de la température sur la figure 3.18. On voit que l'influence de la dépendance à la température des propriétés thermo-physiques ne dépasse pas quelques degrés car les variations de températures sous la surface diminuent rapidement (cf équation 3.1).

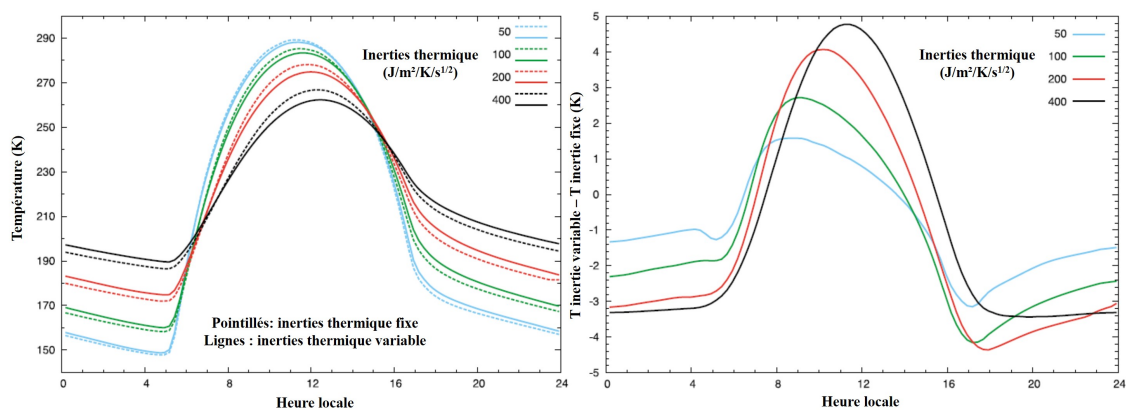


FIGURE 3.18 – Comparaison de simulations de température de surface effectuée avec des inerties thermique indépendante de la température (en pointillé) avec des simulations réalisées avec des inerties thermiques qui varient avec la température. La différence est maximale à midi et est d'autant plus importante que l'inertie thermique est élevée. Figure modifiée depuis [Piqueux and Christensen \(2011\)](#).

Notre modèle néglige complètement les variations des propriétés thermo-physiques avec la température. On utilisera les résultats et les simulations présentées par [Piqueux and Christensen \(2011\)](#) pour estimer l'impact de cet effet sur nos résultats plus loin dans cette section.

3.2.4 Incertitudes

On estime ici l'incertitude sur la valeur d'inertie thermique inférée avec la méthode présentée précédemment. Ces incertitudes sont de quatre types : les incertitudes instrumentales sur la température mesurée, celles issues des différentes corrections apportées à la mesure de température, les reports de celles-ci sur les paramètres du modèle, et l'incertitude intrinsèque au modèle.

3.2.4.1 Albédo

On a vu l'importance de l'albédo sur les simulation de température de surface (figure 3.4) ainsi que la manière dont ce paramètre est calculé. On quantifie ici l'incertitude de la valeur de ce paramètre et son report sur la valeur d'inertie thermique calculée correspondant à une température. La précision radiométrique des luminances énergétiques spectrales mesurées par OMEGA est abordée en section 2.1.2.3 et est d'une dizaine de % au maximum (McCord et al., 2007). L'incertitude de la correction de la contribution diffuse des aérosols (section 2.1.3.2), causée par l'incertitude quand à la taille des aérosols et à la valeur d'opacité optique est montrée en figure 3.19 est typiquement entre 2 et 15 %, pour une valeur moyenne de 6 % avec une déviation standard de 4 %.

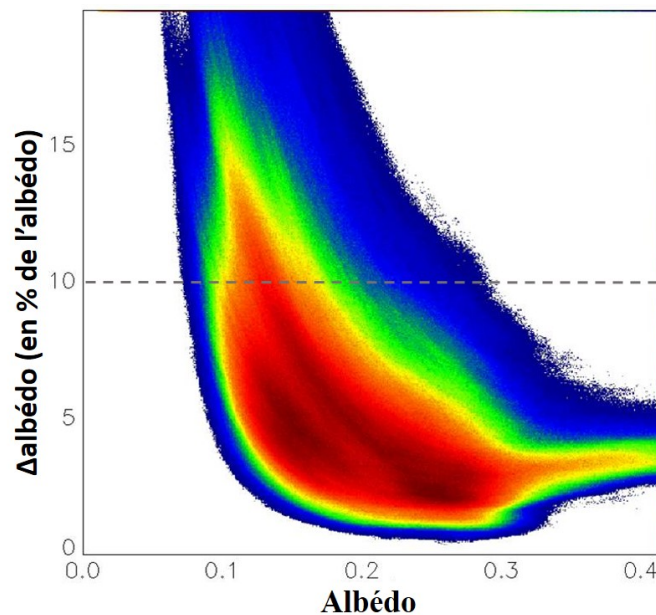


FIGURE 3.19 – Histogramme bi-dimensionnel montrant l'incertitude sur l'albédo causée par la correction de la contribution diffuse des aérosols en fonction de la valeur d'albédo. Ce diagramme a été construit en utilisant l'ensemble du jeu de données OMEGA où l'albédo a pu être calculé, soit environ 35 millions de pixels.

De plus, la correction de la fonction de phase appliquée aux valeurs d'albédo résulte essentiellement en un décalage des valeurs d'albédo de 10 % environ (cf figure 3.10c). Ces deux incertitudes (fonction de phase et correction des aérosols) sont considérées comme étant indépendantes et on estime donc l'incertitude typique du paramètre albédo à 10 %. Le report de cette incertitude sur la température de surface simulée par le modèle est

abordé comme une incertitude sur la valeur d'inertie thermique dérivée à partir d'une température. Elle a été estimée à l'aide de nombreuses simulations à toutes les latitudes et pour différentes valeurs d'inertie thermique. Nous avons répété chaque simulation en considérant plusieurs valeurs d'albédo et celles-ci augmentées ou diminuées de 10 %. On calcule alors les différences entre ces simulations, ce qui nous permet d'estimer à combien d'unité d'inertie thermique une variation de $\pm 10\%$ de l'albédo correspond. Le résultat est présenté en figure 3.20

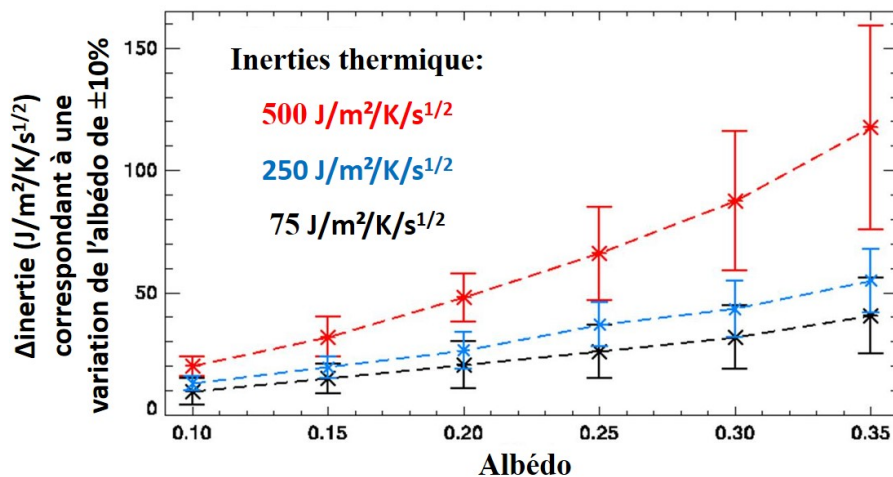


FIGURE 3.20 – Variation de l'inertie thermique inférée à partir d'une mesure de température pour des variations de $\pm 10\%$ de l'albédo en fonction de l'albédo pour différentes inerties thermique indiquées en différentes couleurs. Les barres d'erreurs indiquent les Δ inertie thermique minimales et maximales sur une année entière, entre -90° et 90° de latitude et pour les heures de jour (entre aube et crépuscule).

3.2.4.2 Pentes

Sefton-Nash et al. (2009) présente des cartes d'inertie thermique construites à partir des températures mesurées par l'instrument THEMIS d'une résolution de 100 m par pixel en utilisant des pentes locales dérivées avec la topographie MOLA d'une résolution de 460 m par pixel, et avec des modèle numériques de terrain issus des données HRSC d'une résolution de 40 m par pixel. La différence entre les deux cartes d'inertie thermique est frappante et atteint plusieurs centaines de $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ aux endroits des plus fortes pentes ($> 15^\circ$). La résolution des données de topographie est un problème récurrent dans la littérature pour inférer des valeurs d'inertie thermique à partir des données de haute résolution de THEMIS (Ferguson et al., 2006; Cushing et al., 2009; Sefton-Nash et al., 2012). Même si ce problème se pose moins dans le cas des données OMEGA, notre estimation de la pente locale peut parfois être irréaliste, notamment aux endroits de forte pente où la longueur caractéristique utilisée pour calculer la pente (1.5 km) peut être trop grande pour rendre compte de tous les contrastes de topographie. Si la majeure partie des données OMEGA a une résolution comparable à la longueur caractéristique utilisée, certaines observations en modes 16 ou 32 pixels (voir 2.1.2) ont une résolution spatiale qui peut descendre jusqu'à 400m par pixel. Pour cette raison, on retiendra que les valeurs

d'inertie thermique aux endroits où il y a de forts contrastes de topographie peuvent être moins fiables qu'aux endroits moins accidentés. Néanmoins, à l'échelle globale, ~95 % de la planète sous 60 degrés de latitude a une pente locale très faible à l'échelle kilométrique (Smith et al., 2001), ce qui conduit à une erreur sur la température simulée négligeable pour la majorité de la surface de Mars.

3.2.4.3 Aérosols

On a vu en section 2.3.3 que l'on considère que les variations de la quantité d'aérosols en fonction de la latitude et de la longitude sont bien représentées par une dispersion de $\pm 20\%$ autour de l'opacité optique moyenne des MER. On estime le report de cette incertitude sur l'opacité optique des aérosols sur la température simulée par le modèle à l'aide de nombreuses simulations avec la valeur nominale du paramètre et avec celui-ci augmenté ou diminué de 20 %, à plusieurs latitudes. Les différences de température entre les simulations nous donnent une estimation du report de l'incertitude de l'opacité optique sur la température de surface simulée par le modèle. Ce résultat à la latitude 0° est visible en figure 3.21 pour une année martienne. Les températures simulées aux autres latitudes sont moins impactées par une opacité optique modifiée de $\pm 20\%$. L'impact est plus fort pour les matériaux d'inertie faible, en raison d'une température plus chaude. On considère que cette incertitude est de 1 K.

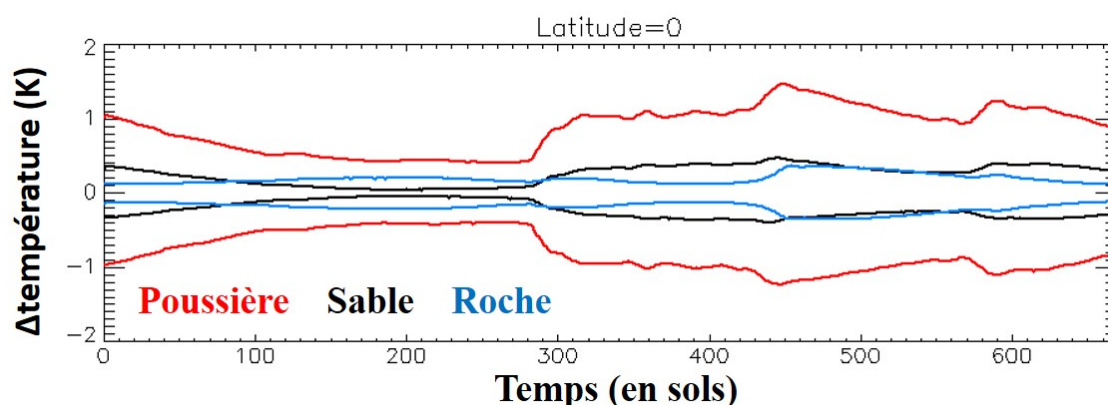


FIGURE 3.21 – Influence de l'incertitude de $\pm 20\%$ de l'opacité optique de l'atmosphère sur la température de surface simulée par le modèle pour trois matériaux typiques : Poussière (albédo de 0.3, inertie thermique de $75 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$), sable (albédo de 0.2, inertie thermique de $250 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$) et rocher (albédo de 0.1, inertie thermique de $1200 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$). On voit que la différence de température modélisée issue du report de l'incertitude sur la valeur d'opacité optique reste sous 1.5 K tout au long de l'année et est souvent bien moindre, surtout pour les matériaux d'inertie thermique supérieure à celle de la poussière martienne.

3.2.4.4 Température

On a vu en section 2.1.3.3 que l'incertitude sur la température dérivée à partir des données d'OMEGA à $5\ \mu m$ causée par le bruit instrumental était au maximum de 0.5 K en

sélectionnant les données avec un rapport signal-sur-bruit (RSB) à $5 \mu\text{m}$ au moins égal à 30. S'ajoutent les incertitudes relatives due aux différentes étapes de correction des données : 1 K pour la correction atmosphérique, 1 K pour la correction de la contribution diffusive des aérosols. La calibration radiométrique de la voie L d'OMEGA est connue à 20% près (Bonello et al., 2005), ce qui produit une incertitude maximale sur la température allant de 3 à 6 K (entre 210 et 280 K). Cette dernière incertitude est systématique et affecte potentiellement tout le jeu de donnée.

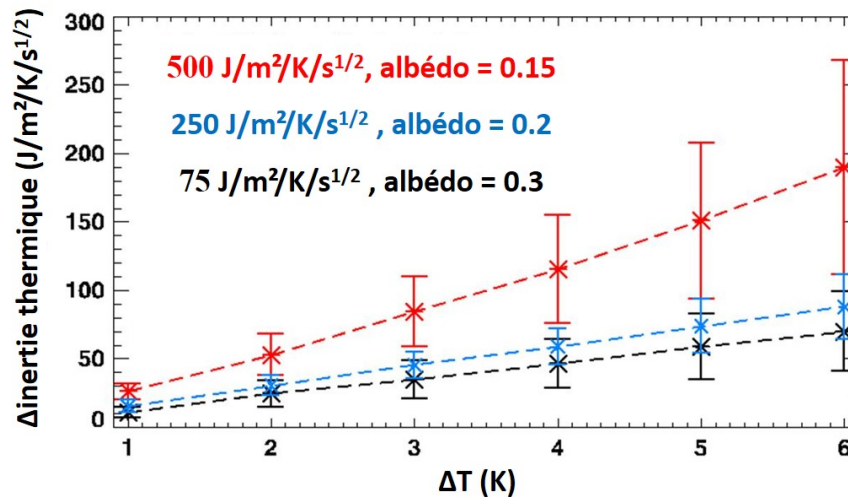


FIGURE 3.22 – Incertitude sur l’inertie thermique en fonction de l’incertitude sur les températures mesurées et simulées (ΔT) et températures. Différents matériaux typiques sont représentés en différentes couleurs. T + deltaT

On infère une inertie thermique en comparant la température mesurée avec plusieurs températures simulées. L’incertitude totale sur la comparaison entre la température mesurée et celle simulée regroupe les termes suivants :

- incertitudes relatives sur les températures mesurées par OMEGA : 0.5 K (instrumental), 1 K (correction atmosphérique) et 1 K (correction des aérosols).
- incertitude absolue sur la température mesurée par OMEGA : entre 3 et 6 K selon la température.
- incertitude causée par les conditions initiales de la simulation : les durées des simulations sont choisies pour qu’elle ne dépasse pas 1 K.
- incertitude sur l’opacité optique lors de la simulation, estimée à 1 K

Ces incertitudes sont considérées comme étant indépendante et on fait donc leur somme quadratique pour estimer l’incertitude totale : 2.07 K, qui s’ajoute à un possible biais radiométrique valant au maximum 3 à 6 K selon la température. Le report de cette incertitude sur l’inertie thermique est lisible sur la figure 3.22, construite de la même manière que la figure 3.20. En résumé, l’incertitude relative sur les valeurs d’inertie thermique atteint 75% pour les faibles inerties thermiques ($< 100 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), car de tels matériaux sur Mars ont un albédo élevé et donc une plus grande incertitude causée par les 10 % de variation de l’albédo. L’incertitude est entre 20 et 30 % pour les matériaux d’inertie thermique intermédiaire (entre 150 et $350 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ pour des albédos entre 0.15 et 0.25) et est typiquement de 15 % pour les matériaux d’inertie thermique plus élevée (et

plus sombres).

3.2.5 Complexité de la surface : hétérogénéités

Le modèle utilisé étant à une dimension, la surface simulée est considérée comme étant homogène latéralement. Or il est connu, grâce notamment aux images prises depuis la surface, qu'un pixel typiquement kilométrique contient des mélanges spatiaux complexes sur Mars : matériaux à différentes température, zones avec des pentes locales différentes... On parle alors d'hétérogénéités de la surface de Mars, par comparaison à un comportement thermique « idéal » que la surface présenterait si elle était latéralement et verticalement homogène. Si l'inertie thermique d'un matériau est une propriété physique intrinsèque, dépendant juste de la température, l'inertie thermique d'un mélange hétérogène est qualifiée d'inertie thermique « apparente » et varie avec l'heure locale et la saison selon une fonction complexe de son type d'hétérogénéité car le comportement thermique réel de la surface diffère du comportement idéal utilisé pour la calculer. Cette propriété est visible sur la partie haute de la figure 3.23 où les cycles diurnes de température de deux hétérogénéités très simples sont comparées à des courbes idéales de différentes inerties thermique. On voit que selon l'heure locale à laquelle est réalisée la mesure de température, l'inertie thermique de la courbe idéale qui la reproduit le mieux (c'est-à-dire l'inertie thermique apparente) peut varier significativement selon le type d'hétérogénéité.

On s'attend à ce que l'hypothèse d'homogénéité soit globalement fautive dans le cas de la surface de Mars. De plus, des comportements thermiques non-idéaux, interprétés comme étant la signature d'hétérogénéités à la surface, ont été décrits depuis les missions Viking (Kieffer et al., 1977; Jakosky, 1979; Mellon et al., 2000; Fergason et al., 2006; Putzig and Mellon, 2007a). La stratification du sous-sol dans le modèle permet de fixer deux couches d'inerties thermiques différentes à la profondeur souhaitée et permet ainsi un accès direct aux comportements thermiques de régolites comprenant des (simples) hétérogénéités verticales. À 5 μm , la radiance mesurée par OMEGA est fortement dominée par le composant le plus chaud : en utilisant la loi de Planck, on trouve qu'à 5 μm , la radiance émise par un matériau à 200 K n'est égale qu'à 37% de la radiance émise par une surface à 230 K et à 6% de celle émise par une surface à 250 K. La radiance émise par un mélange spatial de matériaux est la combinaison linéaire des radiances émises par chacun des matériaux pondérées par l'abondance des composants (Nowicki and Christensen, 2007; Bandfield, 2009). En mélangeant (selon les abondances des matériaux) spectralement les radiances émises par les différents composants, on peut reconstituer la température à 5 μm de l'ensemble que voit OMEGA. On peut ensuite calculer les inerties thermiques apparentes à différentes heures locales en utilisant des simulations de température considérant des surfaces idéales. Avec cette méthode, il est possible de simuler les variations d'inertie thermique apparente attendues pour différentes hétérogénéités, similairement au travail publié par Putzig and Mellon (2007b). La partie droite de la figure 3.23 présente de telles simulations d'inertie thermique apparente pour des hétérogénéités typiques de la surface de Mars. On voit que certaines hétérogénéités ont des comportements spécifiques et on devine qu'il est possible de produire une grande variété de comportements avec des mélanges plus complexes de pentes locales.

Le caractère non-homogène de la surface de Mars introduit une complexité vis-à-vis du calcul de l'inertie thermique à partir d'une seule mesure de température. Cependant,

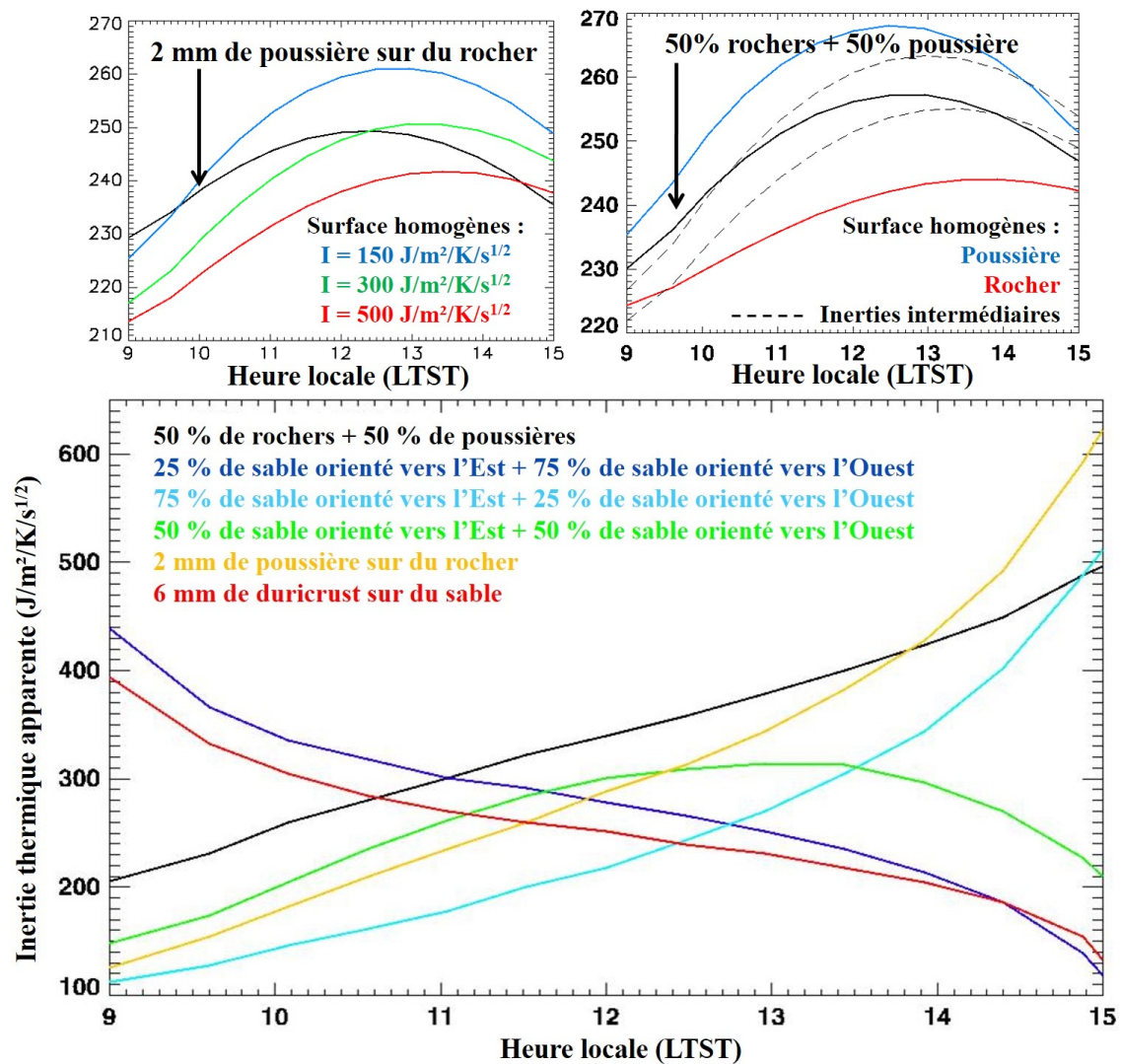


FIGURE 3.23 – Influence de diverses hétérogénéités sur la température de la surface de Mars (en haut) et sur l’inertie thermique calculée à partir d’une seule température en considérant la surface homogène : on parle alors d’inertie thermique apparente (en bas).

il est possible d’utiliser plusieurs mesures de température d’un même endroit à différents moments pour caractériser le caractère non-idéal du comportement thermique et donc d’identifier et de quantifier, dans certaines limites, l’hétérogénéité de la surface. A cet égard, le jeu de donnée OMEGA bénéficie grandement du caractère elliptique de l’orbite de Mars Express car les observations de température sont réalisées à des heures locales différentes.

Contraindre les hétérogénéités En raison des orbites géosynchrones des satellites sur lesquels ils sont embarqués, les instruments TES et THEMIS mesurent les températures de la surface à des heures locales toujours identiques. Les valeurs d’inerties thermique apparentes calculées à partir de celles-ci sont donc seulement influencées par la variation saisonnière de l’inertie thermique (Bandfield, 2007). Cette propriété permet de simpli-

fier l'analyse des hétérogénéités de la surface : par une simple différence de température entre deux images enregistrées à quelque mois d'écart, on a accès au comportement non-idéal de la surface. Cette approche a été utilisée par [Bandfield and Feldman \(2008\)](#) pour contraindre la profondeur du pergélisol aux hautes latitudes. On peut noter que cette méthode ne prend néanmoins pas en compte les variations saisonnières de la poussière atmosphérique qui modifient la luminance mesurée par THEMIS.

L'instrument TES mesure la température dans deux régions spectrales, centrées autour de 9 et de 30 μm . En raison des mélanges spatiaux de matériaux à différentes températures à l'intérieur du pixel de 3 km de TES, la radiance reçue par l'instrument donne différentes températures de brillance dans ces deux bandes spectrales. TES a donc accès à la forme complexe du corps gris (une combinaison linéaire de corps noirs n'est pas un corps noir). [Nowicki and Christensen \(2007\)](#) utilisent cette propriété : en modélisant les températures d'un composant rocheux et d'un composant poussiéreux, la différence de température de brillance des deux bandes spectrales leur permet d'estimer l'abondance des deux composants à l'intérieur du pixel de TES. Avec cette méthode, [Nowicki and Christensen \(2007\)](#) construisent une carte globale de l'« abondance de rochers » à une échelle de 8 pixel par degré (~ 7.5 km à l'équateur), qui est notamment utilisée pour prédire les risques lors du choix des sites d'atterrissage des missions in situ. Cette carte indique que 1% et 7% de la surface de Mars comportent respectivement au moins 50% et 30% de rochers à cette échelle. Cette méthode avait été appliquée par [Christensen \(1986\)](#) pour les instruments IRTM à bord des orbiteurs des missions Viking qui comportaient quatre bandes spectrales fournissant quatre températures de brillance, mais avec une résolution spatiale moins bonne (~ 30 km).

Ces deux méthodes ne sont pas réalisables avec les données OMEGA, étant donné que l'orbite de Mars Express n'est pas géosynchrone et que la température est mesurée dans une unique gamme étroite de longueur d'onde. Notre méthode d'étude des hétérogénéités se rapproche de celle de [Putzig and Mellon \(2007a\)](#), qui ont construit des cartes d'inertie thermique apparente à partir des températures de brillance de TES dans une unique bande spectrale. Chaque température donne une valeur d'inertie thermique apparente qui sont ensuite rassemblées dans 35 cartes, chacune comprenant toutes les mesures dans des intervalles de 10° de longitude solaire. Les variations d'inertie thermique apparente en fonction de la saison sont ensuite comparées à celle d'hétérogénéités, ce qui donne des résultats parfois ambigus en raison des facteurs atmosphériques qui impactent fortement la radiance mesurée dans l'IR thermique, mais peut très bien rendre compte des hétérogénéités comme dans le cas des dunes circumpolaires de l'hémisphère nord ([Putzig et al., 2014](#)).

En simulant séparément différents composants, il est également possible de comparer plusieurs mesures de température d'un même endroit à des cycles thermiques de mélanges horizontaux de ces composants (en calculant la température équivalente du mélange à 5 μm comme décrit en section 3.2.5). On peut alors trouver les abondances relatives qui expliquent le mieux les températures mesurées (abondance de dunes, de rochers etc...). Cependant, cette méthode est très dépendante des choix faits sur la nature des différents composants (les inerties thermique, pentes et albédos des composants sont fixés) mais peut être utile pour vérifier la cohérence géographique d'un type de comportement.

3.3 Application aux données OMEGA

3.3.1 Sélection des données

On a vu en section 2.1.3.3 qu'OMEGA ne peut pas mesurer les températures supérieures à ~ 190 K. Les latitudes polaires ($> 60^\circ$) sont très fréquemment couvertes de glace carbonique et/ou de glace d'eau dont les températures respectives sont ~ 150 K et $180 - 200$ K (selon la pression atmosphérique). De plus, les inerties thermiques des glaces sont très élevées ($> 2000 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), ce qui augmente fortement l'inertie thermique d'ensemble d'un régolite gelé. Nous voulons caractériser les matériaux libres de toute glace. Nous nous limitons aux latitudes inférieures à 60° et sélectionnons seulement les données qui montrent une absorption à $1.5 \mu\text{m}$ caractéristique de la glace d'eau inférieure à 3%. Pour limiter l'incertitude relative à la correction de la contribution diffuse des aérosols qui augmente aux grands angles de phase, nous ne sélectionnons que les données enregistrées au nadir et à angles d'émergence faibles ($< 15^\circ$). Les données avec un angle d'incidence supérieur à 75° sont également écartées. La figure 2.11 montre le rapport signal-sur-bruit (RSB) des données (voir section 2.1.2.3). On choisit un seuil de 30 pour le RSB, ce qui limite l'erreur sur la température due au bruit instrumental à 0.5 K (ce qui correspond à $\sim 98\%$ des données comme montré sur la figure 2.11b). Comme on le voit sur la figure 2.11a), les données de faible RSB sont également celles qui ont un fort angle d'incidence.

On écarte également les observations lors de la tempête globale de poussière de l'année 28 durant laquelle l'équilibre radiatif est fortement modifié et les températures simulées par le modèle sont moins fiables (en tout cas leur accord avec celles de TES est très dégradé). En considérant que les observations OMEGA en mode 16 pixels n'augmentent que très peu la couverture globale tout en augmentant significativement le nombre de pixels du jeu de données et donc le temps de calcul nécessaire pour trouver les inerties thermiques apparentes, nous avons exclu les cubes de 16 pixels de largeur de notre analyse. Finalement, nous n'avons pas inclus les cubes enregistrés post-orbite 8485, après laquelle la voie C a cessé de fonctionner. Je n'ai développé une chaîne de traitement des données spécifique aux cubes enregistrés après cette orbite que plus tard durant ma thèse (après la production des résultats présentés dans ce chapitre). La température de ~ 5000 orbites enregistrées avec seulement la voie L (post-8485 et observations de nuit) peuvent désormais être analysées de la même manière (un exemple est donné dans le chapitre 4).

L'ensemble des données sélectionnées comporte 4860 cubes OMEGA soit environ 300 millions de pixels ce qui représente $\sim 45\%$ du jeu de données total d'OMEGA. Ces données couvrent quatre années martiennes complètes (fin 26 à 30) et leur couverture spatiale est montrée sur la figure 3.24.

3.3.2 Validation de la méthode

Dans un premier temps, nous avons réalisé une comparaison des températures mesurées par OMEGA avec celle prédites par le modèle. Cette comparaison s'est effectuée sur l'ensemble des données sélectionnées et a pour but de tester la validité des températures mesurées par OMEGA (prises avec différentes conditions de calibration à bord, cf Jouglet et al. (2009) et section 2.1.2.3). Afin de limiter le temps de calcul nécessaire, nous avons effectué cette comparaison à basse résolution : les cinq colonnes au milieu de

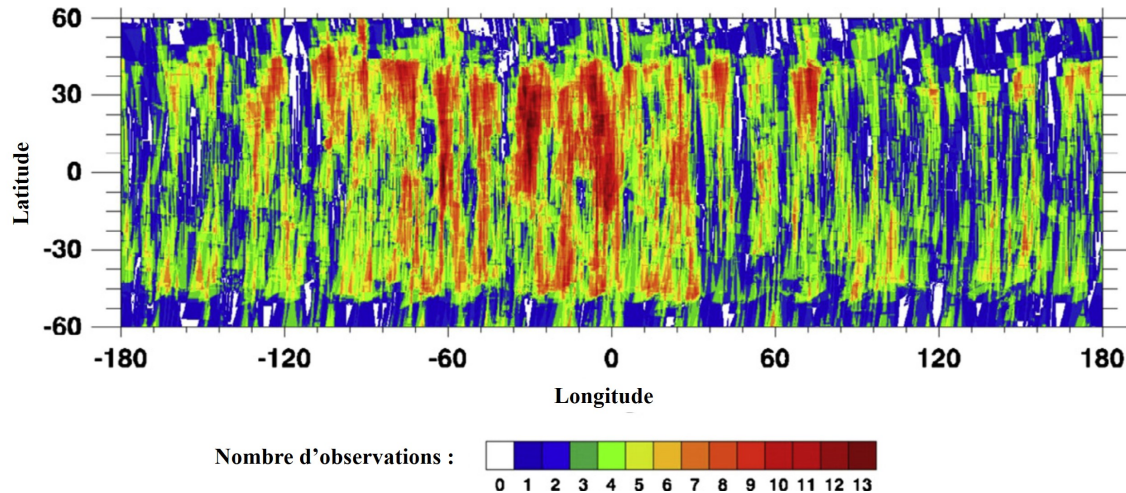


FIGURE 3.24 – Couverture spatiale du jeu de données OMEGA sélectionné

chaque cube sont moyennées et un point est extrait tous les 0.3° de latitude, comme illustré sur la figure 3.25a. On passe ainsi d'environ 50 000 à 300 pixels par cube. Les valeurs d'albédo, de température, de pentes locales et d'azimuths sont extraites en ces points. Les températures extraites sont comparées à des températures simulées avec les paramètres extraits des cubes OMEGA (albédo, pente, heure locale, saison) et en utilisant la carte d'inertie thermique TES de nuit (Putzig and Mellon, 2007a), référence dans la communauté. Un exemple de comparaison est montré en figure 3.25b avec le profil d'inertie TES en figure 3.25c. Durant ces observations, le soleil est à la verticale au dessus de la latitude -14.9° et la décroissance des températures avec la latitude est due à une incidence solaire qui augmente. Les variations de température vues par OMEGA et simulées avec l'inertie thermique TES sont très semblables, reflétant les mêmes contrastes d'inertie thermique de la surface.

Nous effectuons la même comparaison que sur la figure 3.25b pour l'ensemble du jeu de données sélectionné. Les $\Delta T = T_{OMEGA} - T_{modèle}$ moyennés par orbite sont représentés sur la figure 3.26 et sont comparés avec les valeurs de calibration à bord de la voie L (mesuré au début de chaque orbite) et l'heure locale de l'orbite. Une comparaison visuelle entre les distributions du haut et du milieu de la figure 3.26 indique que certains ΔT orbitaux sont corrélés à des brèves excursions de niveau de calibration en vol (par exemple durant l'année 27 entre 140 et 180° de longitude solaire, deux brèves excursions de calibration impactent beaucoup les température mesurées). Les fonction instrumentales de transfert calculées par Denis Jouglet et Yves Langevin pour les périodes non-nominales ne semblent donc pas être satisfaisantes pour ces brèves excursions. Les données correspondant à ces excursions qui semblent impacter la température mesurée seront donc enlevées de notre jeu de données (~ 400 orbites). A contrario, la majeure partie des périodes d'OBC non-nominales ne présentent pas de valeurs de température particulières, indiquant que la correction de Jouglet et al. (2009) est robuste, ce qui permet l'utilisation de la majeure partie des données non-nominales de la voie L d'OMEGA.

La plupart des variations de ΔT peuvent être interprétés en termes physiques comme signature de la surface martienne et de ses hétérogénéités. On voit en effet que les variations de ΔT sont systématiquement corrélées avec les heures locales au moment de

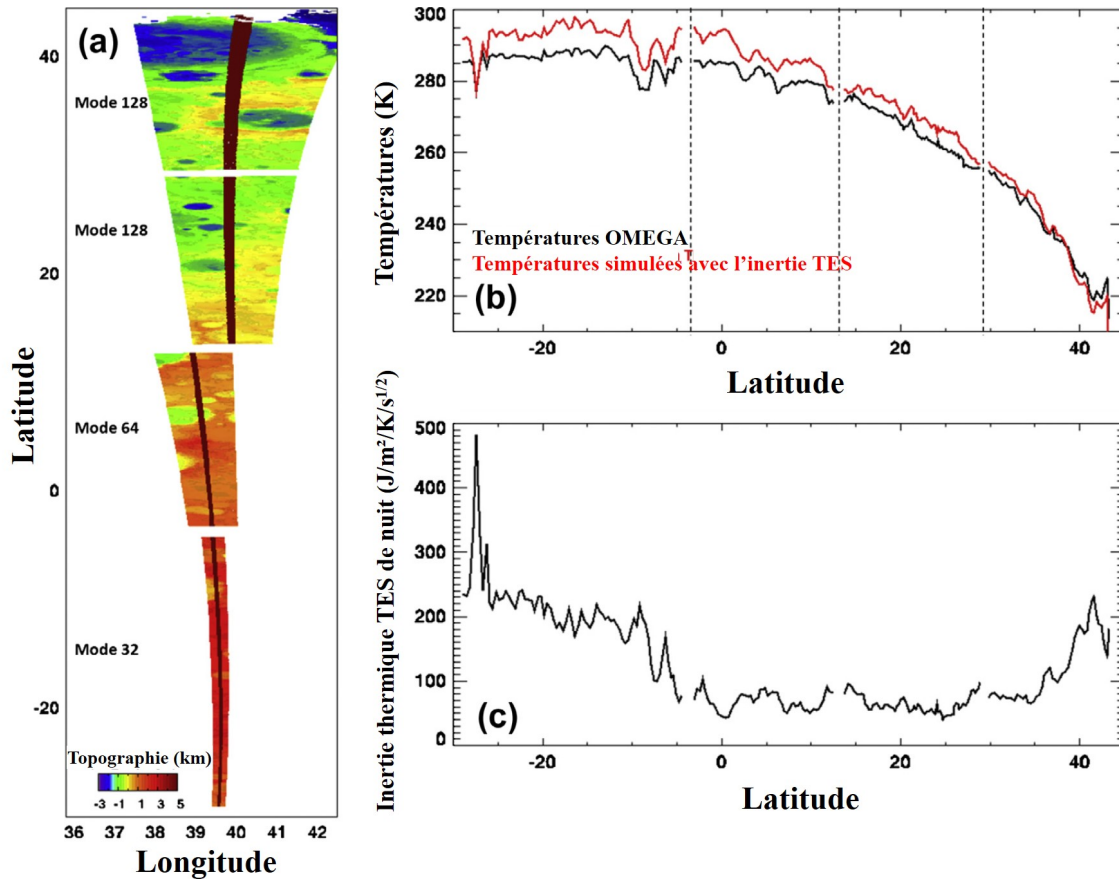


FIGURE 3.25 – Exemple de réduction de la résolution des données. a) Trace au sol et topographie des cubes de l’orbite 2353. Les 5 colonnes centrales à partir desquelles les profils latitudinaux sont extraits sont représentées en marron. b) Comparaison des températures simulées avec les températures OMEGA pour 262 points espacés d’environ 0.3° de latitude. Les pointillés indiquent les transitions entre les cubes successifs. c) Profil latitudinal d’inertie thermique utilisé pour les simulations de températures dans b). Pour cet exemple, $\Delta T = T_{OMEGA} - T_{modèle} \approx -4.3 K$.

l’orbite. Les températures mesurées par OMEGA sont plus faibles que celles simulées lorsque les observations ont été réalisées l’après-midi et plus grandes lorsque les observations ont lieu le matin : la variable ΔT croît quand l’heure locale décroît. Etant donné que les températures OMEGA sont comparées à des températures simulées avec l’inertie thermique obtenue à partir des données de TES à 2 H, cette variation est potentiellement le signe des hétérogénéités de la surface martienne (de manière équivalente à une variation diurne de l’inertie thermique apparente comme sur la figure 3.23). S’ajoute une variation saisonnière : l’amplitude des variations diurne est maximale vers 90° et minimale vers 250° de longitude solaire. Une combinaison des effets suivants est possible :

- les hétérogénéités des terrains observés selon la saison ne sont pas les mêmes. Les orbites observent généralement une soixantaine de degré de latitude et l’hémisphère nord (respectivement sud) est plus observée à la longitude solaire 90° (respectivement 270°), durant l’été (voir section 2.1.2).
- Le signal diurne des hétérogénéité varie lui-même selon la saison. Autour de la

longitude solaire 90° , l'hémisphère nord est observé pendant son long été et autour de 270° , c'est l'été de l'hémisphère sud, plus court, qui est observé. La profondeur de pénétration de l'onde saisonnière n'est donc pas identique pour les deux hémisphère et la plus faible amplitude de variation de ΔT peut refléter la moindre influence de matériaux sous-jacent durant l'été de l'hémisphère sud.

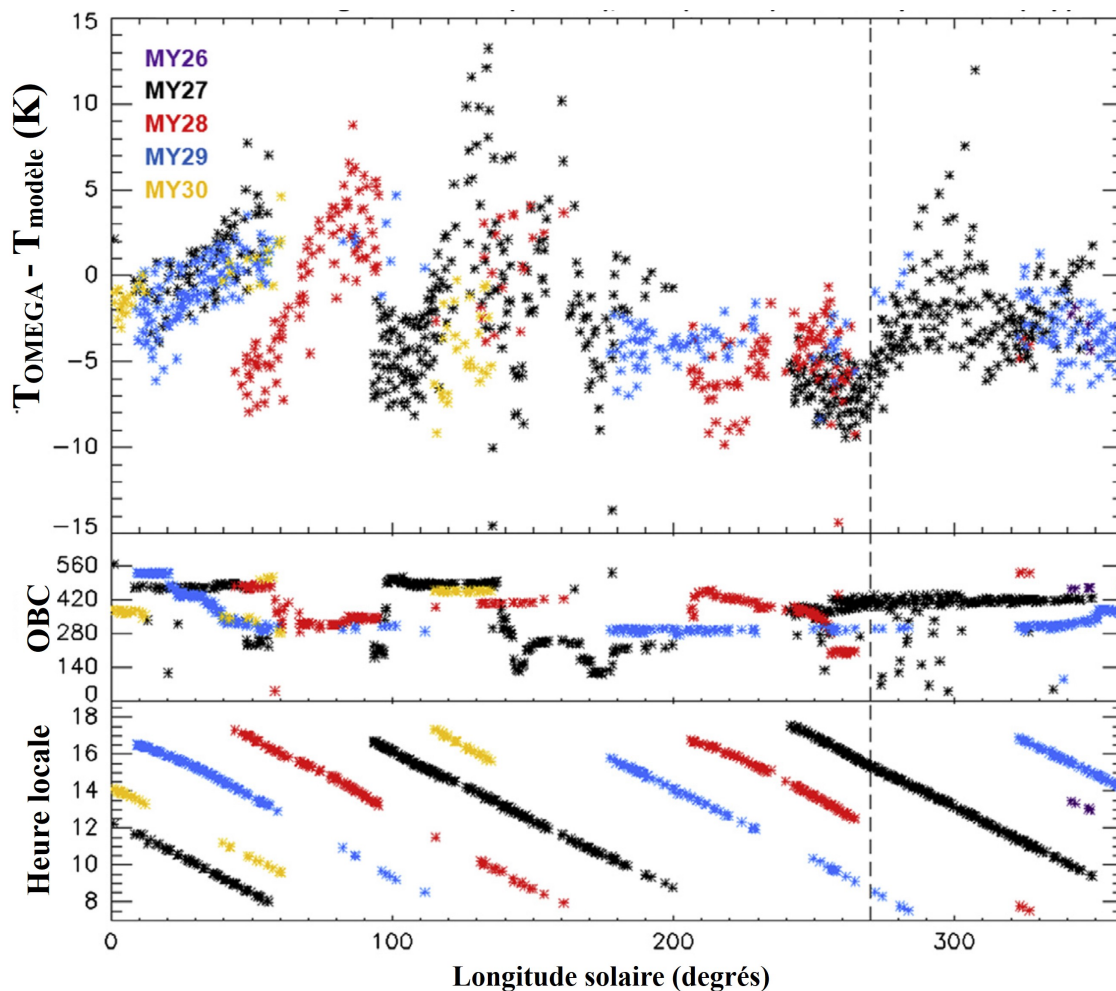


FIGURE 3.26 – Moyennes orbitales en fonction de la longitude solaire pour plusieurs années indiquées par différentes couleurs. Les différences entre les températures mesurées par OMEGA et celle simulées par le modèle sont montrées en haut, les niveaux de calibration en vol de la voie L (« OBC », en unités digitales) au milieu et les heures locales en bas. La longitude solaire 270° , correspondant à l'été de l'hémisphère sud, est représentée par une ligne pointillée sur les trois graphiques.

Globalement, les ΔT sont faibles (moyenne globale de -2.35 K), ce qui reflète un bon accord entre les température TES et OMEGA, par comparaison avec le biais systématique de 3 à 6 K (au maximum, selon la température) qui affecte potentiellement les températures d'OMEGA. L'accord est moins bon (moyenne globale de -2.90 K) lorsque les températures simulées le sont avec les valeurs d'inertie thermique de la carte TES de jour, qui est considérée comme moins fiable que celle de nuit (Putzig and Mellon, 2007a).

Les fonctions instrumentales de transfert calculées empiriquement pour les orbites de

niveau de calibration non-nominal semblent donc être dans leur grande majorité robustes. Ce premier aperçu du signal des températures mesurées par OMEGA laisse augurer des valeurs de propriétés thermo-physiques comparables à celles de référence utilisées par la communauté et comporte probablement la signature des hétérogénéités de la surface de Mars avec un échantillonnage temporel sans précédent.

3.4 Résultats

On aborde ici les résultats de la première étude des propriétés thermo-physiques de la surface de Mars à partir des températures mesurées par OMEGA. Plusieurs études locales à haute résolution sont présentées et analysées (section 3.4.1) puis une étude globale à faible résolution est réalisée et discutée à la lumière des connaissances scientifiques de la planète Mars (section 3.4.2).

3.4.1 Etudes locales

3.4.1.1 Région poussiéreuse : Tharsis

La première région d'étude (entre -45°E et -40°E de longitude et 4°N et 9°N de latitude, soit environ $300 \times 300 \text{ km}^2$) est une zone du dôme de Tharsis, couverte d'épais dépôts de poussière (0.1 - 2 m au minimum ; Christensen, 1986) et d'inertie thermique extrêmement faible (Palluconi and Kieffer, 1981; Mellon et al., 2000). Nous avons 18 observations OMEGA couvrant partiellement cette région. Ces observations sont rééchantillonnées à 20 pixels par degrés ($\sim 3 \times 3 \text{ km}^2$) et on calcule leur inertie thermique apparente. Tous les pixels de la carte n'ont pas un échantillonnage identique en heure locale mais on observe cependant une tendance d'ensemble de variation de l'inertie thermique apparente avec l'heure locale (voir figure 3.27a). L'inertie thermique apparente triple entre le matin (9 - 10H) et l'après midi (14H) mais reste toujours sous $200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$, ce qui correspond avec l'équation 3.2 à une taille de particules inférieure à $\sim 80 \mu\text{m}$ ($< 100 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ correspond à $< 20 \mu\text{m}$), cohérent avec de la poussière. Cette observation confirme la nature très poussiéreuse et éolienne des dépôts de cette région. En raison de l'échantillonnage en heure locale hétérogène, la moyenne des inerties thermique apparentes dont les heures locales sont inférieures à 11 H est montrée en figure 3.27b). La moyenne de toutes les observations présenterait de fortes disparités selon les endroits observés uniquement le matin ou aussi l'après-midi.

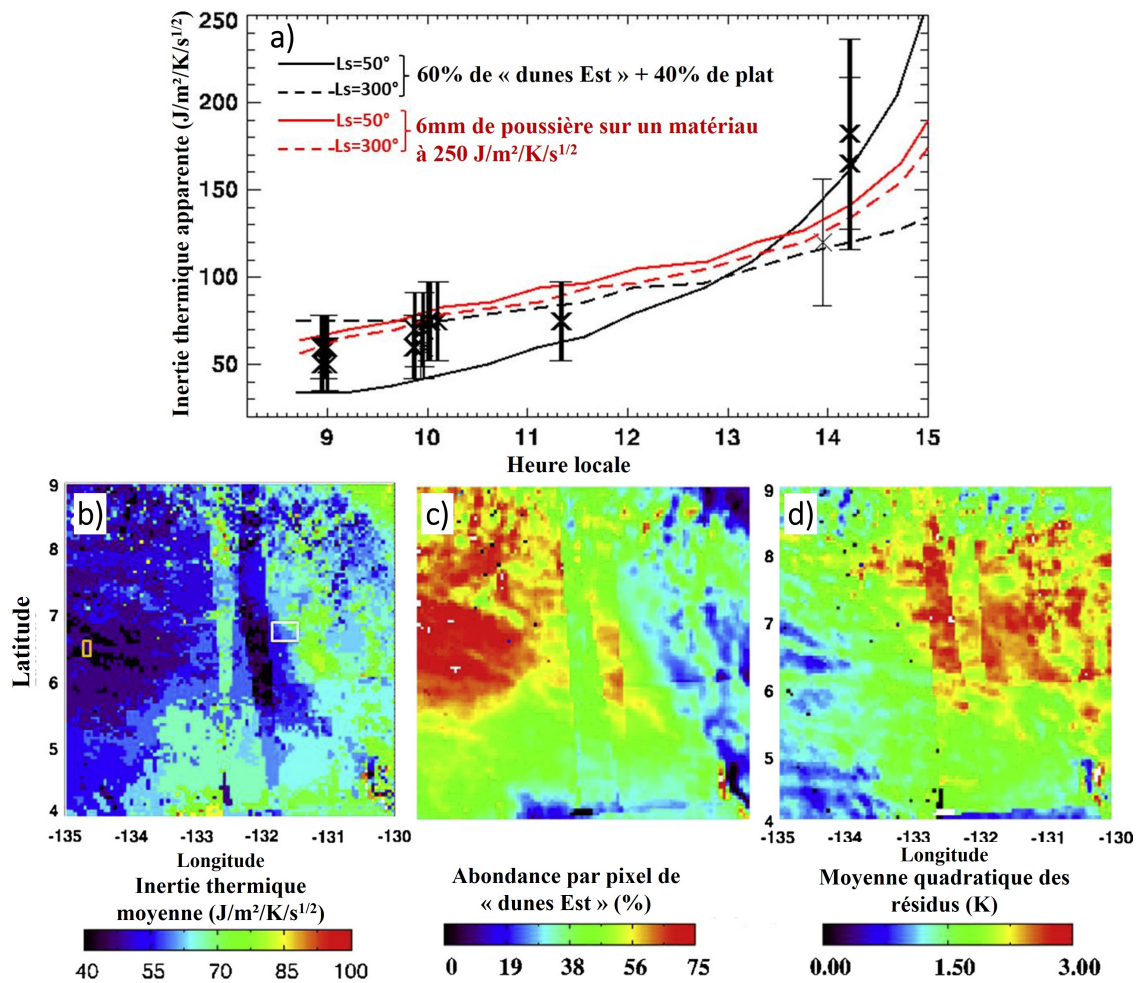


FIGURE 3.27 – a) Variation diurne d’inertie thermique apparente représentative de la majeure partie de la région. Deux simulations d’hétérogénéités sont représentées à deux différents L_s entre lesquels la majeure partie des données a été acquise. b) Moyenne des inerties thermique apparentes observées avant 11H. c) Abondance de l’hétérogénéité « Dunes Est » pour chaque pixel. La moyenne quadratique des différences entre les températures mesurées et celles des hétérogénéités simulées est montrée en d). Les rectangles jaune et blanc dans b) indiquent la position des images CTX de la figure 3.28.

La variation d’inertie thermique de l’ensemble de cette région est comparée à deux simulations d’hétérogénéités (figure 3.27a) :

- un mélange horizontal de poussière ($I = 75 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$, albédo = 0.3) constitué à 40 % de terrains plats (pente = 0°) et à 60 % de terrains simulant simplement en une dimension des dunes orientées préférentiellement vers l’Est (hétérogénéité « Dunes Est »)
- un mélange vertical constitué de 6 mm de poussière sur un matériau de plus forte inertie thermique

Les deux simulations d’hétérogénéités pourraient expliquer au premier ordre la variation diurne de l’inertie thermique, un meilleur accord avec les données (c’est-à-dire un plus faible résidu quadratique) allant à l’hétérogénéité horizontale. Un mélange horizontal de poussière et de rochers donnerait un résultat comparable, comme vu sur la figure 3.2.5.

Cependant, connaissant la nature poussiéreuse de cette région et l'épaisseur importante des dépôts, il est très peu probable que des rochers soient exposés à la surface ou même que la stratification thermo-physique de la poussière soit aussi marquée sur quelque mm (Christensen, 1986). On voit à l'aide de l'imagerie haute résolution que l'ensemble de la région est couverte de dunes, avec en effet aucune indication de présence de rochers à l'échelle de l'image CTX (figure 3.28). Pour cette raison, nous avons choisi d'interpréter les variations d'inertie thermique apparente par une abondance de dunes : les cycles thermiques de dunes de poussière orientées vers l'Est et de poussière à pente locale nulle sont simulés et on cherche ensuite l'abondance relative des deux types de terrains qui reproduit le mieux les températures observées. Ce résultat est présenté en figure 3.27c et les résidus entre températures simulées et températures observées sont montrés en figure 3.27d. Une valeur d'abondance de « Dunes Est » égale à zéro signifie que le cycle thermique qui reproduit au mieux les mesures est celui de poussière à pente locale nulle, sans dune. On voit que les abondances de « Dunes Est » les plus importantes (> 60 %) correspondent à des résidus quadratiques faibles, indiquant que l'hétérogénéité simulée reproduit bien les températures à ces endroits.

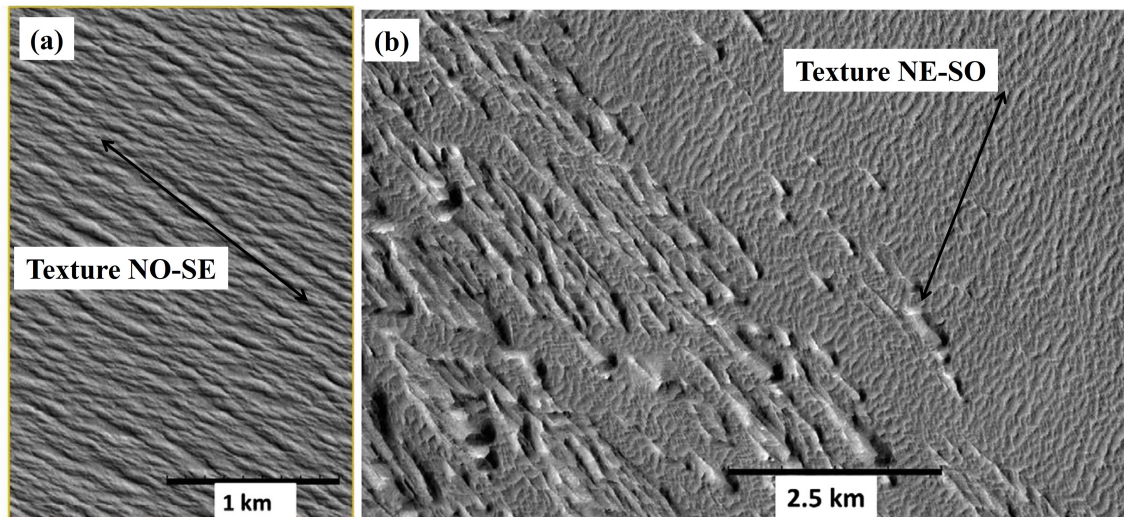


FIGURE 3.28 – Images CTX (visible) haute résolution des zones indiquées par des rectangles sur la figure 3.27b. Les directions des principales textures sont indiquées par des flèches. L'image a est une portion de l'image CTX B18_016530_1858_XN_05N134W et l'image b est une portion de l'image CTX B20_017387_1868_XN_06N131W.

La figure 3.28a montre une image CTX d'un de ces endroits où l'on voit qu'à une échelle pluri-kilométrique, le motif des dunes est régulier et unidirectionnel (orienté nord ouest - sud est), cohérent avec notre modèle de « Dunes Est » car une plus grande fraction de la surface y est exposée vers l'Est. La transition entre les terrains de plus faibles inertie thermique et les terrains d'inertie thermique plus élevée sur la figure 3.27b est cohérente avec une transition de la texture de la surface et de son orientation préférentielle : la figure 3.28b montre cette transition, de surfaces préférentiellement orientées vers l'Est à l'Ouest de la région vers une texture orientée Nord Est - Sud Ouest à l'Est de la région (indiquée par une flèche sur la figure 3.28b). Toute la partie Ouest donne de grandes abondances de « Dunes Est » avec de relativement faibles résidus quadratiques alors que la partie

Ouest donne de petites abondances, avec de forts résidus qui indiquent que le modèle d'hétérogénéité ne reproduit pas bien la réalité de la surface : la texture de la surface y est soit irrégulière (plausible dans le cas de mélanges plusieurs orientations à l'intérieur des pixels de 3 km comme sur la figure 3.28b), soit pas du tout dans la direction modélisée (comme sur la partie droite de la figure 3.28b).

On voit sur cet exemple que des variations spatiales d'inertie thermique apparente (figure 3.27b) ne sont pas forcément le signe que différents matériaux sont présents à la surface. Ici, il est plus plausible que les variations apparentes soient causées par différentes textures de la surface qui est régionalement entièrement couverte d'un même matériau homogène, comme suggéré par les cartes de composition de cette région (Ody et al., 2012).

3.4.1.2 Région volcanique : Syrtis Major

La province volcanique de Syrtis Major est une région peu poussiéreuse et de très faible albédo. Notre région d'étude est centrée sur la caldéra « Nili Patera » une dépression d'environ 1.8 km où ont été observés des affleurements rocheux et une variété de roches magmatiques (Christensen et al., 2005; Poulet et al., 2007; Edwards et al., 2009). La figure 3.29 montre deux cartes d'inertie thermique construites à partir de 16 (respectivement 6) observations OMEGA, d'une résolution de 20 ppd (respectivement 32 ppd). Il y a peu de différences entre les observations, quelque soient leurs heures locales et saisons. L'inertie thermique moyenne de l'unité qui s'étend depuis la caldera vers le Sud-Est est en bon accord avec la valeur issue des données TES ($310 \pm 80 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ contre $275 \pm 20 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$, Putzig and Mellon, 2007a), ce qui correspond à des tailles de particules entre 500 et 800 μm , indiquant un sable grossier probablement partiellement cimenté. Au premier ordre, nos résultats et l'inertie thermique TES sont également en accord pour les terrains de plus faible inertie thermique entourant la caldera : $240 \pm 60 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ pour OMEGA et $200 \pm 20 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ pour TES, correspondant à des particules plus fines avec des diamètres entre 160 et 300 μm .

On s'intéresse maintenant plus en détail à la caldera elle-même. La figure 3.30 reproduit une carte d'inertie thermique de la caldera calculée à partir des données THEMIS et superposée à une image THEMIS haute résolution de 18 m par pixel (Fergason et al., 2006) qui illustre bien les contextes géomorphologiques et thermo-physiques notées A, B, C et D sur la figure. Fergason et al. (2006) suggère que la caldera est entièrement couverte par de la roche brute et qu'un matériau plus lâche recouvre cette couche rocheuse par endroits. L'unité B est traitée à part, en raison de la nature possiblement dacitique du matériau qui la recouvre (Christensen et al., 2005) de même que l'unité D dont les images montrent qu'elle est recouverte de dunes de sable. L'inertie thermique varierait de $\sim 300 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ (unité C) à $1200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ à certains endroits de la partie Est de l'unité A selon l'épaisseur de la couche de matériau lâche au dessus de la couche rocheuse. Les épaisseurs impliquées selon Fergason et al. (2006) iraient de zéro (pour les endroits d'inertie thermique très élevée) à plusieurs centimètres pour l'unité C.

Cette stratification du sous-sol et les épaisseurs impliquées devraient produire, en fonction de l'heure locale, une signature caractéristique dans les valeurs d'inertie thermique apparente d'OMEGA. La partie droite de la figure 3.30 montre les variations diurnes d'inertie thermique apparente pour les quatre unités avec OMEGA. Aucune va-

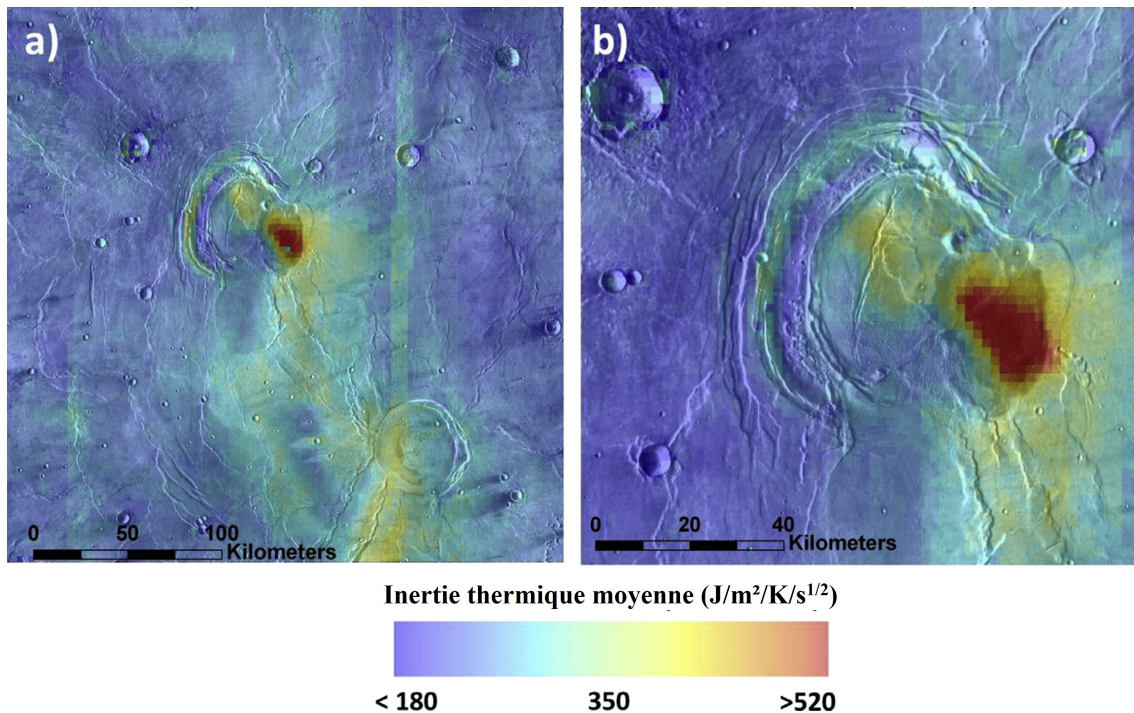


FIGURE 3.29 – Inertie thermique moyenne dérivée des données OMEGA à une résolution de (a) 20 pixels par degrés (entre 65°E et 70°E de longitude et 6°N et 11°N de latitude) et (b) 32 pixels par degrés, centré sur la caldéra (Nili Patera). La valeur maximale d’inertie thermique est $605 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ et la valeur minimale est $155 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$. L’inertie thermique OMEGA est superposée à la mosaïque de température THEMIS de jour (Edwards et al., 2011) pour mettre en évidence les caractéristiques texturales de la région.

riation n’est visible pour les unités B et C et le fait que les inerties thermique apparentes restent au même niveau le matin est un argument fort contre une influence d’hétérogénéités sur le comportement thermique de ces unités ce qui indique que la couche supérieure est d’épaisseur suffisante (quelque profondeur de peau, soit > 15 cm pour une inertie de $350 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$) pour masquer thermiquement tout matériau sous-jacent. La figure 3.31 montre une image haute résolution de Nili Patera, où l’unité B est bien visible par contraste avec l’unité C. Ceci indique que le matériau qui est exposé à l’unité B est probablement de composition différente que celui de l’unité C malgré des valeurs d’inertie thermique très proches. Cependant, la partie Ouest de l’unité A (A’ sur la figure 3.31) et l’unité C montrent de grande similarités morphologiques sur la figure 3.31. La valeur d’inertie thermique moyenne de l’unité C, $350 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$, est alors considérée comme représentative de la couche supérieure, d’épaisseur au moins 15 cm pour cette unité et potentiellement moins pour l’unité A. En effet, on observe une forte variation diurne de l’inertie thermique apparente pour la partie Ouest de l’unité A, montrée sur la figure 3.30. Cette variation est proche de celle que produirait une couche d’épaisseur 3.5 cm d’inertie thermique $350 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ au dessus d’un substrat rocheux (ou 1.5 cm si l’on considère $I = 250 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ pour la couche supérieure). La partie Est de l’unité A est morphologiquement distincte de la partie Est, avec un matériau plus sombre et d’apparence plus découpée. Cette partie de l’unité A affiche les valeurs d’inertie ther-

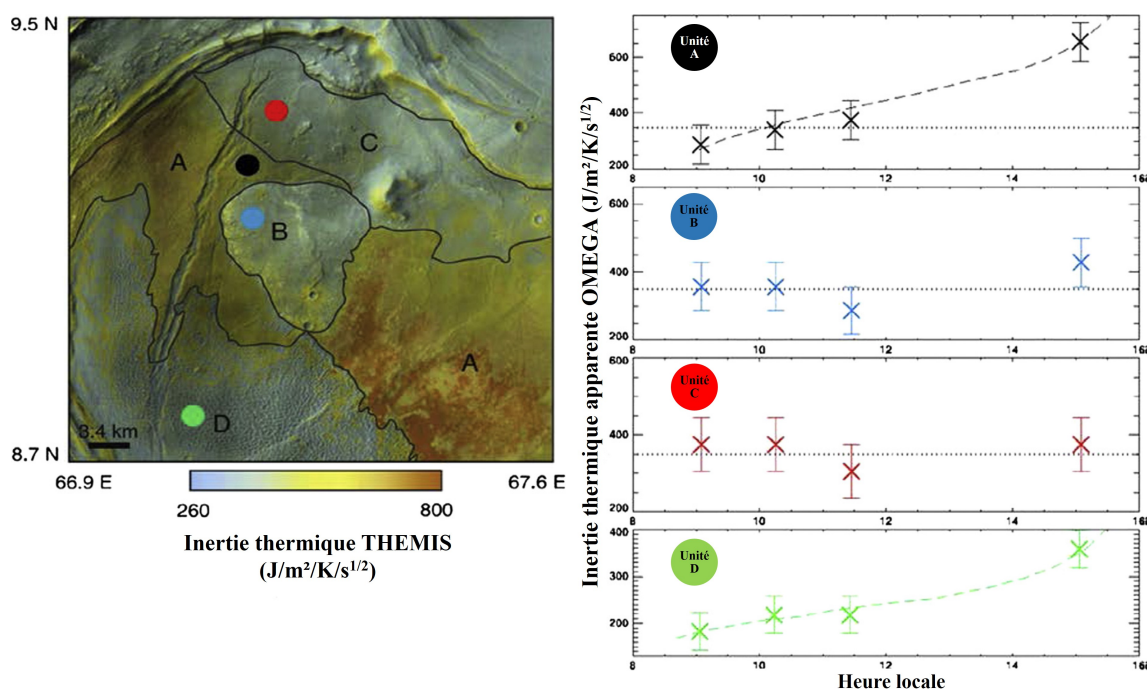


FIGURE 3.30 – A gauche, la carte d’inertie thermique a été construite à partir des données THEMIS à une résolution de 100 m par pixel et est issue de [Ferguson et al. \(2006\)](#). 4 points de couleur indiquent les pixels pour lesquels les variations d’inertie thermique apparente à partir des données OMEGA sont montrées à droite. Les droites en pointillé pour les graphiques des unités A, B et C indiquent le niveau d’inertie thermique $350 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$, représentatif de la couche supérieure. Les droites en tiret pour les unités A et D indiquent des simulations d’hétérogénéités : pour l’unité A, 3.5 cm d’un matériau à $350 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ sur un matériau rocheux à $1200 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ et pour l’unité D, un mélange horizontal de 60 % de sable ($I=250 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$) à pente locale nulle et 40 % de sable orienté vers l’Est.

miques les plus élevée : $1180 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ avec THEMIS, $600 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ avec OMEGA, correspondant à une épaisseur de matériau lâche encore plus faible, voire nulle. La différence entre les valeurs maximales de THEMIS et de OMEGA peut venir des différentes résolutions spatiales : le substrat rocheux pourrait affleurer à l’échelle 100 m (résolution de THEMIS) mais ne couvrir qu’une portion du pixel de 1.8 km d’OMEGA (carte 32 ppd). La structure stratigraphique basée sur notre modèle vertical et sur les texture est schématisée sur la figure 3.31.

Enfin, l’unité D est d’inertie beaucoup plus faible (on note la différence d’échelle d’axe des ordonnées sur la figure 3.30) et l’imagerie haute résolution (figure 3.31) montre des dunes éoliennes orientées dans la direction Nord Est - Sud Ouest et probablement composée de sable grossier à moyen (200 - 350 μm de diamètre). Elles présentent une importante augmentation diurne de l’inertie thermique apparente, bien reproduite au premier ordre par une simulation de mélange horizontal d’un même matériau ($250 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$) : 60 % de terrains plats et 40 % de terrains penchés à 20° vers l’Est. Avec les paramètres inverses (terrains penchés vers l’Ouest), la meilleure abondance de terrains penchés qui reproduit les mesures est nulle et le résidu quadratique est très important. Ce modèle

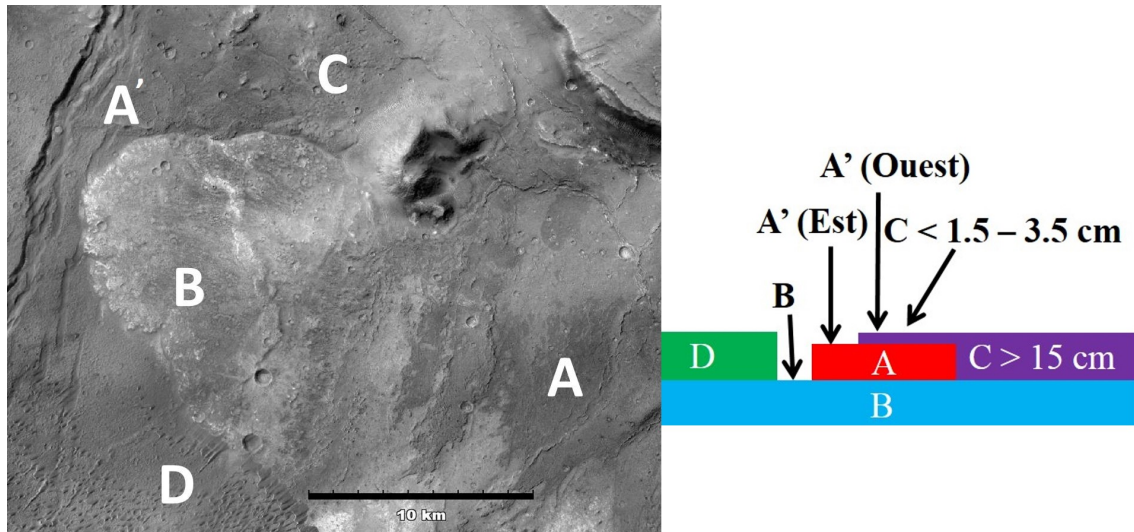


FIGURE 3.31 – Portion d’une image CTX (B21_017762_1891_XN_09N292W) de la caldera de Nili Patera. Les unités géologiques A, B, C et D discutées dans le texte sont indiquées. La structure stratigraphique basée sur notre modèle et sur les variations de texture est schématisée à droite.

d’hétérogénéité est assez simple et n’implique en conséquence pas que 40% de dunes penchées à 20° vers l’Est sont présentes en réalité, mais au premier ordre, l’orientation locale préférentielle vers l’Est reproduit bien la variation d’inertie thermique observée en plus d’être en accord avec l’imagerie haute résolution qui indique une direction des dunes cohérente à l’échelle pluri-kilométrique.

3.4.1.3 Région altérée : Meridiani

La région de Meridiani contient le site d’atterrissage du robot Opportunity (vers - 5.5°E, 1.93°S) qui fonctionne toujours en 2014 après plus de 35 km parcourus. Vu l’énorme intérêt scientifique des co-observations in situ et orbitales, Mars Express a multiplié les survols de cette région depuis sa mise en orbite. Pour cette raison, la région de Meridiani est une des plus fréquemment observées par OMEGA. Quatre unités géologiques principales ont été cartographiées dans la région de Meridiani, chacune ayant une composition et des assemblages morphologiques et minéralogiques différents (Hynek et al., 2002; Arvidson et al., 2003; Poulet et al., 2007, 2008a) :

- Les plus jeunes unités P et Ph (pour Plaines et Plaines à hématite) sont superficielles et constituées de petites dunes de sable fin. Le robot Opportunity y a atterri en raison de leur aspect lisse (peu de risques dûs à la présence de rochers) et on en trouvera une photo prise in situ sur la figure 2.15.
- L’unité E (pour « Etched », c’est-à-dire « gravée ») est sous-jacente aux unités P et Ph et contient des dépôts de minéraux hydratés (sulfates et phyllosilicates, Poulet et al. 2008a; Flahaut et al. 2014). Plusieurs structure morphologiques complexes s’y côtoient (dépressions, affleurements de différent matériaux, blocs polygonaux, buttes, mesas).
- L’unité MCT (pour « Mantled Cratered Terrain », c’est-à-dire terrains cratérisés couverts par un manteau) est un ensemble couvert par des dizaines de mètres

de dépôts éoliens et de poussière, laissant apparaître les plus gros cratères sous-jacents.

- L'unité DCT (pour « Dissected Cratered Terrains », c'est-à-dire terrains cratérisés exposés) est le sous-basement rocheux de la région. C'est la plus vieille unité exposée (datant du Noachien) et elle montre de fortes signatures de pyroxène (Poulet et al., 2008a).

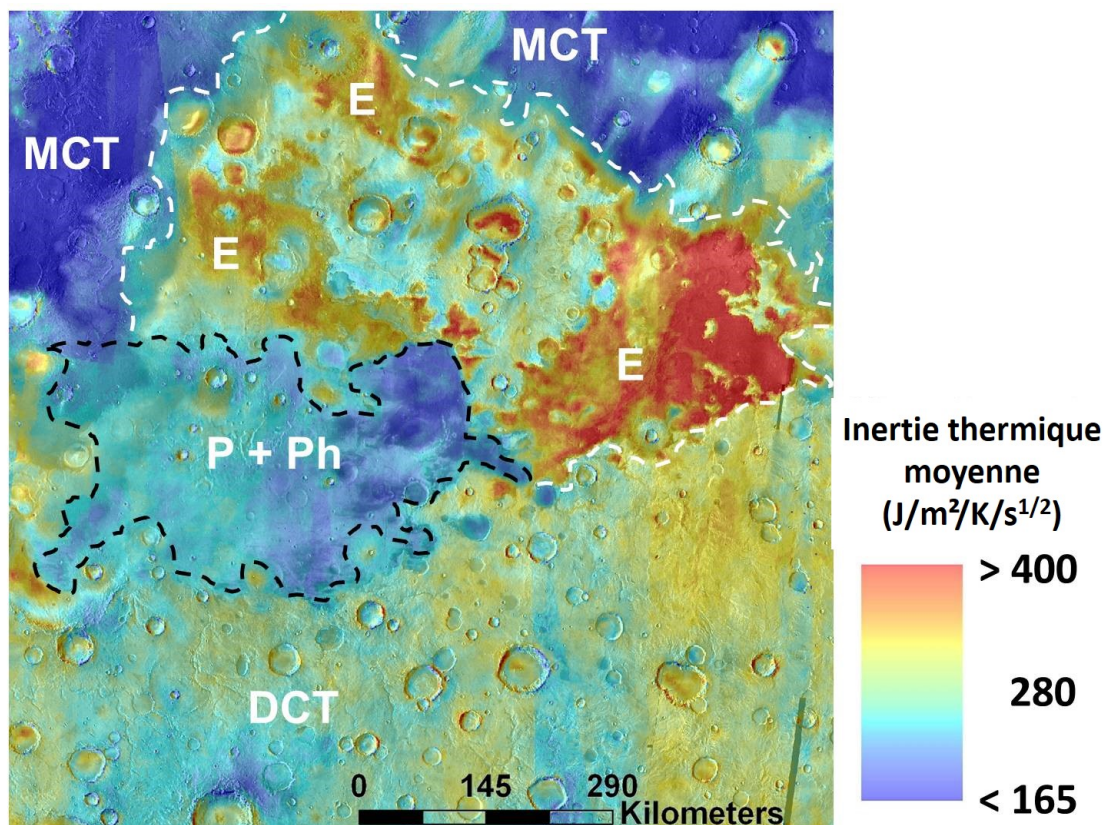


FIGURE 3.32 – Inertie thermique moyenne des données OMEGA entre -8°E , 8°E , 8°S et 8°N (32 ppd, ~ 1.9 km par pixel). La carte est superposée à la mosaïque IR THEMIS de jour (Edwards et al., 2011) et les principales unités géologiques sont indiquées (Arvidson et al., 2003). La valeur maximale est $480 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ et la valeur minimale est $40 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$.

La figure 3.32 présente la moyenne des inerties thermique apparentes de 36 cubes OMEGA. Les frontières des principales unités géologiques y sont clairement visibles. L'unité E présente les plus fortes inerties thermiques de la région, qui restent toutefois trop faibles pour être interprétées comme étant la signature d'affleurements rocheux sur tout un pixel (~ 1.9 km). L'inertie thermique est maximale aux endroits où des minéraux hydratés sont détectés à partir de leur absorption à $1.9 \mu\text{m}$. Les variations de l'inertie thermique apparente sont plutôt faibles et restent ambiguës étant donné l'incertitude sur les valeurs d'inertie thermique pour l'ensemble de cette unité. Les pixels de forte inertie thermique montrent parfois une augmentation de $\sim 80\%$ entre le matin et l'après-midi, mais ces variations sont isolées (quelques pixels adjacents au maximum) et sont peut être causées par des pentes locales ou des azimuths non représentatifs de la réalité. Les

mélanges morphologiques à l'échelle de notre pixel sont complexes, et peuvent expliquer la diversité des comportements thermique observés.

L'unité MCT présente la plus faible inertie thermique de la région, avec une valeur moyenne de $165 \pm 40 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$. De fortes variations diurnes d'inertie thermique apparente y sont observées, avec des valeurs parfois plus basses que $100 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ tôt le matin jusqu'à des valeurs atteignant $350 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ l'après-midi. On y observe aussi des traces laissées par des vents autour des cratères (« windstreaks » en anglais). Ces traces ont des inerties thermiques plus élevées que les terrains environnants ($250 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ contre $140 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), en raison de la protection fournies par les cratères qui empêche les fines particules portées par le vent de s'y déposer. Ces traces de vent montrent une variation diurne de l'inertie thermique thermique apparente significative, cohérente avec de fins dépôts de poussière ($\sim 500 \mu\text{m}$).

Les unités P et Ph ont été cartographiées ensemble sur la figure 3.32 en raison de leur grande similitude thermo-physique. Les inerties thermique moyennes de cette unité vont de 140 à $200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ ($\pm 35 - 50 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$). Ferguson et al. (2006) ont trouvé une inertie thermique entre 100 et $150 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ à partir des données in situ d'Opportunity dans l'unité Ph et la courbe de température comparée aux mesures de température d'Opportunity sur la figure 3.3 est simulée avec une inertie thermique de $120 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ (Millour et al., 2011), ce qui représente un bon accord avec nos valeurs. Par comparaison, les cartes d'inertie thermique TES, référence pour la communauté, donnent des valeurs entre 90 et $160 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ ($\pm 10 - 20 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$) pour la carte construite avec les données de nuit et entre 60 et $125 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ ($\pm 15 - 25 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$) pour la carte construite avec les données de jour. Aucune variation d'inertie thermique apparente n'est observée pour l'unité P+Ph dans les valeurs d'inertie d'OMEGA, ce qui est cohérent avec l'épaisseur de plusieurs cm du manteau de sable exploré par Opportunity.

Enfin, l'unité DCT est celle qui présente la plus grande variabilité d'inertie thermique moyenne (de $< 200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ à $350 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$) et quelques variations d'inertie thermique apparente y sont localement observées (notamment sur les pentes des cratères d'impact). Elles sont causées par des morphologies complexes et très variées (comme pour l'unité E) et ne sont pas répandues.

On voit à travers ces études régionales que les propriétés thermo-physiques de certains terrains ne sont pas fidèlement représentées par une inertie thermique apparente ou moyenne. Toutes les variations de l'inertie thermique apparente ne doivent pas être considérées comme étant réellement des variations des propriétés thermo-physiques de la surface, mais l'impact des hétérogénéités de la surface doit être analysé car il peut parfois dominer la réponse thermique d'un terrain. A l'inverse, les propriétés thermo-physiques de certains terrains sont assez bien représentées par une valeur d'inertie thermique moyenne ou apparente. La morphologie ainsi que la stratification visible du régolite permettent d'interpréter de manière plus complète les températures de la surface de Mars, mais on ne peut cependant pas exclure l'impact de la texture des matériaux à plus petite échelle (centimétrique), et ce même si nos exemples, malgré la diversité des terrains, n'ont pas permis de le mettre en évidence (Bandfield, 2009).

3.4.2 Etude globale

3.4.2.1 Carte globale

La méthode de calcul de l'inertie thermique apparente est appliquée à l'ensemble du jeu de données sélectionné. En raison du grand nombre de pixel à la résolution nominale (> 200 millions), les données sont rééchantillonnées à une résolution de 4 pixels par degré (ppd) (~15 km par pixel à l'équateur) sur une grille géographique cylindrique. De la même manière que pour les études locales, l'inertie thermique apparente est calculée séparément pour chaque observation. La carte globale de la moyenne des inerties apparentes est présentée en figure 3.33 où la topographie et les noms des principales régions martiennes sont rappelés pour la clarté de la discussion. Les variations d'inertie thermique apparente (donc l'écart type de la carte de la moyenne) sont analysées plus loin dans la section 3.4.2.2. Les sites d'atterrissage des robots Viking (1 et 2), Mars Pathfinder, Spirit, Opportunity et Curiosity y sont indiqués par des étoiles rouges. La couverture n'est que partielle et très hétérogène en heures locales entre 45° et 60° de latitude dans les deux hémisphères, c'est pourquoi la carte présentée est restreinte à l'intervalle [45°S, 45°N]. Environ 95.5 % de la surface entre ces latitudes est observée au moins une fois, le nombre moyen d'observations par pixel étant 2.4 et le maximum 13.

Cette carte globale montre les principales unités thermo-physiques de la surface martienne. Au premier ordre, la distribution est bimodale, avec un premier pic étroit autour de $70 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ et un autre plus large autour de $250 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$, ce qui correspond à des tailles de particules (avec l'équation 3.2 et une pression de 600 Pa) respectives de 2 μm et 400 μm . Trois grandes régions de très faible inertie thermique sont bien délimitées : de Tharsis à Amazonis Planitia, Arabia Terra et Elysium Planitia. L'inertie thermique de ces régions est inférieure à $150 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ (la valeur minimale est de $30 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), ce qui correspond à un diamètre des particules inférieur à 45 μm (< 8 μm pour les inerties thermiques inférieures à $100 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$). Ces régions sont donc couvertes de poussière très fine, produit de l'érosion éolienne depuis plusieurs milliard d'années. A l'opposé, seulement 3.5 % de la surface martienne présente une inertie thermique supérieure à $350 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$. Ces terrains d'inertie thermique élevée sont situés :

- à l'intérieur ou en bordure des bassins d'impacts Hellas, Isidis et Argyre
- dans Chryse Planitia et au sud d'Acidalia Planitia dans l'hémisphère nord.
- à plusieurs endroits dans la région de Margaritifer.
- dans Valles Marineris où les valeurs d'inertie thermique peuvent cependant être biaisées en raison de la faible résolution de la carte des pentes utilisée.

Seuls 0.5 % des pixels de la carte entre 45°S et 45°N à l'échelle de 4 ppd présentent une inertie thermique supérieure à $600 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ et ils sont tous localisés en bordure d'Isidis et d'Hellas où la valeur maximale de $1050 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ est atteinte. On ne mesure donc pas d'inertie thermique « rocheuse » (> $1200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$) à notre échelle, comme on pouvait s'y attendre d'après les travaux de [Edwards et al. \(2009\)](#), qui ne trouvent avec les données THEMIS (100 m par pixel) que de très rares affleurements rocheux, couvrant toujours moins de quelques kilomètres carrés. Les vieux terrains cratérisés de l'hémisphère sud présentent en majorité des inerties thermique intermédiaires, autour de $250 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$, à l'image de l'unité DCT de la région de Meridiani.

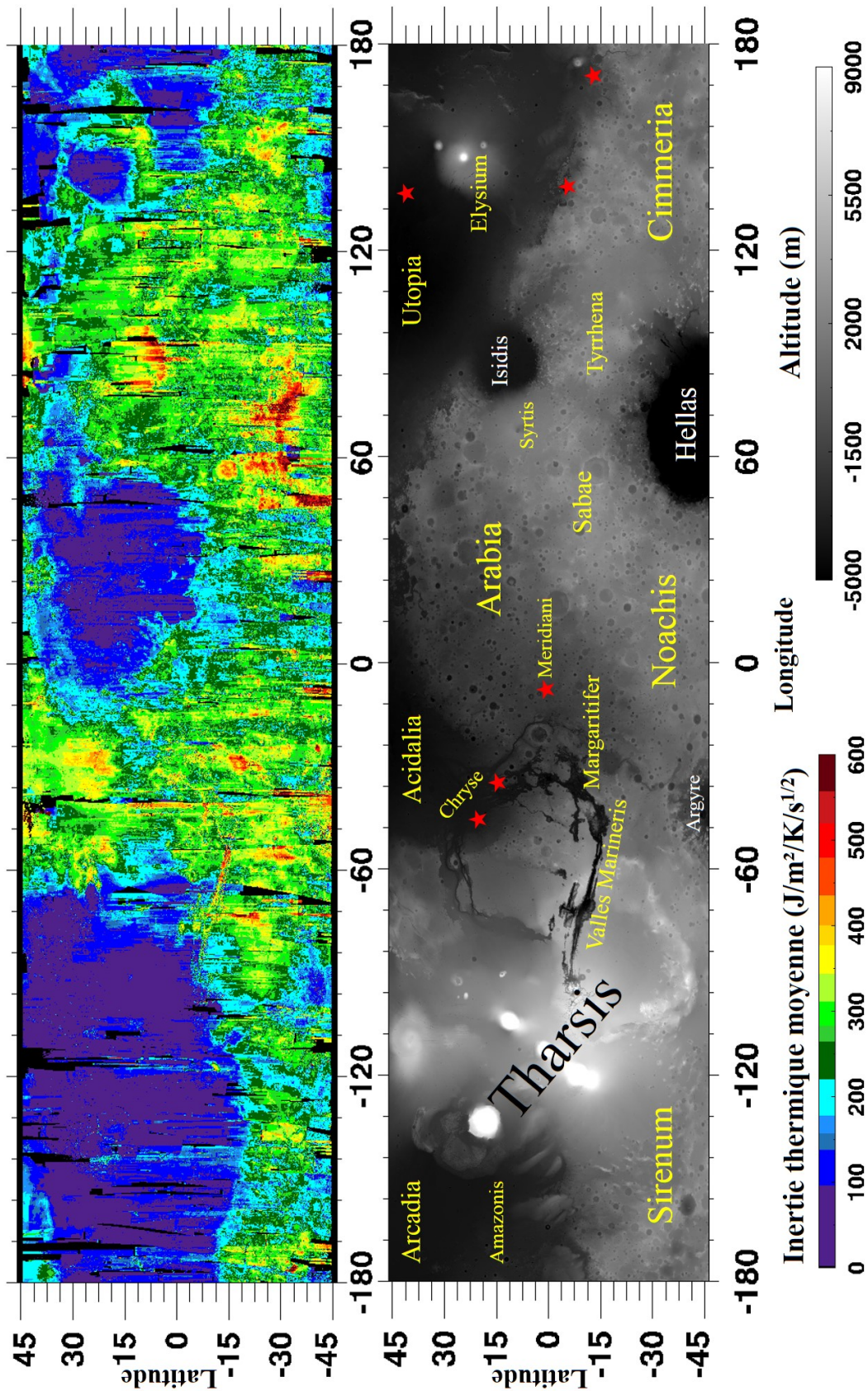


FIGURE 3.33 – Carte globale de l’inertie thermique moyenne calculée à partir des données OMEGA (en haut). La résolution est de 4 pixels par degrés ($\sim 15\text{km}$ à l’équateur). La topographie MOLA avec les régions principales de Mars est montrée en bas. Les étoiles rouges indiquent les lieux d’atterrissage des robots.

Comparaison avec les autres jeux de données. On compare ici les valeurs d'inertie thermique moyenne de la carte globale présentée en figure 3.33 avec les valeurs publiées dans la littérature à partir des données des instrument TES et THEMIS. Ces comparaisons sont présentées sur la figure 3.34. La carte d'inertie thermique de nuit TES (Mellon et al., 2000; Putzig and Mellon, 2007a) à été rééchantillonnée à la même résolution que la figure 3.33 (4 ppd). La carte d'inertie thermique issue des données THEMIS est nominale à la résolution de 2 ppd et couvre uniquement les latitudes inférieures à 40° . Nous avons donc rééchantillonné la carte de la figure 3.33 à cette résolution et dans cet intervalle de latitude pour effectuer la comparaison. La comparaison de l'inertie thermique OMEGA avec l'inertie thermique TES de jour présente la même forme que la comparaison avec l'inertie thermique TES de nuit montrée en figure 3.34a, mais avec un accord dégradé entre les deux cartes. Les histogrammes de la figure 3.34 indiquent que les valeurs d'inertie thermique calculées à partir des données OMEGA sont globalement plus grandes que les valeurs calculées par Putzig and Mellon (2007a) à partir des données TES et qu'elles sont plus proches des valeurs calculées par Fergason et al. (2006) à partir des données THEMIS que de celles-ci.

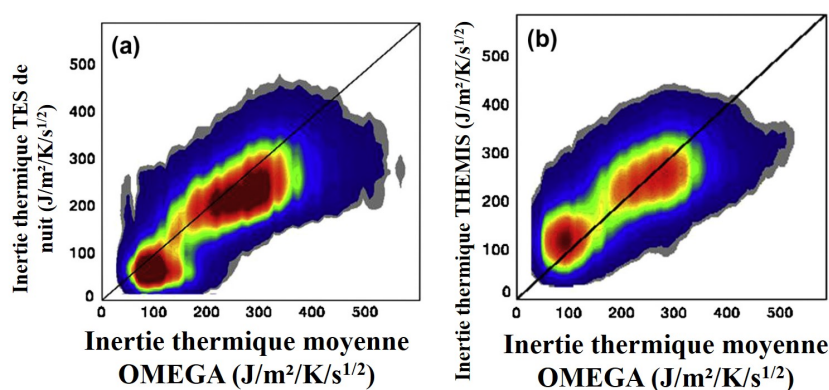


FIGURE 3.34 – Histogrammes bidimensionnels de comparaison de la carte globale d'inertie thermique moyenne d'OMEGA en fonction de : a) la carte de l'inertie thermique TES de nuit (Putzig and Mellon, 2007a) et b) la carte d'inertie thermique THEMIS (Fergason et al., 2006). Les lignes noires indiquent les droites $y = x$.

Pour les petites inerties thermique ($< 200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), les valeurs des inerties TES et THEMIS encadrent les valeurs calculées à partir des données OMEGA. Pour les plus grandes valeurs d'inertie thermique, les différences entre l'inertie OMEGA et les inerties TES et THEMIS ont la même forme, les inerties OMEGA étant plus importantes. Les différences entre les trois cartes d'inertie thermique doivent être considérées à la lumière des différences entre les données et les méthodes employées : OMEGA, TES et THEMIS mesurent la température de la surface dans trois gammes de longueur d'onde différentes, avec des résolutions spatiales et des caractéristiques instrumentales différentes. De plus, les valeurs d'inertie thermique sont calculées en utilisant trois codes d'équilibre dynamique énergétique différents (avec également des valeurs de paramètres tels l'albédo qui ne sont pas les mêmes). A ces égards, il est compréhensible qu'il existe des différences entre les trois cartes d'inertie thermique et elles restent pour la plupart inférieures aux incertitudes sur les inerties thermique : $\sim 10\%$ pour TES (Mellon et al., 2000), $\sim 20\%$ pour

THEMIS (Ferguson et al., 2006) et OMEGA (en moyenne, résumées en détail dans la section 3.2.4). On rappelle que les températures OMEGA sont potentiellement biaisées de 3 à 6 K (en conséquence de l'incertitude de 20% sur la calibration absolue de la voie L), ce qui se traduirait par une erreur maximale sur les inerties thermiques de 100 à 250 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$, bien au delà des différences avec les inerties thermiques TES et THEMIS. Une étude plus approfondie des différences entre les températures TES, THEMIS et OMEGA et les différents modèles utilisés permettrait de mieux comprendre l'origine des différences entre les valeurs d'inertie thermique calculées à partir des trois instruments. En l'état, les comparaisons de la figure 3.34 confirment déjà que l'inertie thermique calculée durant cette thèse à partir des données OMEGA est robuste, comparable à celle des instruments TES et THEMIS.

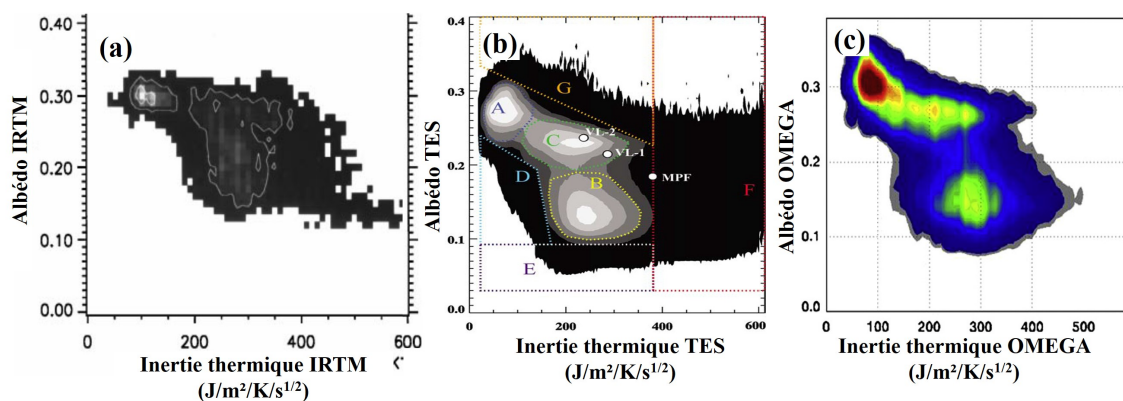


FIGURE 3.35 – Histogrammes bidimensionnels de l'inertie thermique en fonction de l'albédo solaire construits en utilisant exclusivement les données de trois instruments : a) instruments IRTM à bord des missions Viking, modifié d'après Palluconi and Kieffer (1981) ; b) instrument TES à bord de Mars Global Surveyor, modifié d'après Putzig et al. (2005) et c) instrument OMEGA à bord de Mars Express.

OMEGA devient ainsi le troisième instrument de l'histoire de l'exploration martienne, après IRTM/Viking et TES/MGS, à cartographier globalement l'ensemble des propriétés thermo-physiques de la surfaces : l'inertie thermique et l'albédo. La figure 3.35 montre les histogrammes des propriétés thermo-physiques mesurées indépendamment par ces trois instruments. IRTM n'observait que deux principales unités thermo-physiques (Palluconi and Kieffer, 1981) et la vision de cette distribution s'est raffinée avec les mesures de TES (Mellon et al., 2000; Putzig et al., 2005). OMEGA confirme les résultats de TES en observant trois principales unités thermo-physiques : un ensemble de faible inertie thermique et de fort albédo (> 0.28), correspondant aux grandes régions très poussiéreuses ; un ensemble de faible albédo et d'inertie thermique intermédiaires (autour de $270 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$), correspondant aux terrains sombres (albédo < 0.18), principalement dans l'hémisphère sud (avec Syrtis Major et Acidalia Planitia) et enfin un plus petit ensemble d'inertie thermique entre 180 et 260 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ avec des albédo intermédiaires (entre 0.23 et 0.27). On note que nos valeurs d'albédo sont significativement plus contrastées que celles du bolomètre TES, en raison de la contribution diffuse des aérosols aux valeurs de l'albédo TES.

Comparaison avec la minéralogie On compare maintenant les valeurs d'inertie thermique aux grande unités minéralogiques de la surface de Mars. Poulet et al. (2007) et Ody et al. (2012) ont défini plusieurs critères spectraux pour cartographier, avec les données OMEGA, les minéralogies anhydres de Mars, comme les oxydes ferriques et les pyroxènes. Ces indices sont présentés, en français, dans la thèse de Anouck Ody (Ody, 2012) :

- le critère « Fe^{3+} » est basé sur une absorption à $0.53 \mu\text{m}$, causée par les ions Fe^{3+} est ainsi un indicateur du degré d'oxydation de la surface : plus il est élevé, plus la surface comporte d'ions ferriques.
- le critère « fer nanophase » est basé sur une absorption à $0.86 \mu\text{m}$ et varie avec la teneur en oxydes ferriques, tout en étant sensible à la cristallinité : il est plus fort lorsque les ions ferriques sont présents dans une phase nanométrique amorphe, comme c'est le cas pour la poussière martienne. Ce critère prend ainsi des valeurs supérieures à 1 uniquement en présence d'oxydes de fer nanophase.
- le critère « pyroxène » est basé une large absorption autour de $2 \mu\text{m}$ causée par les pyroxènes et est sensible aux deux types de pyroxènes (pauvres ou riches en calcium). Le pyroxène est un minéral mafique magmatique.

La comparaison entre les valeurs d'inertie thermique OMEGA et les cartes globales de ces trois critères spectraux est présentée en figure 3.36. On voit que l'inertie thermique est globalement anti-corrélée aux critères Fe^{3+} et nanophase : les valeurs importantes de ces critères, indiquant la présence de poussière à la surface, correspondent aux faibles valeurs d'inertie thermique ($< 150 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), ce qui est logique en considérant la très faible taille des particules de poussière. Au contraire, les endroits où sont détectés des pyroxènes correspondent à des valeurs d'inertie thermique plus élevées ($> 230 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$). Les pyroxènes sont globalement détectés seulement dans les sombres terrains cratérisés de l'hémisphère sud où la couverture de poussière est faible. Ailleurs, ils sont masqués par la poussière présente à la surface et c'est pourquoi la majeure partie des données OMEGA présente un critère de pyroxène très faible ou nul (figure 3.36c). Ainsi, cette comparaison montre que la distribution de l'inertie thermique OMEGA est contrôlée au premier ordre par la présence et la quantité de poussière à la surface.

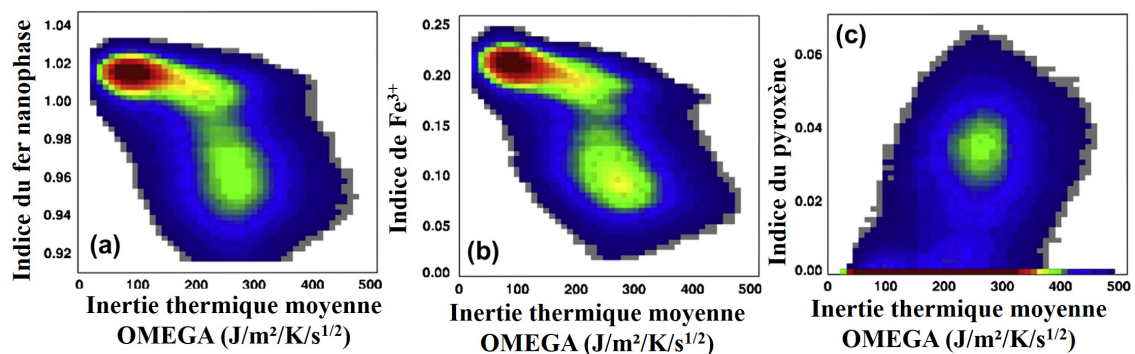


FIGURE 3.36 – Histogrammes bidimensionnels de comparaison de la carte globale d'inertie thermique moyenne en fonction des cartes des abondances de minéraux anhydres de Ody (2012) : a) Indice d'abondance des oxydes ferriques nanophases ; b) indice d'abondance des phases ferriques (reflétant le degré d'oxydation de la surface) ; c) indice d'abondance du pyroxène.

3.4.2.2 Hétérogénéités globales

La carte globale d'inertie thermique (figure 3.33) représente les moyennes des inerties thermique apparente et ne reflète pas les potentielles variations d'inerties thermique apparentes vues par OMEGA. A une résolution de 4 pixels par degrés et entre 45°S et 45°N de latitude, nous avons au moins deux observations d'inertie thermique apparente pour 62 % de la surface, au moins trois observations pour 36 % de la surface et au moins quatre observations pour 20 % de la surface. Afin de repérer et d'analyser les possibles variations diurnes d'inertie thermique apparente, nous avons rééchantillonné chaque pixel de la carte selon des intervalles d'1 H. Neuf cellules sont ainsi associées à chaque pixel de la carte, correspondant aux données avec des heures locales de 8 à 17h. Si plusieurs observations ont été faites durant le même intervalle d'1 H, les valeurs d'inertie thermique apparentes sont moyennées. Les incertitudes des valeurs d'inertie thermique de chaque cellule $\Delta IT_{cellule}$ est la somme quadratique de la moyenne quadratique des incertitudes sur les valeurs individuelles d'inerties thermique apparentes $\Delta IT_{observation}$ (voir section 3.2.4) et de la dispersion (3 déviations standard) de ces valeurs dans la cellule $\sigma_{cellule}$, exprimée mathématiquement en équation 3.3, avec N observations pour la cellule.

$$\Delta IT_{cellule} = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N \Delta IT_i^2}\right)^2 + \sigma_{cellule}^2} \quad (3.3)$$

Une fois les cellules remplies et leurs incertitudes calculées, on cherche les pixels de la carte qui ont au moins deux cellules remplies, avec au moins une observation le matin (heure locale < 11h) et une l'après-midi (heure locale > 12h). Environ 35 % de la surface entre 45°S et 45°N de latitude remplissent ces conditions, principalement dans la gamme de longitude -100°E, 30°E. Pour ces points, nous faisons une régression linéaire à partir des inerties thermique des cellules remplies. On obtient ainsi une relation $IT = pente \times heure\ locale$. On considère que la pente est significative si et seulement si :

- l'inertie thermique calculée avec la relation linéaire est en accord avec toutes les valeurs d'inertie thermique des cellules remplies (plus ou moins leurs incertitudes). Par exemple, si cinq cellules sont remplies pour un pixel et qu'une valeur d'inertie thermique apparente plus ou moins son incertitude ne tombe pas sur la régression linéaire, la pente est considérée comme étant non-significative.
- la différence d'inertie thermique entre les deux valeurs les plus extrêmes en heure locale (la plus tôt et la plus tardive) est inférieure à la somme quadratique de leurs incertitudes. Par exemple, si cinq cellules sont remplies et qu'une droite de pente nulle peut passer entre toutes leurs barres d'erreurs, la pente est considérée comme étant non-significative

Si la pente est significative, son signe nous indique que le pixel considéré présente une augmentation (pente > 0) ou une diminution (pente < 0) de l'inertie thermique apparente avec l'heure locale. Cette méthode ne tient pas compte des variations saisonnières qui peuvent masquer ou appuyer les variations diurnes apparentes, cependant les variations saisonnières sont toujours de moindre amplitude que les variations diurnes et notre méthode est donc assez conservatrice et représente une manière de détecter les variations diurnes d'inertie thermique apparente à minima. La distribution des pentes calculées avec notre méthode en fonction de l'albédo des surfaces est montrée en figure 3.37. On trouve

que 88 % des pixels pour lesquels on a calculé une pente (c'est-à-dire 88 % de 35 % de la surface entre 45°S et 45°N de latitude, dont la distribution est montrée sur la figure 3.38) présentent une variation diurne de l'inertie thermique apparente qui est non-significative selon nos critères. La majorité des pixels restants ont une pente positive et seuls quelques pixels, souvent isolés, montrent une pente négative. En raison de leur très faible nombre, leur distribution n'est pas montrée sur les figures 3.37 et 3.38 mais est discutée à part plus loin dans cette section.

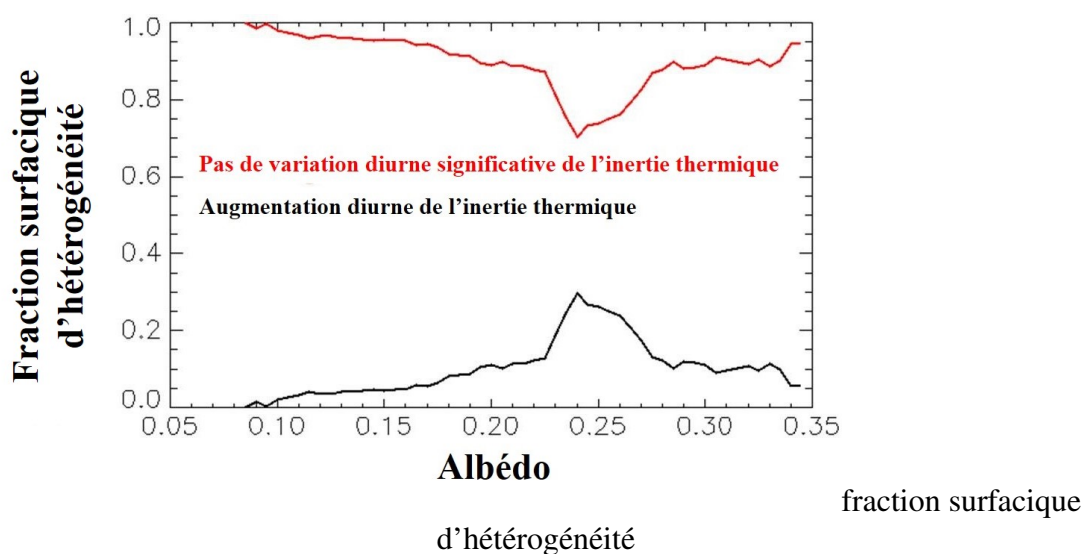


FIGURE 3.37 – Distribution des comportements hétérogènes en fonction de l'albédo. Environ 35 % de la surface de Mars entre 45°S et 45°N de latitude est représentée dans ce diagramme qui est normalisé de manière à ce que la somme des courbes rouge (pente > 0) et noire (pente non significative) soit égale à l'unité à chaque valeur d'albédo. 88% des pentes sont non significatives (écart type des variations d'inertie thermique apparente est inférieure à l'incertitude théorique).

On voit sur la figure 3.37 que le comportement d'augmentation diurne de l'inertie thermique apparente concerne plus fréquemment les surfaces d'albédo compris entre 0.23 et 0.27 que les autres surfaces, ce qui correspond principalement à l'ensemble intermédiaire dans la distribution thermo-physique de la figure 3.35c (inerties thermique centrées sur $200 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$). Comme montré sur la figure 3.2.5, un tel comportement peut être causé par trois types d'hétérogénéités : mélange horizontal de matériaux d'inertie thermique différente (analogue au « 50% de rochers + 50% de poussière »), exposition de pente préférentiellement orientées vers l'Est ou stratification vertical du régolite avec un matériau d'inertie plus faible au dessus (analogue au « 2 mm de poussière sur du rocher »). Nous examinons ces trois possibilités.

Globalement, l'abondance de roches à la surface est plus importante aux endroits des surfaces de faible albédo (Nowicki and Christensen, 2007), albédos pour lesquels la fréquence de l'augmentation diurne de l'inertie thermique apparente est minimale. Si les rochers exposés à la surface étaient responsables du comportement hétérogène observé, celui ci serait plus fréquent aux albédos faibles et non dans la gamme 0.23 - 0.27. Une orientation globale préférentielle vers l'est des pentes locales à l'intérieur des pixels est également peu plausible car l'azimuth des pentes sous-pixelaires des dépôts eoliens sont

contrôlées par les vents dans le cas des dépôts éoliens, et la direction des vents est complexe et très hétérogène à l'échelle globale alors que nos hétérogénéités sont détectées au nord comme au sud et à plusieurs longitudes. La plupart des terrains d'albédo 0.23 - 0.27 sont situés entre des zones très poussiéreuses de fort albédo et les zones peu poussiéreuses. La couche de poussière à la surface peut y être suffisamment faible pour produire une signature d'hétérogénéité verticale (typiquement moins de 1 cm). A l'échelle de notre cartographie (~15 km par pixel), les pixels peuvent mélanger des terrains plus ou moins poussiéreux qui sont proches dans ces régions. Un mélange horizontal de zones plus ou moins poussiéreuses (même lorsqu'il n'y a pas de différence d'inertie thermique, c'est-à-dire si l'épaisseur de la couche de poussière est inférieure à quelques centaines de microns) produit une augmentation diurne de l'inertie thermique apparente qui s'ajoute alors à la signature hétérogène de la stratification verticale. La distribution géographique des pixels avec une pente diurne d'inertie thermique apparente positive est montrée en figure 3.38. On observe en effet que des ensembles de pixels qui montrent une augmentation diurne de l'inertie thermique apparente, les moins ambigus par leur grande cohérence géographique (voir la figure 3.38), se situent dans des régions où ont été observés des mouvements de poussière à la surface (voir notamment Geissler, 2005) : toute la bande d'albédo intermédiaire au nord-ouest de Meridiani, et plus discrètement la partie nord-ouest d'Alcyonius (vers 95°E, 32°N) et dans Utopia Planitia. Il suffit de seulement quelque dizaine de μm de poussière à la surface pour que l'albédo atteigne des valeurs vers 0.25 et au delà. De telles épaisseurs de poussière sont invisibles thermiquement et les variations temporelles d'inertie thermique apparente de ces surfaces sont alors plus probablement causées par des mélanges horizontaux de matériaux ou de surface de texture différentes.

En raison de sa faible profondeur de peau, il ne suffit que de quelques centimètres de poussière pour masquer thermiquement les matériaux sous-jacents. On a vu que les terrains très poussiéreux formaient de grands ensembles, globalement dans l'hémisphère nord. A l'échelle régionale, ces ensembles peuvent connaître des conditions de vents assez stables (surtout Arabia Terra), comme dans le cas de l'étude locale de Tharsis (section 3.4.1.1). Pour cette raison, il est possible que la fréquence assez importante des augmentations diurnes de l'inertie thermique apparente pour les albédos très élevés (entre 0.28 et 0.35) soit due à des variations de texture et à des pentes locales préférentiellement orientées vers l'Est plutôt qu'à une stratification verticale. Une autre possibilité, indiquée par la forme géographique de certains groupes de pixels à pente positive qui ont la forme de la trace au sol de certains cubes OMEGA sur la figure 3.38, est que ces pentes significatives positives peuvent être dûes à l'influence d'une observation OMEGA spécifique, séparée des autres par un grande période ou prise dans des conditions atmosphériques différentes. Ces pixels sont alors soit des faux positifs, soit reflètent un changement physique à la surface, c'est-à-dire que des changements (déplacements de poussière) ont eu lieu entre les observations.

La pente de variation diurne de l'inertie thermique apparente est négative pour environ 1.2% des pixels de la carte entre 45°S et 45°N. Deux types d'hétérogénéités peuvent expliquer ce comportement : des pentes locales préférentiellement orientées vers l'ouest ou une stratification verticale dans laquelle le matériau de plus grande inertie thermique est au dessus. Ce comportement concerne principalement des pixels situés dans les terrains sombres et souvent isolés, à l'exception d'une région de 180 x 180 km située dans Chryse Planitia (entre [-48°E, -45°E] et [33.5°N, 36.5°N]). La variation diurne d'inertie

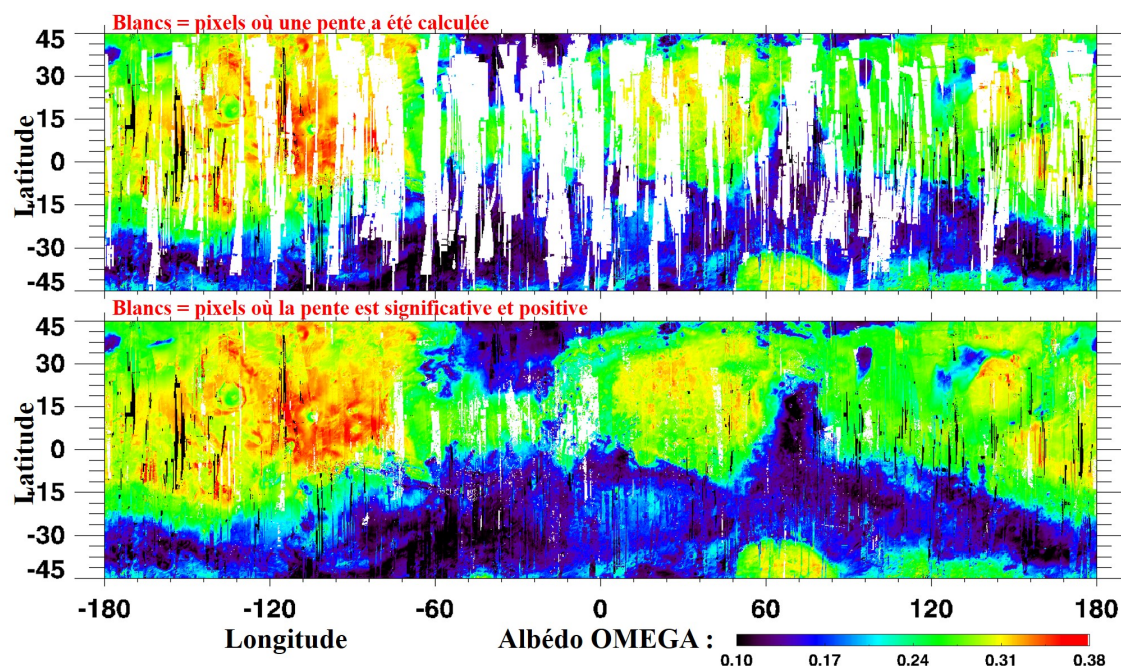


FIGURE 3.38 – Cartes de l'albédo dérivé des données OMEGA (plusieurs années sont mélangées ici). En haut, les pixels blancs indiquent les ~35% de la surface où une pente de variation diurne de l'inertie thermique apparente a pu être calculée. En bas, les pixels blancs indiquent les endroits dont la pente est positive et significative. Quelques faux positifs sont possibles, à cause de conditions atmosphériques différentes lors des observations.

thermique apparente de cette région, montrée en figure 3.39a, reste toutefois ambiguë car à la limite de nos critères de significativité de la pente vus plus haut. Aucune orientation particulière de la morphologie de la surface n'est vue à l'aide de l'imagerie haute résolution pour cette région. Une interprétation plausible est la présence d'une fine couche de « duricrust », ou couche indurée, à la surface c'est-à-dire que les matériaux particuliers du régolite ont été cimentés, ce qui augmente l'inertie thermique de l'ensemble. Ce terme peut s'appliquer à des situations très variées, depuis la cimentation de la très fine couche de poussière à la surface révélée par les traces des roues des robots Spirit et Opportunity (Arvidson et al., 2010, 2011) jusqu'à la forte cimentation du régolite qui lui donne un aspect très cohérent autour des atterrisseurs Viking. La simulation comparée aux données sur la figure 3.39a considère que l'inertie thermique de la couche supérieure, indurée, est de $850 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ et que la couche 6 mm en dessous a une inertie thermique de $150 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$. Jakosky et al. (2006) proposent que le phénomène d'induration de la surface soit un facteur important contrôlant à l'échelle globale l'inertie thermique de la surface de Mars. Dans notre étude, seule une petite fraction de la surface montre un comportement hétérogène cohérent avec la présence d'une fine couche indurée. Si cette couche est trop épaisse ($> 10 \text{ cm}$), elle masquera progressivement tout matériau se trouvant en dessous. Ainsi, les terrains d'inertie thermique intermédiaire ($\sim 250 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$) peuvent avoir à leur surface une couche indurée de forte épaisseur sans pour autant apparaître dans notre recherche des hétérogénéités. Nous sommes également limités par notre couverture partielle (voir figure 3.38).

Les décroissances diurne d'inertie thermique apparente les plus prononcées concernent

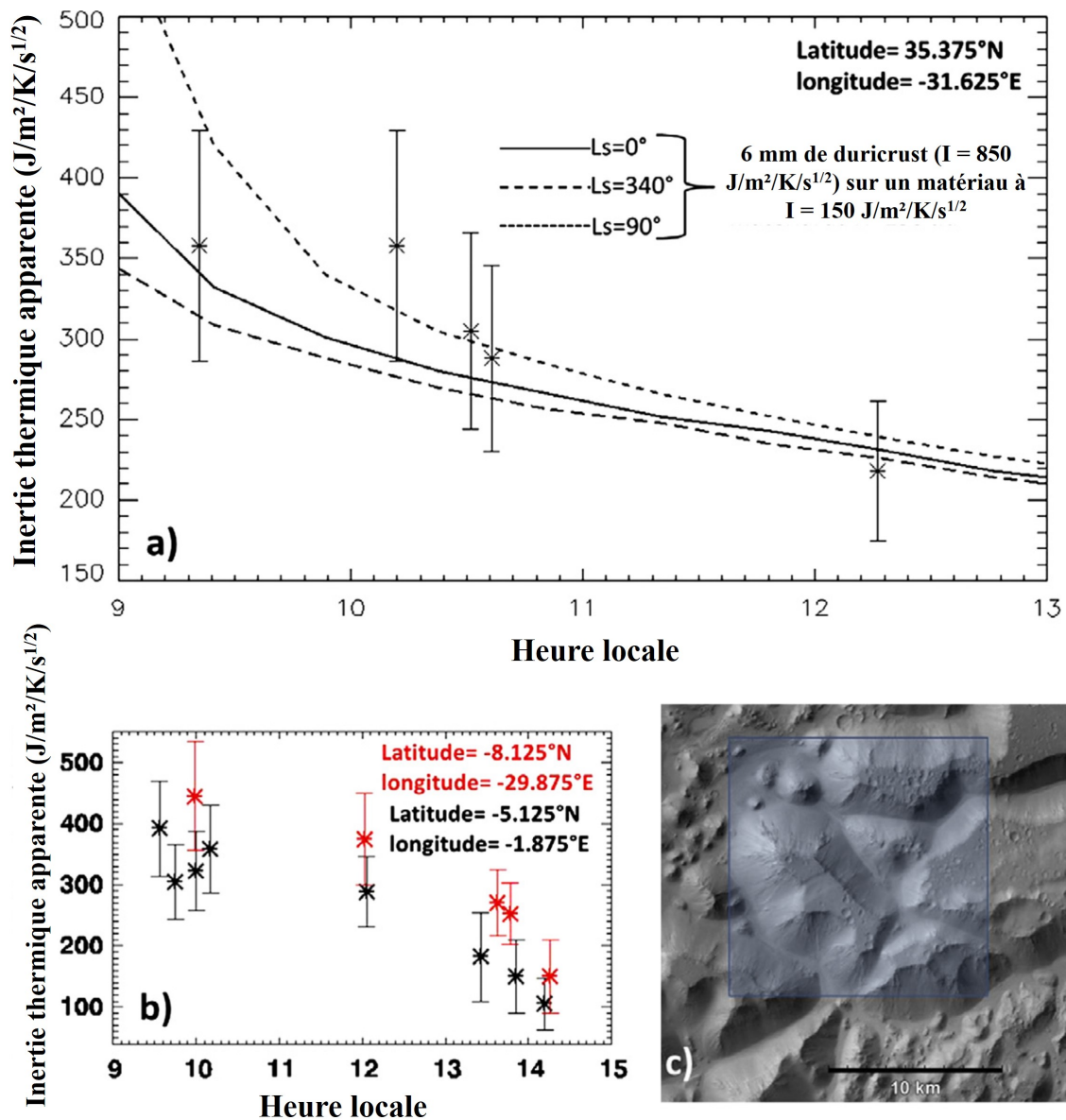


FIGURE 3.39 – Trois cas de décroissance de l'inertie thermique apparente avec l'heure locale. a) Dans Chryse Planitia où se comporte une zone d'environ 180 x 180 km. Une simulation d'hétérogénéités à trois différentes saisons est montrée et permet de reproduire les mesures. b) Les points rouges sont tirés d'un pixel situé sur le flanc est d'Arsinoes Chaos dont la trace au sol est montrée en c). Les points noirs sont tirés d'un pixel situé au nord ouest d'un cratère d'impact dont le profil topographique est vraisemblablement mal estimé à notre résolution. c) Portion d'une image CTX (G01_018425_1714_XI_08S029W) dans Arsinoes Chaos où le rectangle bleu indique la position du pixel montré en rouge dans b).

des pixels isolés et sont vraisemblablement causées soit par une mauvaise estimation des pentes locales dans notre calcul de l'inertie thermique, soit par une abondance de pentes orientées vers l'ouest dans les dits pixels. La figure 3.39b en montre deux exemples où

l'inertie décroît de plus de $500 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ à $\sim 150 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ en fin d'après-midi. La trace au sol du pixel montré en rouge est montrée sur l'image CTX de la figure 3.39c, où l'on voit que le pixel en question mélange beaucoup de pentes divergentes mais qui sont en moyenne plus orientées vers l'ouest (Arsinoe Chaos est une dépression topographique et ce pixel est situé sur son flanc sud-est). Les décroissances diurnes de l'inertie thermique apparente qui sont isolées comme les deux exemples de la figure 3.39b (et d'autres notamment sur les flancs de Valles Marineris), sont causées par la faible résolution de notre cartographie qui implique que les pentes locales réelles sont mal prises en compte.

3.5 Bilan - Conclusions

Les méthodes pour calculer l'albédo solaire et l'inertie thermique à partir des données OMEGA ont été présentées dans ce chapitre. A l'aide de simulations de température de la surface de Mars issues d'un modèle de calcul d'équilibres dynamiques développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique, nous avons pu calculer l'inertie thermique de la surface à partir des mesures de température réalisées par OMEGA. L'impact des hypothèses et de la paramétrisation du modèle ont été évalués et l'incertitude sur nos valeurs d'inertie thermique a été quantifiée : jusqu'à 75% pour les faibles inerties thermique ($< 100 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), entre 20 et 30 % pour les inerties thermique intermédiaires (entre 100 et $350 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$) et environ 15% pour les inerties thermiques élevées ($> 500 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$). La comparaison des températures de surface de l'ensemble du jeu de données OMEGA avec les températures simulées par le modèle a permis d'évaluer la qualité de la méthode de correction empirique des données non-nominale développé durant la thèse de Denis Jouglet à l'IAS (Jouglet, 2008). Nous concluons qu'à de rares exception près, cette méthode est robuste : la plupart des orbites non-nominales ne présente pas de comportement thermique spécifique et est en accord avec les données nominales.

L'échantillonnage temporel des mesures d'OMEGA de la température de la surface est sans précédent et vient enrichir la vision qu'avait la communauté des hétérogénéités de la surface de Mars. Comme montré pour plusieurs études locales et au niveau global, l'étude des températures et des inerties thermique apparentes permet d'analyser et de quantifier certaines hétérogénéités de la surface. Nous avons montré que si une partie surfaces est bien représentée par une valeur d'inertie thermique quelque soit le moment de l'observation, les hétérogénéités d'autres surfaces peuvent fortement biaiser les valeurs d'inertie thermique issues d'une seule mesure. Avant d'interpréter les variations spatiales d'inertie thermique, les hétérogénéités doivent être prises en compte pour ces terrains.

L'étude globale de l'inertie thermique et des hétérogénéités montre le rôle primordial de la distribution et de la redistribution de la poussière vis-à-vis des propriétés thermophysiques de la surface de Mars. La poussière apparaît comme la principale cause des hétérogénéités, en raison de sa faible épaisseur et de sa redistribution entre les régions. La présence de régolite induré (« duricrust »), prédite comme globale dans la littérature scientifique, n'est pas observée globalement, indiquant un rôle plus discret ou bien que la surface est indurée sur une grande épaisseur, masquant thermiquement les matériaux sous-jacents.

Suite au travail présenté dans ce chapitre, l'instrument OMEGA devient le troisième instrument dans l'histoire de l'exploration martienne capable d'étudier l'ensemble des

propriétés thermo-physiques de la surface de Mars. La distribution de ces propriétés confirme et raffine celles utilisées comme référence par la communauté scientifique. L'albédo solaire obtenu à partir des mesures OMEGA représente le jeu de données de ce paramètre le mieux résolu spatialement et probablement le plus précis radiométriquement qui existe à ce jour. L'inertie thermique OMEGA est en bon accord avec les cartes publiées à partir des données IRTM, TES et THEMIS, ce qui nous permet de dire que l'incertitude sur calibration radiométrique absolue de la voie L d'OMEGA est probablement meilleure que 20 %. Grâce à un article publié dans une importante revue à comité de lecture (*Icarus*) et à de nombreuses contributions à plusieurs colloques internationaux, l'inertie thermique dérivée des données OMEGA est d'ores et déjà reconnue internationalement comme fiable.

Pour aller plus loin, une étude globale à plus haute résolution (~1 km par pixel) est envisageable. Une carte globale d'une telle résolution et couvrant une plus grande gamme de latitude serait alors la seconde plus précise jamais produite à ce jour (après THEMIS) de ce paramètre. La plus grosse difficulté est l'énorme temps de calcul qui est nécessaire, mais des efforts seront engagés pour que d'ici quelques années, cette carte soit une réalité accessible à la communauté scientifique martienne. La voie L d'OMEGA a continué de fonctionner après l'orbite 8485 et la mort de la voie C (près de quatre années de données supplémentaires sont disponibles), avec un niveau de calibration en vol remarquablement stable. Un processus spécifique de traitement de ces données a été implémenté après la production des résultats présentés dans ce chapitre et ces données seront incluses dans les études futures. Un exemple est montré dans le chapitre suivant avec l'étude des co-observations entre Curiosity et OMEGA qui ont souvent eu lieu en soirée. À plus haute résolution et avec significativement plus de données, l'étude globale des hétérogénéités pourra être considérablement enrichie.

Chapitre 4

Etude des propriétés thermo-physiques avec Curiosity

Introduction

Ce chapitre présente l'analyse des températures de surface mesurées par le capteur GTS de REMS à bord du robot Curiosity (mission MSL). Ces données, quasiment continues et très locales, se situent à l'opposé de la couverture spatio-temporelle des températures de surface mesurées par OMEGA (et analysées dans le chapitre 3), qui sont ponctuelles et kilométriques. Elles permettent une analyse plus fine que les données orbitales de l'environnement thermique et des propriétés thermo-physiques d'un endroit précis à la surface de Mars. Tout au long de ce chapitre, les résultats issus des températures REMS et de leur analyse à l'aide de simulations de températures seront comparés avec les températures et les propriétés thermo-physiques dérivées des données OMEGA et présentées dans le chapitre précédent.

L'instrument REMS a été présenté au chapitre 2 (section 2.2.3). Le contexte géologique et les principales étapes de la mission MSL sont présentés dans un premier temps (section 4.1) puis les températures de surface de GTS ainsi que les informations nécessaires à leur analyse et la sélection des données sont décrites dans la section 4.2. La section 4.3 aborde les résultats de l'inversion thermo-physique des températures. Les possibles origines des écarts aux cycles thermiques modélisés sont discutées dans la section 4.4. Les principaux résultats et les développements futurs de l'analyse des données de GTS sont finalement résumés dans la section 4.5.

4.1 Mars Science Laboratory

Le robot Curiosity de la mission Mars Science Laboratory (MSL) a atterri en août 2012 dans le cratère Gale. Les objectifs de la mission ainsi que les outils disponibles pour l'accomplir ont été décrits dans la section 2.17. On présente ici la géologie du cratère (section 4.1.1) et le parcours de Curiosity durant ses 450 premiers sols sur Mars (section 4.1.2).

4.1.1 Le cratère Gale : contexte géologique

Le cratère d'impact Gale, d'un diamètre d'environ 155 km autour de $[-5.4^{\circ}\text{N}, 137.7^{\circ}\text{E}]$, est situé sur la dichotomie globale de la topographie de Mars, entre les hauts terrains caractérisés du sud et les basses plaines du nord (cf figure 4.1). La géologie de ce cratère a fait l'objet de nombreuses études (Malin and Edgett, 2000; Anderson and Bell, 2010; Milliken et al., 2010; Thomson et al., 2011; Deit et al., 2013), qui sont utilisées ici pour établir un bref portrait géologique du site d'atterrissage de Curiosity.

L'impact qui a créé le cratère Gale est daté entre 3.6 et 3.8 Ga par Thomson et al. (2011) et à 3.61 Ga par Deit et al. (2013), ce qui le situe entre la fin du Noachien et le début de l'Hespérien. Le cratère Gale dispose d'un mont central qui s'élève plus haut que ses bordures (5 km par rapport au point le plus bas du cratère), nommé Aeolis Mons ou Mont Sharp. Cette véritable montagne (voir figure 4.1b) est constituée de dépôts stratifiés séparés par de nombreuses discordances, indiquant la nature sédimentaire de ces matériaux (Malin and Edgett, 2000; Anderson and Bell, 2010; Milliken et al., 2010; Deit et al., 2013). Des processus sédimentaires ont ainsi été actifs au moins sporadiquement dans le cratère Gale. La partie supérieure du mont est couverte de poussière, ce qui ne permet pas d'identifier les matériaux qui constituent l'essentiel du volume du mont Sharp. Les quelques affleurements semblent cependant indiquer qu'il est en majeure partie formé de sédiments détritiques d'origine éolienne : des composants fins comme du sable, de la poussière et des cendres volcaniques qui ont cimentés pour former des grès (Anderson and Bell, 2010; Deit et al., 2013). Les strates les plus en aval du mont (notées « Dépôts stratifiés » sur la figure 4.1c) sont moins couvertes de poussières, ce qui a permis à l'imagerie hyperspectrale d'y cartographier des minéraux hydratés (Milliken et al., 2010; Poulet et al., 2014). Les unités stratifiées comportant des phyllosilicates sont insérées entre des lits riches en sulfates, ce qui indique une variation du faciès chimique de déposition de ces strates dans Gale (voir figure 1.3). L'étude par Curiosity de ces strates de minéraux argileux et hydratés permettrait d'établir en détail la chimie de ces dépôts, ce qui informerait sur l'habitabilité passée et présente de Gale. Ces strates, encore à quelques km du robot en août 2014, constituent ainsi la cible scientifique principale de la mission MSL.

Plusieurs cônes alluviaux sont présents en bordure du cratère (Anderson and Bell, 2010), dont un directement au nord du site d'atterrissage de Curiosity (voir figure 4.1c). Ce cône alluvial a été nommé Peace Vallis et est décrit en détail dans Palucis et al. (2014). Il était probablement alimenté par les fontes périodiques des neiges situées sur le plateau au nord du cratère et Curiosity a atterri à quelque centaine de mètres des matériaux qu'il a déposés dans le cratère. Plusieurs conglomérats fluviaux (des « alluvions ») ont été observés par Curiosity le long de son trajet dans les plaines du nord de Gale, indiquant qu'au moins de brefs épisodes (quelques dizaines d'années au moins) d'écoulement d'eau s'y sont déroulés (Williams et al. (2013).

L'étude par Deit et al. (2013) des morphologies et des recoupements des strates a permis de reconstituer la séquence des événements sédimentaires dans le cratère Gale. La morphologie des unités composant le plancher du cratère. La séquence peut être représentée schématiquement comme sur la figure 4.2 et résumée sommairement comme suit :

- après la dissipation des conditions hydrothermales dues à l'impact, le sous-sol est gelé et la glace d'eau est stable à la surface sous certaines conditions d'obliquité (obliquité qui peut varier de plusieurs dizaines de degrés en quelques dizaines

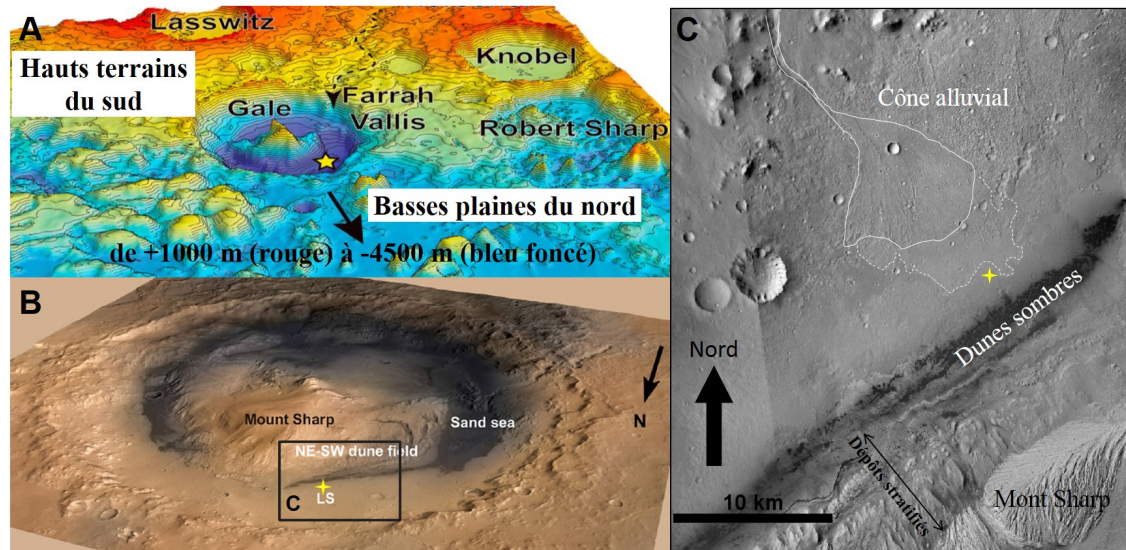


FIGURE 4.1 – a) Topographie (MOLA) de la région de Gale crater avec des lignes de niveau tous les 250 m de dénivelé. Cette figure est modifiée d’après [Palucis et al. \(2014\)](#). b) Image oblique du cratère de Gale issue d’une combinaison des données HRSC et MOC (crédits : NASA/JPL-Caltech/ESA/DLR/FU Berlin/MSSS). c) Image CTX de la région spécifiée dans b) Les étoiles jaunes indiquent le site d’atterrissage de Curiosity.

de millions d’années, [Laskar et al., 2004](#)). Les dépôts sédimentaires détritiques commencent, comprenant de la neige, des poussières et des cendres.

- la neige et la glace présentes à la surface fondent épisodiquement. De l’eau percole dans le régolite et y altère les sédiments, ce qui forme les argiles et sulfates (le mécanisme est décrit dans [Kite et al., 2013a](#)). Le sous-sol toujours gelé à une certaine profondeur (pergélisol) agit comme une couche imperméable empêchant l’eau de s’infiltrer plus bas et provoquant des coulées sur les flancs du cratère et du mont central (création des canyons).
- les cônes alluviaux se forment en bordure du cratère suite à des épisodes de fonte des neiges des plateaux environnant qui se déversent dans Gale, comme Peace Vallis. Ces épisodes fluviatiles sporadiques conduisent à l’accumulation de dépôts alluviaux sur le plancher du cratère.
- un lac, peut-être gelé en surface, remplit les parties les plus basses du plancher de Gale. Des minéraux hydratés se déposent au fond. L’eau provient des mécanismes précédents : fonte des neiges et imperméabilité du sous-sol profond qui reste gelé.
- durant tout ce temps, dépôts et érosion éoliens concourent à la formation du mont et à l’affleurement des différentes unités sédimentaires (selon leur solidité). L’essentiel du mont est probablement d’origine détritique, les apports en matériaux des processus fluviaux et lacustres sont bien plus limités ([Kite et al., 2013b](#)).

Le mont central est entouré de dunes de sable sombres (voir figure 4.1), à l’exception des plaines du nord où Curiosity s’est posé (le site d’atterrissage du robot est indiqué par des étoiles jaunes dans les figures 4.1 et 4.3). Les dunes sont composées de fins dépôts éoliens (d’après leur faible inertie thermique, $< 260 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ sur la figure 4.3) riches en olivine et en pyroxènes ([Rogers and Bandfield, 2009](#); [Lane and Christensen,](#)

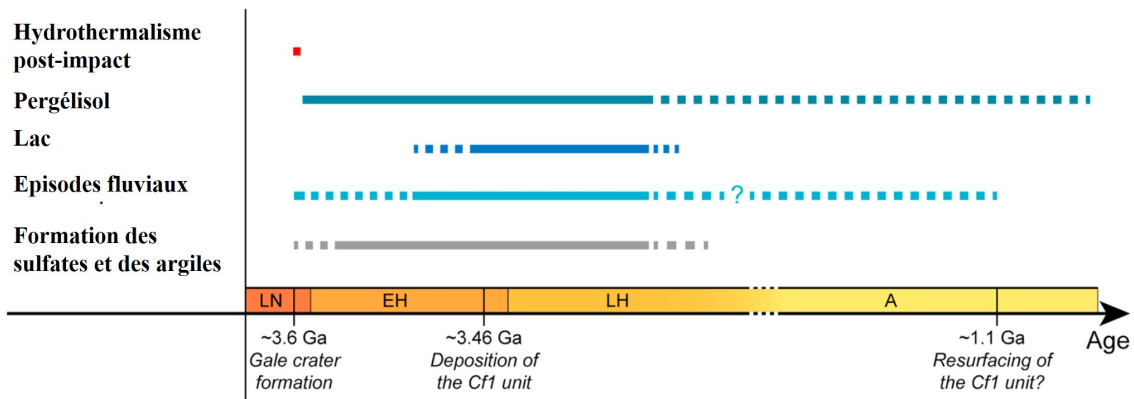


FIGURE 4.2 – Vue schématique de la chronologie de la séquence des processus sédimentaires actifs dans le cratère Gale. On voit que le cratère Gale a connu une activité sédimentaire sporadique au long de son existence, impliquant des processus aqueux variés. Figure modifiée d'après Deit et al. (2013).

2013; Seelos et al., 2014) et doivent être traversées là où elles sont les plus étroites par Curiosity (en raison d'un risque d'enlèvement du robot) pour atteindre les dépôts stratifiés de minéraux hydratés à la base du mont Sharp (Grotzinger et al., 2012). Les plaines du nord de Gale sont couvertes de poussière, ce qui masque les matériaux sous-jacents depuis l'orbite (Milliken et al., 2010; Poulet et al., 2014) mais les données morphologiques et thermo-physiques (figure 4.3) permettent de discriminer les différentes unités sédimentaires et donnent quelques indices sur leur histoire (Ferguson et al., 2012; Deit et al., 2013).

Curiosity a atterri dans une unité texturale et thermo-physique du plancher du cratère nommée Plaines Bosselées (traduction de « Hummocky Terrains », d'après la terminologie adoptée par Ferguson et al., 2012) et notée PB sur la figure 4.3. Les dépôts distaux du cône alluvial de Peace Vallis (indiqués en pointillés sur la figure 4.1c) présentent une texture particulière ainsi qu'une inertie thermique plus élevée que l'unité PB et que le cône alluvial lui-même (vers $450 \text{ J.K}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1/2}$ contre $300\text{-}400 \text{ J.K}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1/2}$ pour PB, voir figure 4.3). Ils sont également situés plus bas que les terrains environnants, indiquant que les matériaux qui étaient au dessus étaient moins solides et se sont érodés plus vite. L'imagerie haute résolution (HiRISE et CTX) montre que cette unité est d'aspect clair et fracturé (l'unité est nommée « SF » pour sédiments fracturés sur la figure 4.3). Depuis son site d'atterrissage dans les plaines bosselées, la première partie de la mission a amené le robot à aller explorer l'unité SF en raison de sa proximité malgré le fait que cela l'éloignait un peu des principales cibles scientifiques de la mission (les dépôts stratifiés à la base du mont Sharp). L'analyse par l'instrument CheMin de matériaux de l'unité SF récupérés par des forages une dizaine de cm sous la surface a permis l'identification d'argiles, représentant environ 20 % de la masse des échantillons (Bish et al., 2013; Grotzinger et al., 2014).

Durant son trajet depuis l'unité PB jusqu'au point de traversée des dunes sombres, Curiosity a traversé l'unité PB dont les terrains deviennent plus rugueux à mesure qu'ils sont proches des dunes. Ces terrains, notés TR pour « Terrains Rugueux » ont une inertie thermique située entre celles de PB et de SF (voir figure 4.3). L'essentiel de la traversée jusqu'au sol 450 de la mission de MSL s'est cependant déroulée dans l'unité PB (à part

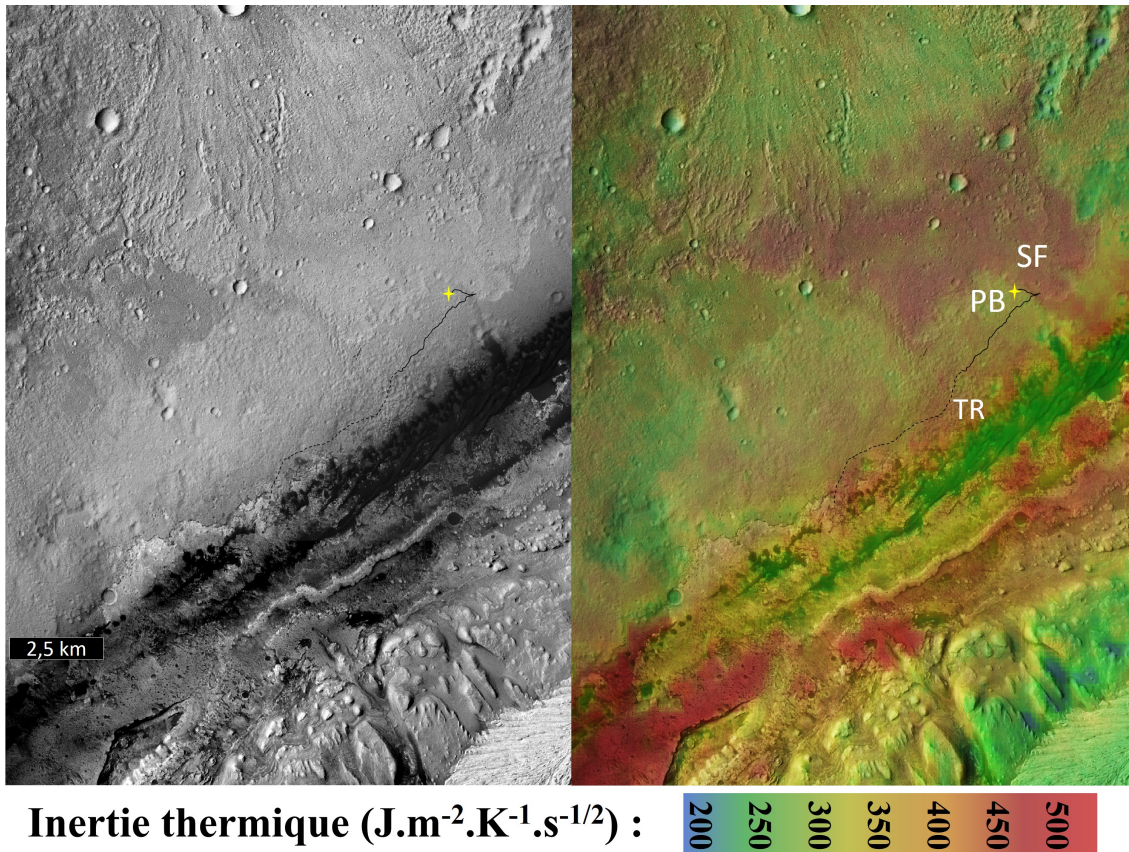


FIGURE 4.3 – A gauche : image CTX (B02_010573_1755_XI_04S222W) des environs de Curiosity. Le cône alluvial de Peace Vallis est visible sur la partie supérieure de l’image. A droite : inertie thermique THEMIS (Ferguson et al., 2012) superposée sur l’image CTX montrée à gauche. Le site d’atterrissage de Curiosity est indiqué par une étoile jaune, et son trajet par une ligne noire (continue jusqu’au sol 450, en pointillé depuis). Les trois principales unités texturales et géologiques rencontrées par le robot sont indiquées : SF pour sédiments fracturés, PB pour plaines bosselées et TR pour terrains rugueux.

l’excursion dans SF). Les valeurs d’inertie thermique des unités PB, SF et TR sont les plus élevées jamais rencontrées par un robot à la surface de Mars et indiquent des matériaux cimentés ou dotés d’une grande cohésion sur des dizaines de cm (Ferguson et al., 2012; Arvidson et al., 2014). L’imagerie haute résolution révèle la très faible abondance surfacique (< 1 %) de rochers de taille >0.5 m sur ces trois unités présentes à l’intérieur de l’ellipse d’atterrissage de MSL (Ferguson et al., 2012).

4.1.2 Trajet et terrains visités par MSL

Durant ses 450 premiers sols, le robot a parcouru environ 8400 m, ce qui l’a emmené à 2 km de son site d’atterrissage. Le trajet de Curiosity est détaillé sur la figure 4.4. Vasavada et al. (2014) présente un résumé de toutes les opérations et des principaux résultats de MSL jusqu’au sol 500 de la mission. Curiosity a atterri à « Bradbury Landing », dans les plaines bosselées (PB). On voit sur la partie inférieure de la figure 4.4 qu’un halo sombre caractérise Bradbury Landing autour du site d’atterrissage de Curiosity, en raison

de l'action des rétropropulseurs du module d'atterrissage de Curiosity. Le souffle a enlevé la poussière et les matériaux peu consolidés présents à la surface, laissant même affleurer des rochers là où le flux des tuyères était maximal (Arvidson et al., 2014). La figure 4.5a est une mosaïque d'images MASTCAM depuis Bradbury vers le sud et le mont Sharp. On peut y voir une zone un peu plus grise sur la droite de l'image qui correspond à la zone d'érosion maximale par l'atterrisseur. Malgré ses 900 kg, les traces laissées par les roues du robot sont très peu profondes dans Bradbury ; ce qui implique que l'essentiel des composants fins du régolite supérieur a été effectivement soufflé. L'unité PB est visible sur l'image 4.5a entre le premier plan et les dunes sombres. Bien que Bradbury appartienne à l'unité PB, celle-ci est d'aspect plus clair en raison du couvert de poussière encore en place. On peut voir sur les compositions colorées de la figure 4.4 que les plaines bosselées s'assombrissent à mesure que l'on se rapproche des dunes sombres entourant le mont Sharp.

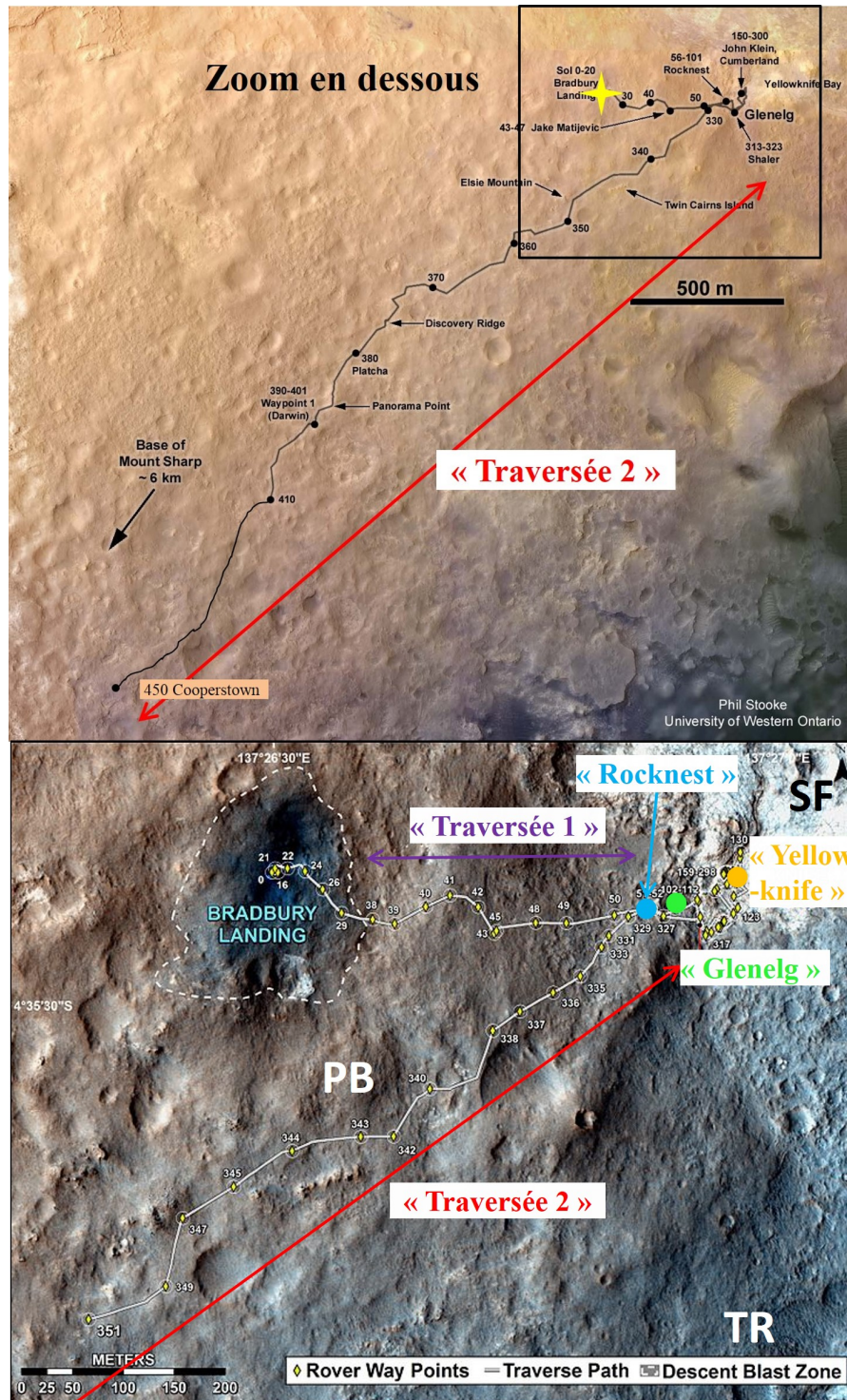


FIGURE 4.4 – Trajet de Curiosity durant ses 450 premiers sols. Les numéros des sols sont indiqués à côtés des arrêts du robot. La carte en bas est un zoom du trajet réalisé durant le début de la mission sur une composition colorée à partir des différents filtres visibles de HiRISE. Le site d’atterrissage (« Bradbury Landing ») est d’aspect plus sombre en raison de l’action des tuyères du module d’atterrissage de Curiosity qui ont soufflé la poussière de la surface. L’unité SF (pour Sédiments Fracturés) est visible en haut à droite, d’aspect bien plus clair que les plaines bosselées (PB). Images modifiées d’après celles de la NASA et du JPL.

Curiosity est dans un premier temps allé explorer l'unité exposant des sédiments fracturés (SF), en contact avec PB quelques centaines de mètres à l'est de son site d'atterrissage (voir figure 4.4). Ce premier trajet est nommé « Traversée 1 » sur la figure 4.4 et les suivantes. Deux arrêts majeurs (plusieurs sols), « Rocknest » et « Glenelg » (marqués sur la figure 4.4) ont été réalisés pour effectuer des premières séries de mesures avec tous les instruments de MSL. La figure 4.5b est une mosaïque d'images MASTCAM prise à Glenelg, avant l'entrée dans l'unité SF au sol 101. On distingue clairement les unités PB et SF, unité SF sur laquelle affleurent des roches claires d'aspect sédimentaire (litage). Une fois à Glenelg, Curiosity s'est dirigé vers « Yellowknife Bay », un site au plus bas des strates sédimentaires de SF. Curiosity y est resté plus de 200 sols avant de revenir non loin de Glenelg et d'entamer un autre trajet dans l'unité PB (« Traversée 2 » sur la figure 4.4 et les suivantes) vers la base du mont Sharp là où les dunes sombres sont traversables. La deuxième traversée s'est ainsi effectuée dans les plaines bosselées. Comme on le voit sur la figure 4.3, des terrains plus rugueux, d'inertie thermique plus élevée, ont également été visités vers la fin de cette traversée.

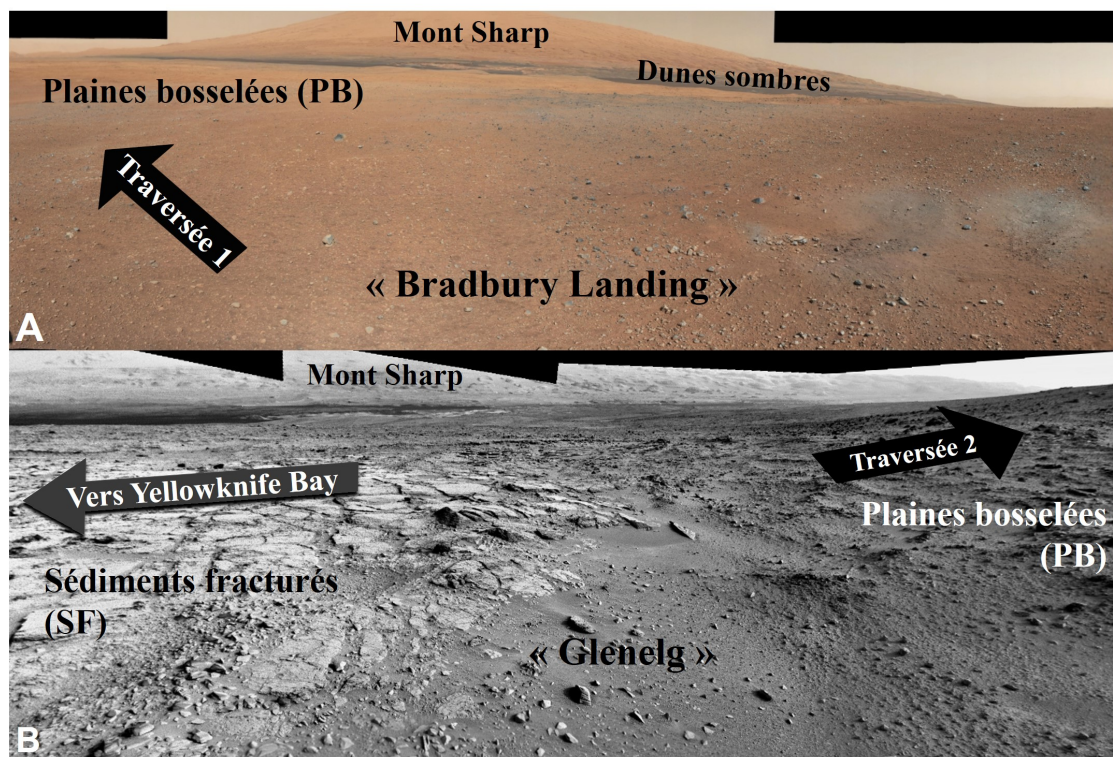


FIGURE 4.5 – Mosaïques d'images MASTCAM (crédits NASA-JPL) : A) vue vers le sud depuis le site d'atterrissage (Bradbury Landing) ; B) vue vers le sud depuis Glenelg. Le mont Sharp, entouré des dunes sombres, est visible à l'arrière-plan sur les deux mosaïques.

4.2 Température de surface mesurées par REMS

Nous nous intéressons maintenant aux données du capteur de température de surface (GTS) de l'instrument REMS, présenté dans la section 2.2.3. La sélection et l'organisation des données sont abordées dans la section 4.2.1 et les températures de GTS sont ensuite comparées aux données orbitales (section 4.2.2).

4.2.1 Choix des données

La sélection des données sur la base de leur indice de fiabilité (disponible au niveau MODRR) a été abordée dans la section 2.2.3. Environ 15 % des données ont ainsi été écartées, en raison d'un voltage ou d'une température des capteurs de GTS non nominaux ou car l'ombre portée du robot était présente dans le champ de vue de GTS. On a également vu que l'impact du MMRTG sur les températures mesurées par GTS était variable lorsque le robot se déplace : une fois une nouvelle position atteinte, la surface met une trentaine de minutes pour se mettre à l'équilibre avec la chaleur émise par le MMRTG (Sebastián et al., 2010; Zorzano et al., 2013, 2014; Hamilton et al., 2014b). Pour s'affranchir de cette variabilité, nous analysons les données uniquement lorsque le robot est resté immobile et les données enregistrées la première heure à chaque position seront écartées. Avec ces critères, nous trouvons 127 positions ou « arrêts » distincts du robot durant ses 450 premiers sols. Comme on l'a vu dans la section 2.2.3, GTS mesure la température à une fréquence de 1 Hz. Mis bout à bout, la couverture temporelle des différents arrêts varie de quelques heures (avec au moins les 5 premières minutes de plusieurs heures) à plusieurs sols (notamment à Rocknest, Glenelg et Yellowknife Bay). 4.96 millions de mesures individuelles de températures sont ainsi réparties entre les 127 arrêts, ce qui représente environ 54 % de l'ensemble des données REMS fiables durant les 450 premiers sols de la mission.

Nous n'avons pas appliqué de critère de sélection des données fondé sur l'attitude de Curiosity et sur les angles d'articulation du mât du robot (voir figure 2.17) qui contrôlent la surface et la position du champ de vue de GTS. Ces variables changent en effet très fréquemment même lorsque le robot est immobile en raison des opérations des autres instruments (notamment celles de ChemCam, situé en haut du mât). L'étude thermo-physique de l'échantillon sélectionné se trouve dans la section 4.3 et nous discuterons ces résultats dans la section 4.4 en fonction des variations du champ de vue de GTS afin de déterminer s'il y a une influence systématique de la géométrie des observations.

4.2.2 Comparaison avec les données orbitales

Hamilton et al. (2014b) présente une comparaison entre les températures mesurées in situ par GTS et celles mesurées depuis l'orbite par THEMIS lors de deux survols de Curiosity (avec une résolution de 100m par pixel). Pour la première co-observation, à 15H59 au 30^{ème} sol de la mission MSL, l'observation THEMIS I47595001 a mesuré une température de surface égale à 239 ± 2 K et la température moyenne mesurée par GTS entre 16H et 16H05 était de 253 ± 1 K. Lors de la seconde co-observation, à 16H06 durant le 100^{ème} sol de MSL, l'observation THEMIS I48469001 a mesuré une température de surface de 250 ± 2 K et la température mesurée par GTS à la même heure était de 257 ± 1

K. L'analyse d'autres co-observations réalisées après le sol 100 de la mission MSL entre GTS et THEMIS seront prochainement publiées.

Il existe en revanche de nombreuses co-observations entre GTS et OMEGA. Depuis août 2012, l'instrument OMEGA observe le cratère Gale aussi fréquemment que lui permet l'orbite de Mars Express. La liste de ces observations OMEGA (plus de 60 cubes observant au moins une partie du cratère) est disponible dans [Gondet et al. \(2014\)](#). Parmi cette liste, nous avons sélectionné les cubes OMEGA passant effectivement au dessus de Curiosity (27 cubes), durant les 450 premiers sols de la mission MSL (15 cubes) et avec des observations fiables de GTS proches en temps (9 cubes). La plupart de ces 9 cubes sont des observations en soirée (de 18H à 23H30) et leurs images de la surface à 5 μm (à partir desquelles les températures de surface d'OMEGA sont calculées, cf section [2.1.3.3](#)) sont nettes avec un rapport signal-sur-bruit supérieur à 5.

La comparaison des températures GTS et OMEGA est présentée sur la figure [4.6](#). Les températures mesurées par OMEGA sont généralement plus froides de 9 à 1 K que les températures mesurées par GTS (sauf pour le cube ORBC108_1 où la température OMEGA est plus chaude de 2 K), avec une moyenne sur les 8 observations égale à -4.25 K. Les incertitudes relatives et absolues sur les températures de GTS sont respectivement de 1 et 2 K (sans l'impact du MMRTG, voir section [2.2.3.3](#)). L'incertitude sur les températures OMEGA (voir section [2.1.3.3](#)) est elle de 1.5 K, à laquelle s'ajoute un possible biais systématique causée par l'incertitude sur le niveau de calibration à 5 μm de 3 à 6 K maximum selon la température (ici, les températures assez basses en soirées correspondent plutôt à 3 K de biais possible). Les différences entre les températures GTS et OMEGA sont ainsi comparables aux incertitudes sur les deux jeux de données et permettent de valider notre méthode de calcul des températures en soirée et de nuit avec OMEGA.

On voit que les températures THEMIS et OMEGA sont systématiquement plus froides que les températures mesurées par GTS (malgré une exception sur 11 comparaisons ponctuelles). Une explication possible est l'impact du MMRTG qui augmente les températures des matériaux dans le champ de vue de GTS (voir section [2.2.3.3](#)).

4.3 Propriétés thermo-physiques du cratère Gale

On a vu dans la section [3.2](#) comment les propriétés thermo-physiques de la surface modulaient sa température. On adapte dans cette section la méthode utilisée pour les données OMEGA afin de calculer les propriétés thermo-physiques de la surface à partir des mesures de températures de GTS (section [4.3.1](#)). Les résultats sont présentés dans la section [4.3.2](#) puis le caractère non-idéal des cycles thermiques observés par GTS est abordé dans la section [4.3.3](#).

4.3.1 Comparaison avec des simulations de températures

La section [3.2](#) décrit comment on a pu calculer l'inertie thermique de la surface à partir de mesures uniques (ponctuelles) de température. Cette méthode utilise un modèle de calcul d'équilibre dynamique (présenté dans la section [3.1.1](#)) qui produit des simulations de température de la surface de Mars en fonction de plusieurs paramètres comme l'inertie thermique, l'albédo, les pentes locales, le contenu et l'évolution de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère. L'inertie thermique de la surface était celle qui reproduisait le mieux

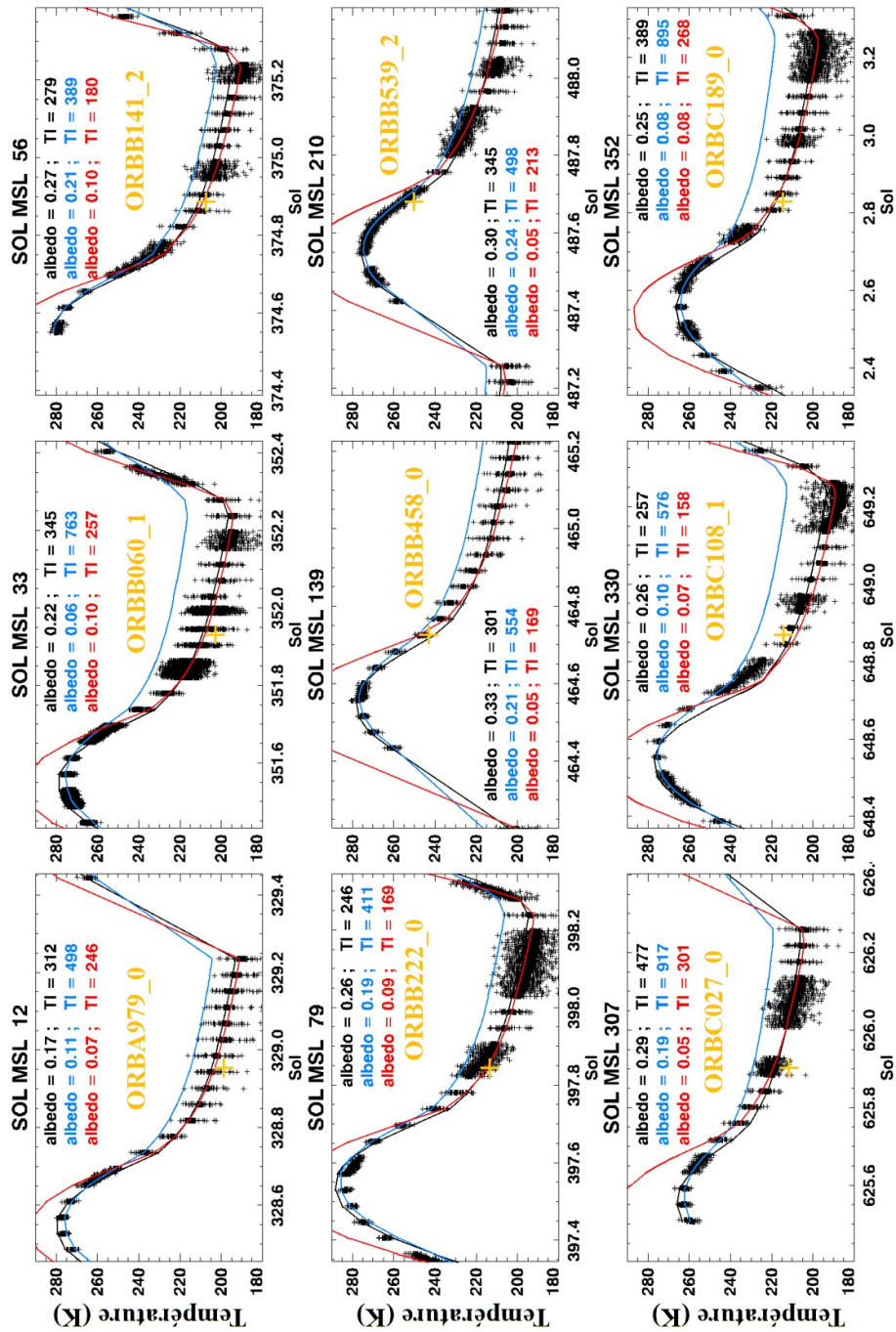


FIGURE 4.6 – Comparaison des températures GTS/REMS (croix noires) avec les données OMEGA passant au dessus de MSL (croix jaunes-orangées) dont les numéros des cubes sont notés à côté (il y a un graphique par cube OMEGA). Les axes des abscisses indiquent la date des mesures (669 sols font une année martienne) et les titres des graphiques indiquent le numéro du sol des opérations de MSL (le sol 1 de MSL correspond au 319^{ème} sol de l'année 31). Les lignes continues représentent des simulations de température de surface (voir section 3.1.1). Les albédos et inerties thermiques des simulations sont indiqués sur chaque graphique (en $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ pour l'inertie thermique notée TI). Les courbes noirs reproduisent au mieux toutes les données des arrêts, les courbes bleues sont au plus proche des données de jour et les courbes rouges sont au plus proche des données de nuit uniquement.

la température mesurée, tous les autres paramètres étant fixés. Contrairement aux calculs d'inertie thermique depuis l'orbite, nous disposons avec GTS de plusieurs milliers de mesures de température de surface pour chaque arrêt du robot, ce qui devrait d'autant mieux contraindre les propriétés thermo-physiques de la surface.

Dans le chapitre 3, nous disposons de mesures indépendantes de l'albédo de la surface qui est le paramètre principal (avec l'inertie thermique) contrôlant le caractère spécifique des variations température d'un matériau (cf figure 3.4). Dans le cas des températures de GTS, le robot Curiosity n'a aucun instrument à son bord permettant une mesure de l'albédo solaire de la surface. La grande quantité de données GTS à chaque arrêt permet cependant d'inférer à la fois l'inertie thermique et l'albédo de la surface en raison des différents effets qu'ils jouent sur les cycles diurnes de température. L'inertie thermique module l'amplitude des variations de températures alors que l'effet de l'albédo est plus similaire quelque soit l'heure et la saison : une surface plus sombre capte plus d'énergie pour son chauffage.

On utilise le modèle de calcul d'équilibre dynamique pour construire une table de référence de l'évolution de la température de surface à l'endroit de Curiosity durant une année martienne. Les paramètres des différentes simulations sont résumés dans la table 4.1. Nous avons effectué 1000 simulations, toutes en considérant une surface idéale (homogène verticalement et horizontalement) avec une pente locale nulle. La comparaison de ces simulations avec les données de GTS fournira des indices sur les hétérogénéités observées par GTS (à la manière de l'inertie thermique apparente dans le chapitre 3) dans les sections suivantes où des simulations d'hétérogénéités seront également discutées. La table de référence est ainsi une table à 3 dimensions : la dimension temporelle (une année martienne avec un pas de temps de 1/2 heure, soit 32112 éléments), la dimension des inerties thermiques (100 éléments, voir table 4.1) et la dimension des albédos (100 éléments, voir table 4.1).

Paramètres	latitude et longitude	opacité optique des aérosols	inertie thermique	albédo
Valeur	[4.5918°S, 137.4402°E]	$\tau_{MER+MSL}$	de 70 à 1160	de 0.05 à 0.45
Remarque	Site d'atterrissage de Curiosity	Occultations solaires par MASTCAM, similaires aux mesures des MERs, voir section 2.3.3	100 valeurs, espacées de 11 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$	100 valeurs, espacées de 0.004

TABLE 4.1 – Paramètres des simulations de température utilisées pour construire la table de référence. Les simulations de température sont effectuées durant deux années martiennes, et on ne garde que les résultats de la deuxième année afin d'annuler l'influence des conditions initiales.

On cherche à trouver pour chaque arrêt de Curiosity le couple (inertie thermique, albédo) reproduisant au mieux les mesures de GTS au sens des moindres carrés. Pour chaque arrêt, on compare donc les mesures de GTS aux simulations de températures $T_s(IT, albédo)$ interpolées aux mêmes sols. On calcule la moyenne quadratique des écarts

ΔT entre chaque simulation et les données GTS comme défini dans l'équation 4.1, avec N le nombre de mesures GTS pour l'arrêt considéré. Ces valeurs permettent d'apprécier directement le degré de reproduction des données GTS par les simulations de température.

$$\Delta T = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_N [T_s(IT, albedo) - T_{GTS}]^2} \quad (4.1)$$

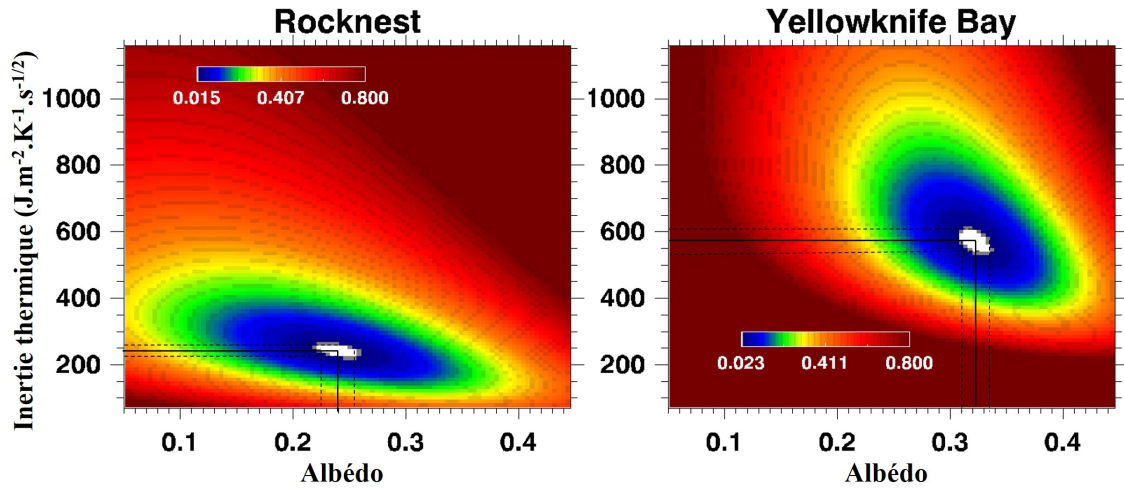


FIGURE 4.7 – Histogrammes bidimensionnels des ΔT (en couleur, en K) en fonction de l'inertie thermique et de l'albédo pour deux arrêts : un à Rocknest et un à Yellowknife Bay (les ajustements présentés ici ont été réalisés sur toutes les données). Les minimums des ΔT sont uniques [0.24, 240 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$] pour Rocknest et [0.32, 575 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$] pour Yellowknife Bay. Des solutions proches fournissent également des ajustements satisfaisants : les ΔT des zones blanches sont moins de 10% supérieurs aux ΔT des minimums, ce qui correspond à une variation d'inertie thermique de $\pm 20 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ et de ± 0.015 d'albédo pour Rocknest et de $\pm 35 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ d'inertie thermique et de ± 0.01 d'albédo pour Yellowknife Bay.

Nous avons calculé les ΔT des 127 arrêts de GTS pour rapport aux 1000 courbes de température simulées (en fonction de l'inertie thermique et de l'albédo). Les ΔT ont tous un minimum unique : pour tous les arrêts, les simulations de température réalisées avec un couple particulier de valeurs d'inertie thermique et d'albédo sont plus proches des observations de GTS que toutes les autres simulations. On parle alors de meilleur ajustement (« best fit » dans la littérature en anglais).

La figure 4.7 présente les valeurs de ΔT pour deux arrêts. On voit que bien qu'il y ait un minimum unique dans chaque exemple, des solutions proches (dans la zone blanche des histogrammes) de ce minimum meilleur ajustement fournissent des ajustements tout à fait satisfaisants : il est très dur de différencier visuellement les courbes de température de ces différentes solutions. Chaque arrêt aura ainsi un couple [inertie thermique, albédo] qui correspond au meilleur ajustement ainsi que des barres d'erreurs sur ces deux paramètres, représentant la variation de l'espace des solutions satisfaisantes. Dans un souci de lisibilité, ces barres d'erreurs sont omises dans les figures suivantes mais valent typiquement $\pm 30 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ pour l'inertie thermique et ± 0.01 pour l'albédo. La section suivante

présente les résultats (inertie thermique, albédo, ΔT) des meilleurs ajustements obtenus pour tous les arrêts.

Meilleurs ajustements L'ajustement des températures peut s'effectuer sur toutes les données GTS d'un arrêt, ou seulement sur les données enregistrées à certaines heures locales. La figure 4.8 présente une comparaison des couples [inertie thermique, albédo] des meilleurs ajustements sur toutes les données GTS des arrêts, ou seulement les données de jour ou de nuit. Les ΔT de ces différents ajustements (calculés sur toutes les données des arrêts) sont également montrés sur la figure 4.8. On voit que les solutions [inertie thermique, albédo] des 127 arrêts varient beaucoup selon les données utilisées pour les ajustements : les données de nuit (croix rouges) correspondent globalement à des inerties thermiques basses et les données de jour à des inerties thermiques élevées. Cette caractéristique (inertie thermique apparente basse la nuit et élevée le jour) est visible sur les exemples montrés sur la figure 4.6 où les lignes continues sont les meilleurs ajustements à toutes les températures GTS (courbes noires) des arrêts en question, ou seulement les données de jour (courbes bleues) ou de nuit (courbes rouges). Les courbes rouges (respectivement bleues) reproduisent ainsi très bien les températures GTS de nuit (respectivement de jour) mais à contrario très mal celles de jour (respectivement de nuit).

Les valeurs d'albédo sont donc mal contraintes lorsque l'ajustement se fait uniquement sur une partie des données. Au premier ordre (comparativement à l'inertie thermique), l'albédo influe linéairement sur l'ensemble du cycle diurne des températures de surface (voir figure 3.4). Lorsque l'ajustement se fait sur seulement une partie des données, les meilleures solutions auront ainsi une valeur d'albédo reproduisant le niveau absolu de température alors que l'inertie thermique est elle contrainte par les variations autour de ce niveau. Ces solutions partielles reproduisent alors parfois très mal les données aux autres heures locales. Certaines solutions pour des ajustements partiels ont en effet des valeurs d'albédos aux limites de la table de référence, ce qui questionne leur vraisemblance et donne des valeurs de ΔT bien plus grandes et dispersées que pour les meilleurs ajustements réalisés sur toutes les données GTS des arrêts (croix noires).

4.3.2 Résultats : profils le long du trajet de Curiosity

Profils des propriétés thermo-physiques On discute maintenant les meilleurs ajustements obtenus sur toutes les données des arrêts (qui ont les plus petits ΔT). La figure 4.9 présente les valeurs d'inertie thermique et d'albédo des meilleurs ajustements en fonction de la distance parcourue par Curiosity depuis son atterrissage (profils odométriques).

Le profil d'albédo obtenu à partir des données de GTS (figure 4.9a) révèle des valeurs homogènes pour l'unité PB (traversée 1, en violet sur la figure 4.9a). Les cycles thermiques dans la zone de Bradbury Landing révèlent des albédos bien plus faibles et qui augmentent au fur et à mesure que le robot s'éloigne de son site d'atterrissage (croix noires épaisses sur la figure 4.9a). Cet assombrissement de Bradbury Landing est en accord avec l'imagerie orbitale (figure 4.4) et est causé par le souffle des rétropropulseurs du module d'atterrissage de MSL qui a balayé la couverture de poussière de l'unité PB (voir figure 4.5). Cet effet s'atténue lorsqu'on s'éloigne du site d'atterrissage. La zone de Yellowknife Bay (croix jaunes) donne des albédos les plus importants des 450 premiers sols de Curiosity (entre 0.29 et 0.35), ce qui est en accord avec l'aspect plus clair

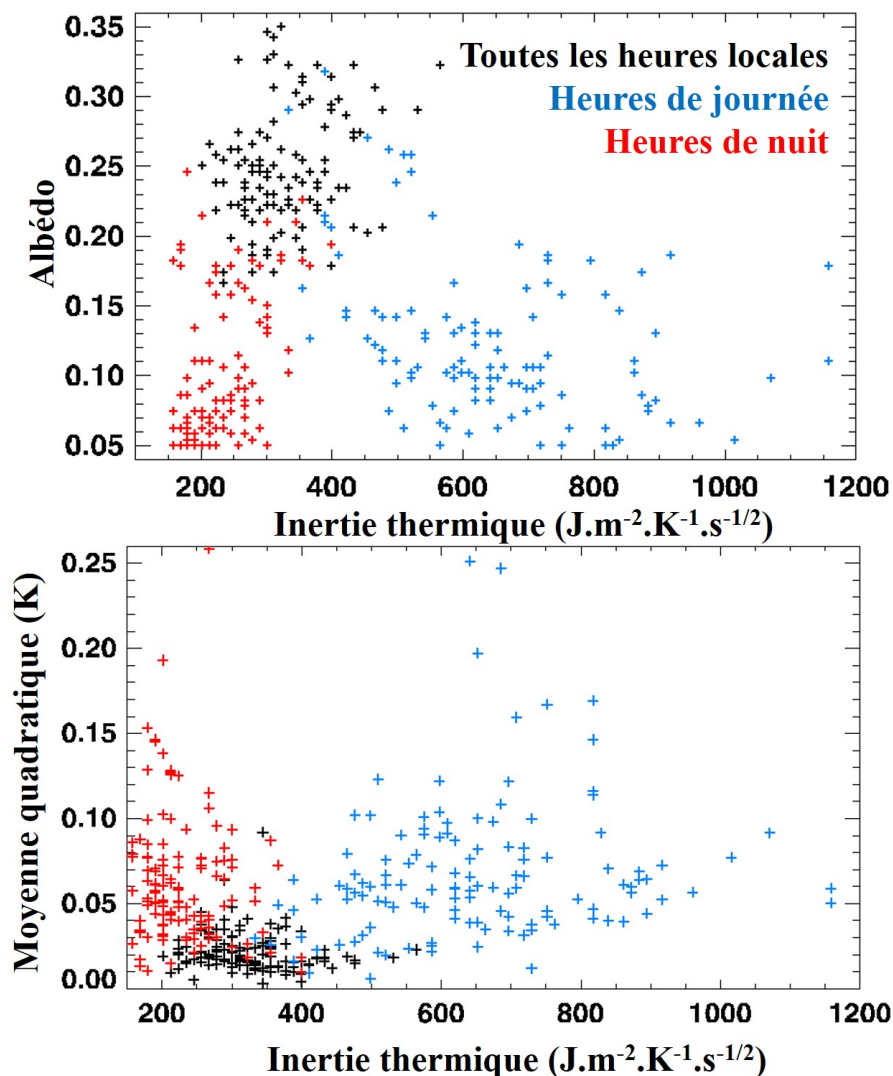


FIGURE 4.8 – Albédo (en haut) et moyenne quadratique des résidus (ΔT moyens, en bas) en fonction de l’inertie thermique des meilleurs ajustements de température simulées pour les 127 arrêts. Il y a une croix de chaque couleur par arrêt. Les ajustements des températures simulées ont été réalisés sur toutes les données des arrêts dans le cas des croix noires, sur uniquement les données de jour pour les croix bleues et sur uniquement les données de nuit pour les croix rouges. Dans les trois cas, les ΔT moyens ont été calculés en utilisant toutes les données des 127 arrêts.

de l’unité sédiments fracturés (SF) sur l’image de la figure 4.5 et sur la composition colorée de Hirise (figure 4.4). La traversée 2 (croix rouges) commence dans l’unité PB (voir figures 4.4 et 4.5), avec des albédos entre 0.22 et 0.27 jusqu’au 6^{ème} km parcouru, valeurs semblables à celles de la traversée 1. Les valeurs d’albédo diminuent ensuite à mesure que le robot se rapproche des dunes sombres. On voit sur la figure 4.9a que la diminution de l’albédo pour la traversée 2 est très graduelle, ce qui révèle que l’unité PB est de moins en moins couverte de poussière ou de plus en plus contaminée par les particules sombres constituant les dunes au fur et à mesure que le robot s’approche de celles-ci. Les valeurs d’albédo du profil odométrique sont en bon accord avec les données orbitales : avec

OMEGA, on mesure des valeurs d'albédo entre 0.24 et 0.26 pour les plaines bosselées (PB), et entre 0.15 et 0.18 pour les dunes sombres entourant le mont Sharp.

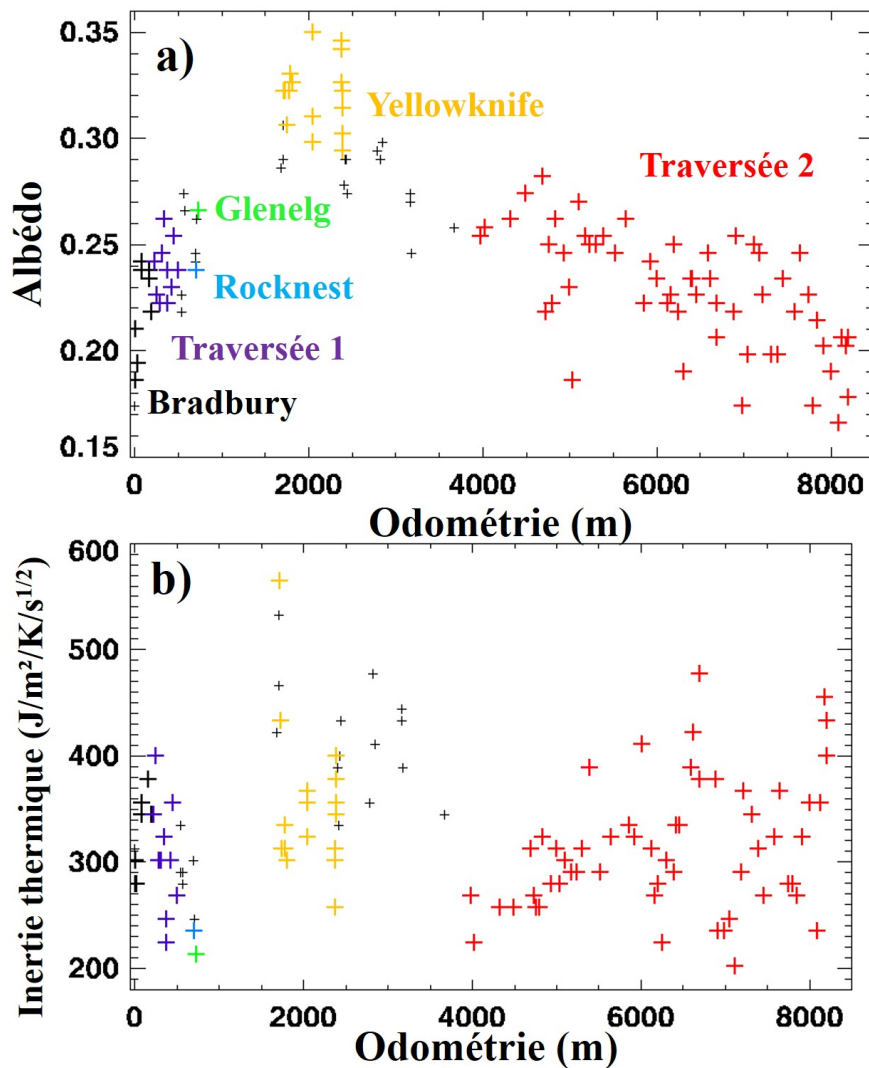


FIGURE 4.9 – Profils odométriques des propriétés thermo-physiques des meilleurs ajustements de simulations de température de surface le long du trajet de Curiosity. Chaque arrêt est représenté par une croix (127 au total) et les principales étapes (définies sur la figure 4.4) sont indiquées en couleurs et en gras.

Le profil d'inertie thermique le long du parcours de Curiosity (figure 4.9b) révèle des valeurs entre 202 et 565 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$, pour une moyenne de 327 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ et une déviation standard de 68 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ autour de celle-ci. La valeur maximale (565 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$) est atteinte à Yellowknife Bay, qui présente en moyenne des plus grandes valeurs d'inertie (360 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$) que les autres terrains, ce qui est cohérent avec l'imagerie in situ qui montre que l'unité SF présente beaucoup d'affleurements rocheux (figure 4.5B). Au premier ordre, ces valeurs sont en bon accord avec les valeurs d'inertie thermique calculées à partir des données orbitales (notamment THEMIS, figure 4.3). THEMIS mesure des inerties thermiques entre ~ 280 et ~ 420 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ pour l'unité PB, et jusqu'à 500 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ pour l'unité SF (Ferguson et al., 2012).

On remarque que les variations d'inertie thermique ne sont pas corrélées aux variations d'albédo présentées précédemment. Bradbury Landing a une inertie thermique comparable, sinon similaire, à celle de la traversée 1, révélatrice de l'unité PB. On peut en conclure que la couche de poussière responsable des albédos élevés dans l'unité PB est trop fine pour avoir un impact sur le phasage du cycle thermique (seul l'impact de l'albédo sur l'ensemble du cycle thermique est significatif). Cette non-influence de la poussière sur les valeurs d'inertie thermique indique ainsi que l'épaisseur de la couche de poussière était (à Bradbury) et est (sur l'unité PB) de l'ordre de quelques centaines de μm au maximum (voir équation 3.1 et figure 3.1). Les matériaux sous la poussière dans l'unité PB sont ainsi semblables à ceux exposés à Bradbury.

La seconde traversée comporte des excursions de plus forte inertie thermique (après 5000m parcourus, figure 4.9b), ce qui pourrait révéler des incursions dans les terrains rugueux (TR), de plus forte inertie thermique que l'unité PB (cf figure 4.3).

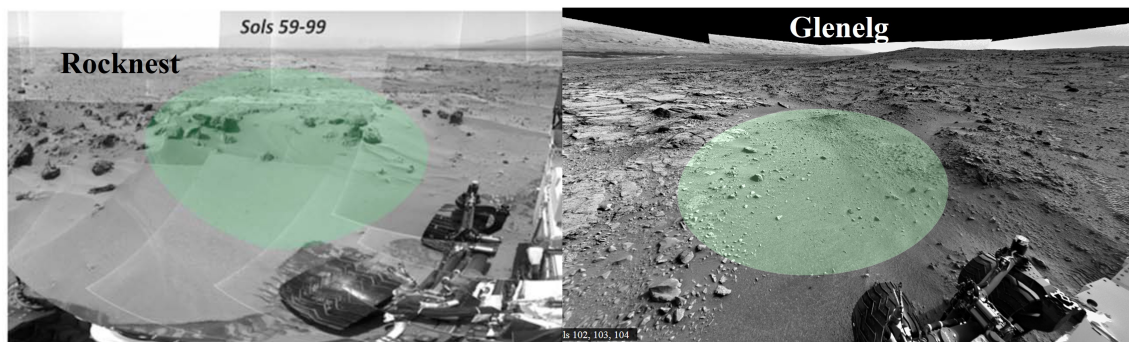


FIGURE 4.10 – Mosaïques d'images NAVCAM à Rocknest (à gauche) et à Glenelg (à droite). Les zones vertes correspondent approximativement aux champs de vue de GTS. La mosaïque à Rocknest est adaptée d'après Hamilton et al. (2014b) et celle à Glenelg (identique à la figure 4.5B) est issue du site internet <https://hylobatidae.org/msl-panoramas/>.

Les cas de Rocknest et de Glenelg sont à part, donnant des inerties thermiques parmi les plus faibles des 450 premiers sols (respectivement 235 et 220 $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$, cf figure 4.9b). A Rocknest, le robot s'est arrêté une quarantaine de sols pour tester l'ensemble de ses instruments aux procédures longues (comme CheMin et SAM) pour la première fois. Le site comporte une dune de sable fin complètement différentes des terrains de l'unité PB et probablement d'origine détritique locale (Blake et al., 2013). La zone observée par GTS à Rocknest (cf section 2.2.3), montrée sur la figure 4.10, est pour l'essentiel constituée de cette dune de sable, penchée d'une dizaine de degré vers le nord-ouest. La valeur d'inertie thermique observée correspond (selon l'équation 3.2) à une taille de particule de 100 à 200 μm si le dépôt est épais thermiquement (cf figure 3.1a) c'est-à-dire d'au moins une dizaine de cm. A Rocknest, les images MAHLI indiquent que l'essentiel du volume de la dune (creusée jusqu'à 5 cm de profondeur) est composé de particules de taille inférieure à 150 μm avec des particules plus grosses ($< 4 \text{ mm}$) sur le premier cm du régolite (Blake et al., 2013; Edgett et al., 2013). Ces grosses particules semblent ainsi être trop superficielles car elles n'ont pas d'influence sur le cycle thermique mesuré par GTS. Notre analyse permet de dire que ces grosses particules ne sont pas présentes en quantité sous la surface, en accord avec les analyses des images MAHLI des tranchées creusées

par Curiosity.

A Glenelg, le robot se situait au contact entre les unités PB et SF (cf figure 4.5B). Le champ de vue de GTS à Glenelg, montré sur la figure 4.10, couvre la zone se situant entre ces deux unités. Cette zone est couverte en majorité par un composant fin et ne comporte pas d’affleurement rocheux conséquent comme sur les unités PB et SF. Les valeurs proches d’inertie thermique de Rocknest et de Glenelg peuvent signifier que ce composant fin a des caractéristiques thermo-physiques semblables aux matériaux composant la dune de Rocknest et représente donc un front de dépôts des produits d’érosion éolienne des deux unités, constitué de particules fines.

On a vu qu’au premier ordre, les profils des propriétés thermo-physique le long du parcours de Curiosity rendaient compte des incursions de MSL dans les différentes unités géologiques. Ces unités ont des propriétés thermo-physiques caractéristiques, ce qui indique qu’elles ont des histoires sédimentaires et érosives différentes. Les valeurs d’inertie thermique présentées dans cette section sont globalement en bon accord avec celles publiées sur la base des mêmes données par Hamilton et al. (2014b) ($265 - 375 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ pour les 100 premiers sols de la mission). Le même bon accord, autant qualitatif que quantitatif, est atteint pour les valeurs d’albédo. Des différences plus importantes apparaissent localement, notamment pour Rocknest où Hamilton et al. (2014b) trouvent une inertie thermique de $300 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$. Notre méthode d’ajustement des températures simulées sur celles mesurées par GTS et celle de Hamilton et al. (2014b) ne sont pas les mêmes : Hamilton et al. (2014b) essaient de reproduire l’amplitude thermique diurne alors que nous cherchons à minimiser le ΔT moyen, ce qui peut expliquer les différents résultats.

Les implications de ces différentes méthodes apparaîtront dans la section suivante, où nous allons étudier plus en détail le comportement thermique révélé par les données GTS et son écart à un comportement idéal.

4.3.3 Comportement thermique non-idéal

On analyse maintenant le comportement thermique non-idéal révélé par les données de GTS, c’est-à-dire les écarts des températures GTS aux températures simulées des meilleurs ajustements. La figure 4.11 présente les moyennes des différences entre les températures GTS et les températures des meilleurs ajustements (sur toutes les données) pour les 127 arrêts en fonction de la longitude solaire. Les différences $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ sont calculées point par point pour toutes les données d’un arrêt et sont ensuite moyennées par arrêt. Curiosity a atterri au début du printemps et le 450^{ème} sol de la Mission correspond à la fin de l’automne. Nous n’avons donc pas de données hivernales, mais on voit sur la figure 4.11 qu’il y a une tendance saisonnière. Pour construire la figure 4.11, les ajustements ont été réalisés sur toutes les données mais la même tendance saisonnière est également observée si les ajustements se font sur une partie des données uniquement (l’amplitude varie alors de manière semblable et tous les points sont décalés de plusieurs K dans la même direction).

Les meilleurs ajustements des 127 arrêts ont tous des ΔT comparables (voir figure 4.8) et sans corrélation avec la longitude solaire. Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ sont eux minimaux en été, croissent durant l’automne et décroissent durant le printemps. La variation du $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ est donc en opposition avec les variations saisonnières de tempé-

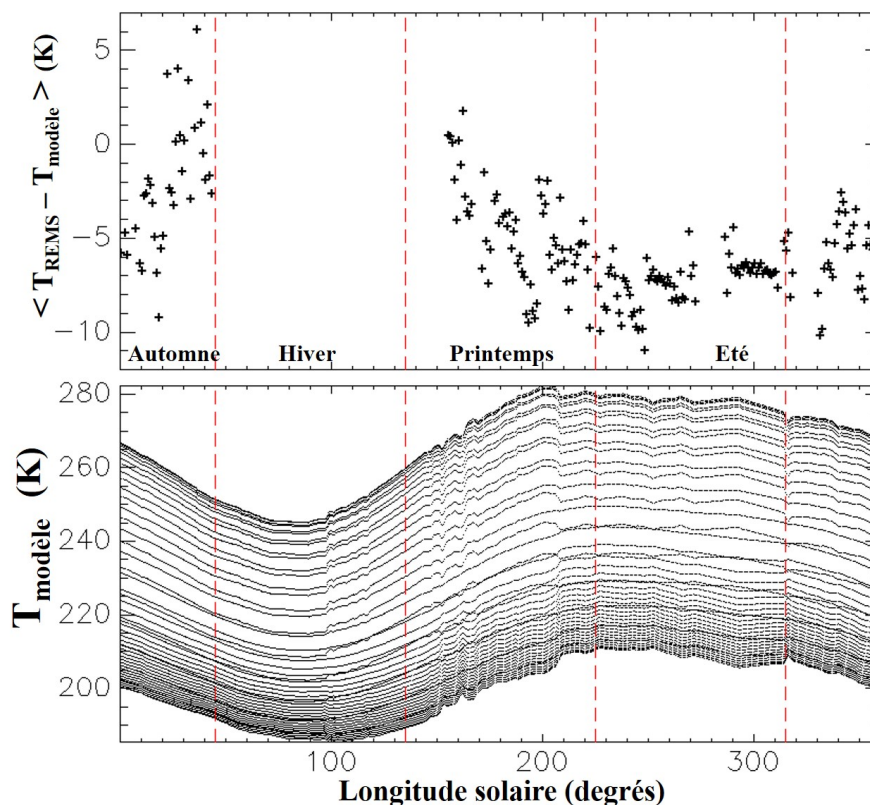


FIGURE 4.11 – En haut : moyenne de la différence entre les températures de GTS des 127 arrêts et les meilleurs ajustements de simulation de température en fonction de la longitude solaire. En bas : exemple d’une simulation de température de la table de référence (avec une inertie thermique de $620 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ et un albédo de 0.25) en fonction de la longitude solaire. Chaque ligne en pointillé représente l’évolution annuelle de la température à une heure locale précise. Les quatre saisons sont séparées par des lignes rouges en pointillé pour indication.

rature (figure 4.11, en bas). La dispersion des points autour de cette tendance saisonnière semble moins importante en été. Il s’agit peut-être d’un biais observationnel car la campagne à Yellowknife Bay a duré 200 sols et a occupé la majeure partie de cette saison. Durant le printemps et l’automne, GTS a observé une plus grande diversité de surfaces, ce qui pourrait expliquer la plus grande dispersion des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ de ces saisons. Les données GTS indiquent un comportement qui varie moins avec la saison que le cas idéal. Ce comportement non-idéal est décrit plus finement ci-dessous et les explications possibles sont discutées dans la section suivante.

Pour étudier dans le détail les caractéristiques de la variation saisonnière des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$, on peut en regarder l’évolution en fonction de l’heure locale. Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ des 127 arrêts, répartis sur trois saisons, sont moyennés sur des intervalles de 1/4 d’heure sur la figure 4.12. Au premier ordre, les variations diurnes obtenues pour les trois saisons sont assez similaires : toutes les saisons donnent des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ négatifs la nuit, positifs vers 9h, négatifs aux alentours de midi puis positifs à nouveau en fin d’après-midi (figure 4.12A). L’amplitude de ces variations journalières, d’une douzaine de K, est comparable à l’amplitude de la variation saisonnière vue sur la figure 4.11. Les

différences entre les courbes saisonnières sont par comparaison faibles (< 4 K).

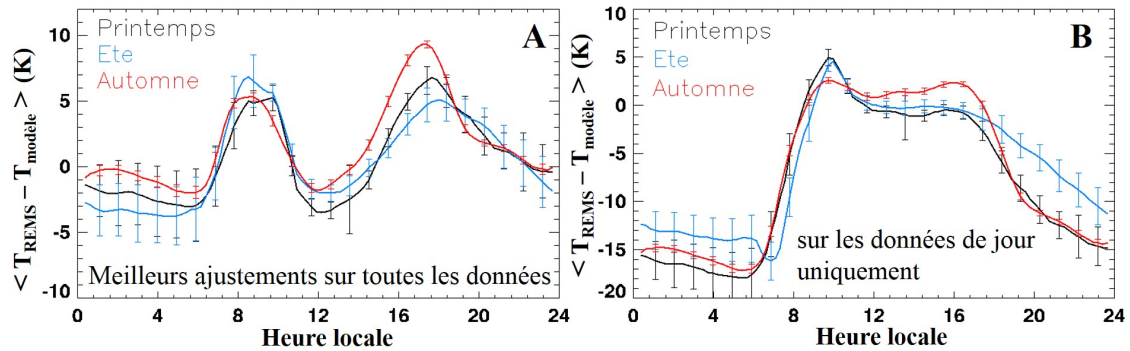


FIGURE 4.12 – Ecart moyen par saison entre les températures de GTS et les températures des meilleurs ajustements de chaque arrêt en fonction de l’heure locale (voir figure 4.11). Les barres d’erreurs représentent la dispersion (2σ) des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ de différents arrêts composant une saison. Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ du graphique A ont été calculés en utilisant les meilleurs ajustements sur toutes les heures locales et les ajustements ont été réalisés sur uniquement les données de jour (9h-18h) pour le graphique B.

Les heures locales des données GTS sur lesquelles sont réalisés les meilleurs ajustement influent beaucoup sur ces tendances : les ajustements sont réalisés uniquement sur les données de jour pour la figure 4.12B et le résultat est très différent. D’amplitude plus grande (le ΔT est plus important, cf figure 4.8), les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle_{jours}$ sont logiquement proches de zéro durant les heures de jour et très négatifs durant la nuit. Les ajustements sur uniquement les données de jour lissent les variations (au risque de solutions invraisemblables comme on l’a vu) à ces heures locales. Un pic des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle_{jours}$ aux alentours de 9h est cependant toujours visible. Le pic de la fin de l’après-midi est lui beaucoup moins marqué que sur la figure 4.12A. La courbe de l’été se démarque pour le début de soirée sur la figure 4.12B avec une bien moindre décroissance de $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle_{jours}$ et un niveau moins négatif durant la nuit par rapport aux deux autres saisons. Cette variation de la vitesse de refroidissement de la surface en soirée retrouve dans la figure 4.12A et semble signaler un comportement spécifique durant l’été.

La figure 4.13 présente les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ diurnes moyennés non plus selon les saisons mais pour les 6 principales étapes du trajet de Curiosity (définies sur la figure 4.4). Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ des différentes étapes présentent plus de variabilité par rapport à un comportement moyen que les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ saisonniers de la figure 4.12A, avec des amplitudes allant de 8 K (pour Glenelg) à 13 K (pour Rocknest). A Bradbury et durant les deux traversées, les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ chutent en début de soirée jusqu’à environ 21 H puis décroissent moins rapidement alors que la chute des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ ne perd pas en intensité en fin de soirée pour Rocknest, Glenelg et Yellowknife Bay. Ainsi, le comportement estival du $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ en soirée (figure 4.12) se retrouve sur pour ces trois arrêts, alors que Curiosity était à Rocknest et à Glenelg durant le printemps.

Malgré la diversité thermo-physique des terrains observés (figures 4.3 et 4.3.2), tous les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ des étapes principales présentent qualitativement le même comportement non-idéal, avec deux pics positifs autour de 9 et 18 H et un pic négatif autour

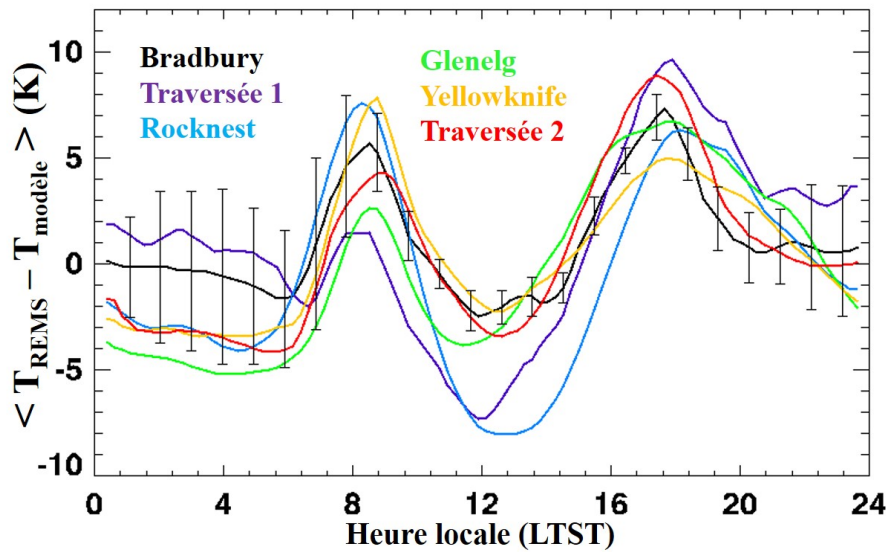


FIGURE 4.13 – Ecarts entre les températures de GTS et les températures des meilleurs ajustements des arrêts en fonction de l’heure locale pour les 6 étapes indiquées sur la figure 4.4. Les barres d’erreurs représentent la dispersion (3σ) des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ des différents arrêts composant ces étapes. Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ ont été calculés en utilisant les meilleurs ajustements sur toutes les heures locales.

de 12 H. Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ à Rocknest présentent des spécificités, avec une plus forte amplitude diurne que ceux des autres étapes. Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ à Glenelg et pour la traversée 1 ont leurs pics négatifs de mi-journée légèrement décalés vers le matin.

4.4 Discussion

Dans cette section, les causes potentielles des comportements thermique non-idéaux présentés factuellement dans la section précédente sont analysées. Nous avons vu qu’au premier ordre, les comportements non-idéaux sont similaires tout au long du trajet de Curiosity, et varient au second ordre selon la saison et le type de terrain observés. Cette grande régularité peut indiquer différentes possibilités dont les vraisemblances sont discutées ci-dessous : un biais instrumental ou observationnel affecte toutes les données GTS (section 4.4.1) ; tous les terrains observés ont en commun une hétérogénéité qui explique le comportement (section 4.4.2) ou les simulations de température ne prennent pas en compte un processus influant sur la température de surface (section 4.4.3).

4.4.1 Facteurs instrumentaux

Un des facteurs propres au robot et qui est connu pour influencer sur les températures de surface mesurées par GTS est le réacteur nucléaire de Curiosity, le MMRTG (cf section 2.2.3.3). Le MMRTG émet du rayonnement thermique en permanence, avec a priori une intensité continue (Zorzano et al., 2014; Hamilton et al., 2014b). Les surfaces environnantes équilibrent leur température avec cette émission supplémentaire en quelques

dizaines de minutes. L'influence du MMRTG sur les températures de GTS est donc censée être la plus importante lorsque le robot finit un déplacement. Le MMRTG n'est ainsi a priori pas responsable des comportements non-idéaux diurnes complexes présentés sur les figures 4.12 et 4.13, le robot y étant immobile.

Cependant, il y a une influence positive du MMRTG sur les températures GTS de l'ordre de quelques K. Il s'agit a priori d'un biais systématique affectant toutes les données (Zorzano et al., 2014), ce qui peut expliquer que les mesures depuis l'orbite de la température de la surface sont systématiquement plus froides que les températures mesurées par GTS (section 4.2.2). Si cette influence était correctement évaluée et corrigée dans les données, les propriétés thermo-physiques des meilleurs ajustements ne seraient plus les mêmes mais les comportements non-idéaux par rapport à ces nouveaux meilleurs ajustements ne devraient pas changer qualitativement : toutes les températures de GTS seraient plus froides, laissant l'anomalie diurne intacte (les températures de nuit seraient toujours anormalement froides par rapport aux températures de mi-journée).

Nous n'avons vu aucune corrélation entre la valeur des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ à une heure donnée et les valeurs des différents angles d'attitude du robot (notamment le roulis, qui influe beaucoup sur la surface du champ de vue de GTS, voir section 2.2.3). A la même heure locale, les angles varient beaucoup d'un arrêt à l'autre alors que le $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ est très régulier, ce qui permet de conclure que la surface du champ de vue de GTS a peu d'influence sur le comportement thermique observé. L'échantillonnage de la diversité de la surface semble atteindre un niveau suffisant même lorsque le champ de vue est très réduit (une dizaine de m²).

On a vu que les variations des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ sont corrélées aux variations diurnes et saisonnières de la température. Il est possible que les comportements non-idéaux soient, en partie ou en totalité, causés par un défaut des pyromètres de GTS qui font que les mesures dépendent de la température lors des observations. Les capteurs sont cependant fréquemment calibrés à l'aide d'une plaque métallique couvrant une partie du champ de vue des capteurs et dont on contrôle la température (cf section 2.2.3.3), et GTS a été rigoureusement caractérisé avant la mission (Sebastián et al., 2010). Il est donc peu probable que la totalité ou que la majeure partie de l'anomalie non-idéale observée provienne d'un défaut des capteurs dépendant de la température.

4.4.2 Hétérogénéités potentielles

On analyse ici les différentes hétérogénéités physiques de la surface qui pourraient expliquer le comportement non-idéal observé avec une grande régularité par GTS durant les 450 premiers sols de la mission MSL. Les hétérogénéités considérées sont semblables à celles utilisées pour analyser les données OMEGA dans le chapitre précédent (section 3.2.5) : mélanges horizontaux de matériaux d'inertie thermique différentes ou avec des pentes divergentes et stratification verticale du régolite. Les mélanges horizontaux de matériaux d'émissivité différentes peuvent également causer des comportements non-idéaux (voir section 2.2.3.3). Cependant, la grande similarité entre les comportements non-idéaux à Bradbury et ceux observés plus loin malgré la différence de couverture poussiéreuse n'est pas en faveur de cette hypothèse.

On a vu l'influence de ces hétérogénéités physiques sur l'inertie thermique apparente (équivalente aux $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$) sur la figure 3.23 (pour les heures de journée). Les

comportements non-idéaux de telles surfaces sur l'ensemble d'une année et d'une journée sont par ailleurs détaillés dans [Putzig and Mellon \(2007b\)](#). Les hétérogénéités horizontales et verticales du régolite ont des influences monotones régulières sur les anomalies de température aux heures de journées, alors que les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ observés ont tous une monotonie qui change au moins 3 fois durant les heures de jour (figures 4.12 et 4.13). Nous avons effectué des simulations de température des principales hétérogénéités classiques (stratification verticale et mélanges horizontaux) et nous avons calculé les meilleurs ajustements des températures GTS à celles-ci, avec la même méthode que celle présentée dans la section 4.3.1. Les résultats laissent toujours l'anomalie $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ qualitativement intacte par rapport aux ajustements avec des simulations de températures de surface homogènes. De plus, les ΔT des meilleurs ajustements de ces hétérogénéités ne sont pas meilleurs que ceux des meilleurs ajustements des solutions homogènes. Les basses températures des nuits par rapport à ce à quoi on pourrait s'attendre en considérant les températures de jour ne sont notamment pas reproduites par les hétérogénéités.

La seule hétérogénéité reproduisant qualitativement les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ observés est le mélange horizontal de pentes divergentes (deux fractions de la surface observée sont penchées dans des directions opposées ou très différentes). Cependant, cette solution est très peu probable au regard des images que l'on a des champs de vue de GTS (cf figure 4.10 et [Hamilton et al., 2014b](#)). La rugosité des clastes (petits cailloux) à la surface du régolite a été caractérisée par [Yingst et al. \(2013\)](#) et [Bridges et al. \(2014\)](#) à l'aide d'images MAHLI des champs de vue de GTS pour les 100 premiers sols de la mission (jusqu'à Rocknest). Les résultats de ces études indiquent une orientation préférentielle de la rugosité vers le sud-ouest avec un pic secondaire vers le nord-est, causée par l'action des vents. Nous avons simulé cette hétérogénéité avec les abondances de pentes données par [Bridges et al. \(2014\)](#) et les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ résiduels gardent alors encore qualitativement la même structure des figures 4.12 et 4.13. Cette hétérogénéité, observée par une source indépendante, n'explique donc pas le comportement thermique observé. A Rocknest, le champ de vue de GTS est en majeure partie occupé par une dune nettement orientée vers le nord-ouest (avec 10-20° de pente) et au premier ordre, les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ résiduels sont pourtant qualitativement similaires à ceux obtenus à Glenelg lorsque GTS observait une surface bien plus plane (cf figure 4.10). Les pentes locales des surfaces observées ne semblent ainsi pas rendre compte de l'essentiel des comportements thermique non-idéaux observés. Il est possible que les spécificités de certaines étapes (comme Rocknest, où l'on a vu que l'amplitude du comportement non-idéal était la plus importante) soient en partie causées par des hétérogénéités physiques particulières, mais on peut dire que ces hétérogénéités ne sont pas responsable de la majeure partie des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ observés.

La méthode utilisée pour trouver les meilleurs ajustements ne semble également pas influencer sur les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ obtenus. Pour les 100 premiers sols de la mission, [Hamilton et al. \(2014b\)](#) réalise des ajustements de simulation de température sur les températures mesurées par GTS sol par sol (hors mouvement du robot) avec une méthode différente. Dans notre méthode, nous cherchons à minimiser le ΔT moyen (cf section 4.3.1) alors que [Hamilton et al. \(2014b\)](#) cherche les simulations de température (issues du modèle 1D de [Kieffer, 2013](#), similaire au notre) qui reproduisent au mieux l'amplitude thermique observée. Les résidus $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ des ajustements de [Hamilton et al. \(2014b\)](#) sont cependant très similaires aux nôtres, ce qui indique que l'anomalie observée

n'est probablement pas un artefact méthodologique.

4.4.3 Processus non-modélisés

Le modèle utilisé pour simuler les températures de surface et calculer les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ est un modèle de calcul d'équilibres dynamiques à une dimension (temporelle). Ce modèle, choisi car directement disponible et peu demandeur en temps de calcul, est somme toute assez simple. Il est possible que les comportements diurnes et saisonniers des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ soient causés par une mauvaise prise en compte de certains processus influant sur la température de surface dans la réalité. Des simulations à méso-échelle, c'est à dire à 3 dimensions (deux spatiales, une temporelle), permettent de mieux simuler les échanges d'énergie entre les différentes couches de l'atmosphère et la surface et il est connu qu'elles reproduisent plus fidèlement les températures de la surface. De tels modèles ont été utilisés pour expliquer des anomalies de températures sur les flancs d'Olympus Mons mesurées par TES et jusqu'alors interprétées comme des différences d'inertie thermique, et finalement causées par des vents katabatiques (vents orographiques, causés par les différences de topographie) (Spiga et al., 2011).

Une approche similaire a été appliquée au cratère Gale pour tenter de trouver une explication aux températures de GTS par Rafkin et al. (2014) et Hamilton et al. (2014a), en utilisant le modèle méso-échelle MRAMS (« Mars Regional Atmospheric Modeling System ») présenté dans Rafkin et al. (2001). Ces simulations méso-échelle (ou « régionales ») révèlent que la masse d'air présente au fond du cratère (où se trouve Curiosity) ne se mélange que très peu avec la masse d'air sur le plateau entourant le cratère. Durant les heures de jour, les simulations indiquent que les vents divergent depuis les plaines du nord du cratère vers le mont Sharp et la bordure du cratère et en sens inverse durant la nuit : les vents descendent du mont Sharp et des pentes bordants le cratère vers là où est Curiosity. Les turbulences causées par ces mouvements sont responsables de la majeure partie des dissipations d'énergie et les simulations indiquent que ce régime de turbulence est stationnaire, très régulier (à une heure locale donnée). Cependant, les simulations méso-échelle ne reproduisent pas beaucoup mieux les températures GTS que les modèles à une dimension. Ils n'expliquent ni le rapide (et tôt) chauffage des matins, ni les lents refroidissement des après-midi, ni les trop basses températures la nuit (Rafkin et al., 2014). L'amplitude des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ observés reste plus importante que les effets des vents orographiques mis en évidence par les simulations régionales. En l'état présent des modèles méso-échelle, ceux-ci ne peuvent donc pas rendre compte des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ observés. On peut néanmoins espérer des améliorations de la paramétrisation des turbulences dans ces modèles, car elles restent actuellement encore mal définies.

La dépendance à la température de l'inertie thermique (présentée dans la section 3.2.3.2), caractérisée par Piqueux and Christensen (2011), est un candidat possible pour expliquer une partie des variations du $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$. On a vu que notre modèle de simulation de température considère que l'inertie thermique ne varie pas avec la température alors qu'en réalité, la capacité calorifique d'un matériau peut varier de 75% et la conductivité thermique varie elle de 10 à 50 % selon le degré de cémentation des pores dans la gamme des températures martiennes. La figure 3.18 présente des exemples de différences diurnes de température entre un modèle similaire au notre et un modèle prenant en compte les variations de l'inertie thermique avec la température. On voit que l'ampli-

tude de la différence est comparable à l'amplitude des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ observés ($\sim 8\text{K}$ pour une inertie de $400 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$), les températures en journée sont plus faibles de 5 K une fois cet effet pris en compte, la différence étant nulle aux levers et couchers du soleil. La dépendance à la température de l'inertie thermique lisse les variations diurnes et saisonnières et pourrait ainsi rendre compte également des variations saisonnières des $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ (figure 4.12). Les $\langle T_{REMS} - T_{modèle} \rangle$ saisonniers indiquent des moindres variations saisonnières que celles modélisées par notre modèle simple, ce qui correspond qualitativement à l'effet de la dépendance à la température de l'inertie thermique. Les meilleurs ajustements en prenant en compte cet effet seraient alors différents de ceux présentés dans la section précédente, révélant potentiellement des différences de comportement alors interprétables par des hétérogénéités physiques de la surface ou par des phénomènes climatiques diurnes ou saisonniers.

4.5 Bilan et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons sélectionné puis analysé les températures de surface mesurées par GTS. Nous avons obtenu des profils odométriques des propriétés thermo-physiques le long du parcours des 450 premiers sols de la mission MSL. Les valeurs d'inertie thermique et d'albédo sont en bon accord avec la géologie, les observations du régolite réalisées par d'autres instruments de Curiosity et les mesures orbitales. Les plaines du nord du cratère Gale où évolue Curiosity représentent les terrains de plus grandes inerties thermiques jamais visités par un robot à la surface de Mars, révélant des matériaux en grande majorité cimentés et consolidés.

Les propriétés thermo-physiques varient selon l'histoire géologique des terrains, révélant plus d'affleurements à Yellowknife Bay et une contamination progressive de la surface par les particules composant les dunes sombres entourant le Mont Sharp à mesure que le robot s'en approche. Cette contamination n'a cependant aucune influence détectable sur l'inertie thermique, indiquant sa très faible épaisseur (inférieure à quelques centaines de μm). De même, la couverture de poussière observée depuis l'orbite ne semble pas avoir d'influence importante sur l'inertie thermique comme en témoignent les valeurs très proches entre Bradbury Landing (où la poussière a été soufflée par le module d'atterrissage) et les plaines bosselées qui sont couvertes de poussière ce qui implique que la couverture de poussière y est fine ($< 200 \mu\text{m}$).

Des comportements thermiques non-idéaux (c'est-à-dire non prédits par notre modèle simple) ont été extraits des données GTS, révélant une grande régularité des anomalies thermiques, indépendamment des matériaux observés et en corrélation avec les changements diurnes et saisonniers de températures. Les hétérogénéités classiques, utilisées dans le chapitre 3 pour interpréter les données OMEGA, ne reproduisent pas du tout le comportement observé par GTS. Les variations du comportement non-idéal autour de sa tendance régulière peuvent être causées par les spécificités hétérogènes des surfaces observées et/ou par des phénomènes climatiques non pris en compte par les modèles (même les méso-échelle), comme les échanges de chaleur dans les turbulences et par les vents orographiques (causant notamment le moindre refroidissement estival en soirée). Une grande partie de la tendance non-idéale régulière pourrait être causée par la dépendance en température de l'inertie thermique dont l'effet sur la température de surface est qualitativement et quantitativement proche de l'anomalie observée. Pour aller plus loin, il

convient dans un premier temps d'intégrer les relations de cette dépendance à la température de l'inertie thermique (données par [Piqueux and Christensen, 2011](#)) à notre modèle de simulation de température. Les nouveaux meilleurs ajustements pourraient être sensiblement différents et l'anomalie non-idéale résiduelle considérablement réduite, laissant alors entrevoir la possibilité de les interpréter en fonction des paramètres climatiques et physiques de la surface dont les données GTS rendent sûrement compte.

On voit l'intérêt scientifique énorme de disposer d'autant de mesures de température d'un même endroit à la surface de Mars. Cet effort de mesure doit être poursuivi et encouragé car l'intérêt grandira avec le jeu de données GTS : plusieurs des hypothèses évoquées ici seront infirmées ou confirmées lorsque les données hivernales seront prises en compte et une autre année martienne de mesures permettra de consolider les statistiques et de discriminer les différentes possibilités afin de mieux contraindre les processus physiques à l'oeuvre.

Chapitre 5

Hydratation de la surface de Mars

Introduction

Ce chapitre présente l'analyse globale de l'hydratation de la surface de Mars à partir de l'absorption à 3 μm des données OMEGA. Les différents types d'hydratation du régolite, le principe de la mesure spectroscopique de l'hydratation et les expériences en laboratoires donnent le contexte de ce travail et sont décrits dans la section 5.1. Nous filtrons et sélectionnons les données OMEGA et estimons l'impact à la fois de la méthode et des biais instrumentaux pour le suivi de l'hydratation dans la section 5.2. Les résultats, globaux et locaux, spatiaux et temporels, sont présentés dans la section 5.3 et la nature et l'origine de l'hydratation du régolite martien sont finalement discutées dans la section 5.4.

5.1 Mesure de l'hydratation

Dans sa thèse (réalisée à l'IAS, [Jouglet, 2008](#)), Denis Jouglet présente longuement l'histoire de l'étude de l'hydratation de la surface de Mars. Ce document a été très utile pour réaliser les travaux présentés dans ce chapitre et nous n'avons pas reproduit l'essentiel de la bibliographie et des résultats historiques présentés par Denis Jouglet. Nous nous contentons ici de décrire comment les molécules d'eau peuvent interagir avec le régolite martien (section 5.1.1) puis nous décrivons l'absorption spectroscopique autour de 3 μm qui résulte de cette hydratation (section 5.1.2). Nous présentons ensuite les principaux résultats des nombreuses études expérimentales d'hydratation d'analogues du régolite martien (section 5.1.3) qui ont été utilisées pour construire un paramètre spectral nous informant qualitativement et quantitativement sur l'hydratation de la surface de Mars à partir des mesures de la bande à 3 μm (section 5.1.4).

5.1.1 Formes d'hydratation du régolite martien

L'atome d'oxygène possède deux doublets d'électrons incomplets sur sa couche électronique extérieure. Ces électrons peuvent établir deux liaisons covalentes avec des atomes d'hydrogène, disposant d'un unique électron (mise en commun d'un doublet électronique). L'O est plus fortement électronégatif que les H et la répartition des électrons mis

en commun par les liaisons covalentes est fortement déséquilibrée vers l'oxygène. La molécule d'eau a spatialement la forme d'un V, (O au centre et les H espacés de $\sim 104^\circ$) et dispose ainsi d'un important moment dipolaire : elle dispose d'un côté chargé négativement (les H, chargés chacun de δ^-) et d'un côté chargé positivement (le O, chargé de δ^{2+}). Des molécules d'eau immédiatement voisines peuvent ainsi établir une liaison électronique entre le côté positif de l'une et l'un des côtés négatifs de l'autre, équilibrant en réseau la répartition des charges δ . Une telle liaison entre les molécules d'eau, nommée « liaison hydrogène » est d'une énergie 20 fois moindre à la liaison covalente O–H et a un effet stabilisateur sur un ensemble de molécules d'eau. La liaison hydrogène contribue avec les forces d'attraction atome-atome de Van der Waals (encore 20 fois moins énergétiques) à densifier les assemblages de molécules d'eau, ce qui explique la tension superficielle et la viscosité de l'eau liquide.

Adsorption Les molécules d'eau peuvent établir ces mêmes liaisons avec des substrats solides, si des charges y sont exposées à la surface (au contact avec les molécules d'eau). De tels substrats sont communs, beaucoup de minéraux (comme les silicates) présentent en effet des sites chargés (des métaux aux couches électroniques non saturées) en surface auxquels les H_2O peuvent se lier. Cette forme d'hydratation des solides est nommée génériquement « adsorption », un terme qui cache plusieurs natures d'hydratation selon l'énergie de la liaison établie. Pour les cas limites, on parle de « physisorption » lorsque seules les forces de Van der Waals agissent et de « chimisorption » lorsque une liaison covalente est établie entre l'O et le substrat (qui est alors hydroxylé : la molécule d'eau perd un atome d'hydrogène). Plus l'énergie de la liaison est élevée, moins les molécules d'eau (et les groupements hydroxyls) sont échangeables avec l'environnement. La quantité d'eau adsorbée sur un substrat dépend de la température (les molécules sont plus ou moins agitées et concurrencent la force invariante des liaisons hydrogène), de la quantité des sites d'adsorption à la surface du solide (charges disponibles, défauts ou pièges nanoscopiques), et des conditions prévalant dans la phase contenant les molécules d'eau. L'eau est d'abord adsorbée sous forme d'une couche mono-moléculaire et d'autres couches d'eau peuvent ensuite s'empiler, par liaisons hydrogène et de Van der Waals, formant un nano-environnement liquide (« liquid-like adsorbed water » en anglais).

Si la phase contenant les molécules d'eau est gazeuse (H_2O sous forme de vapeur d'eau, comme pour l'atmosphère de Mars), la disponibilité des molécules d'eau entre aussi en jeu car les conditions environnementales (thermodynamiques) doivent alors permettre à l'eau adsorbée de subsister. La pression de vapeur saturante (P_{sat}) est la pression partielle de vapeur d'eau (P_{H_2O}) au delà de laquelle le milieu gazeux est saturé en H_2O et l'eau commence à condenser. Aux pressions et températures martiennes, des nuages de glace d'eau se forment lorsque P_{H_2O} atteint P_{sat} . De tels nuages et des chutes de « neige » ont été observés depuis la surface, par exemple par Phoenix (à l'aide de son LIDAR, voir [Whiteway et al., 2009](#)) et depuis l'orbite avec par exemple TES ([Smith, 2004](#)) et OMEGA ([Madeleine et al., 2012](#)). Le rapport P_{H_2O}/P_{sat} , nommé humidité relative (« RH » pour Relative Humidity dans la littérature en anglais), dépendant de la quantité de molécules, de la pression et de la température, est également un bon indicateur de la disponibilité des molécules d'eau pour l'adsorption. Selon les conditions, les couches moléculaires d' H_2O adsorbées à la surface d'un matériau peuvent être inexistantes (ou limitées à la 1^{ère}), et plus ou moins gelées. Plus la température sera basse, moins les molécules seront agitées et

plus elles seront agencées en un réseau stable par les liaisons hydrogène, à la force stationnaire. Si la température baisse encore avec toujours autant de vapeur d'eau disponibles, on obtient des dépôts de givre, de neige et de glace.

L'adsorption a une cinétique, qui dépend du matériau et des conditions environnementales. Si l'on imagine pour l'instant une situation d'adsorption sur une surface plane à l'équilibre, la quantité d'eau adsorbée peut être calculée thermodynamiquement par l'équation 5.1 (Möhlmann, 2008) où a_m est la quantité d'eau adsorbée (rapportée en gramme d'eau par gramme de substrat, ou pourcentage massique), ρ_{H_2O} est la masse volumique de l'eau liquide, m_{H_2O} est la masse d'une molécule d'eau ($= 3 \times 10^{-26}$ kg), k est la constante de Boltzmann ($\approx 1.38065 \times 10^{-23} J.K^{-1}$) et T est la température en K. Les paramètres S_M et A dépendent du matériau considéré : S_M est la surface spécifique du matériau (surface de contact avec la phase gazeuse, en $m^2.kg^{-1}$) et A est la « constante » d'Hamaker, exprimée en Joules, qui caractérise l'énergie adsorbante du matériau.

$$a_m = S_M \rho_{H_2O} \left(\frac{A}{6\pi (\rho_{H_2O}/m_{H_2O}) kT |\ln(P_{H_2O}/P_{sat})|} \right) \quad (5.1)$$

Dans le cas d'un régolite meuble, la porosité rend accessible des sites d'adsorption qui ne sont pas à la surface. C'est alors tout un volume du régolite qui peut adsorber de l'eau selon le mécanisme de l'adsorption de surface, et le paramètre A est modulé par un degré de pénétration de l'adsorption en profondeur qui dépend de la taille et du degré de cimentation des pores, et des sites d'adsorption disponibles. Les analogues expérimentaux du régolite martien, comme le sol « JCS - Mars 1 », un assemblage dominé par des petites particules ($< 150 \mu m$), présente une porosité autour de 50 %. Bien qu'on ne soit plus dans le cas idéal d'une surface plane, l'équation 5.1 représente la seule estimation analytique de la quantité d'eau adsorbée sur un matériau et elle a été appliquée pour estimer l'hydratation d'analogues du régolite martien. On obtient alors des « constantes » d'Hamaker A qui caractérisent les échantillons, qui peuvent à leur tour nous aider à estimer l'évolution des a_m des matériaux martiens en fonction des conditions environnementales.

Selon les conditions environnementales, un matériau peut soit adsorber ou désorber des molécules d'eau. Si l'adsorption n'affecte pas la structure tridimensionnelle du matériau, ce processus est alors complètement réversible : le régolite peut « respirer », adsorbant des quantités variables d'eau en fonction des conditions (Beck et al., 2010). Des simulations numériques suggèrent que le régolite joue un rôle important dans le cycle de l'eau martien (Houben et al., 1997b,a; Böttger et al., 2005) et pourrait ainsi être nécessaire pour expliquer les observations de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère (Titov, 2002; Smith, 2002). La vapeur d'eau atmosphérique peut également diffuser à travers le régolite pour alimenter (ou vider) d'éventuels réservoirs sous-terrains de pergélisols (Hudson et al., 2007; Chevrier et al., 2008). La figure 5.1 montre quelques observations depuis la surface de Mars d'éléments du cycle de l'eau impliquant le régolite.

Hydratation structurale Une autre forme d'hydratation des matériaux est l'hydratation structurale qui, à la différence de l'hydratation adsorbée, n'est pas échangeable avec l'atmosphère. Certains minéraux, par ailleurs capables d'adsorption, comportent des molécules d'eau dans leur structure minéralogique. C'est le cas des zéolites, des sulfates et des phyllosilicates, tous observés sur Mars. Ces minéraux sont recensés et décrits en détails dans la thèse de John Carter (Carter, 2011) et leur distribution mise à jour est dis-

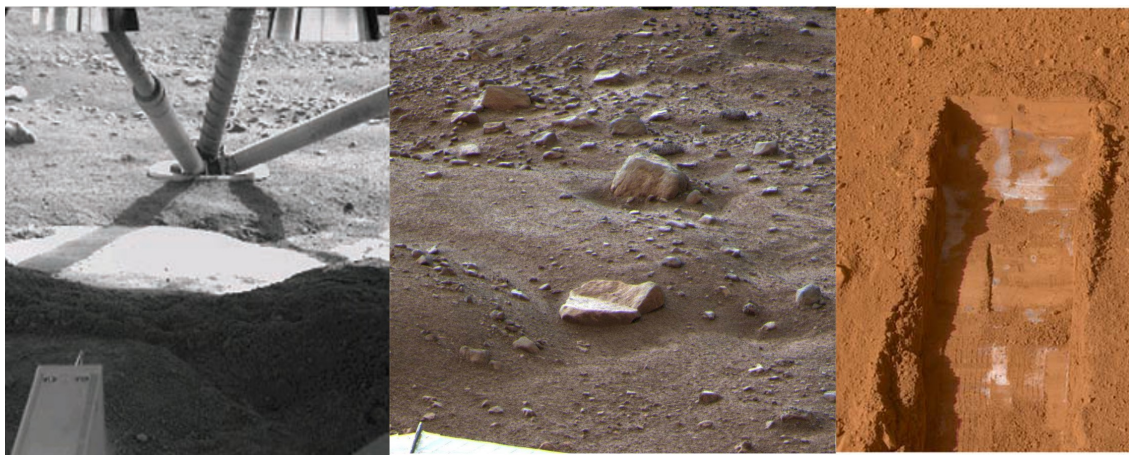


FIGURE 5.1 – A gauche et au centres : image de la mission Phoenix montrant un dépôt de glace sous le robot mis à jour par les tuyères lors de l’atterrissage et du givre à la surface du régolite aux alentours du robot. A droite : image du régolite gelé quelques cm sous la surface autour de Phoenix (Mellon et al., 2009a; Smith et al., 2009).

ponible dans Carter et al. (2013). Les phyllosilicates (« argiles ») sont des empilements de feuillets nanométriques de silicates agencés en tétraèdres et octaèdres (on parle de feuillets T : O ou T : O : T). Des sites d’adsorption sont présents à la surface de (et entre) ces feuillets. Les espaces interfoliaires sont ainsi remplis de molécules d’eau, désormais piégées. On parle d’adsorption structurale (« structurally adsorbed water » en anglais) ou d’eau de solvatation car bien qu’étant adsorbées, ces molécules d’eau sont piégées entre les feuillets et font partie de la structure du minéral. Si on les enlève, le phyllosilicate est dénaturé (les feuillets s’effondrent) : le processus n’est pas réversible. L’eau contenue dans des sulfates comme le gypse est maintenue à moindre énergie (le gypse se déshydrate plus facilement que les argiles) mais confère également à l’assemblage sa cohérence cristalline entre les assemblages de MSO_4 , M étant un cation métallique (Fe, Mg ou Ca).

Des molécules d’eau peuvent également être piégées dans un matériau sans être une partie de la structure cristalline. On parle alors d’eau liée (« structurally bound water en anglais »). C’est par exemple le cas dans les verres volcaniques, au sein desquels des molécules d’eau ont pu être emprisonnées lors de la solidification. Par ailleurs, on a vu que les molécules d’eau peuvent établir des liaisons covalentes avec le substrat (chimisorption), ce qui résulte en une hydroxylation du matériau. Beaucoup de minéraux (et de composés amorphes) comportent ainsi des groupements hydroxyles dans ou à la surface de leur réseaux cristallins (ou assemblages), traces de fortes hydratations passées. Les oxydes ferriques sont abondants à la surface de Mars et sont également fréquemment hydroxylés (on parle même d’oxy-hydroxydes).

5.1.2 Spectroscopie de la bande à $3 \mu\text{m}$

Les molécules ont des modes fondamentaux de vibrations de différentes natures à plusieurs fréquences. Selon sa géométrie (agencement des atomes, force et distance des liaisons covalentes), une molécule peuvent subir des étirements, des pliages et des rotations (« librations » dans les 3 directions, fréquence ν_2). Ces vibrations sont causées par

les mouvements relatifs (dans le cas des étirements et pliages) ou d'ensemble (pour les librations) des atomes constituant une molécule. On parle d'étirement symétrique si les deux H sont éloignés (ou rapprochés, fréquence ν_1) de l'O, et d'étirement asymétrique (fréquence ν_3) si non.

Les distances des liaisons covalentes (et donc les fréquences ν_1, ν_2 et ν_3 de vibration des molécules) varient si la molécule d'eau a établi des liaisons hydrogène avec ses voisines. Les liaisons hydrogène influent aussi sur la liberté des molécules d'eau en limitant les librations possibles. En l'absence de liaisons hydrogène (en phase gazeuse), les molécules sont libres de leurs librations tandis que la phase solide correspond au niveau de moindre énergie des molécules d'eau qui sont stabilisées en un réseau régulier (l'agencement hexagonal est le plus répandu) par les liaisons hydrogène et n'ont alors plus de libration. L'eau liquide est un état intermédiaire où la proximité de sites chargés (cations en solution ou exposés à la surface d'un minéral) peut également influencer sur les fréquences de vibration des molécules d'eau.

Lorsqu'on observe un matériau hydraté avec un spectromètre, les fréquences de vibration ν_1, ν_2 et ν_3 des molécules d'eau sont responsables de bandes d'absorption à différentes longueurs d'onde : $2.74\mu\text{m}$ pour ν_1 , $2.66\mu\text{m}$ pour ν_3 et $6.27\mu\text{m}$ pour ν_2 . Comme on l'a vu, ces longueurs d'onde, qui correspondent aux modes fondamentaux de vibration, peuvent varier en fonction de l'environnement immédiat des molécules d'eau. Des harmoniques de ces modes fondamentaux sont à plus basses longueurs d'onde, notamment $3.13\mu\text{m}$ pour ν_2 (et $< 2.6\mu\text{m}$ pour les autres, voir [Carter, 2011](#)). L'anion hydroxyl (OH^-) ne possède qu'un mode fondamental d'étirement à $\sim 2.78\mu\text{m}$. Selon le cation sur lequel les hydroxyl sont chemisorbés, cette longueur d'onde varie de 2.67 à $2.94\mu\text{m}$.

La figure 5.2 montre des spectres de réflectance de matériaux hydratés (figure 5.2A) et des spectres des formes d'hydratation (figure 5.2B, obtenus dans des conditions contrôlées). On voit qu'en phase solide, les molécules d'eau présentent un pic d'absorption autour de $3.1\mu\text{m}$ (le pic de Fresnel). Les deux graphiques montrent des différences entre les spectres d'eau liquide et d'eau adsorbée (dans le cas de 5.2B) ou d'anorthite hydratée (silicate, adsorption de surface). Ces différences sont causées par les influences des cations (sur lesquels l'eau est adsorbée). L'eau structurale comme l'eau adsorbée montrent des maximums d'absorptions autour de $2.9\mu\text{m}$. Dans le cas des verres hydratés (figure 5.2A), ce maximum est décalé vers $2.8\mu\text{m}$, montrant une plus grande influence des groupements hydroxyles (liés à des éléments non ferriques). On voit que cette absorption est dans tous les cas très large, s'étendant sur plus de 500nm .

Deux caractéristiques sont communes à tous les spectres de la surface de Mars : la pente rouge dans le visible, causée par les oxydes ferriques, et une large bande d'absorption autour de $3\mu\text{m}$, nommée « bande à $3\mu\text{m}$ » et montrée sur la figure 5.3. Cette absorption est observée par tous les spectromètres depuis plus de 40 ans, depuis la terre ([Sinton, 1967](#); [Calvin, 1997](#)), l'orbite martienne ([Houck et al., 1973](#); [Pimentel et al., 1974](#); [Bibring et al., 1989](#); [Murchie et al., 2000](#); [Jouglet et al., 2007](#)) et en laboratoire sur les météorites qui proviennent de Mars (voir figure 5.3 et [Beck et al., 2014b](#)). La météorite martienne NWA 7533 (surnommée « Black Beauty ») est une brèche qui présente une bande à $3\mu\text{m}$ comparable à celles observées à la surface de Mars. [Beck et al. \(2014b\)](#) concluent que l'essentiel de cette absorption est causée par les groupements hydroxyl chemisorbés sur les minéraux, notamment sur les oxydes (oxy-hydroxydes) ferriques. La similarité entre les observations (figure 5.3) et les mesures en laboratoire figure 5.2) a mené la plupart

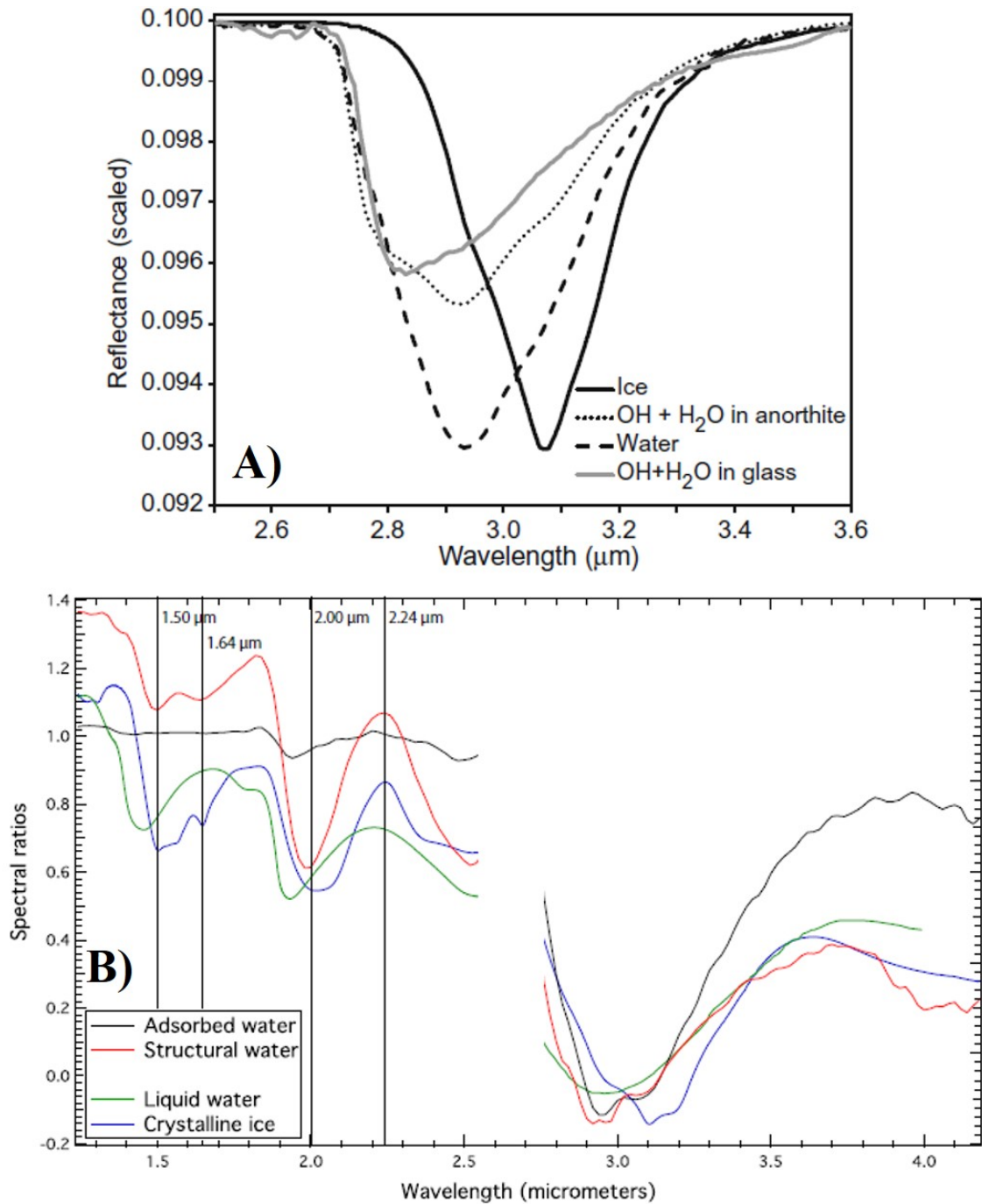


FIGURE 5.2 – Spectres de réflectance de matériaux hydratés et/ou hydroxylés, de la glace et de l'eau liquide. La figure A est tirée de [Dyar et al. \(2010\)](#) et la figure B de [Pommerol et al. \(2009\)](#).

des études citées précédemment à interpréter la bande à 3 μm comme étant causée par les molécules d'eau (adsorbées et en structure) et les groupements hydroxyls. Connaissant les mécanismes d'adsorption et les conditions prévalants à la surface de Mars, un grand nombre de ces études a également avancé que l'eau adsorbée devrait être le contributeur majeur de cette absorption. On voit cependant que des matériaux n'ayant pas d'eau

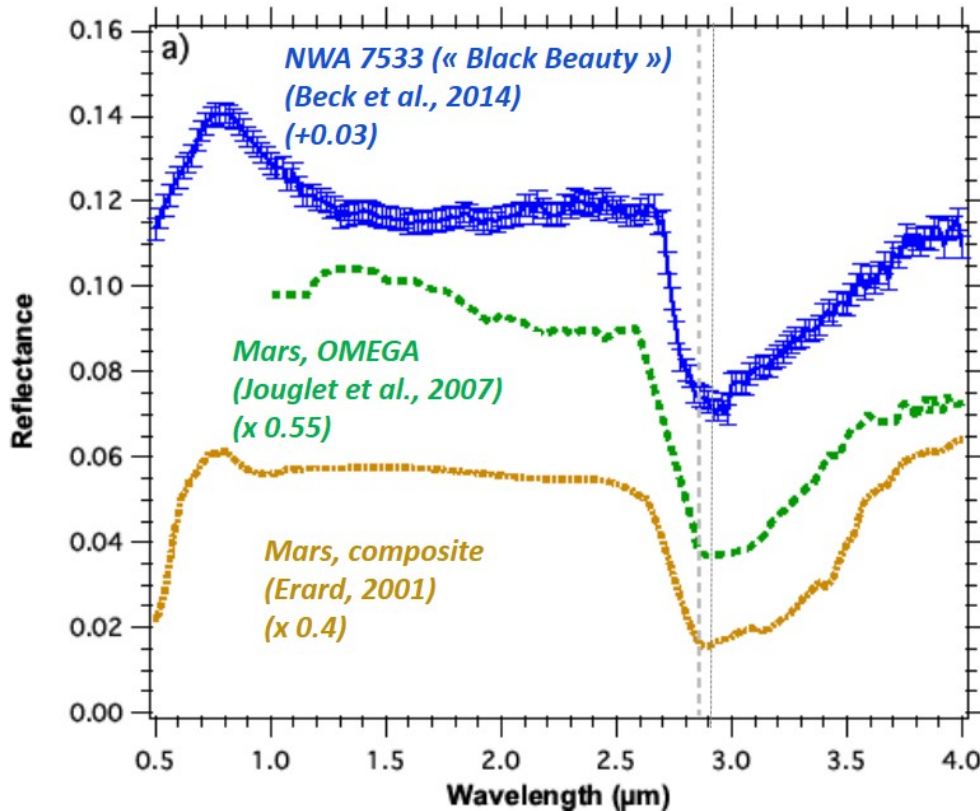


FIGURE 5.3 – Spectres moyens de la surface de Mars (OMEGA en vert, observations depuis la Terre en jaune). Le spectre bleu est une mesure en laboratoire (sous vide, sans eau adsorbée) d'un échantillon de la météorite martienne NWA 7533 réduite en poudre (Beck et al., 2014b). Cette météorite porte des traces d'altération aqueuse (eau et hydroxyls de structure). On voit que les maximum d'absorption des trois spectres sont entre 2.85 et 2.95 μm , comme ceux de la figure 5.2.

adsorbée peuvent présenter une bande à 3 μm similaire.

Une absorption autour de 3 μm a également été observée à la surface de la Lune, depuis l'orbite (Clark, 2009; Pieters et al., 2009; Sunshine et al., 2009) et sur des échantillons ramenés par les missions Apollo (Izawa et al., 2014). Les observations télescopiques des astéroïdes montrent aussi cette absorption (Rivkin et al., 2013; Beck et al., 2014a), de même que les observations avec CRISM de Phobos et Deimos (les lunes de Mars, Fraeman et al., 2014) et elle a récemment été observée sur Vesta (De Sanctis et al., 2012). Ces absorptions ont des maxima à plus courte longueur d'onde que les spectres martiens, vers 2.8 μm . Ces différents astres présentent cependant des différences pour les maximums d'absorption (notamment avec la latitude sur la Lune). Sur les astres sans atmosphère (comme la lune et les astéroïdes), cette absorption peut être une trace d'hydratation passée (conditions hydrothermales très anciennes) qui a hydroxylé les matériaux. Une autre possibilité est l'action du vent solaire qui peut implémenter des protons dans les régolites planétaires. Ce mécanisme est décrit en détail dans Schaible and Baragiola (2014) et est le plus plausible pour expliquer l'hydratation de ces corps selon McCord et al. (2011) et Izawa et al. (2014). L'atmosphère de Mars protège elle le régolite martien contre les protons du vent solaire.

Il est d'autant plus compliqué d'interpréter la bande à 3 μm que la longueur d'onde de maximum d'absorption causée par les liaisons métal-OH varie selon le cation métallique. De plus, la transmission de l'atmosphère martienne chute fortement sous 2.8 μm (< 0.2 , voir figure 2.8), rendant difficiles les distinctions fines dans les spectres martiens. Des expériences en laboratoire sur des échantillons (analogues des matériaux martiens) permettent d'apporter plus de contraintes sur la nature de la bande à 3 μm et de relier son intensité à l'hydratation du matériau : les conditions (RH, masse adsorbée) sont contrôlées et des spectres IR peuvent être acquis en laboratoire. Ces expériences en laboratoire ont été nombreuses depuis 20 ans et font l'objet de la section suivante.

5.1.3 Mesures en laboratoire

Dans une enceinte confinée, il est possible de contrôler P_{H_2O} et la température (donc P_{sat}). Des expériences d'adsorption d'eau sur des analogues des matériaux du régolite martien ont été ainsi réalisées par Yen et al. (1998); Jänchen et al. (2006, 2009); Pommerol and Schmitt (2008b,a); Pommerol et al. (2009); Beck et al. (2010). A chaque valeur de RH (P_{H_2O}/P_{sat}), on mesure la masse de l'échantillon (suivi « gravimétrique ») qui correspond à la masse d'eau adsorbée. Un exemple d'une telle expérience est montré sur la figure 5.4 où l'on voit que les masses d'eau adsorbées en fonction de RH suivent l'équation 5.1. Les différents matériaux sont caractérisés par différentes constantes d'Hamaker (A) et différentes surfaces spécifiques d'adsorption (S_m). Les échantillons sont placés dans l'enceinte et y sont laissés jusqu'à l'équilibre d'adsorption (quelques heures au maximum, voir Beck et al., 2014a). La palagonite et la ferrihydrite peuvent adsorber jusqu'à 11 % de leur poids en eau en raison de leur grande porosité et de l'abondance de sites d'adsorption. Les autres matériaux (dunite, tuf volcaniques avec ou sans sulfates) adsorbent eux beaucoup moins (~1% en poids au maximum) et la smectite est intermédiaire (7% en poids au maximum). Les similitudes entre les courbes d'adsorption de la ferrihydrite et de la palagonite suggère que les (oxy)hydroxydes de la palagonite contrôlent son comportement adsorbant (Beck et al., 2010). Jänchen et al. (2009) mesure des masses d'eau adsorbée similaires, observant que la palagonite peut adsorber plus d'eau (presque deux fois plus) que les phyllosilicates dans les conditions martiennes. Les zéolites peuvent également adsorber beaucoup d'eau, dans des quantités comparables à celles qu'adsorbe la palagonite (Jänchen et al., 2006). La cinétique des adsorptions d'eau sur ces analogues du régolite martien est étudiée par Beck et al. (2010). Les analogues ont des cinétiques très différentes selon leurs compositions : l'hydratation de la ferrihydrite est très rapide et s'équilibre en ~1h avec l'humidité locale alors qu'un temps presque 10 fois plus long est nécessaire pour les phyllosilicates. L'équilibre entre l'humidité relative et la quantité d'eau adsorbée par le régolite martien peut donc selon le matériau être rapide ou lent par rapport aux variations d'humidité relative sur Mars, produisant des équilibres quasi-immédiat ou au contraire dynamiques.

Les expériences de Pommerol and Schmitt (2008b,a); Pommerol et al. (2009) ajoutent au contrôle des conditions d'humidité un suivi spectroscopique des échantillons. On peut ainsi voir l'évolution de la bande à 3 μm en fonction des quantités d'eau adsorbée. Des expériences similaires ont été menées par Yen et al. (1998) et Milliken and Mustard (2005, 2007a,b), à la différence que l'humidité relative est contrôlée par la température : on parle d'expérience thermo-gravimétriques avec suivi spectroscopique (« TGA » pour Thermo

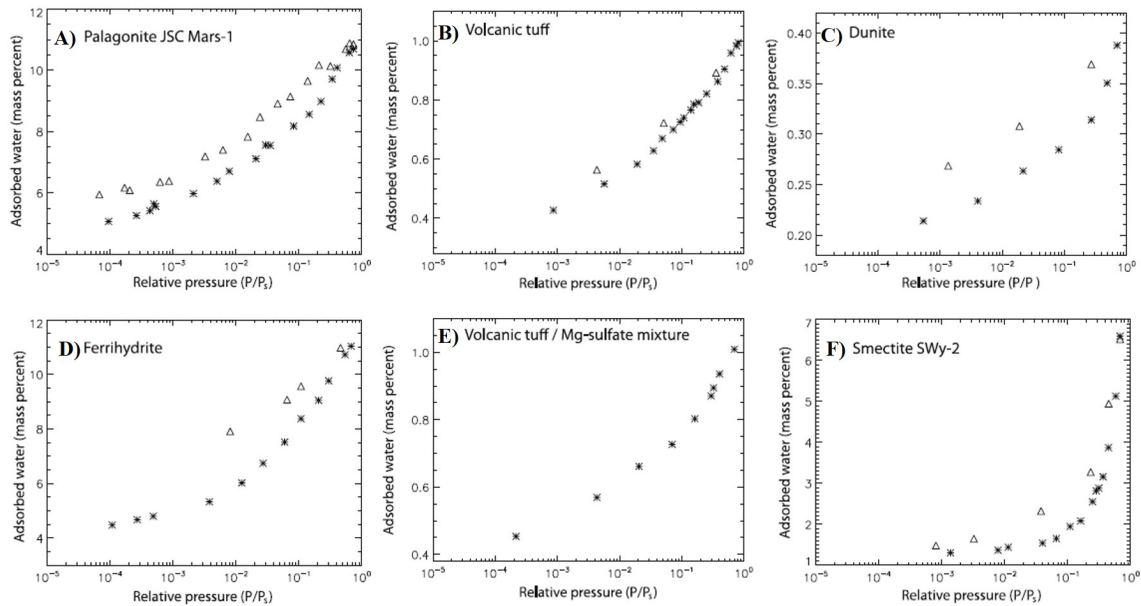


FIGURE 5.4 – Quantité d'eau adsorbée en fonction de l'humidité relative (notée P/P_{sat} ou RH) pour 6 analogues des matériaux du régolite martien : a) palagonite (produit d'altération aqueuse de verre volcanique) ; b) tuf volcanique ; c) dunite (roche ignée riche en olivine) ; d) ferrihydrite (oxy-hydroxyde ferrique, analogue de la poussière martienne) ; e) mélange de tuf volcanique avec des sulfates et f) smectite (phyllosilicate). Chaque mesure est réalisée à l'équilibre (RH reste à la même valeur durant plusieurs heures). Les croix représentent les mesures d'adsorption (les matériaux sont d'abord anhydres et on augmente l'humidité relative) et les triangles sont des mesures de désorption (on part d'une RH élevée et on la diminue). Les différences entre les courbes d'adsorption et de désorption, « l'hystérésis », sont dues à la présence d'eau adsorbée dans les sites internes du matériaux (dans le volume) qui désorbent moins facilement une fois en place. Ces mesures ont été réalisées à 243 K aux pressions martiennes par Pommerol et al. (2009).

Gravimetric Analysis). Un exemple (issu de Milliken and Mustard, 2005) est montré sur la figure 5.5 : les absorptions autour de $3 \mu\text{m}$ évoluent en fonction de la température (figure 5.5A), de même que la perte de masse des échantillons (figure 5.5B, interprétée comme la masse d'eau adsorbée à basse température et chemisorbée à haute température). Les différents analogues ne perdent pas leur hydratation aux mêmes températures et des paliers de déshydratation apparaissent. Les mesures thermo-gravimétriques permettent ainsi une mesure (en température) de l'énergie des liaisons responsables de l'hydratation du matériau, ce qui permet d'estimer les contributions des différents types d'hydratation.

Il ressort des différentes expériences de thermo-gravimétrie des analogues avec suivi spectroscopique de l'hydratation que la bande à $3 \mu\text{m}$ dépend de :

- La composition minéralogique du matériau
- L'hydratation du matériau
- La taille des grains du matériau
- L'albédo du matériau
- Les conditions photométriques de la mesure (géométrie de l'observation)

Les caractéristiques spectroscopiques varient avec la composition minéralogique d'un

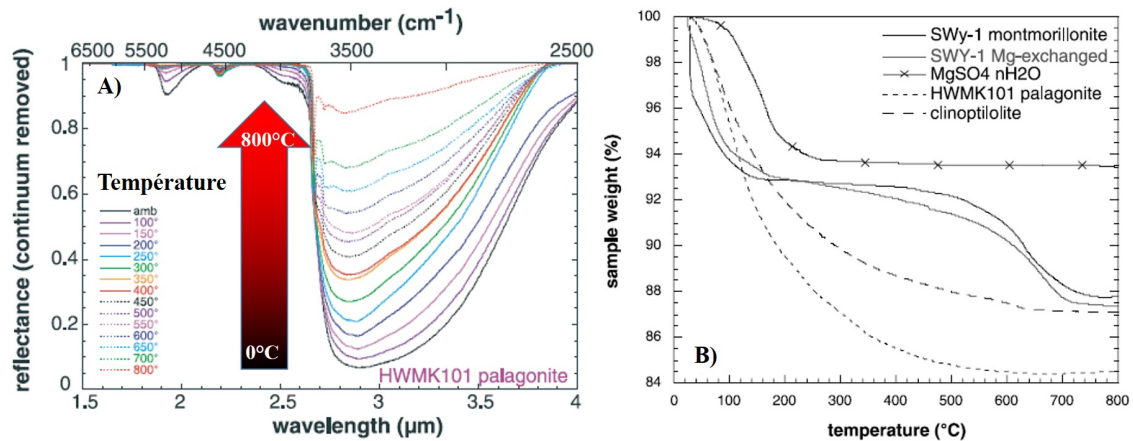


FIGURE 5.5 – A) Evolution du spectre de réflectance d’une palagonite en fonction de la température. On voit que la bande à 3 μm diminue en intensité lorsque la température augmente (RH diminue). Seuls subsistent quelques groupements hydroxyl à très haute température, et la bande à 3 μm ne disparaît pas. B) Masse perdue par les échantillons en fonction de la température. La masse perdue à basse température (jusqu’à ~300°) est interprétée comme étant de l’eau adsorbée à la surface des matériaux ou entre les feuillets pour les phyllosilicates. La masse perdue à plus haute température correspond à la désorption des molécules d’eau chemisorbées (déshydroxylation). Pour les deux phyllosilicates (SWy-1), l’importante perte de masse entre 600 et 750°C correspond à la perte de l’eau chemisorbée sur les feuillets et l’eau interstitielle. Les profils de perte de masse de la palagonite et de la clinoptilolite (tous deux produits d’altération aqueuse de verres volcaniques) ne présentent pas de paliers. Ils perdent beaucoup d’eau à basse température (adsorption de surface) puis de moins en moins au fur et à mesure que l’eau adsorbée (et chemisorbée) sur des sites protégés désorbent (adsorption de volume). Ces deux graphiques sont modifiés d’après [Milliken and Mustard \(2005\)](#).

matériau, et on peut voir dans toutes les études expérimentales de l’hydratation susmentionnées les différentes formes de la bande à 3 μm, bien que toutes présentent un maximum d’absorption aux alentours de 2.9 μm. L’impact du niveau d’hydratation sur la bande à 3 μm est visible sur la figure 5.5A pour la palagonite. De plus, les différentes formes d’hydratation ont des impacts différents selon la longueur d’onde comme on le voit sur la figure 5.2. Indépendamment de la composition, la bande à 3 μm diminue (par rapport au continuum) lorsque la taille des grains augmente ([Milliken and Mustard, 2007b](#); [Pommerol and Schmitt, 2008b](#)).

A toutes les longueurs d’onde, les photons incidents sont absorbés ou réfléchis par les grains composant le régolite. Plus un grain est gros, indépendamment de sa composition, plus les photons auront tendance à être absorbés. [Milliken and Mustard \(2007b\)](#) et [Pommerol and Schmitt \(2008b\)](#) ont mesuré des spectres d’analogues du régolite martiens tamisés à différentes valeurs de tailles de grains. Ces matériaux sont mis dans les mêmes conditions d’hydratation (ou chauffés à la même température), permettant de déterminer l’influence de la taille des grains sur les spectres. La figure 5.6 montre les spectres de certains de ces matériaux. Ces spectres sont mesurés en réflectance (figure 5.6 en haut) et l’on voit que les régolites sont d’autant plus sombres que les grains qui les composent sont gros. Lorsqu’on augmente la taille des grains, le continuum spectral (en dehors des

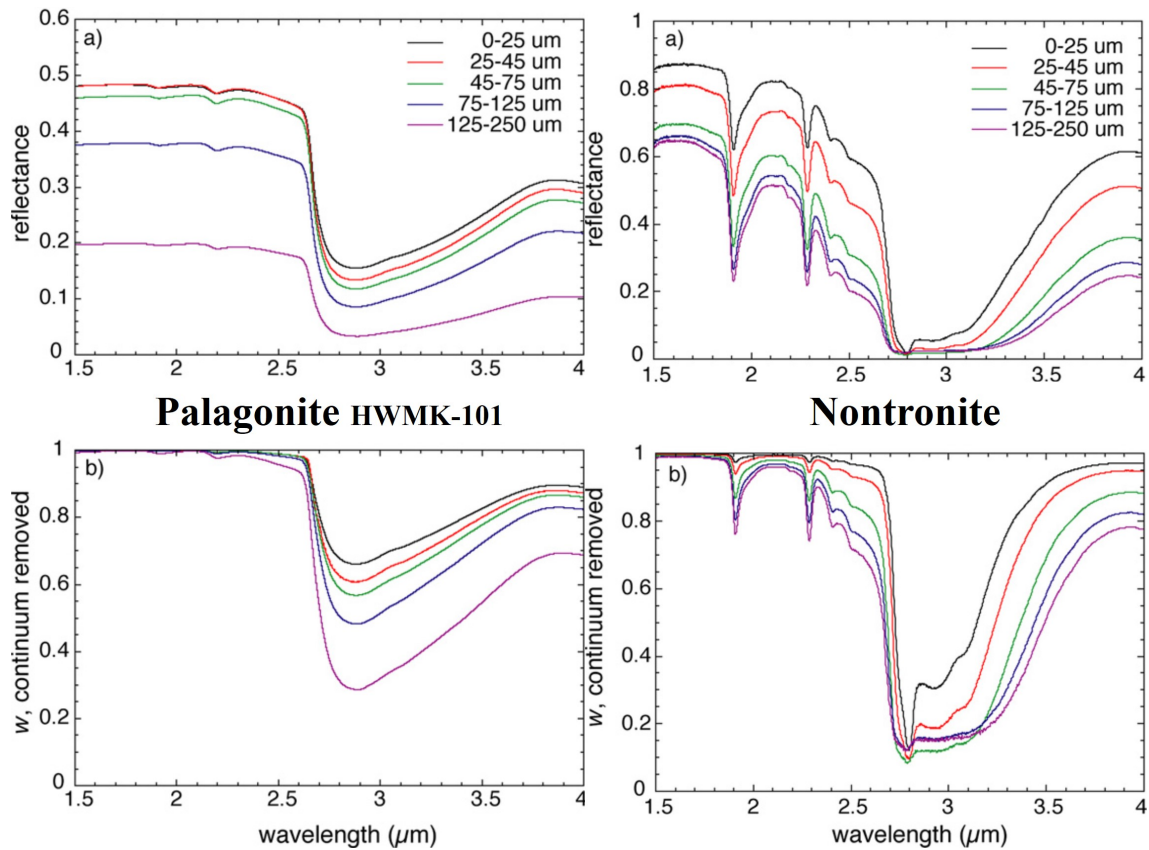


FIGURE 5.6 – Spectres de réflectance (en haut) et d'albédo de simple diffusion (en bas) d'échantillons composés de palagonite HWMK-101 (à gauche) ou de nontronite (à droite) pour différentes tailles de particules (5 intervalles de 25 à 250 μm). Ces figures sont issues de [Milliken and Mustard \(2007b\)](#).

absorptions caractéristiques de certaines transitions électroniques) s'abaissent en valeur. Des absorptions qui étaient déjà puissantes avec des petites particules peuvent saturer à partir d'une certaine taille des grains. A ces longueurs d'onde, on n'observe alors plus que la fraction de la lumière réfléchiée par la surface des grains, avant leur diffusion dans le régolite. On voit sur la figure 5.6 que certaines absorptions de la nontronite peuvent saturer : pour toutes les tailles de grains comme à $\sim 2.8 \mu\text{m}$ (à cause des groupements hydroxyl constitutifs de ce phyllosilicate), ou à partir de certaines taille de grains (jusqu'à $3.2 \mu\text{m}$). Lorsqu'une absorption est saturée, elle apparaîtra d'autant plus écrasée (par rapport au continuum) que la taille des grains est grande. Les absorptions caractéristiques de la palagonite figure 5.6 neaturent pas pour les tailles de grains explorées.

Les effets des variations d'albédo peuvent être explorés expérimentalement par des mélanges intimes avec des matériaux très sombres comme de l'antracite (carbone noir) ou de l'ilménite ([Milliken and Mustard, 2007a](#); [Pommerol and Schmitt, 2008b](#)). Lorsqu'on diminue de cette manière l'albédo d'un matériau, son spectre de réflectance est uniformément abaissé (comme le continuum spectral lorsqu'on augmente la taille des grains). La taille des particules du matériau sombre n'importe que très peu sur les spectres : les photons sont efficacement absorbés par les particules (ou grains) sombres et transmis aux grains adjacents à toutes les longueurs d'onde. La conversion des réflectances en albédo

de simple diffusion puis leur normalisation (ω divisé par son continuum, figure 5.6 en bas) permet de s'affranchir de la majeure partie des effets de l'albédo sur les spectres (pour isoler les absorptions caractéristiques).

5.1.4 Paramétrisation de l'hydratation

Nous cherchons un critère spectral applicable à l'ensemble des spectres OMEGA qui soit capable de rendre compte de l'hydratation mesurée via la bande à 3 μm , et dépendant le moins possible des autres facteurs (albédo, composition, taille des grains). Différents critères spectraux pour évaluer la bande à 3 μm d'un matériau existent et ont été testés lors des expériences en laboratoire. Un des critères les plus directs est l'IBD (pour « Integrated Band Depth ») qui fut par exemple utilisé par [Jouglet et al. \(2007\)](#) pour étudier la bande à 3 μm des données OMEGA. L'IBD est défini tel que $IBD_{3\mu\text{m}} = \frac{1}{N} \sum_{\lambda=2.9\mu\text{m}}^{\lambda=3.7\mu\text{m}} (1 - \frac{r(\lambda)}{\text{continuum}(\lambda)})$, avec N le nombre de spectels entre 2.9 et 3.7 μm et $r(\lambda)$ la réflectance de la surface. L'IBD rend ainsi compte des variations de l'ensemble de la bande à 3 μm mais la division par un continuum de réflectance le rend très dépendant de l'albédo du matériau (qui influe beaucoup plus sur le niveau du continuum que sur l'absorption à 3 μm). Cette dépendance à l'albédo est exponentielle, ce qui rend compliqués (et non-unique si on considère plusieurs compositions minéralogiques) les correspondances IBD-contenu en eau ([Milliken and Mustard, 2007a](#); [Pommerol and Schmitt, 2008b](#)).

$$r(\lambda) = \frac{\omega(\lambda)}{4} \frac{1}{\cos(i) + \cos(e)} [(1 + B(g)) p(g) + H(\cos(i), \lambda) H(\cos(e), \lambda) - 1] \quad (5.2)$$

$$H(x, \lambda) = \frac{1 + 2x}{1 + 2x \sqrt{1 - \omega(\lambda)}} \quad (5.3)$$

$$\omega(\lambda) = \frac{\omega(\lambda)}{\text{continuum}_{2.35-3.7\mu\text{m}}(\lambda)} \quad (5.4)$$

$$ESPAT(\lambda) = \frac{1 - \omega(\lambda)}{\omega(\lambda)} \quad (5.5)$$

[Milliken and Mustard \(2005\)](#) (puis [Milliken and Mustard, 2007a](#) et [Milliken and Mustard, 2007b](#)) comparent plusieurs indices spectraux de la bande à 3 μm . Il apparaît qu'il est préférable de linéariser les spectres de réflectance $r(\lambda)$ en spectres d'albédo de simple diffusion $\omega(\lambda)$ (« single scattering albedo » en anglais) puis de calculer L'ESPAT (« Effective Single-Particle Absorption Thickness », soit absorption effective des particules isolées) à partir des spectres $\omega(\lambda)$ ([Milliken and Mustard, 2007a,b](#)). La conversion théorique des réflectances $r(\lambda)$ en $\omega(\lambda)$ est présentée dans [Hapke \(1993\)](#) et la relation qui les lie est donnée en équation 5.2 où i et e sont les angles respectivement d'incidence et d'émergence (voir figure 2.1), g est l'angle de phase, $p(g)$ est la fonction de phase (voir section 2.1.3.4), $B(g)$ est l'effet d'opposition et la fonction $H(x, \lambda)$ est donnée à l'équation 5.3. Nous considérons une surface isotropique ($p(g) = 1$) et sans effet d'opposition ($B(g) = 1$). On sait que ces hypothèses sont fausses dans le cas de la surface de Mars (cf section 2.1.3.4 et figure 2.13), et nous en discutons les implications plus loin.

En appliquant l'équation 5.2 aux spectres de réflectance, on obtient des spectres d'albédo de simple diffusion $\omega(\lambda)$ que l'on divise ensuite (pour la région de la bande à 3

μm) par un continuum spectral entre 2.35 et 3.7 μm (équation 5.4). Les spectres $\omega(\lambda)$ de la figure 5.6 (en bas) ont été obtenus en appliquant ces opérations. Finalement, on peut normaliser ces valeurs selon l'équation 5.5 pour obtenir des valeurs nulles lorsqu'il n'y a pas d'absorption, ce qui correspond au paramètre spectral ESPAT.

La valeur de l'ESPAT à 2.9 μm est un critère spectral variant quasi linéairement avec l'hydratation du matériau, tel que $\text{water wt.\%} = A \times \text{ESPAT}_{2.9\mu\text{m}}$, water wt.\% étant le pourcentage massique de l'hydratation du matériau. Certains analogues expérimentaux ont même des coefficients A très proches malgré de grandes différences de composition. C'est notamment le cas de la palagonite et de la montmorillonite (un phyllosilicate), dont les quantités d'hydratation en fonction de l'ESPAT à 2.9 μm sont montrées sur la figure 5.7A. L'ESPAT à 2.9 μm a surtout l'avantage d'être indépendant vis-à-vis de l'albédo du matériau. Les mesures expérimentales de la figure 5.7A (palagonite et montmorillonite) ont été effectuées avec différentes fractions d'agents assombrissants (anthracite), ce qui fait varier l'albédo de l'ensemble (de 0.06 à 0.6). La variation artificielle de l'albédo a un faible impact sur la relation linéaire entre $\text{ESPAT}_{2.9\mu\text{m}}$ et pourcentage massique d'hydratation. Par exemple, dans l'ajustement aux données de la figure 5.7a, A varie de ~ 4.3 à 4.0 selon que l'on utilise uniquement des grosses ou des petites particules d'agent assombrissant. Le coefficient A peut varier d'un facteur 2 au maximum selon la composition de l'échantillon.

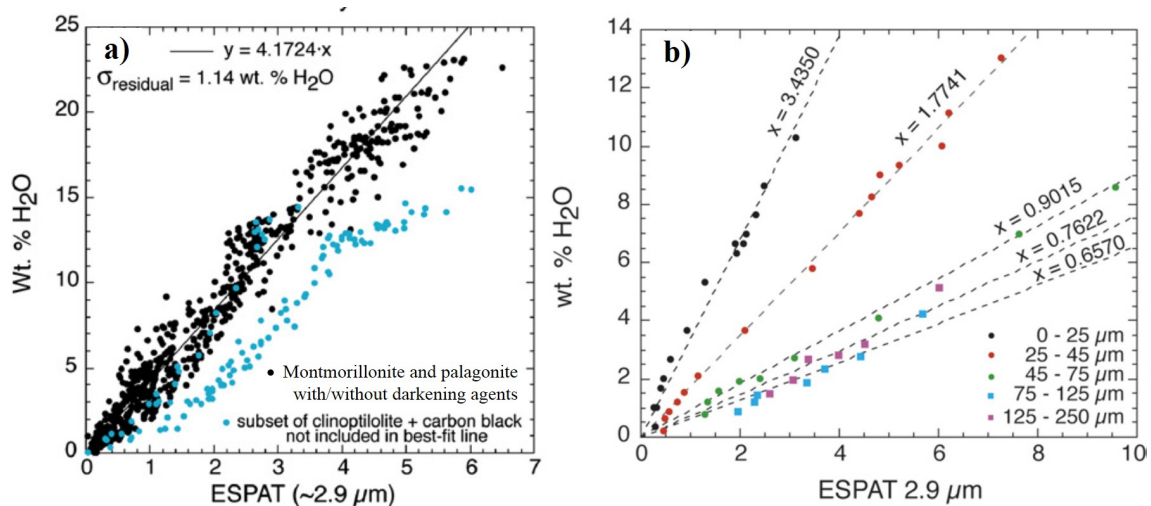


FIGURE 5.7 – a) Valeurs de l'ESPAT à 2.9 μm en fonction du pourcentage massique d'hydratation de la palagonite et de la montmorillonite (taille des grains < 45 μm pour les deux). La droite $\text{water wt.\%} = 4.17 \times \text{ESPAT}_{2.9\mu\text{m}}$ reproduit la dispersion des données ($R^2 > 0.95$) avec une déviation standard de 1.14% d'hydratation. La clinoptilolite (un zéolite) montre une tendance plus faible. b) Variation de la droite reliant hydratation et $\text{ESPAT}_{2.9\mu\text{m}}$ pour différents intervalles de taille des particules composant l'échantillon de clinoptilolite. Ces figures sont issues de Milliken and Mustard (2007a,b).

Le coefficient A reliant le pourcentage massique de l'hydratation du matériau et l'ESPAT à 2.9 μm dépend cependant toujours fortement de la taille des particules du matériau. Cette dépendance à la taille des grains est illustrée sur la figure 5.7b (pour la clinoptilolite, issue de Milliken and Mustard, 2007b) où l'on voit que le coefficient linéaire A diminue lorsque la taille des grains augmente. Les régolites constitués de grosses particules at-

teignent très vite des grandes valeurs d'ESPAT à mesure qu'ils s'hydratent. Nous allons choisir une valeur du coefficient A correspondant à une petite taille de particule ($A=4.17$ comme sur la figure 5.7a) car on sait qu'il y a des particules de petites tailles à la surface de Mars (voir l'inertie thermique, chapitre 3) et que les petites particules sont censées entourer les grandes (« coating » en anglais), dominant ainsi les caractéristiques spectrales lorsque les absorptions sont fortes comme à $3\ \mu\text{m}$, où la contribution du rayonnement réfléchi par la surface est importante (Cooper and Mustard, 1999; Milliken and Mustard, 2007b).

Finalement, on a vu que l'ESPAT dépend des propriétés photométriques du matériau, c'est-à-dire de la géométrie de l'observation (équation 5.2). La paramétrisation utilisée pour résoudre cette équation est très simple ($p(g) = 1$ et $B(g) = 0$, cas idéal irréaliste) dans les travaux de Milliken and Mustard (2007a,b); Pommerol and Schmitt (2008b). L'effet des vraies fonctions photométriques des analogues sur les valeurs d'ESPAT calculées idéalement a été étudié en détail par Pommerol and Schmitt (2008a). Pommerol and Schmitt (2008a) trouve que la bande à $3\ \mu\text{m}$ diminue (à hydratation constante) lorsque l'angle de phase augmente (entre 10 et 140°). Ces résultats sont illustrés sur la figure 5.8 pour deux analogues (un tuf volcanique et un phyllosilicate). On voit sur ces graphiques que les valeurs d'ESPAT à $2.9\ \mu\text{m}$ varient peu en fonction de la géométrie des observation à petits angles de phase (quelques % de variation pour $g < 60^\circ$). A partir de $g \approx 60^\circ$, l' $ESPAT_{2.9\mu\text{m}}$ diminue ensuite rapidement.

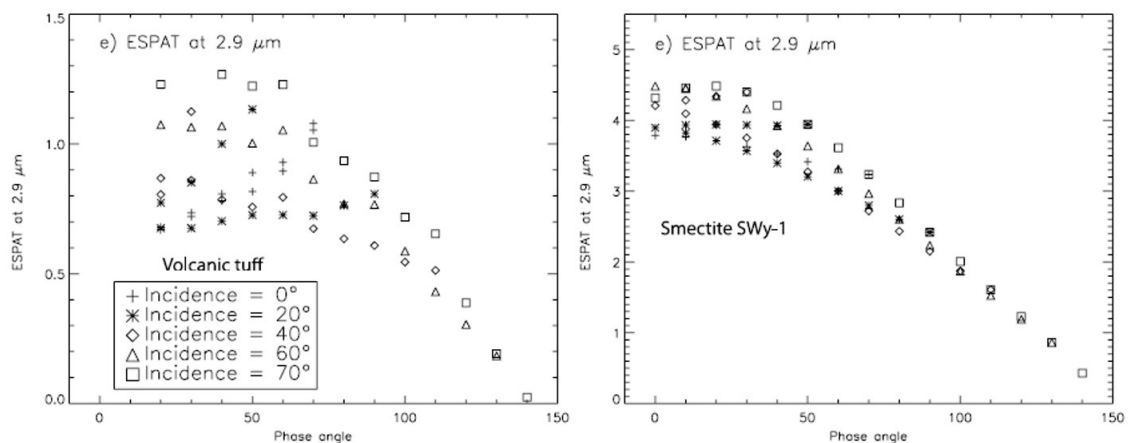


FIGURE 5.8 – Variation de l'ESPAT à $2.9\ \mu\text{m}$ (calculé avec $p(g) = 1$ et $B(g) = 0$ dans l'équation 5.2) en fonction de l'angle de phase de l'observation pour un tuf volcanique (à gauche) et une smectite (phyllosilicate, à droite). Ces graphiques sont issus de Pommerol and Schmitt (2008a).

Dans les sections suivantes, nous allons utiliser la relation linéaire $water\ wt\% = A \times ESPAT_{2.9\mu\text{m}}$ avec $A = 4.17 \pm 0.15$ (cf figure 5.7A) pour estimer l'hydratation de la surface de Mars à partir de toutes les données OMEGA. On a vu que cette relation linéaire peut introduire plusieurs biais dans nos résultats, notamment si :

- La composition minéralogique de la surface varie (nous utilisons une unique relation, seulement vérifiée pour une palagonite et un phyllosilicate)
- La taille des grains du régolite varie (nous considérons que les caractéristiques spectrales à $3\ \mu\text{m}$ sont dominées par la fraction de taille $< 45\ \mu\text{m}$)

— Les conditions photométriques varient (et c’est le cas pour le jeu de données OMEGA en raison de l’orbite elliptique de Mars Express)

Si la correspondance linéaire entre contenu massique de l’hydratation et $ESPAT_{2.9\mu\text{m}}$ est établie pour toutes les tailles de grains et pour beaucoup de compositions minéralogiques, les valeurs absolues de l’hydratation de la surface que l’on obtiendra seront très dépendantes du modèle utilisé car selon les paramètres de la surface (surtout la composition et la taille des particules), le coefficient linéaire A peut varier d’un facteur 7 (A diminue lorsque la taille des grains augmente). Le coefficient que nous utilisons se situe dans la fourchette haute des relations entre contenu d’hydratation et ESPAT (correspondant aux matériaux pouvant contenir beaucoup d’hydratation). Une éventuelle dépendance des résultats à la composition minéralogique de la surface pourra être estimée grâce aux nombreuses données minéralogiques de la surface de Mars dont on dispose (par exemple [Ody et al., 2012](#); [Carter et al., 2013](#)). L’impact de possibles variations de la taille des particules du régolite pourra être évalué grâce aux données d’inertie thermique (dont on a vu à l’équation 3.2 qu’elles pouvaient être interprétées comme des variations de la taille des grains d’un matériau non-cémenté sous $\sim 350 \text{ J.K}^{-1} . \text{m}^{-2} . \text{s}^{-1/2}$). Enfin, nous vérifierons également la distribution de nos valeurs d’ $ESPAT_{2.9\mu\text{m}}$ en fonction de la géométrie des observations pour évaluer l’influence de la simple paramétrisation photométrique de la surface qui est utilisée ici.

5.2 Application aux données OMEGA

Les données OMEGA sont particulièrement adaptées à l’étude de la bande à $3 \mu\text{m}$ de la surface de Mars : la gamme spectrale des voies C et L (maintenant alignées, cf sections 2.1.2 et 2.1.2.4), couvre complètement cette absorption. [Jouglet et al. \(2007\)](#) et [Milliken et al. \(2007\)](#) ont étudié cette signature d’hydratation à partir de 896 cubes OMEGA (de calibration de voie L nominale), soit environ 60 millions de spectres. Les avancées réalisées depuis cette date (notamment [Jouglet et al., 2009](#), voir section 2.1.2.4) permettent désormais d’utiliser la voie L de la majeure partie des orbites d’OMEGA (soit environ 7000 cubes, 400 millions de spectres). Le jeu de donnée étudié ici est donc considérablement plus conséquent : l’ensemble de la surface a été observé au moins une fois, et nous disposons de données prises à plusieurs saisons et heures locales, ce qui devrait permettre un suivi temporel de l’hydratation de la surface. Nous présentons ici les potentiels biais observationnels (section 5.2.1) qui s’ajoutent aux biais méthodologiques décrits dans la section précédente (5.1.4), puis le jeu de données sélectionné est décrit et les valeurs d’ESPAT à $2.9 \mu\text{m}$ sont calculées (section 5.2.2). Enfin, les incertitudes relatives et absolues sur les valeurs d’hydratation sont résumées (section 5.2.3).

5.2.1 Impact des volatils

Une des principales différences entre les expériences d’hydratation en laboratoire décrites dans la section 5.1.3 et les luminances spectrales d’OMEGA est que ces dernières portent la signature d’interaction avec les composants atmosphériques, nommés ici volatils (comprenant les gaz atmosphériques, les aérosols et les nuages). Les données de luminance spectrales d’OMEGA sont ici corrigées de la contribution tellurique (cf section 2.1.3.3). La contribution atmosphérique (atténuation) est enlevée en utilisant le spectre de

transmission atmosphérique modélisé par un modèle de transfert radiatif (et non celui mesuré empiriquement sur Olympus Mons car, à 3 μm , il peut contenir une contribution de différentes hydratations entre la base et le sommet du volcan, voir figure 2.8). La contribution diffusives des aérosols dans la région de 3 μm est abordée dans la section 5.2.1.1 et celle de l'eau atmosphérique (vapeur d'eau et nuages) dans la section 5.2.1.2.

5.2.1.1 Aérosols

Si on dispose de plusieurs mesures de la distribution spatio-temporelle de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère martienne (section 2.3.3), les propriétés diffusives des aérosols dans la région de 3 μm sont elles globalement mal connues. Une tempête locale de poussière a été observée par OMEGA (le cube 1212_3). Cette tempête était optiquement épaisse (la surface est invisible en dessous) et a été étudiée en détail par Määttänen et al. (2009). Un rapport de spectre permet d'estimer la contribution radiative des aérosols, qui apparaissent comme très clairs et dotés d'une forte bande à 3 μm . On a vu dans la section 2.3.3 que ces propriétés radiatives varient cependant avec la taille des aérosols, et on peut supposer que ceci concerne également leur absorption dans la région de 3 μm . On voit en effet sur la figure 2.25 que plusieurs spectres d'un même endroit à la surface de Mars ont des absorptions (et des continuums spectraux) très différents en raison des variations de la quantité et de la taille des aérosols entre les observations (Vincendon et al., 2009). En l'absence de plus de données sur la distribution spatio-temporelle de la taille des aérosols, on ne peut donc pas appliquer un modèle de correction de leur contribution diffuse à 3 μm . Les spectres OMEGA analysés dans ce chapitre ne sont donc pas corrigés de cet effet. Par contre, nous avons appliqué un filtre lors de la sélection des données afin de s'affranchir au maximum de leurs effets.

$$\tau_{eff} = \frac{\tau_{MER}}{\cos(i)} \times \frac{Pression}{700 Pa} \quad (5.6)$$

On peut estimer la quantité d'aérosols présente dans chaque pixel d'OMEGA à l'aide de l'opacité optique des MER τ_{MER} (montrée sur la figure 3.11), multipliée par la surface effective ($\cos i$). Les mesures τ_{MER} , publiées par Lemmon et al. (2014), sont données à la pression de 700 Pa (pression moyenne aux deux endroits des MER). On utilise le modèle de prédiction de la pression à la surface de Mars (publié par Forget et al., 2007; Spiga et al., 2007 et décrit dans la section 3.1.1) pour mettre ces valeurs d'opacité à l'échelle de la pression atmosphérique aux endroits effectivement observés. On obtient ainsi la quantité τ_{eff} , détaillée à l'équation 5.6, qui rend compte de la quantité d'aérosols ayant interagi avec le rayonnement mesuré (avec une incertitude relative de $\pm 20\%$, voir section 2.3.3).

Pour évaluer l'impact des aérosols sur l'ESPAAT à 2.9 μm et afin de déterminer un seuil de filtrage des données, nous avons cartographié la région de Mawrth Vallis en utilisant les données OMEGA classées selon plusieurs intervalles de τ_{eff} (figure 5.9). Cette région comporte les plus grandes abondances de minéraux hydratés (sulfates et phyllosilicates) à l'échelle kilométrique (Poulet et al., 2005, 2008c) et on voit en effet sur la figure 5.9a (conditions atmosphériques les plus clémentes) que ces dépôts correspondent à des hydratations plus élevées que les terrains environnants ($\sim 9\%$ contre $\sim 4\%$ d'hydratation, en utilisant $water\ wt\% = 4.17 \times ESPAAT_{2.9\mu\text{m}}$). On voit qu'au fur et à mesure que

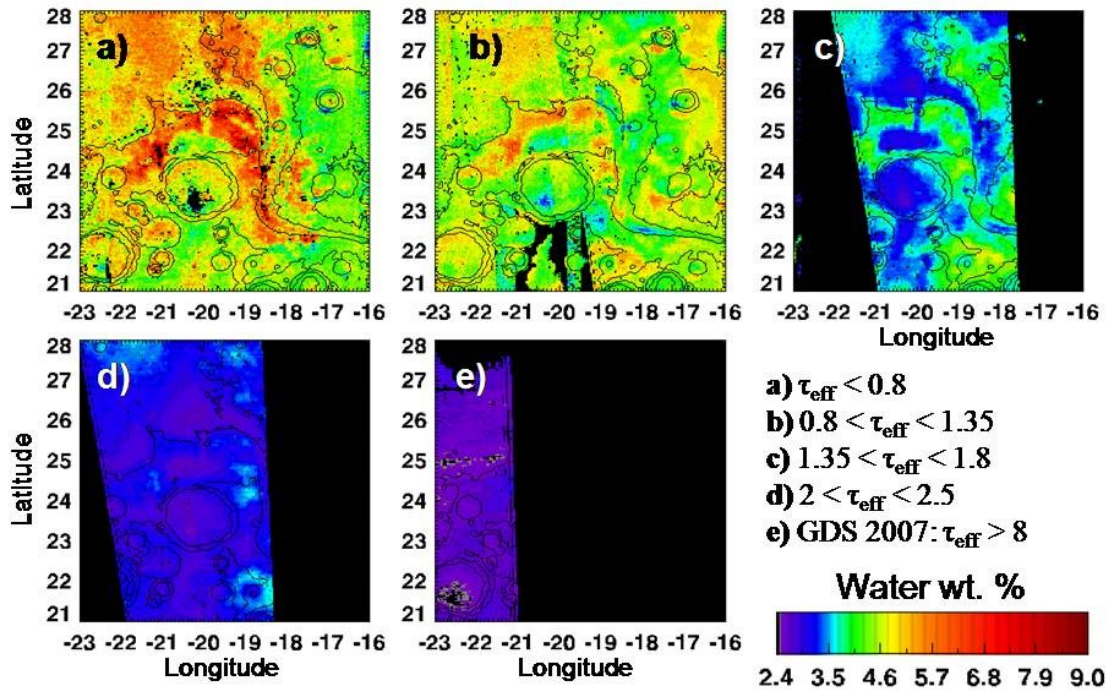


FIGURE 5.9 – Cartographie à 32 pixels par degré ($\approx 1.7 \times 1.7$ km) du pourcentage massique d’hydratation de la surface (avec $water\ wt.\% = 4.17 \times ESPAT_{2.9\mu m}$) de la région de Marwth Vallis rassemblant les données OMEGA comprises entre certaines valeurs de τ_{eff} (indiquées en bas à droite pour les figures a à e). La topographie est indiquée en contours noirs. Les données montrées ici ont préalablement été filtrées pour exclure les contributions de la glace à la surface et dans l’atmosphère (voir section 5.2.1.2). Les contrastes d’hydratation ayant pour origine des différences de minéralogie sont à peine discernables à partir de $\tau_{eff} \approx 2$.

τ_{eff} augmente (figures 5.9b à 5.9e), ce contraste diminue en intensité et le niveau général de l’ $ESPAT_{2.9\mu m}$ baisse également (un maximum d’hydratation apparente de $\sim 3\%$ est observé lors de la tempête globale de poussière de 2007).

Les aérosols atmosphériques flouttent et diminuent le signal de l’hydratation de la surface, si bien que les observations depuis l’orbite de la bande à $3\ \mu m$ seront toujours biaisées par cette composante. On mesure ainsi une hydratation apparente, d’autant plus proche de l’hydratation de la surface qu’il y a peu d’aérosols dans l’atmosphère. Nous devons donc filtrer les données pour exclure celles qui sont le plus contaminées par les aérosols atmosphériques. Nous avons testé plusieurs valeurs de τ_{eff} et il apparaît qu’un seuil entre 2 et 2.5 fournit le meilleur compromis entre fiabilité des données et couverture spatiale. On privilégiera la couverture spatiale ($\tau_{eff} < 2.5$) pour construire les cartes et la moindre contamination ($\tau_{eff} < 2$) pour calculer les statistiques.

5.2.1.2 Eau atmosphérique

Lorsqu’un matériau est gelé (ou recouvert par du givre ou de la neige d’eau), l’application de la méthode ESPAT n’a plus de sens physique. Nous cherchons à étudier

l'hydratation du régolite libre de toutes glaces. Lorsque de la glace d'eau est présente dans un pixel, son spectre montre une absorption à 1.5 μm et nous avons donc utilisé le critère de cartographie de la glace d'eau développé par [Langevin et al. \(2007\)](#) : $H_2O(1.5\mu\text{m}) = \frac{1-r(1.5\mu\text{m})}{r(1.385\mu\text{m})^{0.7} \times r(1.772\mu\text{m})^{0.3}}$. Ce critère est soumis à un phénomène de non-linéarité (sa valeur varie en fonction du niveau du signal brut des données), décrit en détail dans [Jouglet \(2008\)](#). Denis Jouglet a développé une méthode empirique de re-linéarisation de ce critère, permettant de déceler la présence de glace à partir de 1.5 % d'absorption à 1.5 μm . Nous avons utilisé cette méthode et calculé $H_2O(1.5\mu\text{m})$ pour l'ensemble du jeu de données OMEGA. Les pixels avec une valeur de ce critère supérieure à 1.5 % sont exclus de notre analyse.

La figure 5.10 montre l'impact des grains d' H_2O composants les nuages de glace d'eau. On voit que les nuages composés de grosses particules présentent une absorption à 1.5 μm similaire à celle causée par les glaces à la surface. Ces nuages seront ainsi filtrés et exclus de notre analyse à l'aide du critère $H_2O(1.5\mu\text{m})$. Cependant, les nuages constitués de petites particules de glace (< 2 μm) peuvent être indétectables à 1.5 μm tout en présentant une forte absorption dans la région de 3 μm , avec un maximum à 3.1 μm (cf figure 5.10).

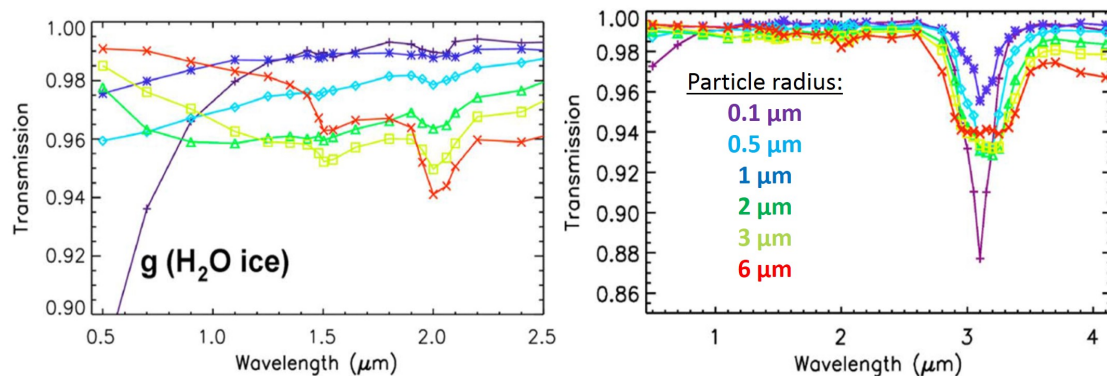


FIGURE 5.10 – Modélisation de la transmission de particules de glace d'eau pour différentes tailles (typiques des nuages de glace d'eau martiens, indiquée par différentes couleurs). Ces graphiques sont issus de [Vincendon et al. \(2011\)](#).

Les nuages de glace d'eau perturbent ainsi les luminances énergétiques mesurées par OMEGA dans la région de 3 μm (figure 5.10 et [Vincendon et al., 2011](#)). Les nuages constitués de fines particules peuvent justement être détectés grâce à leur influence sur les grandes longueurs d'ondes de la bande à 3 μm . Leur maximum d'absorption étant à 3.1 μm , la pente spectrale des spectres OMEGA pour $\lambda > 3.1 \mu\text{m}$ est plus prononcée lorsqu'il y a des nuages. [Langevin et al. \(2007\)](#) met en place un critère spectral, « $H_2O(3.5\mu\text{m})$ », qui rend compte de cette pente spectrale, tel que $H_2O(3.5\mu\text{m}) = \frac{r(3.4\mu\text{m})}{r(3.52\mu\text{m})}$. Pour les spectres OMEGA, les valeurs de $H_2O(3.5\mu\text{m})$ (nommé « ice clouds index » ou « critère de nuages de glace d'eau » sur les graphiques ci-après) varient de 0.5 à 1. Les plus petites valeurs indiquent sans ambiguïté la présence de nuage sur le trajet optique. Ce critère spectral a été utilisé par [Madeleine et al. \(2012\)](#) pour cartographier les nuages d'eau avec le jeu de données OMEGA. [Madeleine et al. \(2012\)](#) propose un seuil de 0.8 en-deçà duquel ils considèrent que des nuages ont été détectés.

Nous avons calculé le critère $H_2O(3.5\mu\text{m})$ pour chaque pixel du jeu de données OMEGA. La distribution spatio-temporelle des valeurs est montrée sur la figure 5.11a et on y re-

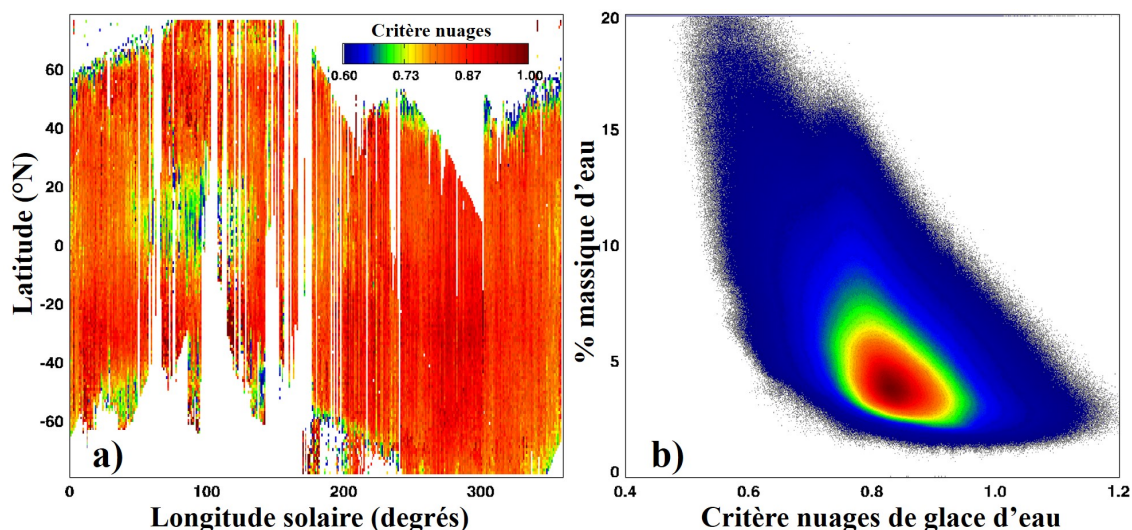


FIGURE 5.11 – a) Distribution des valeurs du critère de nuages de glace d’eau (en couleur) en fonction de la latitude et de la longitude solaire. Les petites valeurs (< 0.8 soit en jaune, vert et bleu) indiquent la présence de nuages. La ceinture de nuage équatoriale de l’aphélie (autour de $L_s \approx 100^\circ$) et les nuages des hautes latitudes sont clairement visible sur ce diagramme. b) Histogramme bi-dimensionnel montrant la densité des valeurs du critère de nuage de glace d’eau en fonction de l’hydratation apparente ($= 4.17 \times ESPAT_{2.9\mu m}$) des pixels OMEGA. Les spectres ayant un critère $H_2O(1.5\mu m)$ supérieur à 1.5 % ne sont pas montrés sur ces diagrammes.

trouve les principales caractéristiques de l’évolution du couvert nuageux dans l’atmosphère martienne : les nuages sont généralement cantonnés aux hautes latitudes (sauf pendant leurs étés respectifs) et ne sont présents aux basses latitudes qu’à l’approche de l’aphélie (Madeleine et al., 2012). Cette distribution des nuages calculée à partir des données OMEGA est très similaire aux mesures de référence réalisées par TES (Smith, 2004) et également confirmées par SPICAM (à bord de Mars Express, Matshvili et al., 2009).

La figure 5.11b montre la distribution des valeurs de l’hydratation apparente du régolite en fonction du critère de nuages de glace d’eau. On voit que l’hydratation apparente de la surface augmente lorsque le critère de nuages de glace d’eau diminue. Les pixels OMEGA qui montrent une très forte hydratation apparente de la surface ($ESPAT_{2.9\mu m} > 3$) en réalité biaisée par des nuages sur le chemin optique peuvent ainsi être exclus des analyses suivantes. Par ailleurs, on remarque une deuxième tendance superposée : d’une manière générale, le critère de nuages de glace d’eau diminue lorsque l’hydratation apparente augmente. Le critère étant calculé sur le bord de la bande à $3 \mu m$, il n’est pas surprenant qu’une surface plus hydratée qu’une autre (avec une plus forte bande à $3 \mu m$) donne des valeurs de pente spectrales plus élevées, donc des $H_2O(3.5\mu m)$ plus faibles. Ainsi, même lorsqu’on peut raisonnablement considérer qu’il n’y a pas de nuages ($H_2O(3.5\mu m) > 0.85$, cf Madeleine et al., 2012), le critère diminue lorsque l’hydratation augmente.

La fiabilité du critère de détection des nuages de glace d’eau (figure 5.11a) d’une part et l’importante contribution de ceux-ci à l’ $ESPAT_{2.9\mu m}$ d’autre part (figure 5.11b) mettent en avant la nécessité et la possibilité de filtrer les données OMEGA pour exclure les

pixels contaminés par des nuages dans l’atmosphère. Le choix d’un seuil est inhérent aux problématiques de filtrage des données avec des critères spectraux. Selon le seuil choisi (0.8 comme [Madeleine et al. 2012](#) par exemple), quelques nuages fins peuvent encore contaminer les données. Comme pour τ_{eff} , nous indiquerons lors de la présentation des résultats le seuil utilisé (entre 0.8 et 0.85) sur la valeur du critère de nuages de glace d’eau (la couverture et l’aspect visuel seront favorisés pour les cartes, la moindre contamination pour le calcul des statistiques).

5.2.2 Sélection des données

Rapport signal-sur-bruit et jeux de données Défini aux équations 5.2, 5.3, 5.4 et 5.5, le calcul de l’ $ESPAT_{2.9\mu m}$ fait intervenir les mesures d’OMEGA dans le continuum (à 2.35 et 3.7 μm) et au fond de la bande, à 2.9 μm . Les valeurs d’ $ESPAT_{2.9\mu m}$ seront donc impactées par le bruit instrumental des données (décrit dans la section 2.1.2.3). Ce bruit est aléatoire et affecte tous les spectels d’OMEGA indépendamment les uns des autres. L’impact du bruit instrumental sera maximal lorsque le continuum et la valeur au fond de la bande à 3 μm sont décallés dans un sens opposé (luminances énergétiques du continuum augmentées et luminance énergétique à 2.9 μm diminuée ou le contraire). Nous avons calculé l’impact sur la valeurs d’ $ESPAT_{2.9\mu m}$ (converties en pourcentages massiques d’hydratation avec $A=4.17$) de ces deux cas les plus défavorables en fonction du rapport signal-sur-bruit (noté SNR). On voit sur la figure 5.12a que pour deux spectres très différents (un sombre, un clair), l’impact du bruit des données sur les valeurs d’hydratation diminue exponentiellement lorsque le rapport signal-sur-bruit augmente, selon l’équation $\Delta water wt. \% = \frac{water wt. \%}{100} \times e^{5.33 \pm 0.16 - 0.97 \pm 0.01 \times \ln(SNR)}$, les coefficients variant ainsi de quelques % selon l’albédo du pixel.

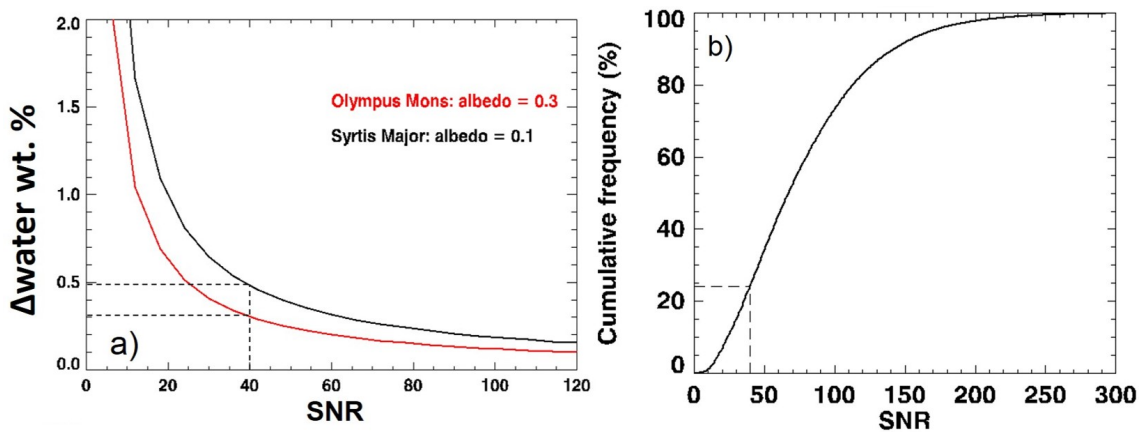


FIGURE 5.12 – a) Incertitude sur l’hydratation de la surface ($\Delta water wt. \%$) en fonction du rapport signal-sur-bruit (« SNR » pour Signal-to-Noise Ratio) des données pour deux spectres ayant des valeurs extrêmes d’albédo. Un SNR de 40 produit une incertitude sur l’hydratation de 0.3 et 0.5 *water wt. %* selon l’albédo du spectre. b) Histogramme de fréquence cumulative des données en fonction du rapport signal-sur-bruit (« SNR » pour Signal-to-Noise Ratio). Environ 360 millions de spectres sont représentés dans cet histogramme et $\sim 24\%$ ont un SNR inférieur à 40.

Pour notre étude de la bande à 3 μm à partir des données OMEGA, nous avons d’abord

sélectionné toutes les données ayant :

- leurs voies C et L valides (températures des détecteurs < 78 K)
- un niveau de calibration de la voie L valide
- un angle d'incidence solaire < 85°
- un angle d'émergence < 20°
- une température dérivée à 5 μm supérieure à 190 K (pour éliminer les pixels ayant des dépôts de glace de CO_2)

6132 cubes OMEGA ont au moins un pixel qui satisfait toutes ces conditions (sur les 9643 enregistrés avant l'arrêt de la voie C). Ce jeu de données comporte environ 360 millions de spectres répartis sur 4 années martiennes, fournissant une riche couverture spatio-temporelle visible sur la figure 5.11a. La figure 5.12b montre la distribution des SNR (à 3.2 μm) de ces données. On voit que ~76% des données ont un SNR supérieur à 40, ce qui correspond à une erreur maximale sur les valeurs d'hydratation de 0.5 water wt. % (avec $\text{water wt. \%} = 4.17 \times \text{ESPAT}_{2.9\mu\text{m}}$). Nous limitons ainsi l'impact du bruit des données sur nos résultats à 0.5 % en poids en ne sélectionnant que les données ayant un SNR supérieur ou égal à 40 (soit environ 270 millions de spectres).^{fac}

Pour tous les spectres sélectionnés, nous avons calculé les critères spectraux $\text{H}_2\text{O}(1.5\mu\text{m})$, $\text{H}_2\text{O}(3.5\mu\text{m})$ et l'estimateur d'opacité optique τ_{eff} comme définis dans la section précédente. Tous les spectres sont préalablement corrigés de l'atténuation atmosphérique (avec le spectre empirique de transmission atmosphérique pour la voie C et le spectre théorique pour la voie L, cf figure 2.8) et de la contribution du rayonnement tellurique qui est non négligeable à partir de 3 μm (cf équation 2.2 et figure 2.2) avant le calcul de l'ESPAT à 2.9 μm .

5.2.3 Incertitudes

Les incertitudes sur les valeurs d'hydratation ont trois sources :

1. incertitudes instrumentales
2. incertitudes de type méthodologique sur la relation entre hydratation et ESPAT à 2.9 μm choisie
3. incertitudes causées par les conditions des observations

Concernant le point 1, on vient de voir qu'un filtrage spécifique des données OMEGA a été implémenté pour limiter cet impact à 0.5 water wt. % (équivalent à 0.12 $\text{ESPAT}_{2.9\mu\text{m}}$), qui est ainsi une incertitude relative maximale due au bruit des données.

Concernant le point 2, on a vu dans la section 5.1.3 que nous utilisons la relation $\text{water wt \%} = A \times \text{ESPAT}_{2.9\mu\text{m}}$ avec $A = 4.17 \pm 0.15$. Cette relation, issue de [Milliken and Mustard \(2007a,b\)](#) (cf figure 5.7a), vient avec une dispersion des valeurs d'hydratation $1\sigma = 1.15 \text{ water wt. \%}$ (incertitude sur la composition, dans la limite palagonite-montmorillonite) qui peut être directement propagée à nos résultats. Une source additionnelle d'incertitude causée par notre méthodologie est le choix de la taille des grains dominant spectralement les données OMEGA. La relation utilisée reproduit les hydratations des matériaux de taille inférieure à 45 μm et on a vu (figure 5.7b) que des matériaux de tailles > 250 μm (ou cimentés) peuvent avoir des coefficients linéaires A jusqu'à 7 fois plus faibles. Bien que la taille des grains choisie puisse être fautive à l'échelle globale, le régolite martien comprend globalement une fraction importante de matériau fin dont

on s'attend à ce qu'elle domine la réponse spectrale de la surface de Mars (Cooper and Mustard, 1999; Milliken and Mustard, 2007b). L'erreur induite par le choix de la taille des grains peut alors être considérée comme systématique selon l'écart de la réalité du composant global du régolite à la taille choisie. La taille des grains choisie peut ainsi produire une surestimation de l'hydratation du régolite martien si la fraction dominant la réponse spectrale de celui-ci a une taille supérieure à 45 μm . Cet effet devra être gardé à l'esprit lors de l'interprétation des valeurs absolue d'hydratation, qui resteront ainsi soumise à une incertitude potentiellement importante. Les expériences en laboratoire ne montrent pas de grande différence entre la relation choisie et celle de matériaux encore plus fin (A n'augmente que de quelques % si la taille des particules dominant la réponse spectrale est de quelques μm). De plus, pour une même hydratation, certaines compositions minéralogique peuvent donner des valeurs d'ESPA à 2.9 μm différentes de celle de la palagonite ou de la montmorillonite (sur lesquelles la relation choisie est fondée). Dans ces cas, les différences d'hydratation pourront provenir d'un biais méthodologique. Les résultats seront comparés (dans la section suivante) avec les connaissances de la minéralogie de la surface de Mars pour repérer ces éventuels biais.

Concernant le point 3, les conditions d'observation représentent la source principale d'incertitude relative des valeurs d'hydratation apparente. L'hydratation apparente diminue lorsque l'opacité optique de l'atmosphère augmente et la quantité d'aérosols dans l'atmosphère varie entre chaque observation. L'hydratation de la surface est toujours sous-évaluée à cause des aérosols. On a vu dans la section 5.2.1 que cette quantité d'aérosols peut être évaluée grâce à τ_{eff} . Par ailleurs, les nuages de glace d'eau influent eux aussi très fortement sur l'hydratation apparente de la surface et leur quantité peut être évaluée grâce au critère $H_2O(3.5\mu\text{m})$. Un filtrage spécifique des données fondé sur les valeurs de ces deux indicateurs permettra d'éliminer les données les plus contaminées et d'interpréter les résultats en fonction de ces biais observationnels.

En résumé, lorsqu'on observe avec OMEGA un endroit de la surface de Mars, l'incertitude systématique sur les valeurs d'hydratation apparente proviennent des incertitudes sur la composition ($1\sigma = 1.15 \text{ water wt.}\%$) et la taille des grains dominant la bande à 3 μm (le coefficient linéaire A peut potentiellement varier d'un facteur 7). Les incertitudes relatives sont elles causées par le bruit instrumental ($< 0.5 \text{ water wt.}\%$) et les conditions atmosphériques lors des observations. L'impact des différents biais possibles présentés ici sera estimé lors de la présentation des résultats dans la section suivante.

5.3 Résultats

On présente dans cette section les résultats de l'estimation de l'hydratation de la surface de Mars à partir des données OMEGA en utilisant la méthode décrite dans la section précédente. La distribution spatiale de l'hydratation de la surface est présentée dans la section 5.3.1 puis les variations temporelles sont abordées dans la section 5.3.2. Les résultats sont décrits factuellement, et seules les conclusions les plus évidentes sont énoncées. La discussion approfondie de ces résultats fait l'objet de la partie suivante (5.4).

5.3.1 Distribution spatiale

5.3.1.1 Cartographie globale

La figure 5.13 est une carte globale à 32 pixels par degrés ($\approx 1.8 \times 1.8 \text{ km}^2$ à l'équateur) de l'hydratation de la surface de Mars calculée à partir des valeurs d'ESPAAT à $2.9 \mu\text{m}$ des données OMEGA. Seules les données avec $\text{H}_2\text{O}(1.5\mu\text{m}) < 1.5\%$, $\text{H}_2\text{O}(3.5\mu\text{m}) > 0.8$ et $\tau_{eff} < 2.5$ sont représentées dans cette carte. Avec ces seuils, environ 70% des cellules de la carte sont remplies. Si plusieurs mesures étaient disponibles pour un même pixel de la carte, la valeur affichée est la moyenne de celles-ci. Le bassin d'Hellas n'est pratiquement pas couvert en raison de sa très basse altitude : la colonne atmosphérique est très importante, ce qui produit des valeurs de τ_{eff} élevées. Les hautes latitudes de l'hémisphère sud ne sont que très partiellement couvertes également, car elles sont principalement observées par OMEGA lors de l'été de l'hémisphère, saison durant laquelle l'atmosphère est très chargée en aérosols (les données ont donc un fort τ_{eff}). L'exclusion des données contaminées par les nuages de glace d'eau est responsable des trous aux basses latitudes, notamment dans la région de Tharsis où la majeure partie des nuages de glace d'eau se forme à la saison de l'aphélie. Certains nuages fins peuvent encore contaminer quelques-unes des données utilisées pour construire cette carte globale (notamment vers 65°N , 130°W) mais leur influence est à peine discernable à l'oeil. Un seuil plus restrictif sur $\text{H}_2\text{O}(3.5\mu\text{m})$ diminuerait significativement la couverture spatiale sans modifier, au premier ordre, l'aspect visuel de la carte. Nous utiliserons un seuil de 0.85 pour construire les histogrammes présentés dans les sections suivantes.

Les plus fortes hydratations observées ($> 13 \%$) sont toutes localisées aux hautes latitudes de l'hémisphère nord où la valeur maximale (14.5% d'eau en poids) est atteinte. L'essentiel des ESPAAT à $2.9 \mu\text{m}$ ne semblent ainsi pas être saturées (cf figure 5.6). La carte globale présentée améliore grandement la couverture spatiale par rapport aux travaux préliminaires de Jouglet et al. (2007); Milliken et al. (2007) dans lesquelles seule l'hydratation de l'hémisphère nord était cartographiée. Il est clair, au vu de la figure 5.13, que l'hydratation de la surface de Mars augmente avec la latitude et qu'il existe une différence entre les deux hémisphères, l'hydratation variant de $\sim 3\text{-}4\%$ à l'équateur à $\sim 13\%$ au nord et $\sim 8\%$ au sud. A une latitude donnée, les valeurs d'hydratation sont assez uniformes par rapport à cette dépendance à la latitude.

La distribution globale de l'hydratation n'est, au premier ordre, pas du tout corrélée avec l'inertie thermique de la surface (voir figure 3.33 et Putzig and Mellon, 2007a pour les hautes latitudes) dont les variations sont interprétable en terme de variation de taille de grains (équation 3.2). Nous avons supposé A constant, et on pourrait donc s'attendre à ce que nos résultats d'hydratation soient biaisés par les différences de taille de grain à la surface de Mars. Aux basses latitudes, les terrains de faible inertie thermique (comme Tharsis, recouvert d'épais dépôts de très fines poussières) ont cependant un ESPAAT très proche de terrains de plus grande inertie thermique (comme Margarifer ou Chryse Planitia) malgré des différences de taille moyenne de grain (calculée à partir de l'inertie thermique) de plusieurs centaines de μm . Les hautes latitudes, qui ont une forte hydratation, ne sont pas caractérisées par des inerties thermiques très différentes de celles des basses latitudes. Le fait que la distribution globale de l'ESPAAT $_{2.9\mu\text{m}}$ ne soit pas corrélée aux variations de la taille des grains du régolite (inférée à partir de l'inertie thermique) semble indiquer qu'une certaine gamme de taille de grain domine globalement le compor-

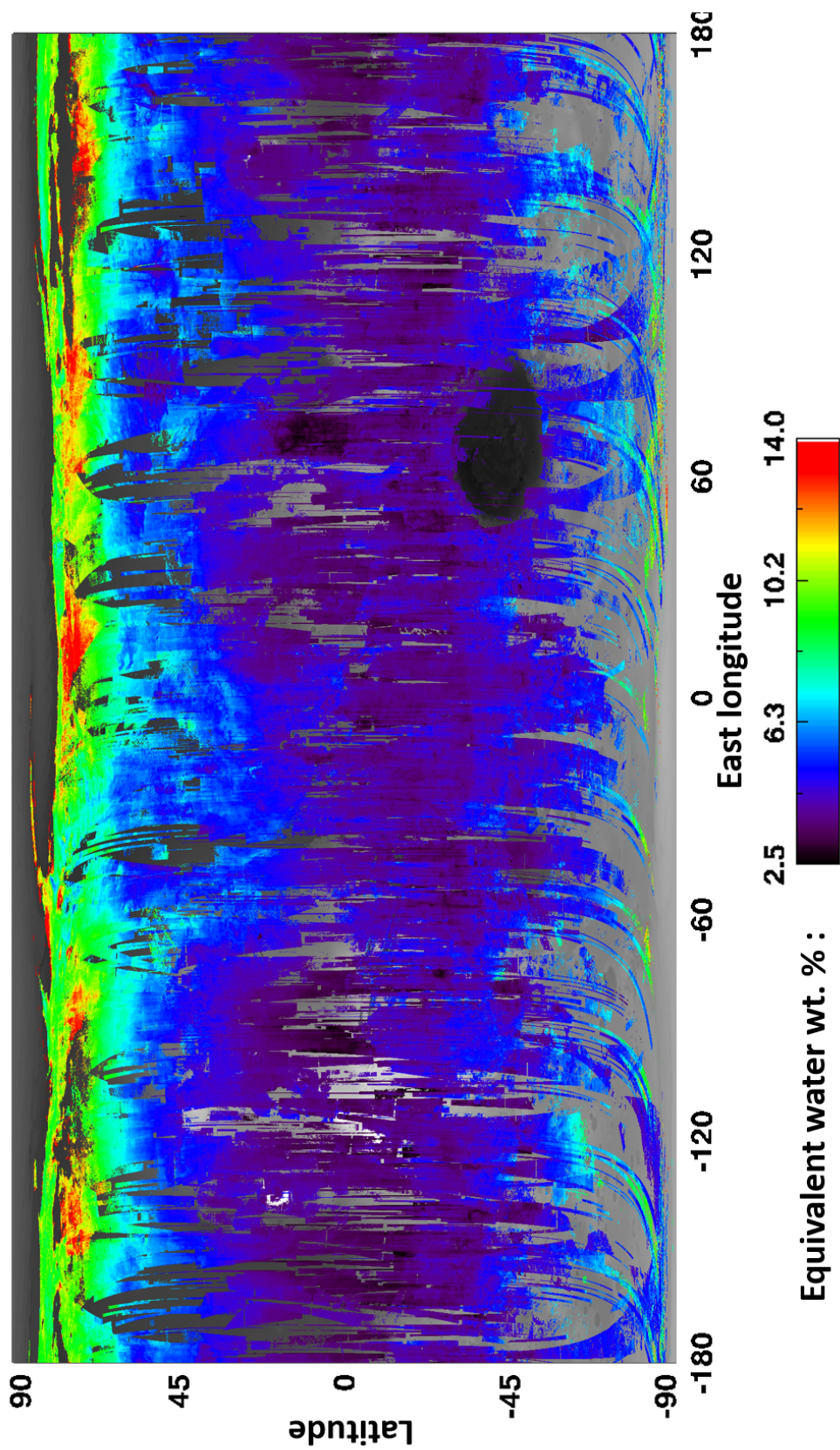


FIGURE 5.13 – Carte globale de l’hydratation de la surface de Mars ($= 4.17 \times ESPAT_{2.9\mu m}$, en couleur). L’image en fond (en noir et blanc) est la topographie MOLA.

tement de la bande à 3 μm du régolite martien, différente de la taille de grain contrôlant l'inertie thermique. On ne sait cependant pas si la fraction de taille retenue pour la quantification de l'hydratation ($A=4.17$, tailles $< 45 \mu\text{m}$) est la bonne : les valeurs absolues de l'hydratation peuvent être globalement biaisées (surestimées, le coefficient A choisi étant un des plus élevés). Au premier ordre, les variations relatives de l'hydratation ne résultent ainsi pas d'un biais méthodologique. L'augmentation de l'hydratation avec la latitude n'est pas non plus un biais observationnel car les hautes latitudes de l'hémisphère nord sont topographiquement plus basses que les régions équatoriales et l'hémisphère sud, ce qui produit des τ_{eff} plus grands et diminue a priori l'hydratation apparente.

5.3.1.2 Relation avec l'albédo

La distribution de l'hydratation apparente des latitudes équatoriales en fonction de l'albédo est montrée sur la figure 5.14a. Cet histogramme est composé de données provenant de 82 % de la surface de Mars entre 30°S et 30°N. La valeur moyenne de l'hydratation pour ces latitudes est de $\sim 4\%$ en masse, avec une dispersion (3σ) de $\sim 1.7 \text{ water wt.}\%$. Les terrains clairs et les terrains sombres ont un niveau d'hydratation similaire, confirmant que notre calcul de l'ESPAAT n'est pas impacté par l'albédo (cf section 5.1.3). Les terrains d'albédo intermédiaire ont en moyenne une hydratation plus élevée ($\sim 0.5\%$ en poids supplémentaire) qui pourrait être le reflet d'une différence de composition. Cependant, cette différence reste ambiguë car bien inférieure à l'incertitude relative à la composition de la quantification de l'hydratation ($1\sigma = 1.15 \text{ water wt.}\%$)

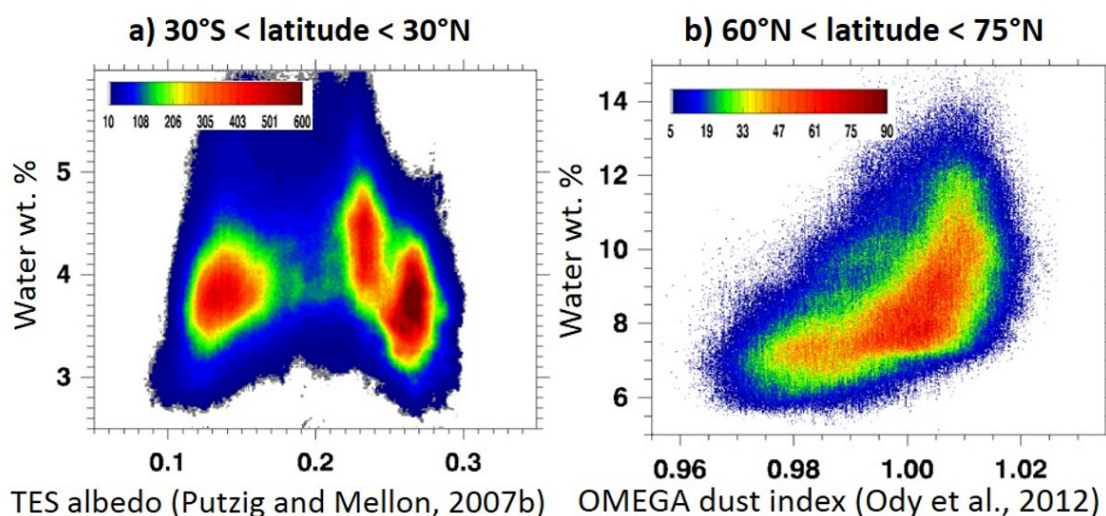


FIGURE 5.14 – Densités des distributions de l'hydratation de la surface en fonction de a) l'albédo (Putzig and Mellon, 2007a) pour les latitudes équatoriales et b) l'indice de couvert de poussière (« Fer nanophase, Ody et al., 2012, voir section 3.4.2.1) pour les hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Aux hautes latitudes de l'hémisphère nord (entre 60°N et 75°N), les variations longitudinales de l'hydratation sont importantes. L'hydratation y est toujours forte en comparaison des basses latitudes ($> 6\%$ en poids) et peut doubler selon la longitude. Ces variations longitudinales de l'hydratation sont corrélées positivement à la quantité de poussière présente à la surface (estimée grâce au critère spectral « Fer nanophase » de Ody et al. 2012,

présenté dans la section 3.4.2.1) comme on le voit sur la figure 5.14b. Bien que la couverture spatiale des hautes latitudes de l'hémisphère sud soit moindre, une corrélation similaire existe, les surfaces poussiéreuses étant en apparence plus hydratées.

5.3.1.3 Relation avec la composition minéralogique

On a vu sur la figure 5.9 que les dépôts de minéraux hydratés dans Marwth Vallis apparaissent plus riches en hydratation (ESPAT à 2.9 μm plus de deux fois plus grand) que les terrains environnants (déjà constaté par Jouglet et al., 2007). Jensen and Glotch (2011) ont constaté avec le spectro-imageur CRISM que les dépôts riches en chlorides (identifiés par Osterloo et al., 2008) ont une moindre absorption à 3 μm que les terrains environnants. Les chlorides sont des minéraux se formant généralement par évaporation : des cations se fixent aux ions Cl^- et le réseau cristallin résultant est dépourvu d'eau (le sel de table NaCl est un chlorure). La figure 5.15 montre un des dépôts de matériaux riches en chlorides sur Mars (image THEMIS, figure 5.15a). La figure 5.15b est un extrait de la carte globale de l'hydratation sur cette même zone, et montre que les dépôts de chlorure sont environ 1% (en poids) moins hydratés que les terrains environnants. Cette différence est faible (et à l'intérieur de l'incertitude sur la composition) et la bonne corrélation spatiale avec le dépôt de chlorure indique que la différence de composition des terrains peut en être la cause. Notre analyse ne montre ainsi pas que les chlorures sont forcément moins hydratés, en l'absence de mesures en laboratoire de la relation hydratation-ESPAT de ces minéraux.

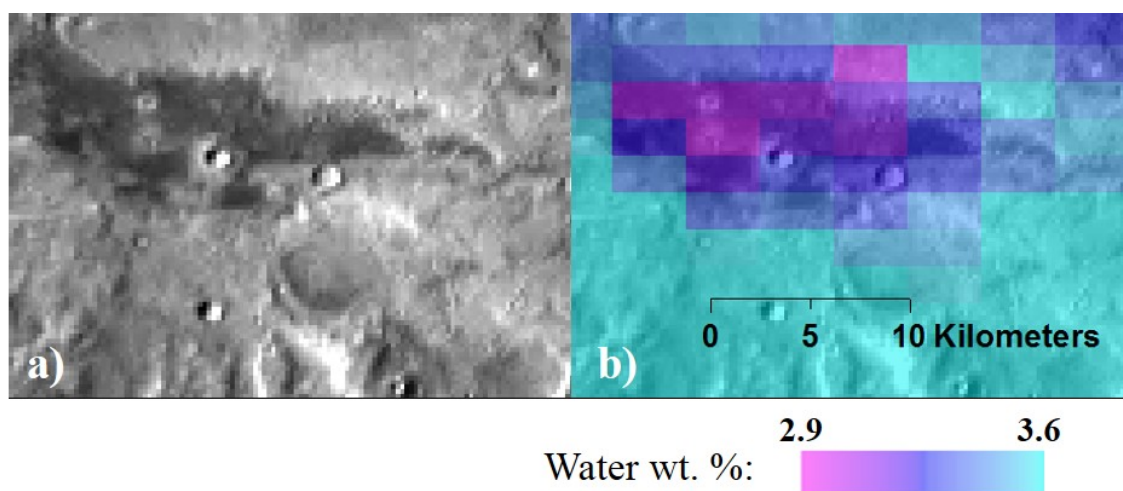


FIGURE 5.15 – a) Extrait de la mosaïque THEMIS (de jour) centrée sur [139°W, 39°S]. Les terrains sombres ont été identifiés comme étant des dépôts de chlorures par Osterloo et al. (2008). b) Extrait de la carte globale de l'hydratation de la surface superposée à l'image a).

On a vu que l'hydratation des hautes latitudes de l'hémisphère nord présente de fortes variations longitudinales, positivement corrélées à la quantité de poussière présente à la surface. Au delà de 75°N, la calotte de glace du pôle nord est entourée de dunes de sable sombre (les dunes « circumpolaires ») qui ont une hydratation apparente plus faible que celle de la bande 60-75°N. La figure 5.16 est un extrait de la carte globale de l'hydratation

centrée sur le pôle nord. On voit que les dunes circumpolaires ont un albédo (<0.15) et une hydratation plus faibles que les autres terrains à des latitudes proches riches en poussières (notamment à la latitude 75°N , l'hydratation présente un minimum vers 50°W là où il n'y a que très peu de poussière). Les dunes circumpolaires sont composées de sédiments qui étaient piégés dans la calotte du pôle nord et qui en ont été libérés lors de la sublimation de la glace. Les sédiments s'accumulent ensuite selon les vents locaux, formant les dunes. Ce processus est abondamment décrit dans la thèse de Marion Massé (Massé, 2010). On recense ici les différentes causes qui pourraient être responsables du niveau d'hydratation (relativement faible) des dunes et des variations longitudinales de ce niveau.

La différence d'hydratation des dunes par rapport aux terrains poussiéreux pourrait venir d'une différence de composition et/ou de taille de grain dominante. Les dunes circumpolaires sont riches en sulfates (Langevin et al., 2005; Massé et al., 2010, 2012) mais la distribution de leur hydratation ne correspond pas aux cartes d'abondance des sulfates publiées (la portion entre 135°E et 180° de longitude est beaucoup plus riche en surface que les autres, sans différence d'hydratation apparente).

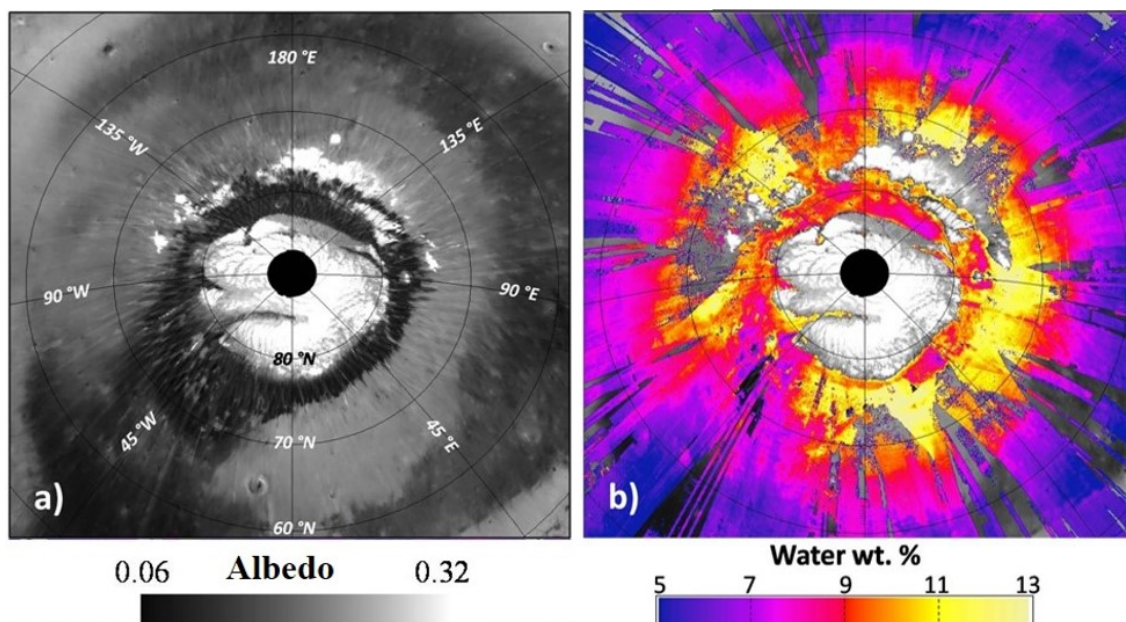


FIGURE 5.16 – Projections cylindriques centrées sur le pôle nord de Mars de a) l'albédo (Putzig and Mellon, 2007a) et b) l'hydratation de la surface. Les trous dans b sont dûs à la présence de glace d'eau.

On a vu que l'on excluait les données OMEGA montrant la présence de glace d'eau à la surface. Cependant, de la glace est probablement présente sous la surface des dunes et ce réservoir pourrait influencer sur l'hydratation de la surface. Les variations longitudinales de l'hydratation pourraient ainsi être causées par des variations de la disponibilité de cette eau pour l'hydratation de la surface (différentes profondeurs du réservoir ou des processus rendant disponible l'eau sous-jacente, ou l'y piégeant).

Une des causes possibles des variations de l'hydratation apparente au sein du champs de dunes circumpolaires pourrait être des variations de la taille des grains composant ces dunes. Les dunes circumpolaires sont mobiles, et leur front peut se déplacer de plusieurs mètres par an (voir par exemple Hansen et al., 2011). Massé et al. (2010) présente une

carte de la densité kilométrique de dunes individuelles dans le champ de dunes circum-polaire. L'hydratation semble être corrélée à cette densité, les régions les plus densément peuplées de dunes apparaissent comme les plus hydratées. Si la signature spectrale des dunes est dominée par une fraction spécifique de taille de grains (différente de celle des terrains environnant), cette corrélation à la densité de dune pourrait être causée par un biais méthodologique. Cette corrélation n'est cependant spatialement pas tout à fait satisfaisante et reste donc ambiguë.

5.3.2 Variations temporelles

Diurnes On a vu dans la section 2.1.2.1 que l'orbite de Mars Express est très elliptique et que la latitude au nadir de son périapse se déplace d'environ 75° par an. Le jeu de données sélectionné ici comprend 4 années martiennes, et la surface de Mars est donc observée à une multitude d'heures locales (toujours en journée). Cependant, nous n'avons pas vu de corrélation évidente entre les heures locales des observations et l'hydratation apparente. Certains endroits près du pôle nord ont même été observés deux fois durant le même sol, sans qu'une différence du niveau d'hydratation ne soit significative.

Saisonniers On regarde maintenant les variations de l'hydratation apparente selon les saisons. On regroupe les données utilisées pour construire la carte globale par intervalles de longitude solaire et on moyenne les valeurs d'hydratation selon longitude et par 1° de latitude. Le résultat est présenté sur la figure 5.17. Contrairement aux résultats présentés par Jouglet et al. (2007) et Milliken et al. (2007) sur la base d'un jeu de données OMEGA plus restreint, on ne voit aucune variation d'hydratation en fonction de la saison pour les latitudes supérieures à 40°N . Nous considérons que cette importante différence provient de l'exclusion de la majeure partie des données contaminées par des nuages de glace, ce qui n'était pas le cas dans les travaux précédents. Nous avons utilisé un seuil sur le critère $H_2O(3.5\mu\text{m})$ de 0.84 pour sélectionner les données moyennées dans ce diagramme. Par exemple, le trou entre $\sim 0^\circ$ et $\sim 25^\circ\text{N}$ de latitude pour la saison $90\text{-}135^\circ\text{Ls}$ est causée par la ceinture de nuage équatoriale à l'approche de l'aphélie de Mars autour du soleil (voir figure 5.11a). Cependant, certains nuages très fins sont encore présents dans la figure 5.17 et sont probablement responsables des hauts niveaux d'hydratation des courbes $90\text{-}135^\circ$ et $135\text{-}180^\circ\text{Ls}$, respectivement entre $\sim 20^\circ\text{S}$ et 0° et entre $\sim 45^\circ\text{S}$ et $\sim 35^\circ\text{S}$.

On voit sur la figure 5.17 que l'hydratation apparente varie peu avec la latitude entre $\sim 30^\circ\text{S}$ et $\sim 15^\circ\text{N}$, avec un niveau absolu variant entre ~ 3 et 4.5% d'eau en poids selon la saison. L'hydratation augmente ensuite avec la latitude, atteignant en moyenne entre ~ 5.5 et $\sim 6.5\%$ d'eau en poids au sud et plus de 10% au nord. La figure 5.18 représente la moyenne de l'hydratation des données entre 30°S et 0° de latitude (là où les variations apparentes selon la saison sont les plus importantes) en fonction de la moyenne de leurs opacités optiques effectives (τ_{eff}). On voit qu'il y a une nette corrélation entre le niveau d'hydratation apparente et la quantité d'aérosols qui interagit avec le rayonnement : plus il y a d'aérosols, plus l'hydratation apparente est basse, de manière similaire à ce qu'on a vu pour la région de Marwth Vallis dans la section 5.2.1 (figure 5.9). Le résultat est similaire pour les hautes latitudes de l'hémisphère sud, les saisons où l'on observe la plus forte hydratation apparente sont celles où la quantité d'aérosols dans l'atmosphère sont les plus faibles.

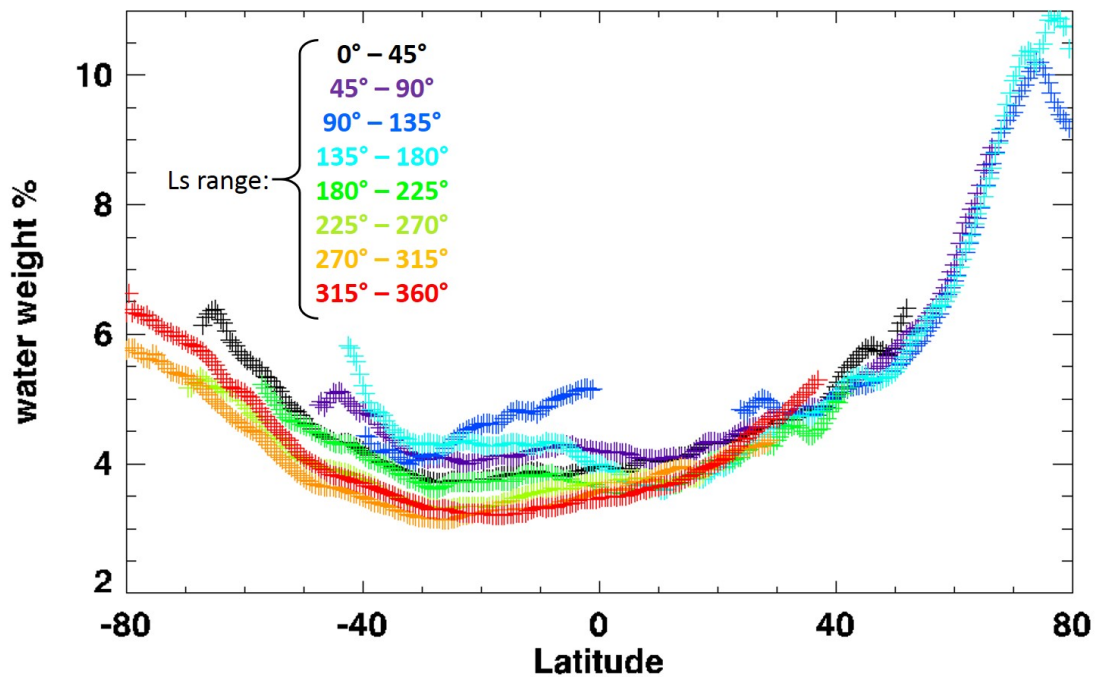


FIGURE 5.17 – Hydratation apparente moyenne en fonction de la latitude pour différents intervalles de longitude solaire indiqués par différentes couleurs. Les données avec un $H_2O(3.5\mu m) < 0.84$ et $\tau_{eff} > 2.2$ ont été exclues des moyennes.

Ainsi, les variations saisonnières de l'hydratation apparente visibles sur la figure 5.17 ne sont pas forcément dues à des changements physiques de l'hydratation de la surface, mais peuvent résulter d'un biais observationnel. Une part de ces variations s'explique par les changements saisonniers de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère, qui contribuent au rayonnement observé par OMEGA. On a vu dans le cas de Marwth vallis que les aérosols pouvaient diminuer de plusieurs % (en poids) l'hydratation apparente de la surface. Ici, en moyenne, les différences vont jusqu'à 1% et dominent vraisemblablement les variations saisonnières apparente de l'hydratation de la surface. On voit qu'il convient d'être prudent quant à l'interprétation de variations apparentes de l'hydratation. Nos résultats n'impliquent pas que l'hydratation de la surface ne change pas au cours de l'année, mais l'incertitude causée par les variations de la quantité d'aérosols cache les potentielles variations saisonnières de l'hydratation de la surface.

5.4 Discussion

Les résultats présentés dans la section précédente sont ici discutés et comparés aux autres jeux de données orbitaux et in situ relatifs à l'hydratation du régolite martien. Les autres mesures de l'hydratation du régolite, depuis l'orbite ou in situ, sont d'abord présentées (section 5.4.1) puis les observations et modélisations du cycle de l'eau sont décrites (section 5.4.2). Enfin, les résultats d'OMEGA sont discutés à la lumière de ces informations pour contraindre la nature, l'origine et l'évolution de l'hydratation de la surface de Mars (section 5.4.3).

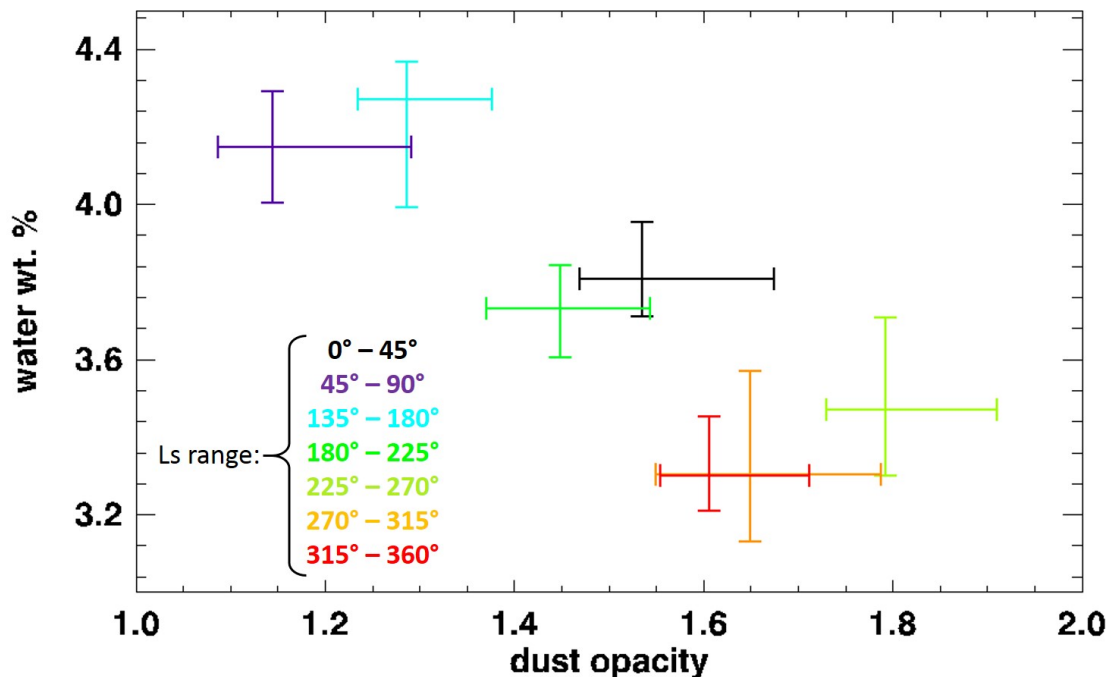


FIGURE 5.18 – Moyennes de l'hydratation en fonction de l'opacité optique effective (τ_{eff}) des données entre 30°S et 0° de latitude représentées dans la figure 5.17 (là où la variation saisonnière de l'hydratation apparente est la plus forte). Différents intervalles de longitude solaire indiqués par différentes couleurs. L'intervalle 90-135° de Ls n'est pas représenté en raison d'une probable contamination résiduelle par des nuages de glace d'eau (son point se placerait néanmoins sur la tendance linéaire, en haut à gauche). Les barres d'erreurs représentent la variabilité géographique (3σ) à l'intérieur de la bande 30°S-0° de latitude (selon les moyennes par 1° de latitude de la figure précédente).

5.4.1 Comparaison avec les autres jeux de données

On passe ici en revue les résultats relatifs à l'hydratation du régolite obtenues par les instruments orbitaux MONS et MARSIS et par plusieurs instruments à bord des missions Phoenix et MSL à la surface de Mars.

5.4.1.1 Glace dans le sous-sol

Entre 2002 et 2009, l'instrument Mars Odyssey Neutron Spectrometer (« MONS ») a mesuré depuis l'orbite le flux de neutron venant de la surface de Mars. Cet instrument (décrit en détail dans [Feldman et al. 2011](#) et [Maurice et al. 2011](#)) fonctionne selon le même principe que le mode passif de l'instrument DAN à bord de MSL qui a été présenté dans la section 2.2.2. MONS mesure les absorptions de neutrons du ~1^{er} mètre du régolite, le principal absorbant étant l'élément hydrogène (donc principalement la molécule d'eau, mais aussi les minéraux riches en cet élément). MONS a ainsi permis de cartographier la distribution en « hydrogène équivalent-eau » (Water-equivalent hydrogen, « WEH » dans la littérature), montrée sur la figure 5.19. La carte montrée en figure 5.19 a été construite en supposant un contenu en hydrogène homogène sur la profondeur sondée par MONS. [Maurice et al. \(2011\)](#) présente également une carte du WEH en considérant un modèle à

deux couches : une couche supérieure dont le WEH est fixé à 2 % en poids et une couche inférieure dont la profondeur et le WEH sont calculés pour correspondre aux mesures des différents canaux énergétiques de MONS. On pourrait envisager d'utiliser la carte de l'hydratation de la fraction supérieure du régolite présentée en figure 5.13 pour fixer le WEH de la première couche afin de rendre plus réaliste ce dernier modèle.

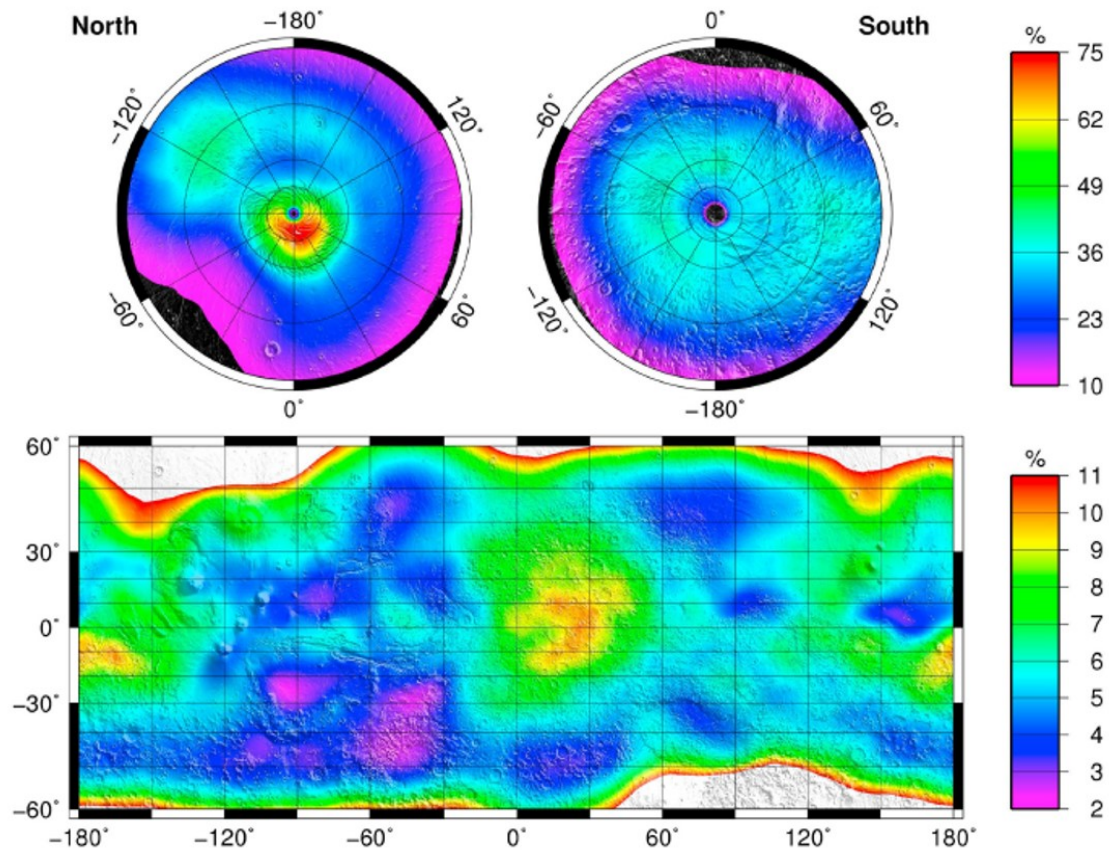


FIGURE 5.19 – Carte globale du Water Equivalent Hydrogen (WEH) du $\sim 1^{er}$ mètre du régolite mesuré par MONS. Les échelles de couleur sont différentes entre les basses latitudes (entre 2 et 11 % WEH) et les pôles (entre 10 et 75% WEH). Figure extraite de Maurice et al. (2011).

On voit sur la figure 5.19 que MONS a mesuré d'importantes abondances d'hydrogènes aux hautes latitudes par rapport aux latitudes équatoriales, et ce dans des proportions similaires pour les deux hémisphères. Ce signal a été interprété comme étant causé par de la glace enterrée à de faibles profondeurs sous la surface, ce qui a été confirmé par le robot Phoenix qui a observé de la glace quelque cm sous la surface à 68° N de latitude (Mellon et al., 2009a, voir figure 5.1). Le pergélisol à faible profondeur est probablement aussi responsable de l'augmentation du WEH de MONS à partir de $\sim 40^{\circ}$ de latitude, car des récents impacts de météorite excavent de la glace d'eau depuis le sous-sol à ces latitudes (Byrne et al., 2009; Dundas et al., 2014).

Les différences entre l'hydratation de la surface observée par OMEGA (figure 5.13) et le WEH observé par MONS aux latitudes équatoriales proviennent probablement du fait qu'OMEGA n'observe que les premières centaines de μm du régolite alors que MONS mesure un WEH intégré sur plusieurs dizaines de cm. Le fort WEH dans Arabia Terra

et les autres variations équatoriales du WEH peuvent ainsi être interprétés étant des dépôts de minéraux hydratés (riches en hydrogène) sous la surface optique observée par OMEGA.

Le radar MARSIS (« Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding ») embarqué à bord de Mars Express a mesuré la réflectivité du régolite entre 3 et 5 MHz. La fréquence de ce radar fait que l'écho de surface sonde le régolite sur plusieurs dizaines de mètres. Mougnot et al. (2010, 2012) ont cartographié globalement les réflectivités diélectriques du régolite martien et observent une diminution avec la latitude, de manière similaire à l'augmentation du WEH de MONS. L'eau a une constante diélectrique très forte (~80, pour entre 3 et 12 pour les matériaux géologiques anhydres) à ces fréquences et la diminution des constantes diélectriques avec la latitude est interprétée comme une augmentation de l'abondance de glace dans le sous-sol. MONS et MARSIS permettent ainsi de sonder le contenu en eau du régolite martien sur des profondeurs métrique et décimétrique respectivement. Les deux expériences ont révélé la présence de glace dans le sous-sol martien, surtout aux hautes latitudes. Des différences existent entre les détections de MONS et de MARSIS. MARSIS observe de très faibles constantes diélectriques pour l'ensemble des basses plaines du nord (Mougnot et al., 2012) alors que le WEH de MONS est faible pour les plaines du nord sous ~55° de latitude. Ceci révèle que de la glace est présente en abondance sous le premier mètre du régolite aux moyennes latitudes.

Comme on l'a déjà mentionné, il est possible que la glace du sous-sol influe sur l'hydratation de la surface optique, par diffusion de la vapeur d'eau entre l'atmosphère et le réservoir d'eau souterrain. Au pôle nord, OMEGA et MONS observent un même minimum d'hydratation ou de WEH vers 75°N, 55°W corrélation pour pôle nord, ce qui pourrait indiquer une relation entre l'eau souterraine et l'hydratation de la surface. Cependant, MONS observe un WEH similaire pour les hautes latitudes des deux hémisphères alors qu'OMEGA observe clairement une dichotomie indiquant que les premières centaines de μm du régolite de l'hémisphère sud sont moins hydratés qu'au nord. Les données OMEGA ne révèlent pas non plus de variations interannuelles de l'hydratation de la surface (comparé à même Ls), ce qui devrait être le cas par diffusion à travers le régolite de vapeur d'eau provenant de glace enterrée non stable, comme cela a été proposé pour l'hémisphère sud (Mellon et al., 2004; Jakosky et al., 2005).

5.4.1.2 Expériences in situ

Plusieurs expériences permettant d'étudier le cycle de l'eau et en particulier l'hydratation du régolite ont été menées par les robots Phoenix et Curiosity. Les deux missions sont équipées d'expériences permettant une mesure quantitative (en température) de l'hydratation et de la force des liens entre les molécules d' H_2O et d' OH et le régolite. Ces deux expériences (SAM, présenté dans la section 2.2.2 pour Curiosity et TEGA pour « Thermal and Evolved Gas Analyzer » pour Phoenix) consistent en un four (milieu purgé) dans lequel un échantillon du régolite, récolté à la surface par un bras mécanique puis tamisé, est déposé. L'échantillon est alors chauffé et les gaz progressivement relâchés sont comptés et identifiés (par spectroscopie de masse). Dans cette section, les résultats de ces expériences sont présentées, avec ceux de DAN, CheMin et ChemCam pour Curiosity et avec ceux de la sonde de mesure de conductivité électrique TECP (« Thermal and Electrical

Conductivity Probe ») pour Phoenix.

MSL Plusieurs échantillons de la dune de sable de Rocknest (voir figure 4.4) ont été prélevés (dans les premiers cm du régolite) par le bras mécanique de Curiosity, tamisé à 150 μm , puis délivrés à l'instrument SAM. Ces échantillons sont placés en milieu purgé puis chauffés et SAM mesure la nature et l'abondance des gaz relâchés. Les résultats de SAM pour quatre échantillons à Rocknest sont montrés sur la figure 5.20. La vapeur d'eau est le gaz le plus abondant produit par ces expériences, et ce dès le début du chauffage. La température de désorption de l'eau d'hydratation dépend de la composition du substrat (les sites exposés) et de la microstructure poreuse du matériau : les molécules d'eau adsorbées désorbent en premier, puis les molécules chemisorbées et enfin les groupements hydroxyls se recombinent en H_2O à haute température (Dyar et al., 2010). Leshin et al. (2013) et Archer et al. (2014) interprètent l'augmentation de H_2O aux basses températures (<180K) comme la contribution de l'eau faiblement liée aux matériaux comme les sulfates, les perchlorates et les allophanes. La majeure partie de la vapeur d'eau est cependant relâchée à plus haute température (entre 180 et 450 K), indiquant plus probablement les molécules chemisorbées liées à plus haute énergie aux substrats. A très haute température (>500K), les groupements hydroxyl se libèrent des matériaux et peuvent se recombinaison en molécules d'eau, contribuant aux flux d' H_2O de la figure 5.20. Ces mesures estiment l'hydratation totale des échantillons de Rocknest entre 1.6 ± 0.9 et 2.4 ± 1.4 % en poids et indiquent qu'en majeure partie, cette hydratation n'est pas de l'eau adsorbée liée à faible énergie avec le substrat (Leshin et al., 2013).

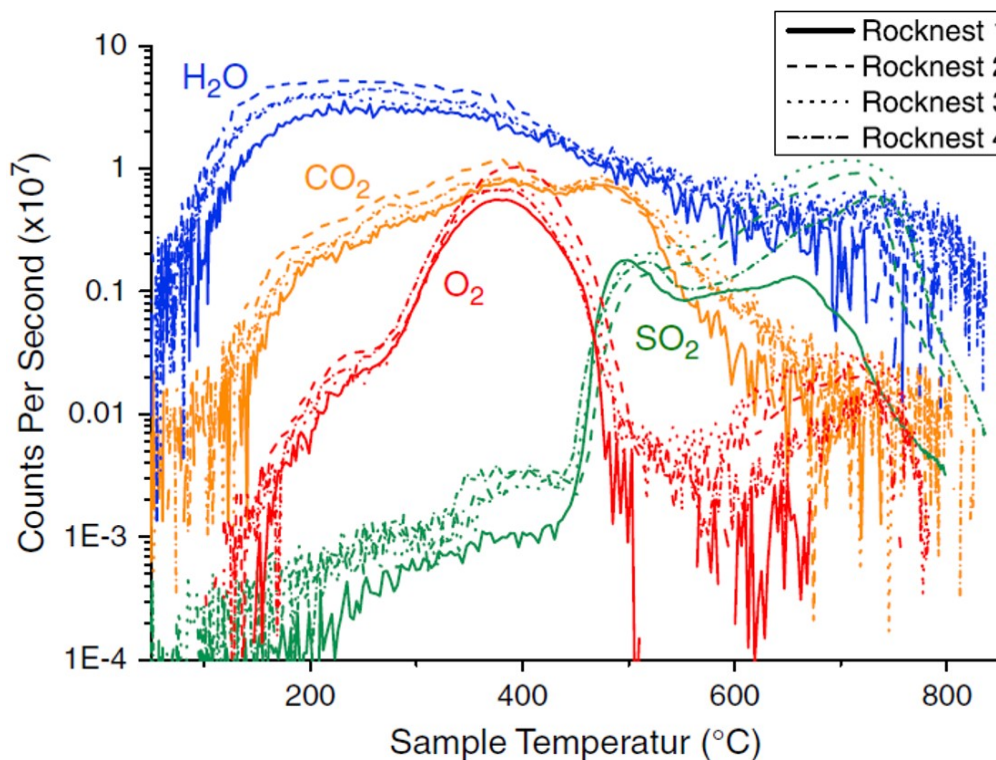


FIGURE 5.20 – Evolution des gaz relâchés par les échantillons à Rocknest en fonction de la température par SAM. Figure extraite de Archer et al. (2014).

A Rocknest, l'instrument CheMin (cristallographie par rayons X, voir section 2.2.2) n'a pas détecté de phase hydratée (Bish et al., 2013). Ceci implique que les composants hydratés sont soit dans la phase amorphe du régolite, non détectable par CheMin, soit sont répartis dans plusieurs phases cristallines en très faible abondance (sous le seuil de détection de CheMin, 1%). Aucun minéral hydraté n'est cependant nécessaire pour reproduire les figures de diffraction par rayon X des échantillons à Rocknest. A partir de comparaisons entre les mesures APXS et CheMin, Bish et al. (2013) estime que la phase amorphe représente ~25% de l'échantillon, ce qui porterait son hydratation à 5-9 % en poids si la totalité de l'hydratation mesurée par SAM y était concentrée.

L'instrument DAN, présenté dans la section 2.2.2, est une version embarquée de MONS et a ainsi pu mesurer l'abondance en hydrogène des premiers décimètres du régolite. Mitrofanov et al. (2014) présente les résultats de cette expérience pour les 360 premiers sols de la mission, relevant des abondance d'hydrogène équivalent-eau (WEH) entre 1.5 et 2.2 % pour les premiers ~15 cm puis entre 1.5 et 3.5 % pour le régolite plus profond (et cependant < 1 m). A Rocknest, Mitrofanov et al. (2014) indique une abondance de 2.2 % pour les matériaux récoltés quelques cm sous la surface, en accord avec les valeurs mesurées par SAM. Durant les 360 premiers sols de la mission, DAN n'a pas détecté d'important réservoir d'hydrogène enfoui.

Le LIBS de l'instrument ChemCam (présenté dans la section 2.2.2) mesure une émission liée à l'hydrogène présent dans les matériaux vaporisés (vers 656 nm). Cette ligne d'émission (nommée « signal H » par la suite) est analysée par Meslin et al. (2013) et se trouve être systématiquement plus forte dans la poussière martienne (sonnée par les premiers tirs de LIBS) que dans les matériaux compacts (les rochers). Des tirs successifs sur des cibles homogènes ne montrent pas de variation de l'hydratation avec la profondeur sondée et un résultat similaire est observé lors des grilles de tirs du LIBS dans les tranchées creusées par le robot (Meslin et al., 2013). L'hydratation ne varie ainsi pas dans le premier ~mm du régolite, et varie seulement avec la composition (le signal H est d'autant plus fort qu'il y a de poussière ou du composant amorphe hydraté caractérisé par SAM, CheMin et APXS). Plus le régolite est composé de matériaux fins, plus le signal H varie avec la profondeur selon les grains rencontrés par le laser. ChemCam n'a pas détecté de variations diurnes significatives du signal H (Meslin et al., 2013; Schröder et al., 2014), notamment entre l'aube et les heures de jour alors que RH varie de plus d'un ordre de grandeur (Harri et al., 2014). Ceci montre que l'essentiel de l'hydratation observée est non-échangeable avec l'atmosphère dans les conditions actuelles.

La quantification précise du signal H du LIBS de ChemCam en terme de pourcentage d'équivalent-eau reste encore un problème (ChemCam est le premier LIBS à quitter la Terre) car la compréhension de la physique du plasma et de la mesure de LIBS est encore imprécise et les biais induits pourraient même compromettre certaines comparaisons relatives du signal H. Des efforts ont été engagés (par exemple Rapin et al., 2014) pour résoudre ce problème.

Avec notre sélection des données d'OMEGA, nous avons 5 observations des plaines du nord du cratère Gale où était Curiosity, toutes réalisées avant l'arrêt de la voie C et le début de la mission MSL. Ces observations sont présentées dans le tableau 5.1 et donnent une hydratation moyenne de $4 \pm 1\%$ en poids. Deux cubes qui indiquent une forte hydratation (1577_3 et 6433_2) ont un critère de nuage de glace d'eau ($\text{H}_2\text{O}(3.5\mu\text{m})$) inférieur à 0.8, ce qui peut indiquer la présence de fins nuage lors de ces observations, augmentant

l'hydratation apparente de la surface. Les cubes 6676_4, 2363_4 et 5273_4 ne semblent pas avoir ce problème et leurs valeurs d'hydratation sont agencées selon les τ_{eff} comme on l'a vu précédemment (l'hydratation apparente diminue lorsque τ_{eff} augmente). L'observation du cube 5273_4, sans nuage et avec le plus faible τ_{eff} , fournit donc la plus fiable estimation de l'hydratation de la surface, 4.68 ± 0.26 % en poids (avec un 1σ due à l'incertitude sur la composition de 1.15 % en poids). Cette estimation est plus élevée que les mesures de SAM et DAN présentées précédemment. OMEGA ne mesure que la fraction supérieure de la surface (premiers $\sim 100\mu\text{m}$ au maximum), et pourrait donc être plus influencé par la couche de poussière ou de composé amorphe plus riche en hydrogène d'après ChemCam et CheMin que les mesures de SAM et de DAN qui sont des mesures d'ensemble de l'hydratation du régolite sur plusieurs cm et dm.

Cube	τ_{eff}	H ₂ O (3.5 μm)	Ls	hydratation (% massique)	Erreur relative à cause du bruit des données (% massique)
1577_3	2.15	0.78	190°	5.02	0.24
2363_4	2.30	0.83	324°	3.50	0.18
5273_4	1.80	0.83	29	4.68	0.26
6433_2	2.41	0.78	185°	4.06	0.20
6676_4	2.83	0.84	228°	2.87	0.13

TABLE 5.1 – Observations OMEGA des plaines du nord du cratère Gale à proximité du site d'atterrissage de Curiosity (pixel de $\sim 900\text{m} \times 900\text{m}$). Le cube 5273_4 fournit l'estimation la plus fiable de la teneur en H₂O du régolite supérieur.

Phoenix L'expérience TEGA à bord de la mission Phoenix a produit des mesures similaires à celles de SAM. La quantité de vapeur d'eau relâchée à basse température ($< 200^\circ\text{C}$) est très faible, ce qui indique l'absence de grandes quantités d'eau adsorbée, l'essentiel s'échappant à plus haute température. L'hydratation totale de l'échantillon est estimée à 2% en poids (Smith et al., 2009). A Phoenix (68°N), de la glace d'eau a pourtant été observée quelques cm sous la surface (Mellon et al., 2009a,b; Smith et al., 2009) et l'expérience TECP a mesuré un signal de forte conductivité électrique interprété par Stillman and Grimm (2011) comme étant causé par de grandes quantités d'eau adsorbée. De plus, Arvidson et al. (2009); Shaw et al. (2009) expliquent que les résistances mécanique et cohésive du régolite autour de Phoenix sont contrôlées par des grandes quantités d'eau adsorbée. Enfin, pour expliquer la distribution verticale des perchlorates (environ 1% en poids ont été détecté, Hecht et al., 2009), Cull et al. (2010) fait intervenir un mécanisme impliquant le transport de ces éléments au sein des films liquides nanométriques formés par l'eau adsorbée.

Les 11 observations OMEGA des plaines où Phoenix a effectué ces mesures donnent en moyenne une hydratation de 8.6% en poids ($1\sigma = 0.5\%$ en poids), bien plus élevée que pour le cratère Gale et que ce qui a été mesuré par Phoenix. On ne remarque pas de variation systématique avec la saison et l'heure locale. Il est possible que l'essentiel de l'hydratation à Phoenix soit concentré dans les premiers μm du régolite, comme proposé par (Poulet et al., 2010). Dans ce cas, l'augmentation de l'hydratation avec la

latitude serait limitée au premiers μm de la surface. On peut également envisager que la collecte et le tamisage des échantillons avant leur analyse par TEGA les aient déstabilisés et qu'une partie importante de l'eau adsorbée ait ainsi été perdue. Finalement, une incertitude persiste sur les masses d'échantillons effectivement analysés par TEGA et SAM, ce qui pourrait modifier d'un facteur 2 leurs estimations de l'hydratation.

5.4.2 Relation avec le cycle de l'eau

On l'a vu dans la section 5.1.3, les matériaux adsorbent d'autant plus d'eau que l'humidité relative (RH) est élevée (figure 5.4). Le cycle de l'eau, c'est à dire la distribution et l'évolution de P_{H_2O} , peut être simulé par les modèles climatiques globaux (GCM), comme celui de Forget et al. (1999). A chaque pas de temps, le modèle 1D de calcul des équilibres dynamiques (utilisé dans les chapitres 3 et 4 et présenté dans la section 3.1.1) va lire une carte globale de P_{H_2O} préalablement produite par le GCM. Le modèle 1D permet de calculer la température et donc la pression de vapeur saturante P_{sat} . On a ainsi accès à P_{H_2O}/P_{sat} , c'est-à-dire à RH. Nous avons utilisé le modèle pour calculer le RH sur une grille de $0.5 \times 0.5^\circ$ de latitude et de longitude, avec une résolution temporelle de 1 H. Les valeurs d'albédo et d'inertie thermique utilisées sont celles publiées par Putzig and Mellon (2007a). Nous avons associé à chaque pixel OMEGA la valeur de RH la plus proche en distance et en temps. Le résultat est montré sur la figure 5.21.

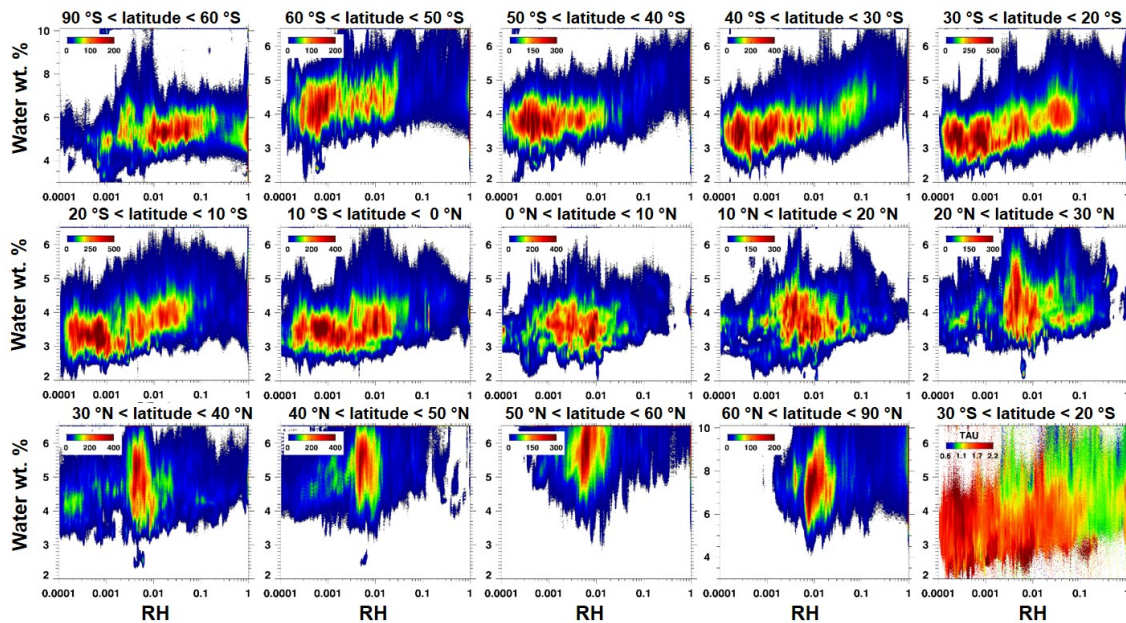


FIGURE 5.21 – Histogrammes bi-dimensionnels des valeurs d'hydratation mesurées par OMEGA en fonction de l'humidité relative simulée. Chaque graphique comporte les données d'une bande de 10° de latitude (30° pour les hautes latitudes pour laquelle l'échelle de l'axe des ordonnées est différente). Le graphique entre 30°S et 20°S de latitude (en haut à droite) est reproduit en bas à droite avec τ_{eff} en couleur, et l'on voit que les grandes valeurs d'hydratation qui correspondent aux fortes valeurs de RH proviennent des données les moins perturbées par les aérosols atmosphériques.

Certaines bandes de latitude semblent montrer une augmentation de l'hydratation avec

RH (entre 50°S et 10°S) mais ces variations apparentes pourraient être un biais observationnel car les observations donnant les plus fortes hydratation sont celles qui sont le moins perturbées par les aérosols, et correspondent aux forts RH. Etant donné ce biais observationnel et l'impact important qu'il a (cf figures 5.9 et 5.18), il est difficile de conclure quant à la nature adsorbée ou non de l'hydratation vue par OMEGA. De plus, l'hémisphère nord ne montre pas de variation apparente similaire malgré des RH proches. RH varie de plus de 3 ordres de grandeurs sans qu'il y ait de corrélation évidente avec l'hydratation de la surface. Nous avons lissé les simulations de RH sur 1, 3 et 6 mois et leur correspondance avec les données OMEGA ne révèle alors pas de différence.

Les hautes latitudes (>60°) sont observées par OMEGA durant leur été respectif et les pixels considérés sont libres de toute glace. Durant cette saison, les variations de RH avec la latitude se semblent pas suffisantes pour expliquer l'augmentation de l'hydratation avec la latitude. OMEGA a observé des terrains aux basses et hautes latitudes de Mars dans des conditions de RH similaires alors que leurs niveau d'hydratation sont très différents. Un autre phénomène que l'adsorption semble ainsi être responsable de l'hydratation observée par OMEGA.

Notre simulation de RH peut cependant être biaisée. On a vu que P_{H_2O} provenait d'un GCM (d'il y a 5 ans) plus complexe que notre modèle dont le rôle est de simuler P_{sat} . Des récents développements dans la paramétrisation des nuages (microphysique et effet radiatif) ne sont pas pris en compte dans notre calcul de P_{H_2O} et de P_{sat} , ce qui pourrait en modifier les résultats (Navarro et al., 2014). Les comparaisons avec les nouvelles simulations montrent notamment qu'aux régions équatoriales, le P_{H_2O} de nos simulations est artificiellement trop élevé aux endroits où il est important car les nuages ne sont pas modélisés. De plus, la distribution verticale de la vapeur d'eau dans l'atmosphère pourrait bien être différente de celle utilisée dans nos simulations (qui considèrent un mélange parfait) (Tamppari et al., 2010). La carte globale des moyennes annuelles de nos simulations de RH (notée \bar{RH}) est montrée sur la figure 5.22a et la moyenne annuelle de P_{H_2O} issue du GCM bénéficiant des travaux présentés dans Navarro et al. (2014) est montrée en figure 5.22b. Une $\bar{RH} = 1$ signifie que la saturation de la vapeur d'eau atmosphérique est atteinte toute l'année. On voit que P_{H_2O} augmente principalement avec l'altitude et que les hautes latitudes de l'hémisphère sud ont ainsi une P_{H_2O} moyenne beaucoup plus faible que celles de l'hémisphère nord. En raison des très faibles températures au pôle sud, cette région atteint toutefois des valeurs de RH similaires à celles de la région du pôle nord.

Les deux paramètres présentés sur la figure 5.22 retracent ensemble les dépôts de glace ou de neige d'eau à la surface de Mars. Le givre se dépose lorsque RH=1 mais seulement lorsqu'il y a assez de vapeur d'eau. Par exemple, un anneau de glace d'eau autour des hautes latitudes durant l'hiver est systématiquement observé pour l'hémisphère nord, mais il n'est que partiel et parfois absent dans le cas de l'hémisphère sud (Kieffer et al., 2000; Appéré et al., 2011; Titus and Cushing, 2014) malgré des RH similaires. L'hydratation des hautes latitudes est corrélée aux endroits où se dépose le givre chaque année, ce qui explique l'asymétrie de l'hydratation entre les deux hémisphères. Une telle corrélation, si elle n'est pas fortuite, pourrait indiquer que la présence saisonnière de givre d'eau à la surface a un impact à long terme sur les matériaux de la surface : le régolite serait altéré par la proximité immédiate de givre et de films nanométriques d'eau liquide. Une telle action, déjà été évoquée dans la littérature (« palagonitisation » que l'on a vu dans la section 2.2.1 et par exemple dans Chevrier and Mathé, 2007), est appuyée par notre

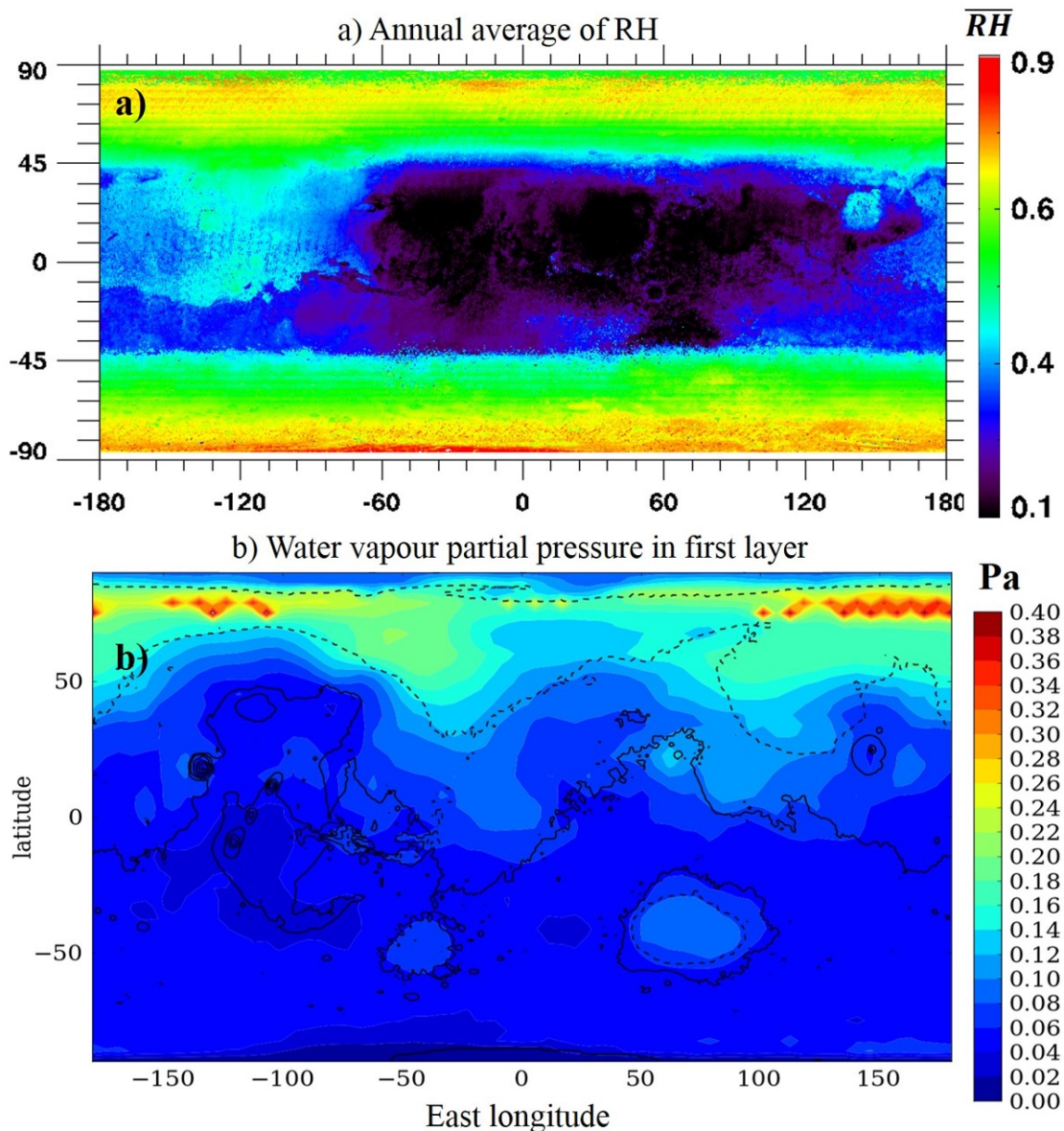


FIGURE 5.22 – Cartes globales de : a) la moyenne annuelle de l’humidité relative (P_{H_2O} calculée par le « vieux » GCM et P_{sat} par le modèle 1D, voir texte); b) la moyenne annuelle de P_{H_2O} dans la première couche de l’atmosphère (calculée par le « nouveau » GCM prenant en compte les nuages), figure fournie par Alizée Pottier et François Forget.

analyse. Une description générale de ce mécanisme, encore à préciser, est donnée dans la section suivante. On a vu qu’aux hautes latitudes, l’hydratation est plus forte lorsqu’il y a de la poussière fine à la surface (figure 5.14b). Un régolite riche en poussière a plus de surface de contact avec les molécules d’eau, et pourrait donc être plus hydraté qu’un régolite plus grossier en raison d’une plus grande surface d’altération à long terme par les molécules d’eau.

Alternativement, l’asymétrie d’hydratation entre les deux hémisphères peut avoir deux autres explications qui sont discutées ci-après :

1. Les simulations de RH ne reproduisent pas correctement les vraies conditions à la

surface de Mars

2. Le régolite des hautes latitudes de l'hémisphère sud n'a pas la même composition ou les mêmes propriétés physiques que celui de l'hémisphère nord.

Concernant le premier point, nous avons déjà mentionné que le cycle de l'eau (l'évolution P_{H_2O}) utilisé pour calculer globalement RH à partir du modèle à une dimension reproduisait mal certains aspects du cycle de l'eau. Navarro et al. (2014) signale par ailleurs que les simulations du cycle de l'eau que l'on a utilisé pour calculer RH ne reproduisent pas parfaitement les observations de TES (Smith, 2004) et d'OMEGA (Maltagliati et al., 2011), même lorsque l'effet des nuages est pris en compte. Les différences sont les plus importantes aux tropiques après l'été de l'hémisphère nord ($L_s > 180^\circ$). La répartition verticale de la vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère est aussi probablement mal modélisée (on peut voir par exemple les observations de Tamppari et al., 2010 et Maltagliati et al., 2013), ce qui pourrait modifier significativement les prédictions de RH à la surface. Toutefois, au premier ordre, les simulations des modèles utilisés ici reproduisent assez fidèlement le cycle de l'eau (Montmessin et al., 2004). Par exemple, la RH prédite au cratère Gale est proche des mesures de REMS récemment publiées (Harri et al., 2014). La simulation de P_{H_2O} présentée sur la figure 5.22 provient elle d'un modèle 3D plus récent et qui simule la formation, l'évolution et l'impact des nuages (microphysique et effet radiatif, Navarro et al., 2014), et reproduit mieux les observations du cycle de l'eau (notamment celles de SPICAM, Guslyakova et al., 2014). La simulation de P_{H_2O} présentée sur la figure 5.22 provient elle d'un modèle 3D plus récent et qui simule la formation, l'évolution et l'impact des nuages (microphysique et effet radiatif, Navarro et al., 2014), et reproduit mieux les observations du cycle de l'eau (notamment celles de SPICAM, Guslyakova et al., 2014). Il est nécessaire d'effectuer des comparaisons des valeurs d'hydratation d'OMEGA avec des simulations de RH directement issues de ce modèle plus récent.

Concernant le point 2, bien que les hautes latitudes de l'hémisphère sud soient les plus difficiles à étudier depuis l'orbite à cause de la glace carbonique persistante et de nombreuses tempêtes de poussière, les signatures spectrales (donc la composition) de la surface ne montrent pas de différence fondamentale avec le reste de la planète. Les spectres sont assez similaires à ceux de l'hémisphère nord (Bandfield, 2002; Poulet et al., 2008b). La différence principale entre les deux hémisphères est que les hautes latitudes de l'hémisphère sud ont un couvert de poussière moins important que celles du nord (Ody et al., 2012). Cependant, cette différence n'explique pas quantitativement la différence d'hydratation entre les deux hémisphères : des terrains situés au nord avec un couvert de poussière équivalent à celui des hautes latitudes de l'hémisphère sud sont toujours plus hydratés. Certaines variations d'hydratation à une longitude donnée sont bien corrélées à des différences du couvert de poussière (cf figure 5.14b), mais l'asymétrie hémisphérique de l'hydratation est causée par un processus indépendant du couvert de poussière.

5.4.3 Nature, origine et stabilité de l'hydratation du régolite

Aux basses latitudes, on n'observe avec OMEGA aucune variation significative de l'hydratation en fonction de la taille des grains, de l'humidité relative ou de P_{H_2O} . On a vu dans la section 5.1.1 que la quantité d'eau adsorbée par un matériau dépend de ces paramètres (équation 5.1). Il est donc peu probable que l'essentiel de l'hydratation vue

par OMEGA aux basses latitudes soit causée par de l'eau adsorbée liée à faible énergie au matériaux de la surface. Cette conclusion est renforcée par les expériences récentes de Curiosity, notamment par le LIBS de ChemCam qui n'observe aucune variation du signal H entre l'aube (où la RH atteint ~40% dans Gale, Harri et al., 2014) et les heures de journée (Meslin et al., 2013; Schröder et al., 2014). Cette hydratation apparaît stable tout au long de l'année martienne car ses potentielles variations sont cachées par les variations des conditions d'observation (τ_{eff}) qui affectent les mesures d'OMEGA (l'hydratation apparente varie en moyenne de ~1.2% en poids selon le τ_{eff} , figure 5.18).

Les mesures in-situ des instruments TEGA et SAM à bord de Phoenix et Curiosity indiquent des niveaux d'hydratation plus faibles que ceux inférés à partir des données OMEGA et de la relation $water\ wt.\ \% = 4.17 \times ESPAT_{2.9\mu m}$ (respectivement 1.5-3 % et ~2 % contre 4-5 % et 8-11 % en poids). Les échantillons analysés par SAM et TEGA ont préalablement été récoltés à la surface et tamisés (< 150 μm). Il est possible que ce protocole ait déstabilisé les échantillons (notamment les pores), enlevant les molécules d'eau faiblement liées au substrat. La différence entre OMEGA et les mesures TEGA de Phoenix reste très importante mais en prenant en compte les incertitudes relatives au poids des échantillons analysés, les mesures d'OMEGA et de SAM ne sont pas forcément en désaccord, de telle manière qu'aux basses latitudes, l'hydratation vue par OMEGA pourrait être représentative de celle des premiers cm du régolite observés par SAM. La non-observation d'une variation significative du signal H avec la profondeur par le LIBS de ChemCam (Meslin et al., 2013) renforce cette conclusion.

Les résultats de SAM (figure 5.20) ont permis une mesure en température de l'énergie des liens d'hydratation, révélant que très peu d'eau est libérée à des températures caractéristiques de l'adsorption. L'essentiel de l'hydratation est donc constituée de molécules d'eau chemisorbées, retenues à plus forte énergie par leur liens ou la structure 3D du matériau poreux, et de l'eau de structure (groupement hydroxyls et molécules d'eau). Il est probable que la bande à 3 μm observée dans tous les spectres (sans glaces) de la surface de Mars est causée par à la fois les molécules d'eau H_2O et les groupements hydroxyls OH^- . L'analyse des proportions relatives de ces deux composants est rendue très compliquée par le CO_2 atmosphérique qui transmet peu de rayonnement dans la région des vibrations fondamentales des groupements $-O-H$ (~2.65-2.85 μm), qui comprend également certaines vibrations des molécules d'eau.

Certains minéraux qui comprennent peu d'eau dans leur structure minéralogique (comme les chlorides) montrent une hydratation apparente plus faible (figure 5.15) et les grands dépôts de minéraux hydratés comme les phyllosilicates et les sulfates montrent eux une hydratation plus importante que leurs terrains environnants (figure 5.9). Ces deux exemples montrent l'importance de l'eau de structure dans les minéraux et représentent des exceptions au bruit de fond de l'hydratation (~3-5% en poids) des basses latitudes. On peut ainsi imaginer que le reste du régolite martien, non caractérisé par des minéralogies particulières, est constitué de matériaux de composition assez homogène puisqu'hydratés dans les mêmes proportions. Les mesures de composition chimique du régolite réalisés par les instruments APXS à bord de plusieurs missions in situ (très espacées géographiquement, cf figure 2.16) sont en effet globalement très proches (bien qu'il y ait d'importantes exceptions locales), ce qui accrédite cette hypothèse (Yen et al., 2014). A cet égard, les faibles variations moyennes de l'hydratation en fonction de l'albédo (< 0.5 % en poids, figure 5.14a) pourraient être expliquées par des différences de composition entre les grands en-

sembles d'albédo.

L'hydratation augmente fortement avec la latitude avec une asymétrie entre les deux hémisphères. On atteint ~13 % (en poids) d'hydratation au nord contre seulement ~8% (en poids) au sud. Le fait que cette hydratation ne varie en apparence pas pendant plus de 100° de Ls (figure 5.17) malgré la température qui augmente (et RH qui diminue entre la fin du printemps et la fin de l'été) semble indiquer que cette hydratation n'est pas non plus causée par de l'eau adsorbée. L'hydratation des hautes latitudes semble stable au regard des cycles diurnes et saisonniers des conditions atmosphériques. A contrario, il est possible que cette hydratation soit de l'eau adsorbée avec des cinétiques impliquées très lentes, bien plus que ce qu'on pourrait attendre des oxyhydroxydes abondants dans la poussière martienne (Beck et al., 2010). Les mesures de Phoenix sont à cet égard contradictoires, car la sonde TECP et le bras mécanique ont révélé plusieurs indices de la présence de grandes quantités d'eau adsorbée à 68°N de latitude, sans que TEGA ne mesure un contenu en eau des premiers cm du régolite différent de mesuré par SAM à l'équateur (Smith et al., 2009; Arvidson et al., 2009; Stillman and Grimm, 2011). Il est possible que la collecte mécanique et le tamisage des échantillons analysés par TEGA aient effectivement déstabilisé et libéré l'eau adsorbée qui était liée à faible énergie aux matériaux.

Aux hautes latitudes, l'hydratation est positivement corrélée à l'abondance de poussière à la surface (figure 5.14b). Plus il y a de poussière, plus la surface spécifique (S_m dans l'équation 5.1) augmente, et plus on s'attend donc à avoir de l'eau adsorbée dans des conditions constantes. CheMin et ChemCam nous indiquent que la poussière (le « composé amorphe ») est structurellement plus hydratée que le reste cristallin du régolite. Cependant, les différences entre les deux hémisphères ne peuvent pas être quantitativement expliquées seulement avec l'abondance de poussière, leurs couvertures étant plus proches que leurs niveaux d'hydratation. Les humidités relatives aux hautes latitudes sont similaires entre les deux hémisphères durant leur printemps et été respectif (figure 5.21), alors que les niveaux d'hydratation sont différents, ce qui ne devrait pas être le cas pour de l'adsorption sur des matériaux de composition semblables. La principale différence entre les conditions atmosphériques des deux hémisphères est la présence de la principale source de l'atmosphère en vapeur d'eau au nord (la calotte polaire) et la plus basse altitude des terrains au nord. Ensemble, ces deux propriétés font que P_{H_2O} est plus importante dans l'hémisphère nord (figure 5.22b), ce qui produit une importante asymétrie hémisphérique des dépôts saisonniers de givre d'eau à la surface de Mars. La distribution de l'hydratation aux hautes latitudes corrèle ainsi bien les dépôts annuels de givre à la surface, ce qui pourrait indiquer une action à long terme du givre sur les matériaux du régolite. La présence régulière de givre au contact pourrait altérer le régolite, soit en hydratant de manière plus stable les matériaux existants (avec en bout de chaîne, leur saturation en eau et hydroxyls), comme pour les sulfates et perchlorates, ou convertir des minéraux existants en nouveaux composés très hydratés, comme proposé par Chevrier and Mathé (2007); Kite et al. (2013a) selon le processus de palagonitisation (et de formation d'autres produits d'altération aqueuse) évoqué depuis les missions Viking. Les régions très poussiéreuses des hautes latitudes seraient alors plus hydratées en raison d'une plus grande surface de contact par unité de volume avec les molécules d'eau. Aux basses latitudes, l'hydratation ne varie pas avec l'abondance de la poussière, ce qui exclut une dépendance globale de l'hydratation à la surface par unité de volume. La dépendance de l'hydratation à la surface

de contact est modulée, voire déclenchée, par le processus qui fait augmenter l'hydratation avec la latitude indépendamment de la surface de contact, processus qui semble être l'altération de la surface par le givre saisonnier.

Lorsque l'obliquité de la planète varie (cf section ??), les zones où se dépose durant les saisons froides le givre d'eau d'eau peuvent atteindre les basses latitudes. Cependant, la distribution de l'hydratation est aujourd'hui stable avec le cycle de l'eau présente : il n'y a pas de hauts niveaux d'hydratation aux basses latitudes. Cela semble indiquer que l'hydratation actuelle des basses latitudes pourrait n'être que le résidu d'une forte hydratation passée qui était semblable à celle qu'on observe aujourd'hui aux hautes latitudes sous l'action du givre. Avec l'évolution de l'obliquité jusqu'aux conditions actuelles, les basses latitudes n'auraient gardé que leur hydratation liée à haute énergie, expliquant à la fois le caractère homogène de l'hydratation des basses latitudes (bruit de fond de 3-5 % en poids) et son caractère non-échangeable avec l'atmosphère (pas de variations saisonnières et hautes températures de désorption). La cinétique de l'hydratation du régolite martien semble donc au moins pluri-annuelle et inférieure au temps nécessaire à d'importants changements d'obliquité (quelques Ma). Ceci met en avant le rôle du régolite martien comme un réservoir d'eau, à la fois stable sur des temps géologiques (le bruit de fond de l'hydratation) et transitoire devant les variations d'obliquité (les zones de forte hydratation aujourd'hui aux hautes latitudes).

5.5 Conclusion

L'étude de l'hydratation de la surface de Mars présentée dans ce chapitre représente à ce jour l'étude la plus complète de la bande à 3 μm depuis l'orbite. Comparativement aux études précédentes de [Jouglet et al. \(2007\)](#) et [Milliken et al. \(2007\)](#), le jeu de données étudié ici, 6130 cubes de donnée couvrant 4 années martiennes, est bien plus vaste spatialement et temporellement. Des nouveaux processus de filtrage des données, notamment des nuages de glace d'eau, ont été appliqués et ont permis de s'affranchir de plusieurs biais présents dans les études précédentes.

Les facteurs reliant la bande à 3 μm et les différentes formes d'hydratation ont été présentés, permettant une estimation quantitative de l'hydratation à partir de la bande à 3 μm basée sur de nombreuses mesures en laboratoire d'analogues des phases hydratées martiennes. Le résultat reste très dépendant des hypothèses faites, notamment sur la taille des grains du régolite. En conséquence, les estimations de l'hydratation des régolites cimentés ou constitué de grosses particules peuvent être largement surestimée dans la présente étude.

Nous avons construit une carte globale de l'hydratation de la surface de Mars à une résolution de 32 pixels par degrés et discuté à la fois la distribution de l'hydratation et ses variations apparentes. Nous avons ainsi pu établir que nos estimations de l'hydratation apparente de la surface de Mars :

- Varient au premier ordre avec la latitude avec une asymétrie hémisphérique. Les basses latitudes ($< 30^\circ$) ont un niveau d'hydratation assez homogène, entre 3 et 5 % d'eau en poids. Cette hydratation augmente jusqu'à ~ 13 % aux hautes latitudes de l'hémisphère nord et ~ 8 % pour les hautes latitudes de l'hémisphère sud.
- Varient en fonction de la composition minéralogique de la surface, révélant l'importance de l'eau structurale dans certains minéraux.

- Dépendent des conditions atmosphériques lors de la mesure, notamment de la présence de nuages de glace d'eau et de la quantité d'aérosols, ce qui complique l'analyse de l'hydratation physique de la surface et de ses variations.

Les basses latitudes ont une hydratation qui varie très peu selon la longitude, produisant un « bruit de fond » de 3 à 5 % d'eau en poids, indépendamment de la quantité de poussière, de l'altitude et de l'inertie thermique de la surface. Cette caractéristique laisse penser que les propriétés de rétention d'eau du régolite sont homogènes globalement. Notre estimation n'est pas forcément en désaccord avec la valeur de 1.5-3 % mesurée par SAM à bord de Curiosity proche de l'équateur si l'on tient compte des potentielles incertitudes sur les mesures de SAM et sur nos estimations. Cette différence pourrait toutefois signifier que la relation que nous avons choisi liant bande à 3 μm et valeur d'hydratation surestime un peu l'hydratation de la surface. Ceci indiquerait que les particules du régolite dominant la signature spectrale dans la bande à 3 μm ont une taille caractéristique supérieure à 45 μm . Une autre possibilité est que la mesure d'OMEGA est plus influencée par la poussière et le composé amorphe relevé par CheMin qui est caractérisé par un plus fort signal H dans les mesures de ChemCam.

Les zones où une minéralogie particulière a été identifiée sont des exceptions au bruit de fond de l'hydratation : les grands dépôts de minéraux hydratés (phyllosilicates, sulfates) ont une hydratation plus de deux fois plus importante que les terrains environnants et les dépôts de chlorides, minéraux anhydres, apparaissent eux moins hydratés que les terrains environnants.

Nous n'observons aucune variation diurne ou saisonnière de l'hydratation apparente attribuable à des changements physiques de l'hydratation de la surface. Les variations saisonnières que l'on observe sont en effet très probablement causées par des variations de l'opacité optique de l'atmosphère qui interagit avec le rayonnement mesuré par OMEGA. Les aérosols causent une variation moyenne de l'hydratation apparente de la surface d'environ 1.2 % d'eau en poids. Les variations physiques de l'hydratation, s'il y en a, sont vraisemblablement d'une amplitude inférieure à cette valeur.

Les valeurs d'hydratation calculées à partir des données OMEGA ont été comparées à des simulations du cycle de l'eau (l'humidité relative et la pression partielle de vapeur d'eau). Malgré le fait que l'humidité relative varie de plus de 3 magnitudes aux moments des diverses observations d'OMEGA, l'hydratation de la surface reste relativement stable (aux incertitudes atmosphériques près). De même, les hautes latitudes des deux hémisphères ont des conditions d'humidité relatives proches qui n'expliquent pas leur différence, non ambiguë, d'hydratation. Ces résultats impliquent que la majeure partie des molécules d'eau et des groupements hydroxyls qui causent la bande à 3 μm n'est pas échangeable avec les autres réservoirs d'eau dans les conditions climatiques actuelles. L'essentiel des molécules d'eau est ainsi fortement lié aux minéraux et composés amorphes du régolite martien et est potentiellement mobile uniquement sur des temps caractéristiques plus longs que ceux explorés ici (diurnes, saisonniers et annuels). Ces résultats sont en bon accord avec les mesures récentes du LIBS de ChemCam, qui n'observe aucune variation diurne du signal H (Meslin et al., 2013; Schröder et al., 2014).

La relation de l'hydratation de la surface mesurée par OMEGA avec les détections de réservoirs d'eau souterrains par les instruments MONS et MARSIS a été abordée, sans qu'un lien évident puisse en être extrait. Certains extremas de l'hydratation d'OMEGA et du WEH de MONS coïncident mais l'accord est globalement mauvais, principalement

car MONS détecte des abondances d'eau enterrée dans des proportions similaires pour les deux hémisphères. Aucune variation pluri-annuelle de l'hydratation de la surface n'a été remarquée non plus, comme cela pourrait être le cas dans le cas d'une alimentation ou d'une décharge d'un réservoir d'eau sous-terrain.

A la différence des régions équatoriales, l'hydratation des hautes latitudes augmente lorsque des dépôts de fine poussière sont présents à la surface. Le processus de séquestration et d'accumulation de l'eau dans le régolite n'est ainsi principalement pas l'adsorption, mais augmente également avec la surface de spécifique du régolite. La distribution de l'hydratation aux hautes latitudes coïncide avec les régions où se dépose du givre d'eau chaque année. Le processus d'hydratation du régolite est ainsi probablement lié aux dépôts saisonniers de givre à la surface qui sont eux aussi caractérisés par une forte asymétrie hémisphérique. Ce processus d'altération et d'implémentation d'eau dans le régolite est d'autant plus efficace que la surface de contact entre le régolite et les molécules d'eau est importante.

Ces résultats suggèrent que l'hydratation de la surface de Mars vue par la bande à 3 μm est stable dans les conditions climatiques actuelles et que le processus implémentant de l'eau dans le régolite est actif de nos jours aux hautes latitudes de Mars, là où du givre se dépose chaque année. L'hydratation des basses latitudes pourrait ainsi être le résidu de périodes de plus grande obliquité durant lesquelles le givre précipitait jusqu'à l'équateur.

Conclusion générale et perspectives

A l'heure du bilan du travail réalisé pendant cette thèse, la question est inévitable : quelles ont été les découvertes et avancées scientifiques ? Le but de cette thèse était d'étudier et les propriétés thermo-physique et l'hydratation actuels du régolite à la surface de Mars pour comprendre les processus les ayant affecté et continuant à les affecter de nos jours.

Les propriétés thermo-physiques du régolite martien étaient jusqu'à présent essentiellement caractérisées de manière globale à partir d'instruments opérant dans l'IR thermique depuis des orbites héliosynchrones, observant la surface à des heures locales constantes. Avant cette thèse, les hétérogénéités du régolite martien étaient ainsi surtout vues à travers les variations saisonnières de l'inertie thermique apparente, car seulement deux heures locales étaient disponibles pour caractériser le comportement diurne. Aucune inversion systématique de mesures in-situ pour contraindre les propriétés thermo-physiques du régolite n'avait été effectuée car aucun jeu de données comparable à celui collecté par l'instrument REMS au cours de cette thèse n'existait. Les propriétés thermo-physiques du régolite n'avaient été déduites de mesures in situ de température que très localement, révélant l'influence d'hétérogénéités de plus petites échelles spatiales que celles alors détectées depuis l'orbite.

L'hydratation du régolite responsable de la bande à $3 \mu\text{m}$ n'était contrainte que par des études reposant sur un jeu de données OMEGA réduit. Ces études avaient montré que les dépôts de minéraux hydratés présentaient des absorptions plus fortes que leurs environs et notaient que l'hydratation des hautes latitudes diminuait entre le printemps et l'été. L'hydratation responsable de la bande à $3 \mu\text{m}$ était ainsi considérée comme étant de l'eau adsorbée et/ou des films d'eau à la surface des grains du régolite. L'essentiel des mesures en laboratoire de suivi spectroscopique de l'hydratation d'analogues du régolite martien qui ont été utilisées au chapitre 5 existait déjà, mais était resté sans application globale pour le suivi de l'hydratation du régolite martien.

Avant toute analyse scientifique des données, le premier volet de ma thèse a consisté à valider la méthode empirique de correction de la fonction instrumentale de transfert de la voie L d'OMEGA. Cela a permis d'évaluer la stabilité de la calibration des données OMEGA durant les 4.5 années martiennes étudiées ici. Une phase de test du modèle de calcul des équilibres dynamiques et de la méthode d'inversion des propriétés thermo-physiques a été implémentée et validée. Le modèle utilisé nécessite une base de données de paramètres environnementaux (albédo, opacité optique, etc..) dont l'influence sur les modélisations a été précisée. Enfin, des efforts ont été faits pour prendre en compte les dernières mises à jour de ces paramètres élaborés alors que ma thèse était en cours.

Les propriétés thermo-physiques de la surface de Mars issues de mon travail sur les données OMEGA sont au premier ordre en bon accord avec les résultats d'études précédentes à partir des données IRTM, TES et THEMIS et confirment le rôle important de la poussière mobile dans la structure thermo-physique du régolite de Mars. Dans le cratère Gale où les propriétés spectroscopiques sont dominées par la poussière, les données REMS ne détectent pas son influence, indiquant que la couche de poussière est parfois localement trop fine à la surface pour avoir une influence sur l'inertie thermique, bien qu'elle contrôle toujours l'albédo et donc l'énergie reçue par le régolite.

Certaines hétérogénéités thermo-physiques du régolite ont pu être directement mises en évidence pour la première fois grâce à leur signature diurne et saisonnière. Les températures de surface d'OMEGA apportent ainsi un regard inédit sur les hétérogénéités du régolite martien. Nous avons pu montrer que des valeurs différentes d'inertie thermique obtenues avec la méthode traditionnelle ne signifient pas forcément que des matériaux différents composent le régolite mais peuvent être la conséquence de ses hétérogénéités, notamment en matière de rugosité de surface ou de stratification verticale. A ce titre, les variations d'inertie thermique qui corrént bien aux frontières des unités géologiques montrent que les propriétés thermo-physiques peuvent être le produit d'une histoire géologique.

L'étude des mesures de température de surface de REMS à bord de Curiosity nous a appris que le comportement non-idéal avait, au premier ordre, une signature très régulière pour les différentes zones étudiées par Curiosity. Ce comportement non-idéal est corrélé aux variations diurnes et saisonnières de température. Sans que le phénomène responsable soit définitivement identifié, la dépendance des propriétés thermo-physiques à la température, non prise en compte dans nos simulations, est un candidat crédible. Cette dépendance à la température des propriétés thermo-physique n'a cependant pas été identifiée comme un contribuant majeur aux mesures de températures depuis l'orbite avec OMEGA dont les interprétations d'hétérogénéités semblent fiables au regard de la morphologie et de géologie de la surface. La différence d'échelle spatiale entre les mesures OMEGA et REMS pourrait expliquer cette différence si les hétérogénéités observées avec OMEGA sont dues à des mélanges spatiaux à plus grande échelle que les mesures de REMS (~100m²). Pour aller plus loin, il conviendrait d'intégrer les relations de dépendance à la température des propriétés thermo-physiques à notre outil de simulation des températures. Les cartes d'inertie thermique présentées dans cette thèse sont aujourd'hui disponibles pour l'ensemble de la communauté scientifique. Une étude globale systématique des propriétés thermo-physique et des hétérogénéités à l'échelle kilométrique à partir de toutes les données OMEGA est envisagée car elle permettrait de mettre à disposition de la communauté une cartographie globale à une résolution spatiale utile pour appuyer d'autres études (notamment pour interpréter les contextes locaux des détections minéralogiques), et d'établir un catalogue des hétérogénéités du régolite martien plus robuste et exhaustif que celui présenté dans cette thèse (d'une résolution de ~15 km).

Notre étude de l'hydratation du régolite martien à partir de la bande à 3 μm des données OMEGA a permis de construire et de fournir à la communauté la première carte globale (remplie à plus de 70% à l'échelle de 1.5 km par pixel) de ce paramètre et permet ainsi une estimation du réservoir d'eau du régolite martien. Par rapport aux études précédentes, l'impact de plusieurs biais observationnels qui affectent significativement le

signal à 3 μm a pu être réduit (les nuages de glace d'eau) ou contraint (les aérosols). Les différents biais méthodologiques ont pu être évalués grâce aux nombreuses expériences en laboratoire d'hydratation d'analogues du régolite martien. La mobilité de cette eau d'hydratation a pu être contrainte par la couverture spatio-temporelle des données et par des modélisations du cycle de l'eau et des conditions thermodynamiques de l'atmosphère.

La distribution présente de l'hydratation de la surface de Mars peut, au même titre que l'inertie thermique, servir de support aux détections minéralogiques sur la base des contrastes d'hydratation des différents minéraux. De même, cette carte de l'hydratation de la fraction supérieure du régolite pourrait être utile pour mieux contraindre le modèle bi-couche utilisé dans la modélisation des données MONS. Basé sur notre estimation, les basses latitudes de Mars sont hydratées entre 3 et 5 % en poids, pourcentage qui peut varier beaucoup si des phases hydratées ou anhydres sont présentes mais qui ne dépend ni du couvert de poussière, ni de l'altitude, ni de l'inertie thermique et qui ne varie pas avec la saison ou avec l'humidité relative de l'atmosphère. Ces résultats indiquent que l'eau de l'hydratation des basses latitudes est liée à haute énergie aux matériaux du régolite (hydratation de structure, eau chemisorbée et eau piégée mais pas adsorbée) et n'est pas mobile dans les conditions actuelles, en bon accord avec les récentes mesures des instruments ChemCam et SAM à bord de Curiosity.

L'hydratation de la surface de Mars augmente au premier ordre à partir de $\sim 40^\circ$ de latitude avec une asymétrie hémisphérique non-ambiguë, les hautes latitudes de l'hémisphère sud étant moins hydratées que celles de l'hémisphère nord, sans relation avec la distribution de l'hydrogène intégrée sur le premier mètre du régolite. Aux hautes latitudes, l'hydratation est également plus forte aux endroits où la poussière est abondante, révélant que le processus d'implémentation de l'eau dans le régolite est indépendant mais augmenté par la présence de poussière (qui a une surface spécifique importante). L'hydratation des hautes latitudes semble également être non-mobile sur des échelles de temps allant de la journée à l'année, aucune variation diurne ou saisonnière n'étant repérée sur plus d'une saison et entre les 4 années des données OMEGA. Là encore, ces résultats nous indiquent que l'eau d'hydratation est liée à haute énergie aux matériaux du régolite (groupements hydroxyl, eau de structure, eau piégée).

Des simulations du cycle de l'eau nous indiquent que la distribution de l'hydratation des hautes latitudes coïncident avec les régions où se dépose du givre chaque année. Plus hautes topographiquement de plusieurs km que celles de l'hémisphère nord, les hautes latitudes de l'hémisphère sud sont en effet beaucoup moins fréquemment couvertes de givre. Ces éléments nous conduisent à favoriser un mécanisme d'implémentation de l'eau dans le régolite par le contact entre le régolite et le givre saisonnier. Ce contact régulier pourrait altérer chimiquement et physiquement le régolite qui s'en retrouverait alors d'autant plus hydraté que sa surface de contact avec le givre est grande (et donc que la taille de ses particules est petite, expliquant la relation entre l'hydratation et l'abondance de la poussière aux hautes latitudes). Le processus d'implémentation de l'eau dans le régolite est ainsi aujourd'hui encore actif sur Mars et l'hydratation des basses latitudes (3-5% en poids) pourrait bien être le résidu stable d'hydratation passées plus importantes mises en place à une période de plus forte obliquité et/ou une redistribution globale des poussières hydratées. Nous interprétons donc l'hydratation du régolite martien comme l'association d'une composante stable (l'hydratation des basses latitudes) et d'une composante transitoire selon les conditions climatiques (aujourd'hui aux hautes latitudes et de manière plus

importante pour l'hémisphère nord).

Nous avons ici relié une seule mesure spectrale (à 2.9 μm) à des valeurs d'hydratation de la surface, ce qui représente un modèle simple. Pour aller plus loin, on pourrait reprendre les données des nombreuses mesures en laboratoires présentées en début de ce chapitre pour construire un indice spectral intégrant plus d'informations vis-à-vis de l'hydratation (la bande à 3 μm continue jusqu'à $\sim 3.6 \mu\text{m}$). On pourra aussi intégrer les données d'OMEGA enregistrées après l'arrêt de la voie C, ce qui nécessite de repenser la chaîne de traitement des données et du calcul de l'ESPAT qui utilise aujourd'hui les données de la voie C également. Cette méthode est applicable aux données de l'imageur hyperspectral CRISM disposant d'une très bonne résolution spatiale, ce qui pourrait apporter des réponses, notamment sur l'hydratation des dunes circumpolaires et les variations d'hydratations liées à des variations de compositions minéralogiques.

Des expériences en laboratoire sur des analogues du régolite martien peuvent être bénéfiques pour les compositions minéralogiques dont les suivis spectroscopiques de l'hydratation ne sont que très peu documentés (comme les chlorides ou les sulfates). Il sera également nécessaire de comparer nos résultats avec d'autres simulations de l'humidité relative et du cycle de l'eau pour les confirmer. D'autres comparaisons avec les données récoltées par Curiosity seront également précieuses pour évaluer la qualité de notre modèle de quantification de l'hydratation, notamment des mesures additionnelles du contenu en eau par SAM et on peut aussi espérer que le problème de la quantification du signal H dans les plasmas créés par le LIBS de ChemCam apportera un autre point de comparaison absolu, plus proche (en terme de profondeur sondée) de l'hydratation mesurée par OMEGA.

Publications

Articles dans des journaux à comité de lecture

Audouard, J., F. Poulet, M. Vincendon, R. E. Milliken, D. Jouglet, J.-P. Bibring, B. Gondet, and Y. Langevin (2014), Water in the Martian regolith from OMEGA/Mars Express, *Journal of Geophysical Research : Planets* 119, 1969–1989, <http://dx.doi.org/10.1002/2014JE004649>

J. Audouard, F. Poulet, M. Vincendon, J.-P. Bibring, F. Forget, Y. Langevin, B. Gondet, Mars surface thermal inertia and heterogeneities from OMEGA/MEX, *Icarus*, Volume 233, 1 May 2014, Pages 194-213, <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.01.045>

M. Vincendon, J. Audouard, F. Altieri, A. Ody, Mars Express measurements of albedo changes over 2004-2010, Accepted for publication in *Icarus*.

Pommerol, A. ; Kofman, W. ; Audouard, J. ; Grima, C. ; Beck, P. ; Mouginot, J. ; Herique, A. ; Kumamoto, A. ; Kobayashi, T. ; Ono, T. (2009), Detectability of subsurface interfaces in lunar maria by the LRS/SELENE sounding radar : Influence of mineralogical composition, *Geophysical Research Letters*, Volume 37, Issue 3, <http://dx.doi.org/10.1029/2009GL041681>

Contributions à des conférences

Audouard, J. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Bibring, J. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. (2011), Thermal properties of the martian surface inferred from OMEGA data, American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #P23B-1708

Audouard, J. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Bibring, J.-P. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. (2012), Remote Sensing of the Thermophysical Properties of the Martian Surface with Visible and Near-Infrared Orbital Measurements, 43rd Lunar and Planetary Science Conference, held March 19-23, 2012 at The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1659, p.2125

Audouard, J. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Bibring, J.-P. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. (2013), Thermal Inertia and Surface Heterogeneities of Mars Inferred from OMEGA/MEX, 44th Lunar and Planetary Science Conference, held March 18-22, 2013 in The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1719, p.1525

Audouard, J. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Bibring, J.-P. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. (2013), Reappraisal of Mars 3 μ m Water Spectral Feature Using OMEGA/Mex, 44th Lunar and Planetary Science Conference, held March 18-22, 2013 in The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1719, p.2127

Audouard, J. (2013), Highlights on OMEGA L channel, OMEGA team meeting 2013 held in Venice. **Oral presentation**

B. Gondet, J. Audouard, and J-P. Bibring (2013), OMEGA / Mars Express observations of Gale crater, European Planetary Science Congress 2013 held in London, Vol. 8, EPSC2013-58. **Oral presentation**

Audouard, J. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Jouglet, D. ; Milliken, R. E. ; Bibring, J. P. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. (2014), Water-Equivalent Hydrogen Content of the Martian Surface, 45th Lunar and Planetary Science Conference, held 17-21 March, 2014 at The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1777, p.1765

Audouard, J. ; Arvidson, R. E. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Gondet, B. (2014), Thermophysical Properties of Gale Crater Plains Along Curiosity Traverse, 45th Lunar and Planetary Science Conference, held 17-21 March, 2014 at The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1777, p.1784

Audouard, J., Poulet, F., Vincendon, M., Gondet, B., Jouglet, D., Langevin, Y. and Bibring, J.-P. (2014), Hydration of the Martian surface seen by OMEGA/MeX, European Geosciences Union General Assembly 2014, EGU2014-15109. **Oral presentation**

Audouard, J. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Milliken, R. E. ; Jouglet, D. ; Bibring, J.-P. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. (2014), Martian Surface Water Reservoir, Eighth International Conference on Mars, held July 14-18, 2014 in Pasadena, California. LPI Contribution

Audouard, J. ; Poulet, F. ; Vincendon, M. ; Forget, F. ; Jouglet, D. ; Bibring, J.-P. ; Gondet, B. ; Langevin, Y. (2014), Global Mapping of Thermal Inertia and Surface Heterogeneities Using OMEGA/MeX, Eighth International Conference on Mars, held July 14-18, 2014 in Pasadena, California. LPI Contribution

McGuire, P. C. ; Walter, S. H. G. ; van Gasselt, S. ; Dumke, A. ; Dunker, T. ; Gross, C. ; Michael, G. ; Wendt, L. ; Audouard, J. ; Ody, A. ; Poulet, F. (2014), Global HRSC Image Mosaics of Mars : Dodging for High-Pass Filtering, Combined with Low-Pass-Filtered OMEGA Mosaics, Eighth International Conference on Mars, held July 14-18, 2014 in Pasadena, California. LPI Contribution

Bibliographie

- Adams, J., M. Smith, and P. Johnson : 1986, 'Spectral mixture modeling - A new analysis of rock and soil types at the Viking Lander 1 site'. *Journal of Geophysical Research* **91**, 8098–8112.
- Allen, C. C., J. L. Gooding, M. Jercinovic, and K. Keil : 1981, 'Altered basaltic glass : A terrestrial analog to the soil of Mars'. *Icarus* **45**(2), 347 – 369.
- Allison, M. and M. McEwen : 2000, 'A post-Pathfinder evaluation of areocentric solar coordinates with improved timing recipes for Mars seasonal/diurnal climate studies'. *Planetary and Space Science* **48**, 215–235.
- Anderson, D., E. Gaffney, and P. Low : 1967, 'Frost Phenomena on Mars'. *Science* **155**, 319–322.
- Anderson, R. and J. Bell, III : 2010, 'Geologic mapping and characterization of Gale Crater and implications for its potential as a Mars Science Laboratory landing site'. *International Journal of Mars Science and Exploration* **5**, 76–128.
- Ansan, V. and N. Mangold : 2013, '3D morphometry of valley networks on Mars from HRSC/MEX DEMs : Implications for climatic evolution through time'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 1873–1894.
- Appéré, T., B. Schmitt, Y. Langevin, S. Douté, A. Pommerol, F. Forget, A. Spiga, B. Gondet, and J.-P. Bibring : 2011, 'Winter and spring evolution of northern seasonal deposits on Mars from OMEGA on Mars Express'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 5001.
- Archer, P., H. Franz, B. Sutter, R. Arevalo, P. Coll, J. Eigenbrode, D. Glavin, J. Jones, L. Leshin, P. Mahaffy, A. McAdam, C. McKay, D. Ming, R. Morris, R. Navarro-González, P. Niles, A. Pavlov, S. Squyres, J. Stern, A. Steele, and J. Wray : 2014, 'Abundances and implications of volatile-bearing species from evolved gas analysis of the Rocknest aeolian deposit, Gale Crater, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 237–254.
- Arkani-Hamed, J. : 2004, 'A coherent model of the crustal magnetic field of Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **109**, 9005.
- Armstrong, J. and C. Leovy : 2005, 'Long term wind erosion on Mars'. *Icarus* **176**, 57–74.

- Arvidson, R., J. Ashley, J. Bell, M. Chojnacki, J. Cohen, T. Economou, W. Farrand, R. Fergason, I. Fleischer, P. Geissler, R. Gellert, M. Golombek, J. Grotzinger, E. Guinness, R. Haberle, K. Herkenhoff, J. Herman, K. Iagnemma, B. Jolliff, J. Johnson, G. Klingelhöfer, A. Knoll, A. Knudson, R. Li, S. McLennan, D. Mittlefehldt, R. Morris, T. Parker, M. Rice, C. Schröder, L. Soderblom, S. Squyres, R. Sullivan, and M. Wolff : 2011, 'Opportunity Mars Rover mission : Overview and selected results from Purgatory ripple to traverses to Endeavour crater'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 0.
- Arvidson, R., J. Bell, P. Bellutta, N. Cabrol, J. Catalano, J. Cohen, L. Crumpler, D. Des Marais, T. Estlin, W. Farrand, R. Gellert, J. Grant, R. Greenberger, E. Guinness, K. Herkenhoff, J. Herman, K. Iagnemma, J. Johnson, G. Klingelhöfer, R. Li, K. Lichtenberg, S. Maxwell, D. Ming, R. Morris, M. Rice, S. Ruff, A. Shaw, K. Siebach, P. de Souza, A. Stroupe, S. Squyres, R. Sullivan, K. Talley, J. Townsend, A. Wang, J. Wright, and A. Yen : 2010, 'Spirit Mars Rover Mission : Overview and selected results from the northern Home Plate Winter Haven to the side of Scamander crater'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **115**, 0.
- Arvidson, R., P. Bellutta, F. Calef, A. Fraeman, J. Garvin, O. Gasnault, J. Grant, J. Grotzinger, V. Hamilton, M. Heverly, K. Iagnemma, J. Johnson, N. Lanza, S. Le Mouélic, N. Mangold, D. Ming, M. Mehta, R. Morris, H. Newsom, N. Rennó, D. Rubin, J. Schieber, R. Sletten, N. Stein, F. Thuillier, A. Vasavada, J. Vizcaino, and R. Wiens : 2014, 'Terrain physical properties derived from orbital data and the first 360 sols of Mars Science Laboratory Curiosity rover observations in Gale Crater'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 1322–1344.
- Arvidson, R., R. Bonitz, M. Robinson, J. Carsten, R. Volpe, A. Trebi-Ollennu, M. Mellon, P. Chu, K. Davis, J. Wilson, A. Shaw, R. Greenberger, K. Siebach, T. Stein, S. Cull, W. Goetz, R. Morris, D. Ming, H. Keller, M. Lemmon, H. Sizemore, and M. Mehta : 2009, 'Results from the Mars Phoenix Lander Robotic Arm experiment'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 0.
- Arvidson, R., K. Goettel, and C. Hohenberg : 1980, 'A post-Viking view of Martian geologic evolution'. *Reviews of Geophysics and Space Physics* **18**, 565–603.
- Arvidson, R., J. Gooding, and H. Moore : 1989a, 'The Martian surface as imaged, sampled, and analyzed by the Viking landers'. *Reviews of Geophysics* **27**, 39–60.
- Arvidson, R., E. Guinness, M. Dale-Bannister, J. Adams, M. Smith, P. Christensen, and R. Singer : 1989b, 'Nature and distribution of surficial deposits in Chryse Planitia and vicinity, Mars'. *Journal of Geophysical Research* **94**, 1573–1587.
- Arvidson, R., E. Guinness, H. Moore, J. Tillman, and S. Wall : 1983, 'Three Mars years - Viking Lander 1 imaging observations'. *Science* **222**, 463–468.
- Arvidson, R., F. Seelos, K. Deal, W. Koeppen, N. Snider, J. Kieniewicz, B. Hynek, M. Mellon, and J. Garvin : 2003, 'Mantled and exhumed terrains in Terra Meridiani, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **108**, 8073.

- Baird, A., P. Toulmin, III, H. Rose, Jr., R. Christian, B. Clark, K. Keil, and J. Gooding : 1976, 'Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemical results from Mars - Interim report'. *Science* **194**, 1288–1293.
- Ballou, E. and P. Wood : 1978, 'Chemical interpretation of Viking Lander 1 life detection experiment'. *Nature* **271**, 644–645.
- Bandfield, J. : 2002, 'Global mineral distributions on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **107**, 5042.
- Bandfield, J. : 2007, 'High-resolution subsurface water-ice distributions on Mars'. *Nature* **447**, 64–67.
- Bandfield, J. : 2009, 'Effects of surface roughness and graybody emissivity on martian thermal infrared spectra'. *Icarus* **202**, 414–428.
- Bandfield, J. and W. Feldman : 2008, 'Martian high latitude permafrost depth and surface cover thermal inertia distributions'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **113**, 8001.
- Banin, A. : 1983, 'Simulation of Viking biology experiments suggests smectites not palagonites, as martian soil analogues'. *Nature* **305**, 523–525.
- Barnhart, C., A. Howard, and J. Moore : 2009, 'Long-term precipitation and late-stage valley network formation : Landform simulations of Parana Basin, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 1003.
- Beck, P., A. Garenne, E. Quirico, L. Bonal, G. Montes-Hernandez, F. Moynier, and B. Schmitt : 2014a, 'Transmission infrared spectra (2–25 μm) of carbonaceous chondrites (CI, CM, CV-CK, CR, C2 ungrouped) : Mineralogy, water, and asteroidal processes'. *Icarus* **229**, 263–277.
- Beck, P., A. Pommerol, L. Remusat, B. Zanda, C. Gopel, R. Hewins, S. Pont, E. Lewin, E. Quirico, B. Schmitt, G. Montes-Hernandez, A. Garenne, L. Bonal, O. Proux, J. Hazemann, and V. Chevier : 2014b, 'Hydration of the Dark Meteorite and the Red Planet'. *LPI Contributions* **1791**, 1127.
- Beck, P., A. Pommerol, B. Schmitt, and O. Brissaud : 2010, 'Kinetics of water adsorption on minerals and the breathing of the Martian regolith'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **115**, 10011.
- Bell, J. and T. Ansty : 2007, 'High spectral resolution UV to near-IR observations of Mars using HST/STIS'. *Icarus* **191**(2), 581 – 602.
- Bell, J., M. Lemmon, T. Duxbury, M. Hubbard, M. Wolff, S. Squyres, L. Craig, and J. Ludwinski : 2005, 'Solar eclipses of Phobos and Deimos observed from the surface of Mars'. *Nature* **436**, 55–57.
- Bell, J., H. McSween, J. Crisp, R. Morris, S. Murchie, N. Bridges, J. Johnson, D. Britt, M. Golombek, H. Moore, A. Ghosh, J. Bishop, R. Anderson, J. Brückner, T. Economou, J. Greenwood, H. Gunnlaugsson, R. Hargraves, S. Hviid, J. Knudsen, M. Madsen, R.

- Reid, R. Rieder, and L. Soderblom : 2000, 'Mineralogic and compositional properties of Martian soil and dust : Results from Mars Pathfinder'. *Journal of Geophysical Research* **105**, 1721–1756.
- Berman, D., D. Crown, and L. Bleamaster : 2009, 'Degradation of mid-latitude craters on Mars'. *Icarus* **200**, 77–95.
- Betts, B., B. C. Murray, and T. Svitek : 1995, 'Thermal inertias in the upper millimeters of the Martian surface derived using Phobos' shadow'. *Journal of Geophysical Research* **100**, 5285–5296.
- Bibring, J.-P., Y. Langevin, and M. Berthé : 2005, 'OMEGA Experiment Archive Interface Control Document'. IAS.
- Bibring, J.-P., Y. Langevin, J. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, F. Forget, OMEGA Team, M. Berthé, C. Gomez, D. Jouglet, A. Soufflot, M. Vincendon, M. Combes, P. Drossart, T. Encrenaz, T. Fouchet, R. Mercurio, G. Bellucci, F. Altieri, V. Formisano, F. Capaccioni, P. Cerroni, A. Coradini, S. Fonti, O. Korabely, V. Kottsov, N. Ignatiev, V. Moroz, D. Titov, L. Zasova, D. Loiseau, P. Pinet, S. Doute, B. Schmitt, C. Sotin, E. Hauber, H. Hoffmann, R. Jaumann, U. Keller, R. Arvidson, T. Duxbury, and G. Neukum : 2006, 'Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data'. *Science* **312**, 400–404.
- Bibring, J.-P., Y. Langevin, A. Soufflot, C. Combes, and C. Cara : 1989, 'Results from the ISM experiment'. *Nature* **341**, 591–593.
- Bibring, J.-P., A. Soufflot, M. Berthé, Y. Langevin, B. Gondet, P. Drossart, M. Bouyé, M. Combes, P. Puget, A. Semery, G. Bellucci, V. Formisano, V. Moroz, V. Kottsov, G. Bonello, S. Erard, O. Forni, A. Gendrin, N. Manaud, F. Poulet, G. Poulleau, T. Encrenaz, T. Fouchet, R. Melchiori, F. Altieri, N. Ignatiev, D. Titov, L. Zasova, A. Coradini, F. Capaccioni, P. Cerroni, S. Fonti, N. Mangold, P. Pinet, B. Schmitt, C. Sotin, E. Hauber, H. Hoffmann, R. Jaumann, U. Keller, R. Arvidson, J. Mustard, and F. Forget : 2004, 'OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité'. In : A. Wilson and A. Chicarro (eds.) : *Mars Express : the Scientific Payload*, Vol. 1240 of *ESA Special Publication*. pp. 37–49.
- Biemann, K., J. Oro, P. Toulmin, III, L. Orgel, A. Nier, D. Anderson, D. Flory, A. Diaz, D. Rushneck, and P. Simmonds : 1977, 'The search for organic substances and inorganic volatile compounds in the surface of Mars'. *Journal of Geophysical Research* **82**, 4641–4658.
- Bish, D., D. Blake, D. Vaniman, S. Chipera, R. Morris, D. Ming, A. Treiman, P. Sarrazin, S. Morrison, R. Downs, and et al. : 2013, 'X-ray Diffraction Results from Mars Science Laboratory : Mineralogy of Rocknest at Gale Crater'. *Science* **341**.
- Blake, D., R. Morris, G. Kocurek, S. Morrison, R. Downs, D. Bish, D. Ming, K. Edgett, D. Rubin, W. Goetz, and et al. : 2013, 'Curiosity at Gale Crater, Mars : Characterization and Analysis of the Rocknest Sand Shadow'. *Science* **341**.

- Blake, D., D. Vaniman, C. Achilles, R. Anderson, D. Bish, T. Bristow, C. Chen, S. Chiopera, J. Crisp, D. DesÂ Marais, R. Downs, J. Farmer, S. Feldman, M. Fonda, M. Gailhanou, H. Ma, D. Ming, R. Morris, P. Sarrazin, E. Stolper, A. Treiman, and A. Yen : 2012, 'Characterization and Calibration of the CheMin Mineralogical Instrument on Mars Science Laboratory'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 341–399.
- Bonello, G. : 2001, 'Etalonnage au sol d'expériences spatiales de spectro-imagerie visible et proche infrarouge pour l'étude de surfaces planétaires : cas de VIRTIS sur ROSETTA et OMEGA sur MARS-EXPRESS'. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat dirigée par Bibring, Jean-Pierre Physique Paris 11, Orsay 2001.
- Bonello, G., J. Pierre Bibring, A. Soufflot, Y. Langevin, B. Gondet, M. Berthé, and C. Carabetian : 2005, 'The ground calibration setup of OMEGA and VIRTIS experiments : description and performances'. *Planetary and Space Science* **53**, 711–728.
- Böttger, H., S. Lewis, P. Read, and F. Forget : 2005, 'The effects of the martian regolith on GCM water cycle simulations'. *Icarus* **177**, 174–189.
- Bouley, S. and R. Craddock : 2014, 'Age dates of valley network drainage basins and subbasins within Sabae and Arabia Terrae, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 1302–1310.
- Bridges, N., F. Calef, B. Hallet, K. Herkenhoff, N. Lanza, S. Le Mouélic, C. Newman, D. Blaney, M. Pablo, G. Kocurek, Y. Langevin, K. Lewis, N. Mangold, S. Maurice, P.-Y. Meslin, P. Pinet, N. Renno, M. Rice, M. Richardson, V. Sautter, R. Sletten, R. Wiens, and R. Yingst : 2014, 'The rock abrasion record at Gale Crater : Mars Science Laboratory results from Bradbury Landing to Rocknest'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 1374–1389.
- Byrne, S., C. Dundas, M. Kennedy, M. Mellon, A. McEwen, S. Cull, I. Daubar, D. Shean, K. Seelos, S. Murchie, B. Cantor, R. Arvidson, K. Edgett, A. Reufer, N. Thomas, T. Harrison, L. Posiolova, and F. Seelos : 2009, 'Distribution of Mid-Latitude Ground Ice on Mars from New Impact Craters'. *Science* **325**, 1674–.
- Cabrol, N., J. Farmer, E. Grin, L. Richter, L. Soderblom, R. Li, K. Herkenhoff, G. Landis, and R. Arvidson : 2006, 'Aqueous processes at Gusev crater inferred from physical properties of rocks and soils along the Spirit traverse'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 2.
- Calvin, W. : 1997, 'Variation of the 3- μ m absorption feature on Mars : Observations over eastern Valles Marineris by the Mariner 6 infrared spectrometer'. *Journal of Geophysical Research* **102**, 9097–9108.
- Campbell, J. L., G. M. Perrett, R. Gellert, S. M. Andrushenko, N. I. Boyd, J. A. Maxwell, P. L. King, and C. D. Schofield : 2012, 'Calibration of the Mars Science Laboratory Alpha Particle X-ray Spectrometer'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 319–340.
- Cantor, B. : 2007, 'MOC observations of the 2001 Mars planet-encircling dust storm'. *Icarus* **186**, 60–96.

- Cantor, B., P. James, and W. Calvin : 2010, 'MARCI and MOC observations of the atmosphere and surface cap in the north polar region of Mars'. *Icarus* **208**, 61–81.
- Cantor, B., M. Malin, and K. Edgett : 2014, 'Martian Dust Storms Observations by MGS-MOC and MRO-MARCI'. *LPI Contributions* **1791**, 1316.
- Carr, M. : 1986, 'Mars - A water-rich planet?'. *Icarus* **68**, 187–216.
- Carr, M. : 1996, 'Channels and valleys on Mars : cold climate features formed as a result of a thickening cryosphere'. *Planetary and Space Science* **44**, 1411.
- Carr, M. and J. Head : 2010, 'Geologic history of Mars'. *Earth and Planetary Science Letters* **294**, 185–203.
- Carrozzo, F., F. Altieri, G. Bellucci, F. Poulet, E. D'Aversa, and J.-P. Bibring : 2012, 'Iron mineralogy of the surface of Mars from the 1 μm band spectral properties'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **117**, 0.
- Carter, J. : 2011, 'étude des minéraux hydratés à la surface de Mars par les imageurs hyperspectraux OMEGA/MEx et CRISM/MRO'. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat Astronomie et astrophysique Paris 11 2011.
- Carter, J., F. Poulet, J.-P. Bibring, N. Mangold, and S. Murchie : 2013, 'Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers : Updated global view'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 831–858.
- Ceamanos, X., S. Douté, J. Fernando, F. Schmidt, P. Pinet, and A. Lyapustin : 2013, 'Surface reflectance of Mars observed by CRISM/MRO : 1. Multi-angle Approach for Retrieval of Surface Reflectance from CRISM observations (MARS-ReCO)'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 514–533.
- Chase, Jr., S., J. Engel, H. Eyerly, F. Palluconi, D. Schofield, and H. Kieffer : 1978, 'Viking infrared thermal mapper'. *Applied Optics* **17**, 1243–1251.
- Chassefière, E., B. Langlais, Y. Quesnel, and F. Leblanc : 2013, 'The fate of early Mars' lost water : The role of serpentinization'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 1123–1134.
- Chassefière, E. and F. Leblanc : 2004, 'Mars atmospheric escape and evolution ; interaction with the solar wind'. *Planetary and Space Science* **52**, 1039–1058.
- Chassefière, E., F. Leblanc, and B. Langlais : 2007, 'The combined effects of escape and magnetic field histories at Mars'. *Planetary and Space Science* **55**, 343–357.
- Chevrier, V. and P. Mathé : 2007, 'Mineralogy and evolution of the surface of Mars : A review'. *Planetary and Space Science* **55**, 289–314.
- Chevrier, V., D. Ostrowski, and D. Sears : 2008, 'Experimental study of the sublimation of ice through an unconsolidated clay layer : Implications for the stability of ice on Mars and the possible diurnal variations in atmospheric water'. *Icarus* **196**, 459–476.

- Christensen, P. : 1986, 'Regional dust deposits on Mars - Physical properties, age, and history'. *Journal of Geophysical Research* **91**, 3533–3545.
- Christensen, P., D. Anderson, S. Chase, R. Clark, H. Kieffer, M. Malin, J. Pearl, J. Carpenter, N. Bandiera, and F. Brown : 1992, 'Thermal emission spectrometer experiment - Mars Observer mission'. *Journal of Geophysical Research* **97**, 7719–7734.
- Christensen, P., J. Bandfield, V. Hamilton, S. Ruff, H. Kieffer, T. Titus, M. Malin, R. Morris, M. Lane, R. Clark, B. Jakosky, M. Mellon, J. Pearl, B. Conrath, M. Smith, R. Clancy, R. Kuzmin, T. Roush, G. Mehall, N. Gorelick, K. Bender, K. Murray, S. Dason, E. Greene, S. Silverman, and M. Greenfield : 2001, 'Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment : Investigation description and surface science results'. *Journal of Geophysical Research* **106**, 23823–23872.
- Christensen, P., B. Jakosky, H. Kieffer, M. Malin, H. McSween, Jr., K. Nealson, G. Mehall, S. Silverman, S. Ferry, M. Caplinger, and M. Ravine : 2004, 'The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission'. *Space Science Reviews* **110**, 85–130.
- Christensen, P., H. McSween, J. Bandfield, S. Ruff, A. Rogers, V. Hamilton, N. Gorelick, M. Wyatt, B. Jakosky, H. Kieffer, M. Malin, and J. Moersch : 2005, 'Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations'. *Nature* **436**, 504–509.
- Christensen, P. R. : 1986, 'The spatial distribution of rocks on Mars'. *Icarus* **68**(2), 217 – 238.
- Clancy, R., S. Lee, G. Gladstone, W. McMillan, and T. Rousch : 1995, 'A new model for Mars atmospheric dust based upon analysis of ultraviolet through infrared observations from Mariner 9, Viking, and PHOBOS'. *Journal of Geophysical Research* **100**, 5251–5263.
- Clark, B., A. Baird, R. Weldon, D. Tsusaki, L. Schnabel, and M. Candelaria : 1982, 'Chemical composition of Martian fines'. *Journal of Geophysical Research* **87**, 10059–10067.
- Clark, B. C. and D. C. V. Hart : 1981, 'The salts of Mars'. *Icarus* **45**(2), 370 – 378.
- Clark, R. : 2009, 'Detection of Adsorbed Water and Hydroxyl on the Moon'. *Science* **326**, 562–.
- Clifford, S. : 1993, 'A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars'. *Journal of Geophysical Research* **98**, 10973.
- Clifford, S., J. Lasue, E. Heggy, J. Boisson, P. McGovern, and M. Max : 2010, 'Depth of the Martian cryosphere : Revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **115**, 7001.

- Clifford, S. and T. 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* **154**, 40–79.
- Cooper, C. and J. Mustard : 1999, 'Effects of Very Fine Particle Size on Reflectance Spectra of Smectite and Palagonitic Soil'. *Icarus* **142**, 557–570.
- Craddock, R. and R. Greeley : 2009, 'Minimum estimates of the amount and timing of gases released into the martian atmosphere from volcanic eruptions'. *Icarus* **204**, 512–526.
- Cull, S., R. Arvidson, J. Catalano, D. Ming, R. Morris, M. Mellon, and M. Lemmon : 2010, 'Concentrated perchlorate at the Mars Phoenix landing site : Evidence for thin film liquid water on Mars'. *Geophysical Research Letters* **37**, 22203.
- Cushing, G., T. Titus, L. Soderblom, and R. Kirk : 2009, 'THEMIS high-resolution digital terrain : Topographic and thermophysical mapping of Gusev Crater, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 7002.
- de Mottoni y Palacios, G. and A. Dollfus : 1982, 'Surface marking variations of selected areas on Mars'. *Astronomy and Astrophysics* **116**, 323–331.
- De Sanctis, M., J.-P. Combe, E. Ammannito, E. Palomba, A. Longobardo, T. McCord, S. Marchi, F. Capaccioni, M. Capria, D. Mittlefehldt, C. Pieters, J. Sunshine, F. Tosi, F. Zambon, F. Carraro, S. Fonte, A. Frigeri, G. Magni, C. Raymond, C. Russell, and D. Turrini : 2012, 'Detection of Widespread Hydrated Materials on Vesta by the VIR Imaging Spectrometer on board the Dawn Mission'. *The Astrophysical Journal Letters* **758**, L36.
- Dehouck, E., N. Mangold, S. Le Mouélic, V. Ansan, and F. Poulet : 2010, 'Ismenius Cavus, Mars : A deep paleolake with phyllosilicate deposits'. *Planetary and Space Science* **58**, 941–946.
- Deit, L., E. Hauber, F. Fueten, M. Pondrelli, A. Rossi, and R. Jaumann : 2013, 'Sequence of infilling events in Gale Crater, Mars : Results from morphology, stratigraphy, and mineralogy'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 2439–2473.
- Dundas, C., S. Byrne, A. McEwen, M. Mellon, M. Kennedy, I. Daubar, and L. Saper : 2014, 'HiRISE observations of new impact craters exposing Martian ground ice'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 109–127.
- Dyar, M., C. Hibbitts, and T. Orlando : 2010, 'Mechanisms for incorporation of hydrogen in and on terrestrial planetary surfaces'. *Icarus* **208**, 425–437.
- Edgett, K., R. Yingst, M. Minitti, W. Goetz, L. Kah, M. Kennedy, L. Lipkaman, E. Jensen, R. Anderson, L. Beegle, J. Carsten, B. Cooper, R. Deen, G. Dromart, J. Eigenbrode, J. Grotzinger, S. Gupta, V. Hamilton, C. Hardgrove, D. Harker, K. Herkenhoff, P. Herrera, J. Hurowitz, L. Jandura, G. Krezoski, K. Lewis, M. Madsen, J. Maki, M. Malin, D. Ming, B. Nixon, T. Olson, O. Pariser, L. Posiolova, M. Ravine, M. Robinson, C. Roumeliotis, S. Rowland, D. Rubin, N. Ruoff, C. Seybold, J. Schieber, M. Schmidt, A.

- Sengstacken, J. Simmonds, R. Sullivan, V. Tompkins, T. Van Beek, and MSL Science Team : 2013, 'Mars Hand Lens Imager (MAHLI) Efforts and Observations at the "Rocknest" Eolian Sand Shadow in Curiosity's Gale Crater Field Site'. In : *Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 44 of *Lunar and Planetary Science Conference*. p. 1201.
- Edgett, K., R. Yingst, M. Ravine, M. Caplinger, J. Maki, F. Ghaemi, J. Schaffner, I. Bell, James F., L. Edwards, K. Herkenhoff, E. Heydari, L. Kah, M. Lemmon, M. Minitti, T. Olson, T. Parker, S. Rowland, J. Schieber, R. Sullivan, D. Sumner, P. Thomas, E. Jensen, J. Simmonds, A. Sengstacken, R. Willson, and W. Goetz : 2012, 'Curiosity Mars Hand Lens Imager (MAHLI) Investigation'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 259–317.
- Edwards, C., J. Bandfield, P. Christensen, and R. Fergason : 2009, 'Global distribution of bedrock exposures on Mars using THEMIS high-resolution thermal inertia'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 11001.
- Edwards, C., K. Nowicki, P. Christensen, J. Hill, N. Gorelick, and K. Murray : 2011, 'Mosaicking of global planetary image datasets : 1. Techniques and data processing for Thermal Emission Imaging System (THEMIS) multi-spectral data'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 10008.
- Ehlmann, B., J. Mustard, S. Murchie, J.-P. Bibring, A. Meunier, A. Fraeman, and Y. Langevin : 2011, 'Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars'. *Nature* **479**, 53–60.
- Encrenaz, T., T. Greathouse, F. Lefèvre, and S. Atreya : 2012, 'Hydrogen peroxide on Mars : Observations, interpretation and future plans'. *Planetary and Space Science* **68**, 3–17.
- Erard, S. and W. Calvin : 1997, 'New Composite Spectra of Mars, 0.4-5.7 μm '. *Icarus* **130**, 449–460.
- Fanale, F. and W. Cannon : 1974, 'Exchange of adsorbed H₂O and CO₂ between the regolith and atmosphere of Mars caused by changes in surface insolation'. *Journal of Geophysical Research* **79**, 3397.
- Farmer, C., D. Davies, A. Holland, D. Laporte, and P. Doms : 1977, 'Mars - Water vapor observations from the Viking orbiters'. *Journal of Geophysical Research* **82**, 4225–4248.
- Fassett, C. and J. Head : 2008, 'The timing of martian valley network activity : Constraints from buffered crater counting'. *Icarus* **195**, 61–89.
- Feldman, W., A. Pathare, S. Maurice, T. Prettyman, D. Lawrence, R. Milliken, and B. Travis : 2011, 'Mars Odyssey neutron data : 2. Search for buried excess water ice deposits at nonpolar latitudes on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 11009.
- Fenton, L. K. and M. T. Mellon : 2006, 'Thermal properties of sand from Thermal Emission Spectrometer (TES) and Thermal Emission Imaging System (THEMIS) : Spatial

- variations within the Proctor Crater dune field on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 6014.
- Ferguson, R., P. Christensen, J. Bell, M. Golombek, K. Herkenhoff, and H. Kieffer : 2006, 'Physical properties of the Mars Exploration Rover landing sites as inferred from Mini-TES-derived thermal inertia'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 2.
- Ferguson, R., P. Christensen, M. Golombek, and T. Parker : 2012, 'Surface Properties of the Mars Science Laboratory Candidate Landing Sites : Characterization from Orbit and Predictions'. *Space Science Reviews* **170**, 739–773.
- Ferguson, R. L., P. R. Christensen, and H. H. Kieffer : 2006, 'High-resolution thermal inertia derived from the Thermal Emission Imaging System (THEMIS) : Thermal model and applications'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **111**(E12).
- Fernando, J., F. Schmidt, X. Ceamanos, P. Pinet, S. Douté, and Y. Daydou : 2013, 'Surface reflectance of Mars observed by CRISM/MRO : 2. Estimation of surface photometric properties in Gusev Crater and Meridiani Planum'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **118**(3), 534–559.
- Flahaut, J., J. Carter, F. Poulet, J.-P. Bibring, and S. Murchie : 2014, 'Embedded clays and sulfates in Terra Meridiani, Mars'. *Submitted to Icarus*.
- Foley, C., T. Economou, and R. Clayton : 2003, 'Final chemical results from the Mars Pathfinder alpha proton X-ray spectrometer'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **108**, 8096.
- Forget, F. : 2014, 'What does Obliquity do to the Climate?'. *LPI Contributions* **1791**, 1318.
- Forget, F., R. Haberle, F. Montmessin, B. Levrard, and J. Head : 2006, 'Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity'. *Science* **311**, 368–371.
- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, and J.-P. Huot : 1999, 'Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **104**(E10), 24155–24175.
- Forget, F., A. Spiga, B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet : 2007, 'Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer : 1. Retrieval method'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **112**(E8).
- Fraeman, A., S. Murchie, R. Arvidson, R. Clark, R. Morris, A. Rivkin, and F. Vilas : 2014, 'Spectral absorptions on Phobos and Deimos in the visible/near infrared wavelengths and their compositional constraints'. *Icarus* **229**, 196–205.
- Fröhlich, C. and J. Lean : 2004, 'Solar radiative output and its variability : evidence and mechanisms'. *The Astronomy and Astrophysics Review* **12**(4), 273–320.

- Geissler, P. : 2005, 'Three decades of Martian surface changes'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **110**, 2001.
- Geissler, P., R. Sullivan, M. Golombek, J. Johnson, K. Herkenhoff, N. Bridges, A. Vaughan, J. Maki, T. Parker, and J. Bell : 2010, 'Gone with the wind : Eolian erasure of the Mars Rover tracks'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **115**.
- Gendrin, A., N. Mangold, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, F. Poulet, G. Bonello, C. Quantin, J. Mustard, R. Arvidson, and S. Le Mouélic : 2005, 'Sulfates in Martian Layered Terrains : The OMEGA/Mars Express View'. *Science* **307**, 1587–1591.
- Gomes, R., H. Levison, K. Tsiganis, and A. Morbidelli : 2005, 'Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets'. *Nature* **435**, 466–469.
- Gómez-Elvira, J., C. Armiens, L. Castaner, M. Dominguez, M. Genzer, F. Gómez, R. Haberle, A.-M. Harri, V. Jiménez, H. Kahanpää, L. Kowalski, A. Lepinette, J. Martin, J. Martinez-Frias, I. McEwan, L. Mora, J. Moreno, S. Navarro, M. de Pablo, V. Peinado, A. Pena, J. Polkko, M. Ramos, N. Renno, J. Ricart, M. Richardson, J. Rodriguez-Manfredi, J. Romeral, E. Sebastián, J. Serrano, M. de la Torre Juárez, J. Torres, F. Torrero, R. Urquía, L. Vázquez, T. Velasco, J. Verdasca, M.-P. Zorzano, and J. Martín-Torres : 2012, 'REMS : The Environmental Sensor Suite for the Mars Science Laboratory Rover'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 583–640.
- Gondet, B., J. Audouard, and J.-P. Bibring : 2014, 'OMEGA/MARS Express Observations over Curiosity at Gale Crater'. In : *Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 45 of *Lunar and Planetary Science Conference*. p. 2129.
- Grassi, D. and V. Formisano : 2000, 'IRIS Mariner 9 data revisited : 2. Aerosol dust composition'. *Planetary and Space Science* **48**, 577–598.
- Grima, C., W. Kofman, J. Mouginot, R. Phillips, A. Hérique, D. Biccari, R. Seu, and M. Cutigni : 2009, 'North polar deposits of Mars : Extreme purity of the water ice'. *Geophysical Research Letters* **36**, 3203.
- Grotzinger, J., J. Crisp, A. Vasavada, R. Anderson, C. Baker, R. Barry, D. Blake, P. Conrad, K. Edgett, B. Ferdowski, R. Gellert, J. Gilbert, M. Golombek, J. Gómez-Elvira, D. Hassler, L. Jandura, M. Litvak, P. Mahaffy, J. Maki, M. Meyer, M. Malin, I. Mitrofanov, J. Simmonds, D. Vaniman, R. Welch, and R. Wiens : 2012, 'Mars Science Laboratory Mission and Science Investigation'. *Space Science Reviews* **170**, 5–56.
- Grotzinger, J. P., D. Y. Sumner, L. C. Kah, K. Stack, S. Gupta, L. Edgar, D. Rubin, K. Lewis, J. Schieber, N. Mangold, R. Milliken, P. G. Conrad, D. DesMarais, J. Farmer, K. Siebach, F. Calef III, J. Hurowitz, S. M. McLennan, D. Ming, and D. Vaniman : 2014, 'A Habitable Fluvio-Lacustrine Environment at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars.'. *Science* **343**(6169), 1 – 14.
- Guinness, E., R. Arvidson, I. Clark, and M. Shepard : 1997, 'Optical scattering properties of terrestrial varnished basalts compared with rocks and soils at the Viking Lander sites'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **102**, 28687–28704.

- Guinness, E., R. Arvidson, M. Dale-Bannister, R. Singer, and E. Bruckenthal : 1987, 'On the spectral reflectance properties of materials exposed at the Viking landing sites'. *Journal of Geophysical Research* **92**, 575.
- Guslyakova, S., A. Fedorova, F. Lefèvre, O. Korablev, F. Montmessin, and J.-L. Bertaux : 2014, 'O₂(a¹Δ_g) dayglow limb observations on Mars by SPICAM IR on Mars-Express and connection to water vapor distribution'. *Icarus* **239**, 131–140.
- Hamilton, V., H. McSween, and B. Hapke : 2005, 'Mineralogy of Martian atmospheric dust inferred from thermal infrared spectra of aerosols'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **110**, 12006.
- Hamilton, V., S. Rafkin, J. Pla-Garcia, E. Sebastian, P. Christensen, A. Vasavada, M. de la Torre Juarez, F. Martin-Torres, and M.-P. Zorzano : 2014a, 'Evening Surface Temperature Anomalies Observed by Curiosity in Gale Crater'. *LPI Contributions* **1791**, 1180.
- Hamilton, V., A. Vasavada, E. Sebastián, M. Torre Juárez, M. Ramos, C. Armiens, R. Arvidson, I. Carrasco, P. Christensen, M. De Pablo, W. Goetz, J. Gómez-Elvira, M. Lemmon, M. Madsen, F. Martín-Torres, J. Martínez-Frías, A. Molina, M. Palucis, S. Rafkin, M. Richardson, R. Yingst, and M.-P. Zorzano : 2014b, 'Observations and preliminary science results from the first 100 sols of MSL Rover Environmental Monitoring Station ground temperature sensor measurements at Gale Crater'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 745–770.
- Hansen, C., M. Bourke, N. Bridges, S. Byrne, C. Colon, S. Diniega, C. Dundas, K. Herkenhoff, A. McEwen, M. Mellon, G. Portyankina, and N. Thomas : 2011, 'Seasonal Erosion and Restoration of Mars Northern Polar Dunes'. *Science* **331**, 575–.
- Hapke, B. : 1993, *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*.
- Harri, A.-M., M. Genzer, O. Kemppinen, J. Gomez-Elvira, R. Haberle, J. Polkko, H. Savijärvi, N. Renno, J. A. Rodriguez-Manfredi, W. Schmidt, M. Richardson, T. Siili, M. Paton, M. Torre-Juarez, T. Mäkinen, C. Newman, S. Rafkin, M. Mischna, S. Merikallio, H. Haukka, J. Martin-Torres, M. Komu, M.-P. Zorzano, V. Peinado, L. Vazquez, and R. Urqui : 2014, 'Mars Science Laboratory relative humidity observations : Initial results'. *Journal of Geophysical Research : Planets*.
- Hartmann, W. and G. Neukum : 2001, 'Cratering Chronology and the Evolution of Mars'. *Space Science Reviews* **96**, 165–194.
- Haskin, L., A. Wang, B. Jolliff, H. McSween, B. Clark, D. Des Marais, S. McLennan, N. Tosca, J. Hurowitz, J. Farmer, A. Yen, S. Squyres, R. Arvidson, G. Klingelhöfer, and C. e. a. Schröder : 2005, 'Water alteration of rocks and soils on Mars at the Spirit rover site in Gusev crater'. *Nature* **436**, 66–69.
- Hassler, D., C. Zeitlin, R. Wimmer-Schweingruber, S. Bottcher, C. Martin, J. Andrews, E. Bohm, D. Brinza, M. Bullock, S. Burmeister, B. Ehresmann, M. Epperly, D. Grinspoon, J. Kohler, O. Kortmann, K. Neal, J. Peterson, A. Posner, S. Rafkin, L. Seimetz,

- K. Smith, Y. Tyler, G. Weigle, G. Reitz, and F. Cucinotta : 2012, 'The Radiation Assessment Detector (RAD) Investigation'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 503–558.
- Hauber, E., T. Platz, D. Reiss, L. Le Deit, M. Kleinhans, W. Marra, T. Haas, and P. Carbonneau : 2013, 'Asynchronous formation of Hesperian and Amazonian-aged deltas on Mars and implications for climate'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 1529–1544.
- Head, J., J. Mustard, M. Kreslavsky, R. Milliken, and D. Marchant : 2003, 'Recent ice ages on Mars'. *Nature* **426**, 797–802.
- Head, J. W. and D. K. Weiss : 2014, 'Preservation of ancient ice at Pavonis and Arsia Mons : Tropical mountain glacier deposits on Mars'. *Planetary and Space Science* (0), –.
- Hechler, M. and A. Yanez : 2003, 'Mars express orbit design'. *Acta Astronautica* **53**, 497–507.
- Hecht, M., S. Kounaves, R. Quinn, S. West, S. Young, D. Ming, D. Catling, B. Clark, W. Boynton, J. Hoffman, L. DeFlores, K. Gospodinova, J. Kapit, and P. Smith : 2009, 'Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site'. *Science* **325**, 64–.
- Houben, H., R. Haberle, R. Young, and A. Zent : 1997a, 'Evolution of the Martian water cycle'. *Advances in Space Research* **19**, 1233–1236.
- Houben, H., R. Haberle, R. Young, and A. Zent : 1997b, 'Modeling the Martian seasonal water cycle'. *Journal of Geophysical Research* **102**, 9069–9084.
- Houck, J., J. Pollack, C. Sagan, D. Schaack, and J. Decker, Jr. : 1973, 'High Altitude Infrared Spectroscopic Evidence for Bound Water on Mars'. *Icarus* **18**, 470–480.
- Huck, F., D. Jobson, S. Park, S. Wall, R. Arvidson, W. Patterson, and W. Benton : 1977, 'Spectrophotometric and color estimates of the Viking lander sites'. *Journal of Geophysical Research* **82**, 4401–4411.
- Hudson, T., O. Aharonson, and N. Schorghofer : 2009, 'Laboratory experiments and models of diffusive emplacement of ground ice on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 1002.
- Hudson, T., O. Aharonson, N. Schorghofer, C. Farmer, M. Hecht, and N. Bridges : 2007, 'Water vapor diffusion in Mars subsurface environments'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **112**, 5016.
- Hynek, B., R. Arvidson, and R. Phillips : 2002, 'Geologic setting and origin of Terra Meridiani hematite deposit on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **107**, 5088.
- Hynek, B., M. Beach, and M. Hoke : 2010, 'Updated global map of Martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **115**, 9008.

- Izawa, M., E. Cloutis, D. Applin, M. Craig, P. Mann, and M. Cuddy : 2014, 'Laboratory spectroscopic detection of hydration in pristine lunar regolith'. *Earth and Planetary Science Letters* **390**, 157–164.
- Jakosky, B. : 1979, 'The effects of nonideal surfaces on the derived thermal properties of Mars'. *Journal of Geophysical Research* **84**, 8252–8262.
- Jakosky, B. : 1983a, 'The role of seasonal reservoirs in the Mars water cycle. I Seasonal exchange of water with the regolith. II - Coupled models of the regolith, the polar caps, and atmospheric transport'. *Icarus* **55**, 1–39.
- Jakosky, B. : 1983b, 'The role of seasonal reservoirs in the Mars water cycle II. Coupled models of the regolith, the polar caps, and atmospheric transport'. *Icarus* **55**, 19–39.
- Jakosky, B., B. Hynek, S. Pelkey, M. Mellon, S. Martínez-Alonso, N. Putzig, N. Murphy, and P. Christensen : 2006, 'Thermophysical properties of the MER and Beagle II landing site regions on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 8008.
- Jakosky, B., M. Mellon, E. Varnes, W. Feldman, W. Boynton, and R. Haberle : 2005, 'Mars low-latitude neutron distribution : Possible remnant near-surface water ice and a mechanism for its recent emplacement'. *Icarus* **175**, 58–67.
- Jakosky, B. M. : 1986, 'On the thermal properties of Martian fines'. *Icarus* **66**(1), 117 – 124.
- Jänchen, J., D. Bish, D. Möhlmann, and H. Stach : 2006, 'Investigation of the water sorption properties of Mars-relevant micro- and mesoporous minerals'. *Icarus* **180**, 353–358.
- Jänchen, J., R. Morris, D. Bish, M. Janssen, and U. Hellwig : 2009, 'The H₂O and CO₂ adsorption properties of phyllosilicate-poor palagonitic dust and smectites under martian environmental conditions'. *Icarus* **200**, 463–467.
- Jensen, H. and T. Glotch : 2011, 'Investigation of the near-infrared spectral character of putative Martian chloride deposits'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 0.
- Johnson, J., W. Grundy, M. Lemmon, J. Bell, M. Johnson, R. Deen, R. Arvidson, W. Farrant, E. Guinness, A. Hayes, K. Herkenhoff, F. Seelos, J. Soderblom, and S. Squyres : 2006a, 'Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers : 1. Spirit'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 2.
- Johnson, J., W. Grundy, M. Lemmon, J. Bell, M. Johnson, R. Deen, R. Arvidson, W. Farrant, E. Guinness, A. Hayes, K. Herkenhoff, F. Seelos, J. Soderblom, and S. Squyres : 2006b, 'Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers : 2. Opportunity'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 12.
- Jouglet, D. : 2008, 'L'hydratation de la surface de Mars vue par l'imageur spectral OMEGA'. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat dirigée par Poulet, François Physique Paris 11 2008.

- Jouglet, D., F. Poulet, Y. Langevin, J.-P. Bibring, B. Gondet, M. Vincendon, and M. Berthe : 2009, 'OMEGA long wavelength channel : Data reduction during non-nominal stages'. *Planetary and Space Science* **57**, 1032–1042.
- Jouglet, D., F. Poulet, R. Milliken, J. Mustard, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and C. Gomez : 2007, 'Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA : 1. Analysis of the 3 μm hydration feature'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **112**, 8.
- Kadish, S. and J. Head : 2011a, 'Impacts into non-polar ice-rich paleodeposits on Mars : Excess ejecta craters, perched craters and pedestal craters as clues to Amazonian climate history'. *Icarus* **215**, 34–46.
- Kadish, S. and J. Head : 2011b, 'Preservation of layered paleodeposits in high-latitude pedestal craters on Mars'. *Icarus* **213**, 443–450.
- Kadish, S. and J. Head : 2014, 'The ages of pedestal craters on Mars : Evidence for a late-Amazonian extended period of episodic emplacement of decameters-thick mid-latitude ice deposits'. *Planetary and Space Science* **91**, 91–100.
- Kadish, S., J. Head, J. Fastook, and D. Marchant : 2014, 'Middle to Late Amazonian tropical mountain glaciers on Mars : The ages of the Tharsis Montes fan-shaped deposits'. *Planetary and Space Science* **91**, 52–59.
- Kass, D., A. Kleinboehl, D. McCleese, J. Schofield, and M. Smith : 2014, 'Interannual Behavior of Large Regional Dust Storms'. *LPI Contributions* **1791**, 1169.
- Kieffer, H. : 2013, 'Thermal model for analysis of Mars infrared mapping'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 451–470.
- Kieffer, H., T. Martin, A. Peterfreund, B. Jakosky, E. Miner, and F. Palluconi : 1977, 'Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission'. *Journal of Geophysical Research* **82**, 4249–4291.
- Kieffer, H., G. Neugebauer, G. Munch, S. Chase, Jr., and E. Miner : 1972, 'Infrared Thermal Mapping Experiment : The Viking Mars Orbiter'. *Icarus* **16**, 47–56.
- Kieffer, H., T. Titus, K. Mullins, and P. Christensen : 2000, 'Mars south polar spring and summer behavior observed by TES : Seasonal cap evolution controlled by frost grain size'. *Journal of Geophysical Research* **105**, 9653–9700.
- Kieffer, H. h., S. C. Chase, E. d. Miner, F. D. Palluconi, G. Münch, G. Neugebauer, and T. Z. Martin : 1976, 'Infrared Thermal Mapping of the Martian Surface and Atmosphere : First Results'. *Science* **193**(4255), 780–786.
- Kite, E., I. Halevy, M. Kahre, M. Wolff, and M. Manga : 2013a, 'Seasonal melting and the formation of sedimentary rocks on Mars, with predictions for the Gale Crater mound'. *Icarus* **223**, 181–210.

- Kite, E., K. Lewis, M. Lamb, C. Newman, and M. Richardson : 2013b, 'Growth and form of the mound in Gale Crater, Mars : Slope wind enhanced erosion and transport'. *Geology* **41**, 543–546.
- Kraal, E., E. Asphaug, J. Moore, A. Howard, and A. Bredt : 2008a, 'Catalogue of large alluvial fans in martian impact craters'. *Icarus* **194**, 101–110.
- Kraal, E., M. van Dijk, G. Postma, and M. Kleinhans : 2008b, 'Martian stepped-delta formation by rapid water release'. *Nature* **451**, 973–976.
- Lammer, H., E. Chassefière, Ö. Karatekin, A. Morschhauser, P. Nilés, O. Mousis, P. Odert, U. Möstl, D. Breuer, V. Dehant, M. Grott, H. Gröller, E. Hauber, and L. Pham : 2013, 'Outgassing History and Escape of the Martian Atmosphere and Water Inventory'. *Space Science Review* **174**, 113–154.
- Lane, M. and P. Christensen : 2013, 'Determining olivine composition of basaltic dunes in Gale Crater, Mars, from orbit : Awaiting ground truth from Curiosity'. *Geophysical Research Letters* **40**, 3517–3521.
- Langevin, Y., J.-P. Bibring, F. Montmessin, F. Forget, M. Vincendon, S. Douté, F. Poulet, and B. Gondet : 2007, 'Observations of the south seasonal cap of Mars during recession in 2004-2006 by the OMEGA visible/near-infrared imaging spectrometer on board Mars Express'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **112**, 8.
- Langevin, Y., F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet : 2005, 'Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA/Mars Express'. *Science* **307**, 1584–1586.
- Langlais, B., E. Thébaud, E. Ostanciaux, and N. Mangold : 2012, 'A Late Martian Dynamo Cessation Time 3.77 Gy Ago'. In : *Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 43 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*. p. 1231.
- Larsen, K., R. Arvidson, B. Jolliff, and B. Clark : 2000, 'Correspondence and least squares analyses of soil and rock compositions for the Viking Lander 1 and Pathfinder landing sites'. *Journal of Geophysical Research* **105**, 29207–29222.
- Laskar, J., A. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, and P. Robutel : 2004, 'Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars'. *Icarus* **170**, 343–364.
- Lasue, J., N. Mangold, E. Hauber, S. Clifford, W. Feldman, O. Gasnault, C. Grima, S. Maurice, and O. Mousis : 2013, 'Quantitative Assessments of the Martian Hydrosphere'. *Space Science Reviews* **174**, 155–212.
- Le Feuvre, M. : 2008, 'Modélisation de la formation des cratères d'impact à la surface des planètes et des satellites'. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat dirigée par Wieczorek, Mark Institut de Physique du Globe de Paris 2008.
- Lee, S. : 1986, 'Regional Sources and Sinks of Dust on Mars : Viking Observations of Cerberus, Solis Planum, and Syrtis Major'. *LPI Contributions* **599**, 57.

- Lellouch, E., T. Encrenaz, T. de Graauw, S. Erard, P. Morris, J. Crovisier, H. Feuchtgruber, T. Girard, and M. Burgdorf : 2000, 'The 2.4- 45 μm spectrum of Mars observed with the infrared space observatory'. *Planetary and Space Science* **48**, 1393–1405.
- Lemmon, M. T., M. J. Wolff, J. F. B. III, M. D. Smith, B. A. Cantor, and P. H. Smith : 2014, 'Dust aerosol, clouds, and the atmospheric optical depth record over 5 Mars years of the Mars Exploration Rover mission'. *Icarus* **In press**(0), –.
- Leshin, L., P. Mahaffy, C. Webster, M. Cabane, P. Coll, P. Conrad, P. Archer, S. Atreya, A. Brunner, A. Buch, and et al. : 2013, 'Volatile, Isotope, and Organic Analysis of Martian Fines with the Mars Curiosity Rover'. *Science* **341**.
- Levy, J. S., C. I. Fassett, J. W. Head, C. Schwartz, and J. L. Watters : 2014, 'Sequestered glacial ice contribution to the global Martian water budget : Geometric constraints on the volume of remnant, midlatitude debris-covered glaciers'. *Journal of Geophysical Research : Planets*.
- Lillis, R., D. Mitchell, R. Lin, J. Connerney, and M. Acuna : 2004, 'Mapping crustal magnetic fields at Mars using electron reflectometry'. *Geophysical Research Letters* **31**, 15702.
- Lillis, R., S. Robbins, M. Manga, J. Halekas, and H. Frey : 2013, 'Time history of the Martian dynamo from crater magnetic field analysis'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 1488–1511.
- Määttänen, A., T. Fouchet, O. Forni, F. Forget, H. Savijärvi, B. Gondet, R. Melchiorri, Y. Langevin, V. Formisano, M. Giuranna, and J.-P. Bibring : 2009, 'A study of the properties of a local dust storm with Mars Express OMEGA and PFS data'. *Icarus* **201**, 504–516.
- Maattanen, A., F. Montmessin, B. Gondet, F. Scholten, H. Hoffmann, F. González-Galindo, A. Spiga, F. Forget, E. Hauber, G. Neukum, J.-P. Bibring, and J.-L. Bertaux : 2010, 'Mapping the mesospheric {CO₂} clouds on Mars : MEx/OMEGA and MEx/HRSC observations and challenges for atmospheric models'. *Icarus* **209**(2), 452 – 469.
- Madeleine, J.-B., F. Forget, A. Spiga, M. Wolff, F. Montmessin, M. Vincendon, D. Jouglet, B. Gondet, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Schmitt : 2012, 'Aphelion water-ice cloud mapping and property retrieval using the OMEGA imaging spectrometer onboard Mars Express'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **117**, 0.
- Mahaffy, P., C. Webster, M. Cabane, P. Conrad, P. Coll, S. Atreya, R. Arvey, M. Barciniak, M. Benna, L. Bleacher, W. Brinckerhoff, J. Eigenbrode, D. Carignan, M. Cascia, R. Chalmers, J. Dworkin, T. Errigo, P. Everson, H. Franz, R. Farley, S. Feng, G. Frazier, C. Freissinet, D. Glavin, D. Harpold, D. Hawk, V. Holmes, C. Johnson, A. Jones, P. Jordan, J. Kellogg, J. Lewis, E. Lyness, C. Malespin, D. Martin, J. Maurer, A. McAdam, D. McLennan, T. Nolan, M. Noriega, A. Pavlov, B. Prats, E. Raaen, O. Sheinman, D. Sheppard, J. Smith, J. Stern, F. Tan, M. Trainer, D. Ming, R. Morris, J. Jones, C. Gundersen, A. Steele, J. Wray, O. Botta, L. Leshin, T. Owen, S. Battel, B. Jakosky, H.

- Manning, S. Squyres, R. Navarro-González, C. McKay, F. Raulin, R. Sternberg, A. Buch, P. Sorensen, R. Kline-Schoder, D. Coscia, C. Szopa, S. Teinturier, C. Baffes, J. Feldman, G. Flesch, S. Forouhar, R. Garcia, D. Keymeulen, S. Woodward, B. Block, K. Arnett, R. Miller, C. Edmonson, S. Gorevan, and E. Mumm : 2012, 'The Sample Analysis at Mars Investigation and Instrument Suite'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 401–478.
- Maki, J., D. Thiessen, A. Pourangi, P. Kobzeff, T. Litwin, L. Scherr, S. Elliott, A. Dingizian, and M. Maimone : 2012, 'The Mars Science Laboratory Engineering Cameras'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 77–93.
- Malin, M., M. Caplinger, K. Edgett, F. Ghaemi, M. Ravine, J. Schaffner, J. Baker, J. Bardsis, D. Dibiase, J. Maki, R. Willson, J. Bell, W. Dietrich, L. Edwards, B. Hallet, K. Herkenhoff, E. Heydari, L. Kah, M. Lemmon, M. Minitti, T. Olson, T. Parker, S. Rowland, J. Schieber, R. Sullivan, D. Sumner, P. Thomas, and R. Yingst : 2010, 'The Mars Science Laboratory (MSL) Mast-mounted Cameras (Mastcams) Flight Instruments'. In : *Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 41 of *Lunar and Planetary Science Conference*. p. 1123.
- Malin, M. and K. Edgett : 2000, 'Sedimentary Rocks of Early Mars'. *Science* **290**, 1927–1937.
- Maltagliati, L., F. Montmessin, O. Korablev, A. Fedorova, F. Forget, A. Määttänen, F. Lefèvre, and J.-L. Bertaux : 2013, 'Annual survey of water vapor vertical distribution and water-aerosol coupling in the martian atmosphere observed by SPICAM/MEx solar occultations'. *Icarus* **223**, 942–962.
- Maltagliati, L., D. Titov, T. Encrenaz, R. Melchiorri, F. Forget, H. Keller, and J.-P. Bibring : 2011, 'Annual survey of water vapor behavior from the OMEGA mapping spectrometer onboard Mars Express'. *Icarus* **213**, 480–495.
- Mangold, N., S. Adeli, S. Conway, V. Ansan, and B. Langlais : 2012a, 'A chronology of early Mars climatic evolution from impact crater degradation'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **117**, 4003.
- Mangold, N. and A. Howard : 2013, 'Outflow channels with deltaic deposits in Ismenius Lacus, Mars'. *Icarus* **226**, 385–401.
- Mangold, N., E. Kite, M. Kleinhans, H. Newsom, V. Ansan, E. Hauber, E. Kraal, C. Quantin, and K. Tanaka : 2012b, 'The origin and timing of fluvial activity at Eberswalde crater, Mars'. *Icarus* **220**, 530–551.
- Mangold, N., C. Quantin, V. Ansan, C. Delacourt, and P. Allemand : 2004, 'Evidence for Precipitation on Mars from Dendritic Valleys in the Valles Marineris Area'. *Science* **305**, 78–81.
- Martinez, G. M., N. Rennó, E. Fischer, C. S. Borlina, B. Hallet, M. de la Torre Juárez, A. R. Vasavada, M. Ramos, V. Hamilton, J. Gomez-Elvira, and R. M. Haberle : 2014, 'Surface energy budget and thermal inertia at Gale Crater : Calculations from ground-based measurements'. *Journal of Geophysical Research : Planets* pp. n/a–n/a.

- Massé, M. : 2010, *Nature et origine des dépôts de sulfates dans les régions équatoriales et polaires de Mars comparaison morphologique et minéralogique entre Aram Chaos et la calotte polaire Nord*. Thèse de doctorat Sciences de la Terre et de l'Univers, Planétologie Nantes 2010.
- Massé, M., O. Bourgeois, S. Le Mouélic, C. Verpoorter, L. Le Deit, and J. Bibring : 2010, 'Martian polar and circum-polar sulfate-bearing deposits : Sublimation tills derived from the North Polar Cap'. *Icarus* **209**, 434–451.
- Massé, M., O. Bourgeois, S. Le Mouélic, C. Verpoorter, A. Spiga, and L. Le Deit : 2012, 'Wide distribution and glacial origin of polar gypsum on Mars'. *Earth and Planetary Science Letters* **317**, 44–55.
- Mateshvili, N., D. Fussen, F. Vanhellemont, C. Bingen, E. Dekemper, N. Loodts, and C. Tetard : 2009, 'Water ice clouds in the Martian atmosphere : Two Martian years of SPICAM nadir UV measurements'. *Planetary and Space Science* **57**, 1022–1031.
- Maurice, S., W. Feldman, B. Diez, O. Gasnault, D. Lawrence, A. Pathare, and T. Prettyman : 2011, 'Mars Odyssey neutron data : 1. Data processing and models of water-equivalent-hydrogen distribution'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 11008.
- Maurice, S., R. Wiens, M. Saccoccio, B. Barraclough, O. Gasnault, O. Forni, N. Mangold, D. Baratoux, S. Bender, G. Berger, J. Bernardin, M. Berthé, N. Bridges, D. Blaney, M. Bouyé, P. Cais, B. Clark, S. Clegg, A. Cousin, D. Cremers, A. Cros, L. DeFlores, C. Derycke, B. Dingler, G. Dromart, B. Dubois, M. Dupieux, E. Durand, L. dUston, C. Fabre, B. Faure, A. Gaboriaud, T. Gharsa, K. Herkenhoff, E. Kan, L. Kirkland, D. Kouach, J.-L. Lacour, Y. Langevin, J. Lasue, S. Le Mouélic, M. Lescure, E. Lewin, D. Limonadi, G. Manhès, P. Mauchien, C. McKay, P.-Y. Meslin, Y. Michel, E. Miller, H. Newsom, G. Orttner, A. Paillet, L. Parès, Y. Parot, R. Pérez, P. Pinet, F. Poitrasson, B. Quertier, B. Sallé, C. Sotin, V. Sautter, H. Séran, J. Simmonds, J.-B. Sirven, R. Stiglich, N. Striebig, J.-J. Thocaven, M. Toplis, and D. Vaniman : 2012, 'The ChemCam Instrument Suite on the Mars Science Laboratory (MSL) Rover : Science Objectives and Mast Unit Description'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 95–166.
- McCord, T., J. Adams, G. Bellucci, J.-P. Combe, A. Gillespie, G. Hansen, H. Hoffmann, R. Jaumann, G. Neukum, P. Pinet, F. Poulet, and K. Stephan : 2007, 'Mars Express High Resolution Stereo Camera spectrophotometric data : Characteristics and science analysis'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **112**, 6004.
- McCord, T., L. Taylor, J.-P. Combe, G. Kramer, C. Pieters, J. Sunshine, and R. Clark : 2011, 'Sources and physical processes responsible for OH/H₂O in the lunar soil as revealed by the Moon Mineralogy Mapper (M³)'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 0.
- McGuire, P., S. Walter, S. van Gasselt, A. Dumke, T. Dunker, C. Gross, G. Michael, L. Wendt, J. Audouard, A. Ody, and F. Poulet : 2014, 'Global HRSC Image Mosaics of Mars : Dodging for High-Pass Filtering, Combined with Low-Pass-Filtered OMEGA Mosaics'. *LPI Contributions* **1791**, 1118.

- Mellon, M., R. Arvidson, H. Sizemore, M. Searls, D. Blaney, S. Cull, M. Hecht, T. Heet, H. Keller, M. Lemmon, W. Markiewicz, D. Ming, R. Morris, W. Pike, and A. Zent : 2009a, 'Ground ice at the Phoenix Landing Site : Stability state and origin'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 0.
- Mellon, M., W. Feldman, and T. Prettyman : 2004, 'The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of Mars'. *Icarus* **169**, 324–340.
- Mellon, M. and B. Jakosky : 1993, 'Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on Mars'. *Journal of Geophysical Research* **98**, 3345–3364.
- Mellon, M. and B. Jakosky : 1995, 'The distribution and behavior of Martian ground ice during past and present epochs'. *Journal of Geophysical Research* **100**, 11781–11799.
- Mellon, M., M. Malin, R. Arvidson, M. Searls, H. Sizemore, T. Heet, M. Lemmon, H. Keller, and J. Marshall : 2009b, 'The periglacial landscape at the Phoenix landing site'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 0.
- Mellon, M. T., B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, and P. R. Christensen : 2000, 'High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer'. *Icarus* **148**(2), 437 – 455.
- Meslin, P.-Y., O. Gasnault, O. Forni, S. Schröder, A. Cousin, G. Berger, S. Clegg, J. Lasue, S. Maurice, V. Sautter, and et al. : 2013, 'Soil Diversity and Hydration as Observed by ChemCam at Gale Crater, Mars'. *Science* **341**.
- Milbury, C., G. Schubert, C. Raymond, S. Smrekar, and B. Langlais : 2012, 'The history of Mars' dynamo as revealed by modeling magnetic anomalies near Tyrrhenus Mons and Syrtis Major'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **117**, 10007.
- Milliken, R., J. Grotzinger, and B. Thomson : 2010, 'Paleoclimate of Mars as captured by the stratigraphic record in Gale Crater'. *Geophysical Research Letters* **37**, 4201.
- Milliken, R. and J. Mustard : 2005, 'Quantifying absolute water content of minerals using near-infrared reflectance spectroscopy'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **110**, 12001.
- Milliken, R. and J. Mustard : 2007a, 'Estimating the water content of hydrated minerals using reflectance spectroscopy. I. Effects of darkening agents and low-albedo materials'. *Icarus* **189**, 550–573.
- Milliken, R. and J. Mustard : 2007b, 'Estimating the water content of hydrated minerals using reflectance spectroscopy. II. Effects of particle size'. *Icarus* **189**, 574–588.
- Milliken, R., J. Mustard, F. Poulet, D. Jouglet, J.-P. Bibring, B. Gondet, and Y. Langevin : 2007, 'Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA : 2. H₂O content of the surface'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **112**, 8.
- Millour, E., A. Colaitis, and F. Forget : 2011, 'Updated validation document for version 2 of the LMD 1D software used to calculate surface downward thermal radiations and ground temperatures. Surface Downward Thermal Radiation and Ground Temperatures

- on Mars 1D Software Validation Document'. Technical report, Laboratoire de Météorologie Dynamique.
- Ming, D., D. Mittlefehldt, R. Morris, D. Golden, R. Gellert, A. Yen, B. Clark, S. Squyres, W. Farrand, S. Ruff, R. Arvidson, G. Klingelhöfer, H. McSween, D. Rodionov, C. Schröder, P. de Souza, and A. Wang : 2006, 'Geochemical and mineralogical indicators for aqueous processes in the Columbia Hills of Gusev crater, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 2.
- Mitrofanov, I., M. Litvak, A. Sanin, R. Starr, D. Lisov, R. Kuzmin, A. Behar, W. Boynton, C. Hardgrove, K. Harshman, I. Jun, R. Milliken, M. Mischna, J. Moersch, and C. Tate : 2014, 'Water and chlorine content in the Martian soil along the first 1900 m of the Curiosity rover traverse as estimated by the DAN instrument'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 1579–1596.
- Mitrofanov, I., M. Litvak, A. Varenikov, Y. Barmakov, A. Behar, Y. Bobrovnitsky, E. Bogolubov, W. Boynton, K. Harshman, E. Kan, A. Kozyrev, R. Kuzmin, A. Malakhov, M. Mokrousov, S. Ponomareva, V. Ryzhkov, A. Sanin, G. Smirnov, V. Shvetsov, G. Timoshenko, T. Tomilina, V. Tretyakov, and A. Vostrukhin : 2012, 'Dynamic Albedo of Neutrons (DAN) Experiment Onboard NASA's Mars Science Laboratory'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 559–582.
- Möhlmann, D. : 2008, 'The influence of van der Waals forces on the state of water in the shallow subsurface of Mars'. *Icarus* **195**, 131–139.
- Montabone, L., F. Forget, E. Millour, R. Wilson, S. Lewis, D. Kass, A. Kleinböhl, M. Lemmon, M. Smith, and M. Wolff : 2014, 'Eight Martian years of Dust Climatology reconstructed from Spacecraft Observations'. In : F. Forget and M. Millour (eds.) : *Mars Atmosphere : Modelling and Observation, 5th International Workshop*. p. 1404.
- Montmessin, F., F. Forget, P. Rannou, M. Cabane, and R. Haberle : 2004, 'Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **109**, 10004.
- Moore, J. and A. Howard : 2005, 'Large alluvial fans on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **110**, 4005.
- Morris, R., G. Klingelhöfer, C. Schröder, D. Rodionov, A. Yen, D. Ming, P. de Souza, T. Wdowiak, I. Fleischer, R. Gellert, B. Bernhardt, U. Bonnes, B. Cohen, E. Evlanov, J. Foh, P. Gütlich, E. Kankeleit, T. McCoy, D. Mittlefehldt, F. Renz, M. Schmidt, B. Zubkov, S. Squyres, and R. Arvidson : 2006, 'Mössbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Meridiani Planum, Mars : Opportunity's journey across sulfate-rich outcrop, basaltic sand and dust, and hematite lag deposits'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 12.
- Mouginis-Mark, P. : 1990, 'Recent water release in the Tharsis region of Mars'. *Icarus* **84**, 362–373.

- Mouginot, J., A. Pommerol, P. Beck, W. Kofman, and S. Clifford : 2012, 'Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials'. *Geophysical Research Letters* **39**, 2202.
- Mouginot, J., A. Pommerol, W. Kofman, P. Beck, B. Schmitt, A. Herique, C. Grima, A. Safaeinili, and J. Plaut : 2010, 'The 3-5 MHz global reflectivity map of Mars by MARSIS/Mars Express : Implications for the current inventory of subsurface H₂O'. *Icarus* **210**, 612–625.
- Murchie, S., L. Kirkland, S. Erard, J. Mustard, and M. Robinson : 2000, 'Near-Infrared Spectral Variations of Martian Surface Materials from ISM Imaging Spectrometer Data'. *Icarus* **147**, 444–471.
- Navarro, T., J.-B. Madeleine, F. Forget, A. Spiga, E. Millour, F. Montmessin, and A. Määttänen : 2014, 'Global climate modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and radiatively active water ice clouds'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 1479–1495.
- Neugebauer, G., G. Münch, H. Kieffer, S. C. Chase, Jr., and E. Miner : 1971, 'Mariner 1969 Infrared Radiometer Results : Temperatures and Thermal Properties of the Martian Surface'. *Astronomical Journal* **76**, 719.
- Neukum, G., B. Ivanov, and W. Hartmann : 2001, 'Cratering Records in the Inner Solar System in Relation to the Lunar Reference System'. *Space Science Reviews* **96**, 55–86.
- Nowicki, S. and P. Christensen : 2007, 'Rock abundance on Mars from the Thermal Emission Spectrometer'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **112**, 5007.
- Ody, A. : 2012, 'Depouillement et interpretation des donnees spatiales d'imagerie hyperspectrale de mars (OMEGA/MEx) : Evolution volcanique de la surface de Mars'. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat dirigée par Poulet, François Astronomie et Astrophysique Paris 11 2012.
- Ody, A., F. Poulet, Y. Langevin, J.-P. Bibring, G. Bellucci, F. Altieri, B. Gondet, M. Vincendon, J. Carter, and N. Manaud : 2012, 'Global maps of anhydrous minerals at the surface of Mars from OMEGA/MEx'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **117**, 0.
- Osterloo, M., V. Hamilton, J. Bandfield, T. Glotch, A. Baldridge, P. Christensen, L. Tornabene, and F. Anderson : 2008, 'Chloride-Bearing Materials in the Southern Highlands of Mars'. *Science* **319**, 1651–.
- Palluconi, F. D. and H. H. Kieffer : 1981, 'Thermal inertia mapping of Mars from 60°S to 60°N'. *Icarus* **45**(2), 415 – 426.
- Palucis, M., W. Dietrich, A. Hayes, R. Williams, S. Gupta, N. Mangold, H. Newsom, C. Hardgrove, F. Calef, and D. Sumner : 2014, 'The origin and evolution of the Peace Vallis fan system that drains to the Curiosity landing area, Gale Crater, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 705–728.

- Phillips, R., B. Davis, K. Tanaka, S. Byrne, M. Mellon, N. Putzig, R. Haberle, M. Kahre, B. Campbell, L. Carter, I. Smith, J. Holt, S. Smrekar, D. Nunes, J. Plaut, A. Egan, T. Titus, and R. Seu : 2011, 'Massive CO₂ Ice Deposits Sequestered in the South Polar Layered Deposits of Mars'. *Science* **332**, 838–.
- Pieters, C., J. Goswami, R. Clark, M. Annadurai, J. Boardman, B. Buratti, J.-P. Combe, M. Dyar, R. Green, J. Head, C. Hibbitts, M. Hicks, P. Isaacson, R. Klima, G. Kramer, S. Kumar, E. Livo, S. Lundeen, E. Malaret, T. McCord, J. Mustard, J. Nettles, N. Petro, C. Runyon, M. Staid, J. Sunshine, L. Taylor, S. Tompkins, and P. Varanasi : 2009, 'Character and Spatial Distribution of OH/H₂O on the Surface of the Moon Seen by M3 on Chandrayaan-1'. *Science* **326**.
- Pimentel, G., P. Forney, and K. Herr : 1974, 'Evidence about hydrate and solid water in the Martian surface from the 1969 Mariner infrared spectrometer.'. *Journal of Geophysical Research* **79**, 1623–1634.
- Piqueux, S. and P. Christensen : 2011, 'Temperature-dependent thermal inertia of homogeneous Martian regolith'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 7004.
- Piqueux, S. and P. Christensen : 2012, 'Visible and thermal infrared observations of the Martian surface during three Phobos shadow transits'. *Geophysical Research Letters* **39**, 21203.
- Plaut, J., G. Picardi, A. Safaeinili, A. Ivanov, S. Milkovich, A. Cicchetti, W. Kofman, J. Mouginot, W. Farrell, R. Phillips, S. Clifford, A. Frigeri, R. Orosei, C. Federico, I. Williams, D. Gurnett, E. Nielsen, T. Hagfors, E. Heggy, E. Stofan, D. Plettemeier, T. Watters, C. Leuschen, and P. Edenhofer : 2007, 'Subsurface Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars'. *Science* **316**, 92–.
- Plisson, T. : 2012, 'Propriétés d'équilibre et de transport de gaz de Bose bidimensionnels en présence de désordre'. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat [Physique] Palaiseau, Ecole polytechnique 2012.
- Pommerol, A. and B. Schmitt : 2008a, 'Strength of the H₂O near-infrared absorption bands in hydrated minerals : Effects of measurement geometry'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **113**, 12008.
- Pommerol, A. and B. Schmitt : 2008b, 'Strength of the H₂O near-infrared absorption bands in hydrated minerals : Effects of particle size and correlation with albedo'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **113**, 10009.
- Pommerol, A., B. Schmitt, P. Beck, and O. Brissaud : 2009, 'Water sorption on martian regolith analogs : Thermodynamics and near-infrared reflectance spectroscopy'. *Icarus* **204**, 114–136.
- Poulet, F., R. Arvidson, J.-P. Bibring, B. Gondet, D. Jouglet, Y. Langevin, and R. Morris : 2010, 'Mineralogy of the Phoenix landing site from OMEGA observations and how that relates to in situ Phoenix measurements'. *Icarus* **205**, 712–715.

- Poulet, F., R. Arvidson, C. Gomez, R. Morris, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, and J. Griffes : 2008a, 'Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEx and implications for their formation'. *Icarus* **195**, 106–130.
- Poulet, F., J.-P. Bibring, J. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez : 2005, 'Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate'. *Nature* **438**, 623–627.
- Poulet, F., J. Carter, J. Bishop, D. Loizeau, and S. Murchie : 2014, 'Mineral abundances at the final four curiosity study sites and implications for their formation'. *Icarus* **231**, 65–76.
- Poulet, F., C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Belluci, and J. Mustard : 2007, 'Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx) : Global mineral maps'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **112**, 8.
- Poulet, F., Y. Langevin, G. Boubin, D. Jouglet, J.-P. Bibring, and B. Gondet : 2008b, 'Spectral variability of the Martian high latitude surfaces'. *GEophysical Research Letters* **35**, 20201.
- Poulet, F., N. Mangold, D. Loizeau, J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. Michalski, and B. Gondet : 2008c, 'Abundance of minerals in the phyllosilicate-rich units on Mars'. *Astronomy and Astrophysics* **487**, L41–L44.
- Presley, M. A. and P. R. Christensen : 1997a, 'The effect of bulk density and particle size sorting on the thermal conductivity of particulate materials under Martian atmospheric pressures'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **102**(E4), 9221–9229.
- Presley, M. A. and P. R. Christensen : 1997b, 'Thermal conductivity measurements of particulate materials 1. A review'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **102**(E3), 6535–6549.
- Presley, M. A. and P. R. Christensen : 1997c, 'Thermal conductivity measurements of particulate materials 2. Results'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **102**(E3), 6551–6566.
- Putzig, N., M. Mellon, K. Herkenhoff, R. Phillips, B. Davis, K. Ewer, and L. Bowers : 2014, 'Thermal behavior and ice-table depth within the north polar erg of Mars'. *Icarus* **230**, 64–76.
- Putzig, N., M. Mellon, K. Kretke, and R. Arvidson : 2005, 'Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission'. *Icarus* **173**, 325–341.
- Putzig, N. E. and M. T. Mellon : 2007a, 'Apparent thermal inertia and the surface heterogeneity of Mars'. *Icarus* **191**(1), 68 – 94.
- Putzig, N. E. and M. T. Mellon : 2007b, 'Thermal behavior of horizontally mixed surfaces on Mars'. *Icarus* **191**(1), 52 – 67.

- Quesnel, Y., C. Sotin, B. Langlais, S. Costin, M. Manda, M. Gottschalk, and J. Dymet : 2009, 'Serpentinization of the martian crust during Noachian'. *Earth and Planetary Science Letters* **277**, 184–193.
- Rafkin, S., R. Haberle, and T. Michaels : 2001, 'The Mars Regional Atmospheric Modeling System : Model Description and Selected Simulations'. *Icarus* **151**, 228–256.
- Rafkin, S., J. Pla-Garcia, C. Newman, V. Hamilton, J. Martin-Torres, M. Paz-Zorazno, H. Kahanpää, and E. Sebastian : 2014, 'The Meteorology of Gale Crater Determined from REMS Data and Mesoscale Modeling'. *LPI Contributions* **1791**, 1158.
- Rapin, W., P.-Y. Meslin, V. Sautter, S. Schröder, O. Forni, O. Gasnault, S. Maurice, R. Wiens, and M. Fisk : 2014, 'Constraints on the Water Content in Martian Basaltic Glass Using the ChemCam Hydrogen Signal'. *LPI Contributions* **1791**, 1066.
- Rivkin, A., E. Howell, R. Vervack, C. Magri, M. Nolan, Y. Fernandez, A. Cheng, M. Antonietta Barucci, and P. Michel : 2013, 'The NEO (175706) 1996 FG3 in the 2–4 μm spectral region : Evidence for an aqueously altered surface'. *Icarus* **223**, 493–498.
- Rogers, A. and J. Bandfield : 2009, 'Mineralogical characterization of Mars Science Laboratory candidate landing sites from THEMIS and TES data'. *Icarus* **203**, 437–453.
- Ruff, S. and P. Christensen : 2002, 'Bright and dark regions on Mars : Particle size and mineralogical characteristics based on Thermal Emission Spectrometer data'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **107**, 5127.
- Schaible, M. J. and R. A. Baragiola : 2014, 'Hydrogen implantation in silicates : The role of solar wind in SiOH bond formation on the surfaces of airless bodies in space'. *Journal of Geophysical Research : Planets*.
- Schorghofer, N. : 2007, 'Dynamics of ice ages on Mars'. *Nature* **449**, 192–194.
- Schorghofer, N. and O. Aharonson : 2005, 'Stability and exchange of subsurface ice on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **110**, 5003.
- Schröder, S., P.-Y. Meslin, A. Cousin, O. Gasnault, W. Rapin, J. Blank, J. Lasue, and S. Maurice : 2014, 'ChemCam Hydrogen Detection in Soils and Dust Along Curiosity's Traverse'. *LPI Contributions* **1791**, 1214.
- Sebastián, E., C. Armiens, J. Gómez-Elvira, M. P. Zorzano, J. Martínez-Frías, B. Esteban, and M. Ramos : 2010, 'The Rover Environmental Monitoring Station Ground Temperature Sensor : A Pyrometer for Measuring Ground Temperature on Mars'. *Sensors* **10**(10).
- Seelos, K., F. Seelos, C. Viviano-Beck, S. Murchie, R. Arvidson, B. Ehlmann, and A. Fraeman : 2014, 'Mineralogy of the MSL Curiosity landing site in Gale crater as observed by MRO/CRISM'. *Geophysical Research Letters* **41**, 4880–4887.
- Sefton-Nash, E., D. Catling, and S. Wood : 2009, 'Developments in Deriving Best-Fit Thermal Inertia of the Surface of Mars Using THEMIS Images'. In : *Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 40 of *Lunar and Planetary Science Conference*. p. 1773.

- Sefton-Nash, E., D. Catling, S. Wood, P. Grindrod, and N. Teanby : 2012, ‘Topographic, spectral and thermal inertia analysis of interior layered deposits in Iani Chaos, Mars’. *Icarus* **221**(1), 20 – 42.
- Séjourné, A. : 2011, ‘Formation et évolution des structures périglaciaires en contexte de réchauffement climatique : comparaison Terre-Mars’. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat dirigée par Costard, François Sciences de la Terre et de l’Univers Paris 11 2011.
- Selvans, M., J. Plaut, O. Aharonson, and A. Safaeinili : 2010, ‘Internal structure of Planum Boreum, from Mars advanced radar for subsurface and ionospheric sounding data’. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **115**, 9003.
- Shaw, A., R. Arvidson, R. Bonitz, J. Carsten, H. Keller, M. Lemmon, M. Mellon, M. Robinson, and A. Trebi-Ollennu : 2009, ‘Phoenix soil physical properties investigation’. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **114**, 0.
- Singer, R. : 1982, ‘Spectral evidence for the mineralogy of high-albedo soils and dust on Mars’. *Journal of Geophysical Research* **87**, 10159–10168.
- Sinton, W. : 1967, ‘On the composition of martian surface materials’. *Icarus* **6**, 222–228.
- Smith, D., M. Zuber, H. Frey, J. Garvin, J. Head, D. Muhleman, G. Pettengill, R. Phillips, S. Solomon, H. Zwally, W. Banerdt, T. Duxbury, M. Golombek, F. Lemoine, G. Neumann, D. Rowlands, O. Aharonson, P. Ford, A. Ivanov, C. Johnson, P. McGovern, J. Abshire, R. Afzal, and X. Sun : 2001, ‘Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars’. *Journal of Geophysical Research* **106**, 23689–23722.
- Smith, M. : 2002, ‘The annual cycle of water vapor on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer’. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **107**, 5115.
- Smith, M., J. Bandfield, and P. Christensen : 2000, ‘Separation of atmospheric and surface spectral features in Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) spectra’. *Journal of Geophysical research* **105**, 9589–9608.
- Smith, M. D. : 2004, ‘Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003’. *Icarus* **167**(1), 148 – 165. Special Issue on DS1/Comet Borrelly.
- Smith, P. H., L. K. Tamppari, R. E. Arvidson, D. Bass, D. Blaney, W. V. Boynton, A. Carswell, D. C. Catling, B. C. Clark, T. Duck, E. DeJong, D. Fisher, W. Goetz, H. P. Gunnlaugsson, M. H. Hecht, V. Hipkin, J. Hoffman, S. F. Hviid, H. U. Keller, S. P. Kounaves, C. F. Lange, M. T. Lemmon, M. B. Madsen, W. J. Markiewicz, J. Marshall, C. P. McKay, M. T. Mellon, D. W. Ming, R. V. Morris, W. T. Pike, N. Renno, U. Staufer, C. Stoker, P. Taylor, J. A. Whiteway, and A. P. Zent : 2009, ‘H₂O at the Phoenix Landing Site’. *Science* **325**(5936), 58–61.
- Soderblom, L. and D. Wenner : 1978, ‘Possible fossil H₂O liquid-ice interfaces in the Martian crust’. *Icarus* **34**, 622–637.

- Spiga, A., F. Forget, B. Dolla, S. Vinatier, R. Melchiorri, P. Drossart, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, and B. Gondet : 2007, 'Remote sensing of surface pressure on Mars with the Mars Express/OMEGA spectrometer : 2. Meteorological maps'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **112**(E8).
- Spiga, A., F. Forget, J.-B. Madeleine, L. Montabone, S. Lewis, and E. Millour : 2011, 'The impact of martian mesoscale winds on surface temperature and on the determination of thermal inertia'. *Icarus* **212**, 504–519.
- Spiga, A. and F. c. Forget : 2008, 'Fast and accurate estimation of solar irradiance on Martian slopes'. *Geophysical Research Letters* **35**(15).
- Squyres, S., R. Arvidson, D. Blaney, B. Clark, L. Crumpler, W. Farrand, S. Gorevan, K. Herkenhoff, J. Hurowitz, A. Kusack, H. McSween, D. Ming, R. Morris, S. Ruff, A. Wang, and A. Yen : 2006, 'Rocks of the Columbia Hills'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 2.
- Squyres, S. W., D. E. Wilhelms, and A. C. Moosman : 1987, 'Large-scale volcano-ground ice interactions on Mars'. *Icarus* **70**(3), 385 – 408.
- Stevenson, D. : 2010, 'Planetary Magnetic Fields : Achievements and Prospects'. *Space Science Reviews* **152**, 651–664.
- Stillman, D. and R. Grimm : 2011, 'Dielectric signatures of adsorbed and salty liquid water at the Phoenix landing site, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 9005.
- Stöffler, D. and G. Ryder : 2001, 'Stratigraphy and Isotope Ages of Lunar Geologic Units : Chronological Standard for the Inner Solar System'. *Space Science Reviews* **96**, 9–54.
- Sunshine, J., T. Farnham, L. Feaga, O. Groussin, F. Merlin, R. Milliken, and M. A'Hearn : 2009, 'Temporal and Spatial Variability of Lunar Hydration As Observed by the Deep Impact Spacecraft'. *Science* **326**, 565–.
- Sutter, B., W. Boynton, D. Ming, P. Niles, R. Morris, D. Golden, H. Lauer, C. Fellows, D. Hamara, and S. Mertzman : 2012, 'The detection of carbonate in the martian soil at the Phoenix Landing site : A laboratory investigation and comparison with the Thermal and Evolved Gas Analyzer (TEGA) data'. *Icarus* **218**, 290–296.
- Szwast, M., M. Richardson, and A. Vasavada : 2006, 'Surface dust redistribution on Mars as observed by the Mars Global Surveyor and Viking orbiters'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **111**, 11008.
- Tamppari, L., D. Bass, B. Cantor, I. Daubar, C. Dickinson, D. Fisher, K. Fujii, H. Gunnlauggson, T. Hudson, D. Kass, A. Kleinböhl, L. Komguem, M. Lemmon, M. Mellon, J. Moores, A. Pankine, J. Pathak, M. Searls, F. Seelos, M. Smith, S. Smrekar, P. Taylor, C. Holstein-Rathlou, W. Weng, J. Whiteway, and M. Wolff : 2010, 'Phoenix and MRO coordinated atmospheric measurements'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **115**, 0.

- Tanaka, K., S. Robbins, C. Fortezzo, J. Skinner, and T. Hare : 2014, 'The digital global geologic map of Mars : Chronostratigraphic ages, topographic and crater morphologic characteristics, and updated resurfacing history'. *Planetary and Space Science* **95**, 11–24.
- Thomson, B., N. Bridges, R. Milliken, A. Baldrige, S. Hook, J. Crowley, G. Marion, C. de Souza Filho, A. Brown, and C. Weitz : 2011, 'Constraints on the origin and evolution of the layered mound in Gale Crater, Mars using Mars Reconnaissance Orbiter data'. *Icarus* **214**, 413–432.
- Tian, F., J. Kasting, and S. Solomon : 2009, 'Thermal escape of carbon from the early Martian atmosphere'. *Geophysical Research Letters* **36**, 2205.
- Titov, D. : 2002, 'Water vapour in the atmosphere of Mars'. *Advances in Space Research* **29**, 183–191.
- Titus, T. and G. Cushing : 2014, 'Monitoring the Mars Polar Caps During Mars Years 24–28'. In : *Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 45 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*. p. 2177.
- Toulmin, III, P., H. Rose, Jr., R. Christian, A. Baird, P. Evans, B. Clark, K. Keil, and W. Kelliher : 1977, 'Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results'. *Journal of Geophysical Research* **82**, 4625–4634.
- Vaille, A., S. Bougher, V. Tennishev, M. Combi, and A. Nagy : 2010, 'Water loss and evolution of the upper atmosphere and exosphere over martian history'. *Icarus* **206**, 28–39.
- Vasavada, A., J. Grotzinger, R. Arvidson, F. Calef, J. Crisp, S. Gupta, J. Hurowitz, N. Mangold, S. Maurice, M. Schmidt, R. Wiens, R. Williams, and R. Yingst : 2014, 'Overview of the Mars Science Laboratory mission : Bradbury Landing to Yellowknife Bay and beyond'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **119**, 1134–1161.
- Vincendon, M. : 2008, 'Modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère martienne pour la détermination des propriétés spectrales de surface et la caractérisation des aérosols martiens à partir des données OMEGA'. Ph.D. thesis. Thèse de doctorat dirigée par Langevin, Yves Physique Paris 11 2008.
- Vincendon, M. : 2013, 'Mars surface phase function constrained by orbital observations'. *Planetary and Space Science* **76(0)**, 87 – 95.
- Vincendon, M., J. Audouard, F. Altieri, and A. Ody : 2014, 'Mars surface albedo and changes'. *ArXiv e-prints*.
- Vincendon, M. and Y. Langevin : 2010, 'A spherical Monte-Carlo model of aerosols : Validation and first applications to Mars and Titan'. *Icarus* **207**, 923–931.
- Vincendon, M., Y. Langevin, F. Poulet, A. Pommerol, M. Wolff, J.-P. Bibring, B. Gondet, and D. Jouglet : 2009, 'Yearly and seasonal variations of low albedo surfaces on Mars in the OMEGA/MEx dataset : Constraints on aerosols properties and dust deposits'. *Icarus* **200**, 395–405.

- Vincendon, M., C. Pilorget, B. Gondet, S. Murchie, and J.-P. Bibring : 2011, 'New near-IR observations of mesospheric CO₂ and H₂O clouds on Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 0.
- Whiteway, J., L. Komguem, C. Dickinson, C. Cook, M. Illnicki, J. Seabrook, V. Popovici, T. Duck, R. Davy, P. Taylor, J. Pathak, D. Fisher, A. Carswell, M. Daly, V. Hipkin, A. Zent, M. Hecht, S. Wood, L. Tamppari, N. Renno, J. Moores, M. Lemmon, F. Daerden, and P. Smith : 2009, 'Mars Water-Ice Clouds and Precipitation'. *Science* **325**, 68–.
- Wieczorek, M. and M. Zuber : 2004, 'Thickness of the Martian crust : Improved constraints from geoid-to-topography ratios'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **109**, 1009.
- Wiens, R., S. Maurice, B. Barraclough, M. Saccoccio, W. Barkley, I. Bell, James F., S. Bender, J. Bernardin, D. Blaney, J. Blank, M. Bouyé, N. Bridges, N. Bultman, P. Cais, R. Clanton, B. Clark, S. Clegg, A. Cousin, D. Cremers, A. Cros, L. DeFlores, D. Dellapp, R. Dingler, C. dUston, M. Darby Dyar, T. Elliott, D. Enemark, C. Fabre, M. Flores, O. Forni, O. Gasnault, T. Hale, C. Hays, K. Herkenhoff, E. Kan, L. Kirkland, D. Kouach, D. Landis, Y. Langevin, N. Lanza, F. LaRocca, J. Lasue, J. Latino, D. Limonadi, C. Lindensmith, C. Little, N. Mangold, G. Manhes, P. Mauchien, C. McKay, E. Miller, J. Mooney, R. Morris, L. Morrison, T. Nelson, H. Newsom, A. Ollila, M. Ott, L. Pares, R. Perez, F. Poitrasson, C. Provost, J. Reiter, T. Roberts, F. Romero, V. Sautter, S. Salazar, J. Simmonds, R. Stiglich, S. Storms, N. Striebig, J.-J. Thocaven, T. Trujillo, M. Ulibarri, D. Vaniman, N. Warner, R. Waterbury, R. Whitaker, J. Witt, and B. Wong-Swanson : 2012, 'The ChemCam Instrument Suite on the Mars Science Laboratory (MSL) Rover : Body Unit and Combined System Tests'. *Space Science Reviews* **170**(1-4), 167–227.
- Williams, R., J. Grotzinger, W. Dietrich, S. Gupta, D. Sumner, R. Wiens, N. Mangold, M. Malin, K. Edgett, S. Maurice, and et al. : 2013, 'Martian Fluvial Conglomerates at Gale Crater'. *Science* **340**, 1068–1072.
- Wolff, M. J., M. D. Smith, R. T. Clancy, R. Arvidson, M. Kahre, F. Seelos, S. Murchie, and H. Savijärvi : 2009, 'Wavelength dependence of dust aerosol single scattering albedo as observed by the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer'. *Journal of Geophysical Research : Planets* **114**(E2).
- Wray, J., R. Milliken, C. Dundas, G. Swayze, J. Andrews-Hanna, A. Baldrige, M. Chojnacki, J. Bishop, B. Ehlmann, S. Murchie, R. Clark, F. Seelos, L. Tornabene, and S. Squyres : 2011, 'Columbus crater and other possible groundwater-fed paleolakes of Terra Sirenum, Mars'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **116**, 1001.
- Yen, A., D. Ming, R. Gellert, D. Vaniman, B. Clark, R. Morris, D. Mittlefehldt, R. Arvidson, Athena Science Team, and MSL Science Team : 2014, 'Investigation of Martian Aqueous Processes Using Multiple Alpha Particle X-Ray Spectrometer (APXS) Datasets'. *LPI Contributions* **1791**, 1403.
- Yen, A., B. Murray, and G. Rossman : 1998, 'Water content of the Martian soil : Laboratory simulations of reflectance spectra'. *Journal of Geophysical Research* **103**, 11125–11134.

- Yingst, R., L. Kah, M. Palucis, R. Williams, J. Garvin, J. Bridges, N. Bridges, R. Deen, J. Farmer, O. Gasnault, W. Goetz, V. Hamilton, V. Hipkin, J. Jensen, P. King, A. Koefoed, S. Le Mouélic, M. Madsen, N. Mangold, J. Martinez-Frias, S. Maurice, E. McCartney, H. Newsom, O. Pariser, V. Sautter, and R. Wiens : 2013, 'Characteristics of pebble- and cobble-sized clasts along the Curiosity rover traverse from Bradbury Landing to Rocknest'. *Journal of Geophysical Research (Planets)* **118**, 2361–2380.
- Zent, A., R. Haberle, H. Houben, and B. Jakosky : 1993, 'A coupled subsurface-boundary layer model of water on Mars'. *Journal of Geophysical Research* **98**, 3319–3337.
- Zent, A. and R. Quinn : 1997, 'Measurement of H₂O adsorption under Mars-like conditions : Effects of adsorbent heterogeneity'. *Journal of Geophysical Research* **102**, 9085–9096.
- Zorzano, M.-P., F. Martín-Torres, C. Armiens, I. Carrasco, M. Genzer, F. Gómez, J. Gómez-Elvira, R. Haberle, V. Hamilton, A.-M. Harri, H. Kahanpää, O. Kemppinen, A. Lepinette, J. Martín Soler, J. Martinez-Frias, M. Mischna, L. Mora, S. Navarro, C. Newman, M. de Pablo, J. Pla, V. Peinado, J. Polkko, S. Rafkin, M. Ramos, N. Renno, M. Richardson, J. Rodriguez-Manfredi, J. Romeral Planelló, E. Sebastián, M. de la Torre Juárez, J. Torres, R. Urqui, P. Valentin-Serrano, A. Vasavada, and MSL Science Team : 2014, 'REMS Instrument Design and Operation Status : Monitoring the Environment from a Moving Hot Exploration Rover on Mars'. In : F. Forget and M. Millour (eds.) : *Mars Atmosphere : Modelling and Observation, 5th International Workshop*. p. 1101.
- Zorzano, M.-P., F. Martín-Torres, C. Newman, M. de la Torre, V. Hamilton, E. Sebastian, R. Javier Gómez-Elvira, and the MSL Science Team : 2013, 'Ground calorimetric studies using the REMS ground temperature sensor and the Curiosity rover'. In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 15 of *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p. 11308.