Thèse de doctorat

Présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Paris-Sud XI

École Doctorale Astronomie et Astrophysique d'Ile de France

Spécialité Astronomie et Astrophysique

Préparé à l'Institut d'Astrophysique Spatiale



DEPOUILLEMENT ET INTERPRETATION DES DONNEES SPATIALES D'IMAGERIE HYPERSPECTRALE DE MARS (OMEGA/MEx) : EVOLUTION VOLCANIQUE DE LA SURFACE DE MARS

par

Anouck ODY

Thèse soutenue le 19 novembre 2012, devant le jury composé de :

Nicolas Mangold	Université de Nantes/CNRS	Rapporteur
Michael Toplis	Observatoire Midi-Pyrénées /CNRS	Rapporteur
Vinciane Debaille	Université Libre de Bruxelles	Examinateur
Eric Chassefière	Université Paris-Sud/CNRS	Examinateur
François Poulet	Institut d'Astrophysique Spatial	Directeur de Thèse

« Pourquoi étudier Mars ? Par curiosité surement… Une curiosité d'enfant attirée par les mystères de l'univers et par les histoires d'extraterrestres. Mais aussi une curiosité d'adulte, pour les phénomènes géophysiques qui ont gouverné et gouvernent encore l'histoire de cette planète, de celle où nous marchons, et de celles du système solaire et d'ailleurs… »

Remerciements

Devenir astronaute et découvrir les extraterrestres ! Rêve de petite fille mais pas seulement… Même si je ne suis pas encore dans la navette pour partir sur Mars, et même si les extraterrestres, que je m'imaginais tel le sexy Hann Solo dans mon adolescence, sont devenus des petites bactéries introuvables, il est temps pour moi de dire merci aux gens qui m'ont soutenue dans ce grand projet pendant plus de 3 ans et encore d'avantage j'espère …

En premier lieu, je remercie les membres de mon jury de thèse - Nicolas Mangold, Michael Toplis, Vinciane Debaille et Eric Chassefière - pour avoir accepté de lire ce volumineux document et être venu m'écouter par cette fraîche après-midi d'automne. Merci pour vos commentaires et remarques qui me seront très utiles pour la suite de ma carrière.

Un énorme merci à François, à qui je n'ai pas eu l'occasion de le dire assez pendant ces 3 années. Merci pour la confiance, l'honnêteté et l'efficacité bien dosées avec lesquelles tu m'as guidée et soutenue pendant ces 3 années de travail. Merci également pour les derniers mois de rédaction de thèse, dont je ne serai pas la seule à me souvenir longtemps je crois. Pierre Richard te salue !

Mille mercis également à l'équipe OMEGA de l'IAS pour m'avoir accueillie à bras ouvert et pour le dynamisme que vous réussissez à mettre dans cette petite équipe.

Jean-Pierre, merci pour ta bienveillance et pour toutes ces histoires que tu nous as racontées et que tu nous as fait vivre depuis Baikonour jusqu'a Venise en passant par notre chère planète rouge (ou bleue…).

Brigitte, ton rire que j'entendais depuis l'autre bout du couloir va me manquer, merci pour tous les conseils que tu m'as donnés pendant ces 3 années dans le travail mais aussi dans la vie…

Yves, tes conseils ont été à chaque fois des plus avisés et efficaces, merci !

Enfin, Mathieu, merci pour ton calme serein et apaisant et pour tout le temps que tu as consacré à répondre à mes questions et à discuter.

Je voudrais également dire un très grand merci au service informatique de l'IAS qui a toujours été là pour me sortir de mes galères. Ainsi qu'au service administratif qui m'a rendu la vie plus facile ! Un check particulier à Chloé et Véro, pour les rires et les souvenirs, et à Catherine pour son accueil et ses conseils en matière d'organisation festive !

Trois ans de thèse à l'IAS ça a aussi été beaucoup de rencontres, avec des fous rires, des souvenirs, des repas plein de débats et des pauses café sans café (je n'aime pas ça, sauf avec beaucoup de chocolat, de sucre et pas trop de café). Un grand merci à tout ceux avec qui j'ai partagé ces moment et qui se reconnaitront ici, la liste est trop longue pour les citer tous !

Un merci tout particulier à John, à qui je dois bien plus qu'il ne pourra jamais boire en remerciement de sa présence et de ses très nombreux coups de mains; à Cédric pour une cohabitation plus que réussie ; à Olivier pour ta présence réconfortante jusqu'à des heures tardives à la fin de ma thèse ; à Aikel, Julian, Joachim et Amandine pour votre présence, votre soutien et votre amitié. A Damien et Jessica aussi, pour avoir été là pour une partie de cette aventure ! Et à Nicolas, qui, depuis le soleil de Madrid, a participé à cette thèse à distance.

Merci à tous les thésards et amis martiens, ou provenant d'autres planètes lointaines, avec qui j'ai pu partager la folie scientifique et humaine des conférences : Thomas C, Patrick, Antoine, Jennifer, Marion, Laeticia, Gwen, Erwin, Thomas A, Sylvain, Harold, Frederic, Jean-Baptiste et Vincent C.

Merci également à Violaine Sautter, Michael Toplis et Vinciane Debaille, ainsi que David Baratoux avec qui j'ai pu discuter lors de plusieures conférences et qui m'ont aidée à mieux comprendre certains aspects de ma thèse. J'espère que ces échanges seront encore nombreux.

Parce que la thèse ce n'est pas seulement le boulot, c'est aussi toute une vie, je voudrais aussi remercier Romain, Nico, Selma, Elise, Matteo, Constantino, et Vincent L, cette jolie bande parisienne tous férus d'astrophysique (ou de petites bête écologiques), avec qui j'ai bourlingué pendant presque 5 ans et c'est pas fini !

Merci aussi aux anciens, ami(e)s fidèles, immigrés à Paris, toujours sudistes ou exilés plus lointains : Guillaume et Valérie qui sont venus me soutenir jusqu'à ma soutenance, Cécile loin mais présente tous les jours grâce aux progrès de la communication, Olivier, Jeremy, Léna, Matthias, Pierre, Matmo, Noé, Coline et beaucoup d'autres qui se reconnaitront.

Un énorme merci à Romain, sans qui j'aurais probablement perdu la boule avant la fin ! Merci d'avoir été là et d'être resté calme pour moi jusqu'au bout.

Merci à Cécile et Yann, Muriel, Xavier, Bruno, Sylvie, Anne-Marie, Anne-Valérie, et tant d'autres pour votre soutien sous toutes les formes.

Merci à ma sœur (artiste, comédienne, caméraman) et à mon frère (skateur hors pair et grand négociateur), pour être ce que vous êtes, aussi différents et complémentaires et pour toute la fierté que vous me procurez. Merci à ma grand-mère pour son soutien constant par téléphone et pour être montée jusqu'à Paris pour voir sa petite fille parler d'olivine. Merci à mon grand-père et à Marie-Thérèse pour avoir fait de même.

Et pour conclure, merci à ceux sans qui, au sens propre comme au figuré, je n'aurais jamais pu écrire ces mots : mes parents. Merci pour m'avoir fait confiance, pour m'avoir aidée, appuyée et soutenue dans chacune de mes décisions. Merci pour vos paroles sensées et rassurantes, et pour m'avoir rendu la vie belle et facile tout au long de mon parcours.

Parce que cette thèse n'aurait pas été la même sans vous, merci à tous…

Résumé

Les études géologiques des régions volcaniques de Mars ont clairement montré la diversité et la complexité du volcanisme martien avec des structures aux morphologies variées, témoins de son évolution volcanique et magmatique. Une meilleure compréhension de ce volcanisme nécessite toutefois une connaissance plus précise de la composition minéralogique de ces régions. Cette composition est en effet très dépendante des conditions internes de la planète et de son évolution. Dans ce travail de thèse je me suis donc intéressée à l'évolution volcanique et interne de Mars à partir d'une étude de la minéralogie obtenue grâce à l'imageur hyperspectral OMEGA/Mars Express.

Le jeu de données OMEGA a permis la cartographie à l'échelle globale et avec une résolution kilométrique des principaux minéraux mafiques (pyroxènes et olivines), et des phases ferriques, incluant les oxydes ferriques nanophases, qui permettent de jauger l'état d'oxydation de la surface et de tracer la présence de poussière. Leurs distributions spatiales confirment la composition basaltique des terrains de l'hémisphère sud et de certaines régions sombres des plaines du nord ainsi que la nature nanophasée des oxydes ferriques présents dans la poussière martienne. Ces cartes représentent des produits complets et finaux qui sont mis à la disposition de la communauté.

En complément de cette analyse globale, la distribution de l'olivine à la surface de Mars a fait l'objet d'une étude locale plus détaillée mettant en évidence plusieurs aspects du volcanisme et du magmatisme martien. Des laves hespériennes enrichies en olivine ayant rempli des dizaines de cratères et de dépressions de l'hémisphère sud ont été identifiées. De l'olivine a également été identifiée dans les plaines du nord associée à du matériau excavé par des cratères (<20 km) et à des affleurements étendus suggérant que ces plaines du nord soient également en partie recouvertes de ces laves. Ces observations peuvent s'expliquer par un évènement planétaire de volcanisme fissural durant le début de l'Hespérien. Ceci indique également que la couche supérieure de sédiment présente dans les plaines du nord est peu épaisse et d'origine volcanique. Cet enrichissement en olivine des laves hespériennes, à l'opposé des terrains noachiens dépourvus de signatures, pose la question d'une évolution des conditions internes de la planète entre ces deux périodes, et/ou d'une altération importante des terrains noachiens. De l'olivine associée à des éjectas de grands cratères (>20 km) dans les plaines du nord, ainsi qu'à des buttes dans l'hémisphère sud suggère que la croûte noachienne/primitive enfouie soit enrichie en olivine au moins en certains endroits. Enfin, de l'olivine associée à des buttes sur les terrasses des bassins d'Argyre et d'Hellas, interprétées comme étant des éjectas de manteau, indique que le manteau martien a subi un overturn à la suite de sa cristallisation.

La dernière étape de mon travail a consisté à identifier les régions sources de certaines météorites martiennes en recherchant la similarité de leurs signatures spectrales dans l'infrarouge proche avec celle de la surface de Mars. Un des résultats majeurs de cette étude est que les shergottites basaltiques Los Angeles et Shergotty ont des signatures spectrales similaires à celles des grands massifs volcaniques hespériens tels que Syrtis Major, Thaumasia et Hesperia Planum. Une telle analogie est en accord avec un âge ancien pour ces météorites.

Summary

Geologic studies of martian volcanic regions have demonstrated the diversity and complexity of the martian volcanism through various morphologies, witnesses of the volcanic and magmatic evolution of this planet. A better understanding of this volcanism nevertheless requires a better knowledge of the mineralogical composition of these regions. This composition highly depends on the internal conditions of the planet and its evolution. In my PhD thesis, I focused on the internal and volcanic evolutions of Mars from a study of the mineralogy obtained with the visible near-infrared imaging spectrometer OMEGA / Mars Express.

The OMEGA dataset has allowed the mapping of key anhydrous mineral of the martian surface at a global scale with a kilometer spatial resolution. These minerals are major mafic minerals (pyroxene and olivine), and ferric phases, including nanophase ferric oxides. Their spatial distributions confirm the basaltic composition of the southern hemisphere and the low albedo regions of the northern plains, as well as the nanophase nature of ferric oxides present in the martian dust. These global maps represent complete and final products and are available for the community.

In addition to this global analysis, the global distribution of olivine on the surface of Mars was the subject of a more detailed local study highlighting several aspects of the martian volcanism and magmatism. Hesperian olivine enriched lavas that have filled dozens of craters and depressions in the southern hemisphere were identified. Olivine was also identified in the northern plains associated with material excavated by craters (<20 km) and with extended outcrops, suggesting that the northern plains were also partly filled with these lavas. These observations can be explained by a planetary event of olivine enriched fissural volcanism during the early Hesperian. They also indicate that the upper layer of sediment present in the northern plains is very fine (<100m) and of volcanic origin. This olivine enrichment of hesperian lavas, unlike olivine-depleted noachian terrains, questions the variation of internal conditions of the planet between these two periods, and/or significant alteration of the noachian terrains. Olivine associated with large crater ejectas (> 20 km) in the northern plains, and buttes in the southern hemisphere suggests that the buried noachian/primitive crust was olivine enriched in some locations. Finally, olivine found in buttes on terraces of Argyre and Hellas basins, interpreted as mantle ejectas, indicates that the martian mantle have experienced an overturn after its crystallization.

The last chapter of my work was to identify the source regions of Martian meteorites by looking for some similarity in their spectral signatures in the near infrared with those of the martian surface. A major outcome of this study is that the basaltic shergottites Shergotty and Los Angeles have spectral signatures similar to those of the hesperian volcanic massifs such as Syrtis Major, Hesperia Planum and Thaumasia Planum. Such an analogy is consistent with an old age for these meteorites.

SOMMAIRE

SOMMAIRE 9

INTRODUCTION 13
1 LA SURFACE DE MARS, UNE SURFACE D'ORIGINE VOLCANIQUE 17

1.1 Les principales caractéristiques de Mars 17
1.2 La structure et la composition de la croûte martienne 20
1.2.1 La structure de la croûte 20
1.2.2 Composition de la surface de Mars 24
1.2.2.1 Les météorites martiennes, échantillons de Mars mais lesquels ? 24
1.2.2.2 Les mesures in situ 26
1.2.2.3 Les mesures depuis l'orbite 30
1.2.3 Propriétés physiques de la surface de Mars : l'inertie thermique 39

1.3 Formation et évolution de la croûte martienne 41
1.3.1 Formation, ascension et cristallisation d'un magma sur Mars 41
1.3.1.1 Fusion partielle et cristallisation fractionnée 41
1.3.1.2 Formation d'un magma en profondeur 43
1.3.1.3 Ascension, différenciation et cristallisation d'un magma 44
1.3.2 Formation de la croûte primaire : Océan de magma 45
1.3.3 Formation de la croûte secondaire : Evolution volcanique de Mars 51
1.3.3.1 Le volcanisme durant le Noachien (~ 4.0 - 3.7 Ga) 52
1.3.3.2 Le volcanisme durant l'Hesperien (~ 3.7 - 3 Ga) 52
1.3.3.3 Volcanisme durant l'Amazonien (~3 Ga– aujourd'hui) 53
1.3.3.4 Résumé des grandes étapes du volcanisme et discussion 54
1.3.4 Remodelage de la croûte secondaire 56

1.4 Conclusion 58

2 MINERALOGIE ET SPECTROSCOPIE VISIBLE ET PROCHE-INFRAROUGE DE LA SURFACE DE MARS 59

2.1 Diffusion de la lumière solaire par une surface planétaire : composante réfléchie observée par un satellite 59
2.1.1 L'intensité spécifique ou la radiance 60
2.1.2 La composante réfléchie par la surface 61
2.1.3 Les effets de l'atmosphère 64
2.1.3.1 Absorption gazeuse 65
2.1.3.2 Diffusion et absorption par les aérosols et les nuages 66
2.1.4 Intensité spécifique reçue par un satellite et réflectance 69

2.2 Les minéraux étudiés et leurs signatures spectrales dans le visible et l'infrarouge proche 70
2.2.1 Les processus à l'origine des bandes d'absorption : les transitions électroniques 70
2.2.2 Caractéristiques spectrales des bandes d'absorption des minéraux étudiés 72
2.2.2.1 Le pyroxène 72
2.2.2.2 L'olivine 75
2.2.2.3 Les plagioclases 76
2.2.2.4 Les oxydes ferriques 76
2.2.3 Variations spectrales des minéraux étudiés 78
2.2.3.1 Variations liées à la taille des grains 78

2.2.3.2 Variations spectrales liées aux mélanges 79

2.3 Méthodes de détection des minéraux 82

3 CARTOGRAPHIE GLOBALE DE LA MINERALOGIE MARTIENNE AVEC LES DONNEES OMEGA/MEX 85

3.1 OMEGA : Instruments et données 86
3.1.1 L'instrument OMEGA 86
3.1.2 Les données OMEGA 89
3.1.3 Réduction des données : obtention d'un spectre de réflectance 91
3.1.4 Les artéfacts instrumentaux 96

3.2 Sélection des données 97
3.2.1 Etape 1 : Sélections des observations 98
3.2.2 Etape 2 : Exclusion des données affectées par les problèmes instrumentaux 99
3.2.2.1 Saturation du détecteur de la voie C 99
3.2.2.2 Température du détecteur non nominale 100
3.2.2.3 Colonnes défectueuses 100
3.2.2.4 Données manquantes (« data gaps ») 101
3.2.3 Etape 3 : filtrage des données affectées par les conditions observationnelles 102
3.2.3.1 Filtrage des glaces d'eau et de CO2 104
3.2.3.2 Processus de filtrage des aérosols 104

3.3 Critères spectraux des minéraux cartographiés 109
3.3.1 Albédo à 1.08µm (« NIR albedo ») 109
3.3.2 Pyroxène 109
3.3.3 Olivine 110
3.3.4 Les phases ferriques 113

3.4 Méthode de cartographie 115
3.5 Cartes globales et discussion 116
3.5.2 Oxydes de fer 120
3.5.3 Pyroxène 123
3.5.4 Olivine 124
3.5.4.1 Deux types de signatures d'olivine à 1µm : Type 1 et Type 2 127
3.5.4.2 Analyse globale de la distribution d'olivine 128
3.5.4.3 Distribution de l'olivine en fonction de l'altitude et de la latitude 130
3.5.4.4 Distribution de l'olivine avec l'âge 133
3.5.4.5 Distribution de l'olivine avec l'inertie thermique 134

3.6 Conclusion 137

4 ANALYSE DETAILLEE DES DEPOTS D'OLIVINE : ORIGINE ET IMPLICATION 141

4.1 Méthode 142
4.1.1 Vérification et augmentation de l'échantillon de détections d'olivine 142
4.1.2 Composition 143
4.1.3 Détermination du contexte et des propriétés physiques 144
4.1.4 Détermination de la période de formation 145
4.1.5 Mise en commun des données 146

4.2 Etude détaillée des dépôts d'olivine 147

4.2.1 Dépôts d'olivines dans les anciens terrains de l'hémisphère sud 148
4.2.1.1 Contexte géologique 148
4.2.1.2 Période de formation 157
4.2.1.3 Composition 159
4.2.1.4 Origine et implications 161
4.2.2 Dépôts d'olivine associés aux trois grands bassins d'impacts 164
4.2.2.1 Contexte géologique 164
4.2.2.2 Période de formation 168
4.2.2.3 Composition 168
4.2.2.4 Origine et implications 169
4.2.3 Les dépôts d'olivine dans les plaines du nord 171
4.2.3.1 Contexte 171
4.2.3.2 Période de formation 177
4.2.3.3 Composition 177
4.2.3.4 Origines et implications 177
4.2.4 Dépôts d'olivine dans Valles Marineris 179
4.2.4.1 Contexte géologique 179
4.2.4.2 Origines et implications 182
4.2.5 Affleurements enrichis en olivine dans l'hémisphère sud 183

4.3 Conclusion 186

5 REGIONS SOURCES DES METEORITES MARTIENNES 189

5.1 Méthode 189
5.1.1 Description 189
5.1.2 Validation 193

5.2 Résultats 195
5.2.1 Les shergottites : Los Angeles et Shergotty 197
5.2.2 ALH84001 200
5.2.3 La Nakhla 201
5.2.4 Chassigny 202

5.3 Conclusion et Discussion 204

CONCLUSION 207

BIBLIOGRAPHIE 211

ANNEXE 1 233
ANNEXE 2 236
ANNEXE 3 240

Introduction

De par sa taille intermédiaire, entre celle de la Terre et celle de la Lune, Mars a su entretenir une activité géologique importante, tout en en préservant les traces les plus anciennes en partie grâce à l'absence de plaques tectoniques. La surface de Mars est donc le résultat de plus de 4.5 milliards d'années d'évolution faisant d'elle une fenêtre sur le passé et un laboratoire grandeur nature pour l'étude des processus géophysiques responsables de sa formation, de son évolution, et des événements clés de son histoire et de manière comparée de ceux des autres planètes.

Les premières images de la surface de Mars montrent une topographie complexe présentant des formations d'origine volcanique et tectonique telles que le volcan géant Olympus Mons ou encore le plus grand canyon du système solaire, Valles Marineris. Avec l'arrivée des sondes spatiales et des données in-situ et orbitales, le caractère volcanique de la surface de Mars est mis en avant, tant au niveau minéralogique que morphologique, faisant du volcanisme un processus majeur de l'évolution de la planète. Ce volcanisme a formé une croûte secondaire qui a en partie ou entièrement recouvert la croûte primaire résultant de la formation de la planète. Cette croûte secondaire a elle-même subi des processus de resurfaçages et d'altérations au cours de son histoire qui ont pu modifier sa morphologie, sa stratigraphie ainsi que sa composition. Des échantillons de cette croûte sont aujourd'hui disponibles sous la forme de météorites martiennes. Cependant, la source de ces météorites à la surface de Mars, leur âge et leur représentativité ne sont à ce jour pas bien contraints, compliquant leur interprétation.

La surface de Mars représente donc une interface entre sa structure interne et son atmosphère et son étude permet de répondre à de nombreuses questions. Quels sont les processus à l'origine de la formation de la croûte primitive ? Quelle a été l'importance du volcanisme dans l'évolution de Mars, ses grandes étapes et que peut-il nous apprendre sur l'évolution interne de la planète ? Quels sont les effets qu'il a pu avoir sur l'environnement martien et quels sont les effets de cet environnement sur les terrains qu'il a formés ? D'où viennent les météorites martiennes, sont-elles représentatives de la surface de Mars, échantillonnent-elles les dernières laves formées à la surface de Mars ou pourraient-elles être beaucoup plus vieilles ? Il existe plusieurs approches pour répondre à ces questions.

L'arrivée récente des imageurs spectraux et hyperspectraux dans l'étude de Mars a permis de grandes avancées en réconciliant morphologie et minéralogie. Si la morphologie permet de définir le contexte géologique dans lequel s'insère la surface observée, la composition de cette surface est essentielle pour en contraindre sa nature et son origine. Plus particulièrement, la composition des roches volcaniques est fonction de celle de son magma d'origine qui dépend elle-même de la composition et des conditions de pression-température du manteau au moment de sa formation. Contraindre la composition de ces roches volcaniques observables en surface permet donc de poser de nombreuses contraintes sur l'évolution interne de la planète.

Ce travail de thèse est basé sur l'imageur hyperspectral OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) à bord de la sonde Mars Express mise en orbite autour de Mars en janvier 2004. OMEGA a permis l'observation de la quasi-totalité de la surface de Mars dans le visible et le proche infrarouge à une haute résolution spectrale et spatiale. Afin d'utiliser tout le potentiel des données fournies par cet instrument nous avons décidé d'aborder cette thèse selon une approche minéralogique et globale. Cette vision planétaire fournie par OMEGA permettra d'aborder plusieurs aspects de l'évolution martienne, et plus particulièrement de son évolution volcanique, et de donner des éléments de réponses aux questions posées plus haut.

La première partie de cette thèse sera consacrée à une présentation des différentes données, résultats et connaissances que nous avons sur Mars au moment où cette thèse a commencé. Une importance particulière sera donnée à l'aspect minéralogique et aux connaissances et problématiques existants au niveau de la formation de Mars et de son évolution volcaniques afin de donner un contexte exhaustif à ce travail de thèse.

Dans le deuxième chapitre nous définirons ce qu'est un spectre de réflectance, quelles sont les composantes qui entrent en jeu, en plus de celle de la surface et quels sont les effets qu'elles ont sur cette dernière. Les bandes d'absorption des minéraux, qui laissent leur empreinte dans les spectres électromagnétiques et qui permettent de les détecter depuis l'espace, ainsi que les processus qui en sont à l'origine, seront décrits dans la deuxième partie de ce chapitre. Pour finir, nous donnerons un aperçu des techniques qui peuvent être utilisées pour détecter les minéraux à la surface de Mars à partir de leurs bandes d'absorption, telles que la méthode des critères spectraux qui sera utilisée dans cette thèse.

C'est dans le troisième chapitre que commencera la présentation des résultats obtenus lors de cette thèse. La première étape a consisté en la cartographie minéralogique globale de la surface de Mars basée sur la méthode des critères spectraux. Cette thèse n'ayant pas pour but de contraindre l'évolution aqueuse de la surface de Mars, nous nous consacrerons à la cartographie des minéraux non aqueux incluant les pyroxènes et les olivines, principaux minéraux des roches volcaniques, et aux phases ferriques, traceurs de l'état d'oxydation de la surface et constituants majeurs de la poussière martienne. La cartographie de ces minéraux ayant déjà été réalisée en 2007 et 2008 à partir d'une année martienne d'observations OMEGA, il s'agira ici d'améliorer ces cartes et de les mettre à jour à la vue du grand nombre de données supplémentaires acquises depuis 2007. Ceci nécessitera entre autres un gros travail de sélection des données afin de prendre en compte les défaillances, les anomalies et le vieillissement de l'instrument ainsi que les aléas du climat martien. La dernière partie de ce chapitre reprendra et complètera les résultats obtenus dans l'étude de 2007 à la lumière de ces nouvelles cartes. Une étude plus détaillée sera consacrée à la carte globale de l'olivine dont le nombre de détections a grandement augmenté depuis l'étude de 2007 nous donnant une nouvelle et unique vision de la distribution globale de ce minéral à la surface de Mars.

De par ses conditions de cristallisation, l'olivine est un minéral particulièrement intéressant dans l'étude de l'évolution volcanique et interne de Mars. S'altérant très vite, elle est aussi un témoin de l'évolution des conditions environnementales présentes à sa surface. Une meilleure compréhension de la distribution globale de ce minéral nécessitera de passer d'une analyse globale à une analyse plus locale et plus détaillée des différents dépôts identifiés dans le troisième chapitre. Cette analyse constituera le quatrième chapitre de ce manuscrit et la partie centrale de cette thèse. Lors de cette analyse détaillée nous nous efforcerons de remettre ces dépôts d'olivine dans leur contexte géologique précis grâce à l'étude de leur morphologie, de leur stratigraphie, de leurs propriétés physiques, et de leur âge. Ceci nécessitera l'utilisation de nouvelles données d'imagerie permettant de faire des analyses géologiques à haute résolution. L'étude de l'ensemble de ces dépôts remis dans leur contexte géologique et replacés dans l'histoire de Mars fera apparaître de nouvelles contraintes sur la composition du manteau, la formation de la croûte primaire et sur l'évolution de volcanisme martien en terme de composition et d'activité. Elle posera également la question d'une possible altération globale des terrains les plus anciens. Cette étude globale et locale de l'olivine montrera également la difficulté de déterminer sa composition exacte en terme de teneur en fer, taille de grain et abondance à partir de sa signature dans l'infrarouge proche.

Le dernier chapitre de cette thèse sera dédié aux météorites martiennes et essayera de les replacer dans leur contexte géologique en se basant sur une comparaison entre leurs signatures spectrales et celles de la surface de Mars. Bien que cette approche soit sujette à

certaines limites, nous verrons qu'elle permet toutefois d'apporter de nouvelles informations quant à la représentativité et à l'âge de ces météorites.

La conclusion résumera et discutera les différents résultats majeurs de ce travail de thèse en les replaçant dans l'histoire de Mars et précisera les perspectives majeures.

1 La surface de Mars, une surface d'origine volcanique

Si l'étude de Mars a commencé au XVIIe siècle grâce aux télescopes terrestres, ce n'est véritablement qu'à l'ère spatiale, quand les premières missions partirent vers Mars, que la plupart des connaissances actuelles ont été obtenues. Atteindre Mars n'est pas une mince affaire et pas moins de 43 missions spatiales américaines, européennes, russes ou encore japonaises ont été envoyées et 19 seulement, en comptant Curiosity à bord de Mars Science Laboratory qui s'est posé sur Mars en aout dernier, ont été un succès ou demi-succès. Les instruments embarqués à bord des missions spatiales ont permis d'obtenir des détails sur la minéralogie et la morphologie de la surface martienne, mais aussi sur la composition de l'atmosphère et son cycle atmosphérique, l'activité de la planète, sa structure interne ou encore son champ magnétique. Les observations depuis l'orbite sont complétées par des analyses in situ obtenues par des Rovers arpentant la surface de Mars, ainsi que par l'étude de météorites martiennes récoltées sur Terre. Ces différentes données ont montré que Mars possédait une surface d'origine principalement volcanique résultante de plusieurs milliards d'années d'activité.

Nous commencerons ce chapitre par une courte introduction de Mars présentant brièvement ces caractéristiques principales. La deuxième partie sera dédiée à la description générale des données géologiques et minéralogiques que nous avons de la surface de Mars au moment ou débuta cette thèse. Pour finir, nous présenterons l'état des connaissances actuelles concernant la formation de la croûte primaire de Mars, l'évolution de son volcanisme et ses implications au niveau de l'évolution interne de la planète, ainsi que les processus d'altération et de resurfaçages impliqués dans l'évolution du paysage martien.

1.1 Les principales caractéristiques de Mars

Mars est la 4ème planète du système solaire, soit la dernière planète tellurique. Située entre l'orbite de la Terre et la ceinture principale d'astéroïdes, elle se déplace autour du soleil sur une orbite d'excentricité 0.093, nettement supérieure à celle de la Terre (qui est de seulement 0.017). Sa distance moyenne au soleil est de 1.5 AU soit 228.106 km, ce qui engendre un flux solaire incident 2.5 fois plus faible qu'à la surface de la Terre. Le jour solaire martien est de 24 h 39 min 35s. L'année martienne est de 669 jours martiens, ce qui correspond à 687 jours terrestres, soit presque 2 années terrestres. Son obliquité, qui représente l'inclinaison de son axe de rotation par rapport à l'écliptique, vaut actuellement près de 25° ce qui est du même ordre que celle de la Terre (23.45°). Cela lui procure des saisons qui sont toutefois plus marquées que celle que nous connaissons du fait de la grande excentricité de l'orbite de Mars. Cette obliquité aurait pu varier dans le passé et atteindre jusqu'à 60° [Laskar et al., 2004], comme l'atteste la présence d'anciens glaciers à l'équateur [Haberle et al., 2006]. Ceci s'explique par la taille de Phobos et Deimos, les deux satellites de Mars, qui n'est pas assez importante pour stabiliser l'obliquité de Mars contrairement à celle de la Lune qui stabilise l'obliquité de la Terre.

Pour se repérer de manière simple dans l'année martienne, on utilise la longitude solaire (Ls), grandeur définie par l'angle exprimé en degré entre l'axe soleil-Mars à l'équinoxe de printemps pour l'hémisphère nord et l'axe soleil-Mars instantané. L'année martienne vaut donc 360° et chaque saison 90°comme l'illustre la Figure 1.

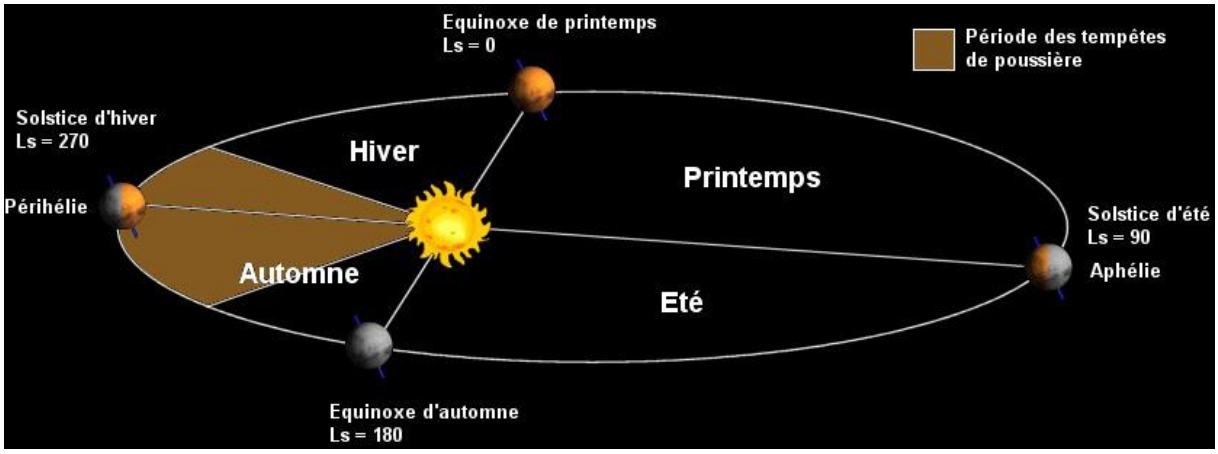


Figure 1. Révolution de Mars autour du Soleil pendant une année martienne (Labrot, 2008).

Le rayon équatorial de Mars de seulement 3396 kilomètres, soit à peine deux fois plus grand que celui de la Lune et moitié moins grand que celui de la Terre, fait de Mars une « anomalie » du système solaire. En effet, de par sa position de 4ème, les modèles de formation montrent que Mars devrait être te taille égale ou plus grande que la Terre. Une explication à sa petite taille serait la migration des planètes géantes qui aurait expulsé loin dans le système solaire les astéroïdes présents sur l'orbite de Mars et initialement destinés à sa formation [*Walsh et al., 2011*]. La densité de Mars est de 3.93g.cm^{-3} ce qui lui procure une masse dix fois plus petite que celle de la Terre et une gravité de surface de 3.72 m.s^{-2}, soit 0.38 fois celle de la Terre.

Bien qu'il soit aujourd'hui envisagé que l'atmosphère de Mars ait pu être plus importante dans le passé, Mars ne possède actuellement qu'une atmosphère ténue dont la pression moyenne à la surface vaut environ 6 mbar contre environ 1bar pour la Terre et 93 bars pour Vénus. Cette faible pression atmosphérique ne permet pas à Mars de maintenir un effet de serre important, il existe donc un grand gradient de température entre le jour et la nuit, et entre les différentes saisons, avec des températures de surface qui s'échelonnent entre -133°C, valeur minimale aux pôles de nuit, et 27°C, valeur maximale atteinte à l'équateur en été de jour. Cette atmosphère est composée à 95% de CO2, 3% d'azote, 1.6% d'argon, 0.1 % d'oxygène et des traces d'autres gaz comme la vapeur d'eau. Le CO2 et la vapeur d'eau, vont au cours des saisons se condenser pour former des nuages ou se déposer pour former des dépôts de glace aux hautes latitudes et essentiellement aux pôles où elles vont former des grandes calottes polaires saisonnières pendant l'hiver de chaque hémisphère. L'atmosphère martienne contient aussi un grand nombre de petites particules de poussières en suspension appelées aérosols dont la quantité dans l'atmosphère varie au cours des saisons et des années et peut former de grandes tempêtes globales de poussière qui peuvent perdurer pendant plusieurs mois.

En l'absence de données sismiques, la structure interne de Mars est très peu contrainte et dépend beaucoup du modèle utilisé. Cependant, son facteur de moment d'inertie I/MR^2 qui dépend de la répartition des masses dans la planète a été estimé à 0.3650±0.0012, ce qui correspond à une valeur intermédiaire entre celle de la Lune (0.394) et celle de la Terre (0.33) [*Yoder et al. , 2003*]. Ce moment d'inertie est en accord avec une planète différenciée composée d'un important noyau riche en Fer ainsi que d'un manteau et d'une croûte silicatée dont les détails seront donnés dans la suite (section 1.2) (Figure 2). Cependant, le fait que ce facteur de moment d'inertie soit plus important que celui de la Terre suggère une différenciation moindre entrainant une plus faible concentration des matériaux lourds dans le noyau et donc un manteau primitif martien plus riche en Fer et plus dense et /ou proportionnellement plus grand que celui de la Terre. Ceci est en accord avec la densité du noyau martien estimé vers ~3.55 g.cm^{-3} comparé à une densité de ~3.34 g.cm^{-3} pour la Terre ainsi que par le rayon du noyau de

1600±200 km, soit environ 9% du volume martien contre 16% pour le noyau terrestre [*Fei and Bertka, 2005, Bertka and Fei, 1998b, Taylor and McLennan, 2009*]. La grande teneur en Fer du noyau a été confirmée par l'analyse des météorites martiennes [*Dreibus and Wänke, 1985* , *Wänke and Dreibus, 1988*], ainsi que par la composition chimique de la surface dérivée des données GRS [*Taylor et al., 2006*] (voir section 1.2.2.3), qui suggèrent des concentrations absolues en Fe0 de ~18% pour le manteau martien contre seulement 7.8% pour la Terre. Des expériences et modélisations récentes ont cependant suggéré que le magma source des météorites martiennes pourrait avoir des concentrations en FeO légèrement plus faibles ~(12-14%), mais toujours en accord avec le moment d'inertie [*Borg and Draper, 2003 ; Agee and Draper, 2004*]. Il en va de même des données in situ acquises par les rovers qui montrent des concentrations en fer plus faibles que celles dérivées des données GRS sur leur lieu d'atterrissage [*Karunatillake et al., 2007*].

L'activité interne et tectonique de Mars est encore peu connue. Aujourd'hui les observations suggèrent que Mars n'ai pas ou peu connue de tectonique des plaques et que sa croûte soit formée d'une seule et unique plaque assez epaisse. Certains indices montrent cependant que Mars aurait pu être une planète convective dans le passé ou même encore actuellement [e.g. *Baratoux et al., 2011*]. Dans tout les cas, l'activité interne de Mars lui a permis d'entretenir une activité volcanique intense au cours de son histoire, qui sera développée dans les sections suivantes. Cette activité volcanique n'aurait cessé il n'y a que quelques centaines de millions d'années.

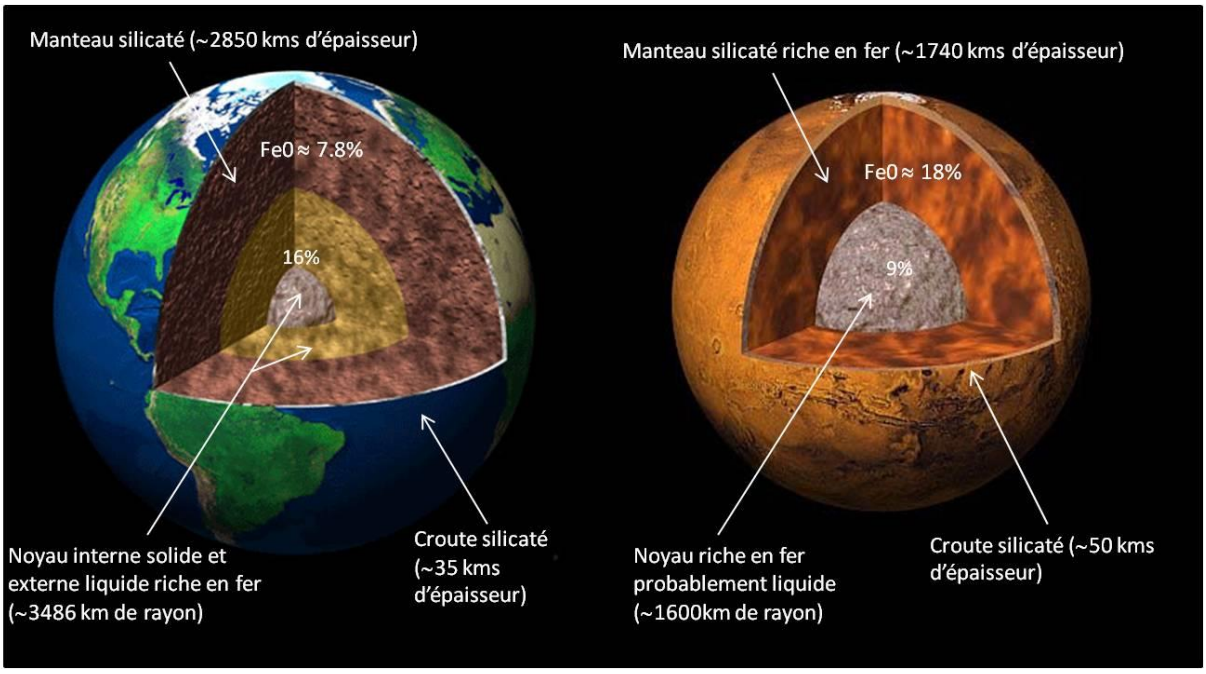


Figure 2. Schéma de la structure interne de Mars comparée à celle de la Terre. 9% et 16% représentent le volume du noyau par rapport au volume total de la planète (inspiré de Taylor and McLennan, [2009]).

Bien que les causes de sa mise en place et de son arrêt soient encore mal connues, la présence d'un magnétisme rémanent important dans les vieux terrains martiens suggère que Mars ait connu une dynamo intense dans son noyau permettant la mise en place d'un champ magnétique tôt dans l'histoire de Mars [*Langlais et al., 2004*]. La datation des terrains présentant ce magnétisme rémanent et de ceux dont il est absent a permis de dater son arrêt entre 4 et 3.7Ga [*Acuna et al., 1999 ; Langlais and Purucker, 2007 ; Lillis et al., 2009*]. Cet arrêt du champ

magnétique pourrait être à l'origine de l'atmosphère ténue de Mars, perdant sa protection, celle-ci aurait été en partie érodée par le vent solaire [*Chassefière et al., 2004* ; *Lundin et al., 2004*].

Pour conclure, la taille intermédiaire de Mars lui a permis d'entretenir une activité géologique importante tout au long de son histoire tout en préservant ses terrains les plus anciens grâce à l'absence de plaques tectoniques et à sa faible érosion. Cela fait de Mars la plus grande archive géologique parmi les planètes telluriques avec de nombreux terrains datant de plus de 4 milliards d'années, époque où les conditions de surface étaient peut-être assez similaires à celle de la Terre à la même époque et dont il ne reste que peu ou pas de trace sur Terre.

Le Tableau 1 réuni les caractéristiques principales de Mars décrites ci-dessus.

Tableau 1. Comparaison des fiches signalétiques de Mars et de la Terre

	MARS	**TERRE**
Rayon moyen (km)	3389	6371
Masse (kg)	6.24×10^{23}	5.98×10^{24}
Gravité de surface ($m.s^{-2}$)	3.72	9.81
Densité moyenne	3.93	5.515
Facteur de moment d'inertie (I/MR^2)	0.365	0.33
Distance au soleil ($x10^6$km)	228 (1.5AU)	150 (1AU)
excentricité	0.0934	0.0167
Obliquité (°)	25.19	23.45
Durée du jour	24h39min35s	24h
Durée de l'année	668.6 jours martiens	365.25 jours terrestres
Flux incident ($W.m^{-2}$)	600	1400
Température de surface (°C)	-63 (-133 à +27)	15 (-89 à +60)
Pression de surface (bar)	0.006	1
Composition principale de l'atmosphère	95% CO_2 3% N_2 1.6% Ar 0.1 % O_2 Autres gaz comme la vapeur d'eau.	78.1 % N_2 21 % O_2 0,93 % Ar 0.04 % CO Autres gaz comme le méthane ou la vapeur d'eau.[2]
Âge de la plus vieille roche	**~4.1 Ga** pour les plus vieux terrains de la surface martienne ou **~4.5 Ga** [*Nyquist et al., 1995*] ou **~4.3 Ga** [*Bouvier et al., 2009*] dans le cas des météorites martiennes (ALH84001 ou shergottites (voir section 1.2.2.1))	Entre **~3.85 Ga** et **~4.03Ga** pour les plus vielles roches terrestres ou **~4.36 Ga** dans le cas de zircon, minéral extrêmement résistant [*Taylor and McLennan, 2009*].
Satellites naturels	Phobos (10 à 14 km de diamètre) et Deimos (5 à 7 km)	La Lune (3475 km de diamètre)

1.2 La structure et la composition de la croûte martienne

1.2.1 La structure de la croûte

Mars possède une croûte volumineuse avec une épaisseur moyenne de 50 km et comprenant plus de 4% du volume de la planète [*McSween Jr., 2003, Zuber et al., 2000*].

L'un des aspects les plus frappants de la physiographie martienne, mit en évidence par l'altimètre laser MOLA à bord de la sonde MGS (annexe 2), est la dichotomie globale qui sépare les terrains du sud, plus élevés (~2 km) et plus cratérisés « les Highlands », des plaines du nord plus basses en altitude (~-4 km) et qui semblent beaucoup plus lisses « les Lowlands » (Figure 3A). Cette dichotomie se retrouve en partie au niveau de l'épaisseur de la croûte qui fait en moyenne 60 km sous l'hémisphère sud et seulement 30 km sous l'hémisphère nord (Figure 3B) [*Neumann et al., 2004 ; Zuber et al., 2000*]. De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer la présence de cette dichotomie, et deux sont encore débattues : (1) cette dichotomie pourrait s'être formée naturellement pendant la formation de la croûte martienne à partir de la cristallisation d'un océan de magma puis d'un « overturn » (voir section 1.3.2, *Elkins-Tanton et al., 2005a*), ou grâce à des processus de convection dans le manteau qui auraient modifié l'épaisseur de la croûte plus tard, en l'augmentant dans les zones ascendantes et la diminuant dans les zones descendantes [*Solomon et al., 2005*] ; (2) la croûte aurait pu être arrachée dans l'hémisphère nord par un ou plusieurs impacts géants [*Frey and Shultz, 1988 ; Nimmo et al., 2008*]. Dans tous les cas, les données indiquent que cette dichotomie est apparue très tôt dans l'évolution géologique de la planète [*Watters et al., 2007*].

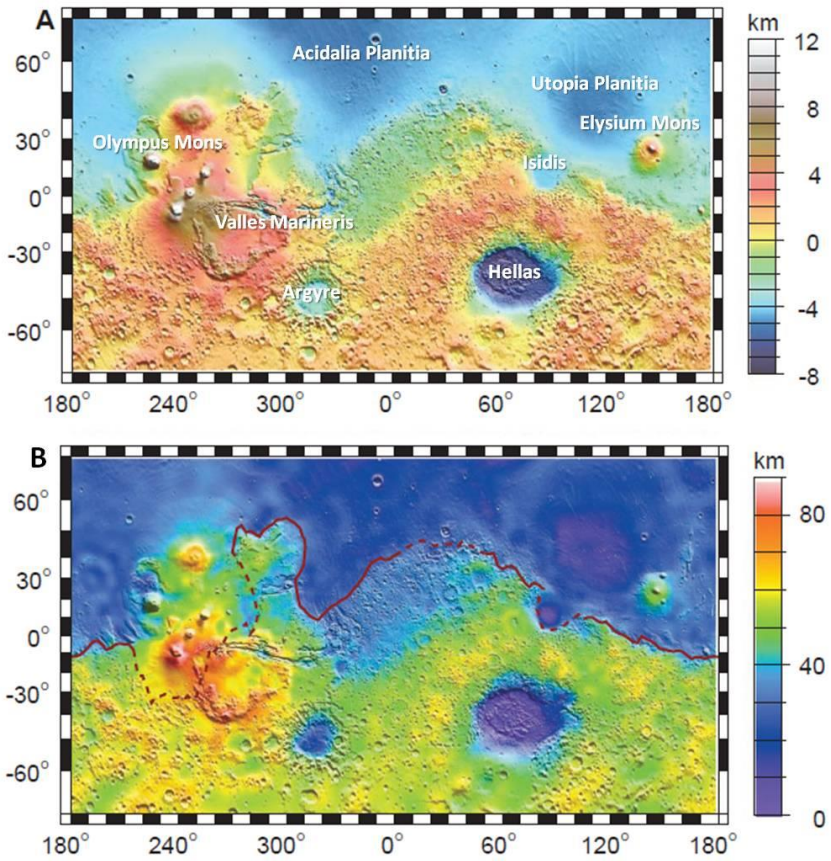


Figure 3. A. Carte topographique de Mars obtenue avec l'altimètre MOLA à bord de Mars Global Surveyor (MGS) qui permet de mesurer la topographie martienne avec une précision verticale inférieure ou égale au mètre. B. Épaisseur de la croûte martienne obtenue à partir des données topographiques et gravitométriques. La dichotomie globale est représentée avec un trait rouge, les parties en pointillés sont celles qui ont été estimées [Zuber et al., 2000].

La région des plaines du nord semble montrer une géologie complexe que les données morphologiques, topographiques, radars et minéralogiques obtenus par les divers instruments ont du mal à contraindre [*Baker et al., 1991 ; Zuber et al., 2000 ; Head et al., 2002 ; Picardi et al.,*

2005 ; Poulet et al., 2007 ; Mouginot et al., 2012]. Leur aspect lisse a longtemps été attribué à la présence d'une grande quantité de sédiments qui pourrait avoir été formée par la présence d'un « océan » dans cette région [*e.g. Baker et al., 1991*]. Cependant, des analyses morphologiques plus récentes ont suggéré que cet aspect lisse puisse être en partie dû au remplissage d'une grande partie des plaines du nord par des laves durant le début de l'Hespérien [*Head et al., 2002*], remettant en cause la quantité et l'origine des sédiments observés dans cette région. Ces sédiments pourraient alors inclure des laves transformées en régolite, des cendres volcaniques, de la poussière, auxquels se seraient ajoutés des sédiments drainés par les chenaux observés dans la région de Chryse Planitia et des dépôts périglaciaires [*Head et al., 2002, Catling et al., 2012*]. Ces régions ont également été modifiées par les effets des variations climatiques qui ont eu lieu après leur formation.

Entre les hauts terrains du sud et les plaines du nord s'étend à l'ouest l'imposant dôme de Tharsis qui recouvre environ 25% de la surface de la planète [*Solomon et al., 2005*]. Ce dernier qui fait plus de 10 km de hauteur regroupe plusieurs des plus gros volcans de Mars dont Olympus Mons, volcan géant de plus de 20km, et a été le lieu d'un volcanisme intense pendant des milliards d'années. La croûte sous Tharsis est la plus épaisse de la planète et est estimée à plus de 80 km d'épaisseur [*Zuber et al., 2000*]. Tharsis n'est pas la seule province volcanique de Mars. La province d'Elysium à l'est regroupe aussi plusieurs grands volcans, et des pateraes sont présentes au bord des grands basins dans l'hémisphère sud (Syrtis Major, Hesperia et Malea Planum) (Figure 4). De plus, des étendues de laves sont observées dans certaines zones réduites des terrains de l'hémisphère sud (Figure 4) (voir section 1.3.3).

À l'Est de Tharsis et à proximité de l'équateur s'étend un gigantesque canyon qui s'étend sur près de 3500 km de long et 300 km de large : Valles Marineris. Sa profondeur de 7 km en moyenne en fait la cicatrice la plus profonde à la surface de Mars, et révèle une gigantesque coupe naturelle dans la croûte martienne [*Witbeck et al., 1991, Lucchitta et al., 1992*]. Ce canyon aurait été formé par extension, en réponse au bombement de la croûte créé par le poids de Tharsis [*Scott et Tanaka, 1986 ; Schultz, 1998*].

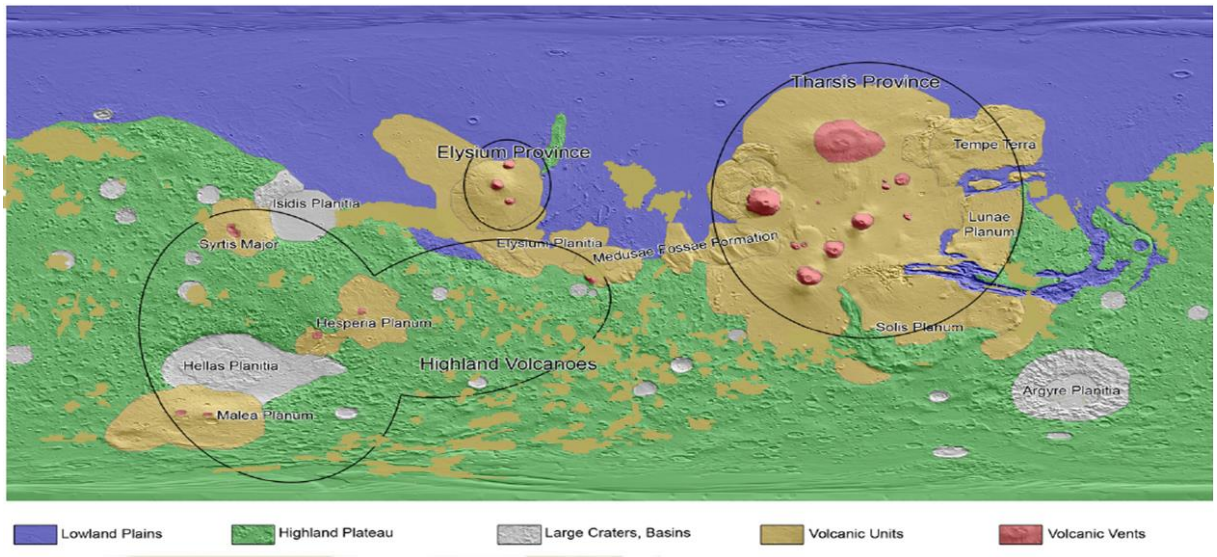


Figure 4. Cartes des édifices et provinces volcaniques de Mars (inspirée de Werner, 2005). Les petites zones marron dispersées à travers les Highlands représentent des petites plaines d'origines volcaniques (unité Hr).

La topographie de Mars est aussi largement dessinée par des impacts de cratères. En plus des petits cratères présents avec des densités variables sur toute la surface de la planète, de larges bassins d'impacts de plusieurs centaines voir milliers de kilomètres de large et plusieurs

kilomètres de profondeur participent à son relief. Argyre, Hellas et Isidis sont les trois plus gros bassins de l'hémisphère sud avec des diamètres respectifs de 800, 1200 et 2300 kilomètres et une profondeur atteignant plus de 7km sous le niveau de référence pour Hellas, représentant l'altitude la plus faible de la planète. De larges bassins enfouis comme Utopia Planitia ou Acidalia Planitia sont aussi présents dans l'hémisphère nord.

La forte cratérisation de Mars et sa variabilité en densité ont été utilisées par les géologues afin de dater la surface martienne. En effet, la jeunesse du système solaire a été marquée par un grand bombardement intense qui a stoppé il y a 3,8 milliards d'années et a ensuite décru de manière continue en nombre et en taille de météorites jusqu'à il y a environ 1 milliard d'années où il s'est stabilisé. Ainsi, la plupart des terrains de l'hémisphère sud sont très cratérisés et datent donc de la plus vieille période de Mars, le **Noachien**, allant de ~4.1Ga à environ 3.7Ga. La période s'étendant avant ~4.1 Ga, communément appelée **Prè-Noachien**, est mal connue. La plupart des provinces et plaines volcaniques de l'hémisphère sud ainsi qu'une grande partie des plaines du Nord sont moins cratérisées et donc plus jeunes, elles datent de l'**Hespérien** qui s'étend de la fin du Noachien à environ 3Ga. Les terrains les plus jeunes et moins cratérisés de Mars se situent dans les provinces volcaniques de Tharsis et d'Elysium. Ils font partie de l'**Amazonien**, la plus longue période de Mars qui s'étend de 3Ga à nos jours (Figure 5) [*Tanaka, 1986 ; Tanaka et al., 1992; Hartmann and Neukum, 2001; Hartmann, 2005*].

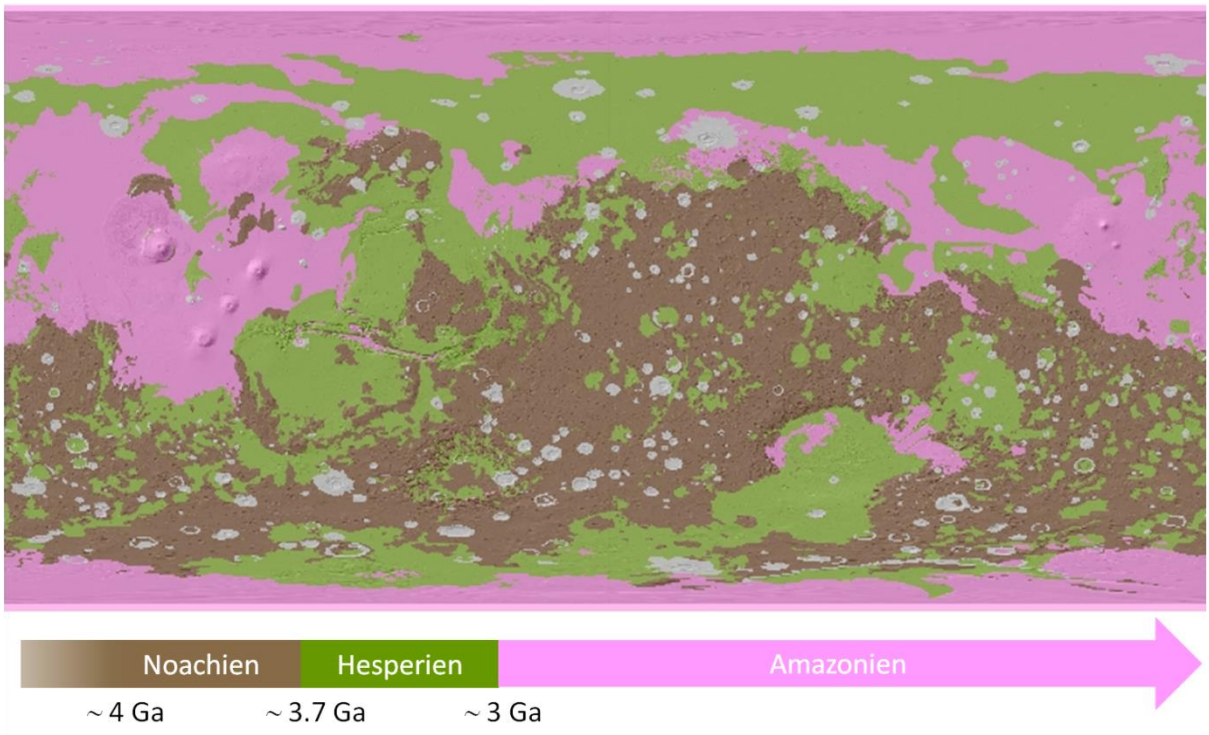


Figure 5. A. Carte des âges de la surface martienne (issue de la carte géologique USGS Skinner et al., 2006).

Cependant, la datation des surfaces martiennes et la délimitation des unités géologiques ont a été faite à partir des données Viking, ces dernières n'ayant pas toujours la résolution nécessaire pour dater des petites unités et les différencier de l'unité plus grande qui les contient et qui peut avoir un âge différent. Ces données géologiques sont donc à prendre avec prudence surtout lorsque les analyses portent sur des zones d'étendues réduites comme ce sera souvent le cas lors de l'étude de la distribution de l'olivine à la surface de Mars (voir chapitre 4).

1.2.2 Composition de la surface de Mars

Si la morphologie et la géologie sont des caractéristiques importantes pour comprendre la formation et l'évolution des structures présentes à la surface de Mars, leur composition l'est tout autant. Elle peut permettre par exemple de différencier une roche sédimentaire d'une roche volcanique, un magma primitif d'un magma évoluer, ou encore une altération acqueuse d'une altération non-acqueuse. L'étude de cette composition et de son évolution au niveau des terrains martiens permettra de mieux comprendre, d'une part les processus présents à la surface et sous la surface de Mars, et d'autre part leurs évolutions au cours de son histoire.

Il existe plusieurs moyens d'obtenir des données sur la composition de la surface de mars : (1) l'analyse des météorites martiennes, (2) l'analyse *in-situ* des roches martiennes grâce aux atterrisseurs et rovers, (3) l'analyse de la surface de Mars depuis l'orbite grâce aux instruments à bord des sondes spatiales. Ces trois types de données sont complémentaires et permettent d'obtenir des informations depuis l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle globale.

1.2.2.1 Les météorites martiennes, échantillons de Mars mais lesquels ?

Mars est une des rares planètes pour laquelle nous avons des échantillons de sa surface qui peuvent être étudiées en détail grâce aux instruments et techniques sophistiqués sont nous disposons sur Terre.

À l'heure actuelle, une soixantaine de météorites martiennes, probablement issues de 4 à 7 impacts récents, ont été découvertes et identifiées. La provenance martienne de ces météorites est maintenant reconnue par toute la communauté scientifique, en particulier à cause de la similarité entre la composition isotopique des petites bulles de gaz retenues dans leur verre et celles de l'atmosphère martienne [*Bogard and Jonhson 1983 ; Bogard et al., 1984 ; Treiman et al., 2000*]. Cet argument est appuyé par l'âge des différentes météorites qui s'étend d'un âge supérieur à 4Ga pour la plus vieille à quelques centaines de millions d'années pour les plus jeunes, suggérant un corps parent avec une activité géologique s'étendant sur plusieurs milliards d'années. De même, la composition chimique d'un certain type de ces météorites, les shergottites, est similaire à celles obtenues à partir des mesures *in situ* pour le sol et la roche martienne (voir section 1.2.2.2). Ces météorites, montrant une composition minérale allant de basaltique à ultramafique, forment 3 grandes familles : les **S**hergottites, les **N**akhlites et les **C**hassignites, du nom des trois premiers lieux où ont les a trouvées et portent le nom de SNC. À ces 3 familles s'ajoute la météorite ALH84001 qui n'est pas classée.

Les **shergottites** sont les météorites martiennes les plus nombreuses. Elles sont principalement composées de clinopyroxène (augite (HCP) et pigeonite (LCP)), de plagioclase (maskelynite, plagioclase choqué) et d'olivine. Ces minéraux vont prendre des concentrations variables pour former 3 sous-groupes de shergottites: les shergottites basaltiques qui sont composées principalement de pyroxène (43-70%) et de plagioclases (22-48%), avec pour certaine un petit pourcentage d'olivine (1-5%); les shergottites riches en olivine qui ont une concentration plus élevée en olivine (7-29%) ; et les shergottites lherzolitiques ou peridoditiques qui présentent des cumulas d'olivine (40-60%) et très peu de plagioclases (<10%).

Les **Nakhlites** sont composées de clinopyroxène (augite) (69-85%) et d'olivine riche en Fer (5-20%). Ces minéraux sont assemblés en cumulats, suggérant une cristallisation lente, peut-être en profondeur ou dans une coulée épaisse. Leurs caractéristiques voisines suggèrent qu'elles pourraient toutes provenir d'un même magma source.

Les **Chassignites** ne regroupent que 2 météorites. Ce sont des dunites, cumulats composés de plus de 90% d'olivine riche en Fer et probablement formées dans les profondeurs de la planète.

ALH84001 est unique de par sa composition. C'est une orthopyroxénite, composée à 97% de pyroxène avec des grains de plus de 6mm de diamètre.

Les SNC présentent aussi quelques rares phases d'altération comme des smectites, sulfates et carbonates [*Bridges et al., 2001*].

En plus de leurs différences au niveau de leurs compositions minéralogiques, les météorites martiennes montrent également des variations de leurs teneurs en éléments incompatibles et de leur composition isotopique. Ainsi, les shergottites peuvent être divisées en trois groupes, peu corrélés aux trois sous groupes basés sur leur composition minéralogique : enrichies, modérément enrichies et pauvres en éléments incompatibles. Ces trois groupes suggèrent que les shergottites se seraient formées à partir d'au moins deux réservoirs de magma, un enrichi et l'autre pauvre en éléments incompatibles, en différentes proportions. Les chassigny, naklites et ALH84001 proviennent quant à elles de trois autres réservoirs pauvres en éléments incompatibles.

La détermination de l'âge des météorites se fait par datation isotopique. ALH84001 représente la plus vieille météorite martienne et également la plus vieille roche accessible sur Mars et est daté à 4.5±0.13 Ga [*Jagoutz et al., 1994*]. Une nouvelle datation plus précise l'a cependant datée à un âge plus récent de 4.091±0.030Ga [*Bouvier et al., 2009 ; Lappen et al., 2010*]. Les Nakhlites et les Chassignites sont toutes datées à 1.3 Ga, soit un âge Amazonien [*Nyquist et al., 2001 ; Bouvier et al., 2009*]. L'âge des shergottites fait aujourd'hui le sujet d'un grand débat. En effet, celles-ci ont d'abord été estimées comme étant très jeunes, avec un âge compris entre 575 et 165 Ma, par la datation utilisant les isotopes Ar-Ar, Rb-Sr et Sm-Nd [*Nyquist et al., 2001*]. L'âge de ces météorites a cependant été reestimé par la suite à 4.1Ga et 4.3Ga, suivant la teneur en éléments incompatibles des shergottites, en utilisant un autre couple isotopique ^{207}Pb-^{206}Pb, faisant d'elles des météorites plus vieilles que ALH84001 [*Bouvier et al., 2005, 2009*]. *Bouvier et al.,* [2009] propose comme explication que le jeune âge estimé des shergottites ne serait pas leur âge réel de cristallisation, mais représenterait l'âge d'un événement plus récent, un impact probablement ou encore des effets d'altération qui aurait réinitialisé les chronomètres isotopiques. La répartition en âge des météorites martiennes a elle même été discutée. En effet, le processus d'impact étant aléatoire, la répartition des âges des météorites devrait révéler la répartition en âge de la surface de Mars. Or, tandis que la majorité des météorites sont datées comme étant jeunes, la majorité des terrains sur Mars sont plus vieux que 3 Ga (Figure 5). Plusieurs explications ont été invoquées pour expliqer cette répartition, comme le fait que les terrains très cratérisés seraient trop fragiles pour survivre à un impact, ou que les terrains à plus haute altitude, et donc plus facilement éjectables vers l'atmosphère, seraient souvent jeunes.

Les météorites martiennes sont les seuls échantillons de la surface de Mars et c'est pourquoi elles ont été largement utilisées pour poser des contraintes sur sa composition ainsi que sur sa formation. La composition chimique du manteau primitif de Mars a été contrainte à partir de la composition des SNC par Heinrich Wänke et son équipe dans les années 80 [*Wänke, 1981 ; Dreibus and Wänke, 1985 ; Wänke and Dreibus, 1988 ; Halliday et al., 2001*]. Cette composition est en accord avec les données GRS ainsi qu'avec le moment d'inertie de Mars mesuré depuis l'orbite, cependant la représentativité des météorites étant mise en doute (voir après), cette composition est à prendre avec précautions. C'est néanmoins sur cette composition que se baseront la plupart des expériences et modèles tentant de reproduire la cristallisation du manteau, la formation de la croûte primaire ou encore la composition des roches volcaniques

martiennes [*Bertka and Fei, 1997, 1998a ; Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a, 2005b ; Baratoux et al., 2011*] (voir section 1.3).

La composition chimique et isotopique des météorites martiennes suggère que le manteau martien se soit de plus différencié en différents réservoirs, de compositions chimiques (notamment les éléments incompatibles) et isotopiques différentes, tôt dans l'histoire de Mars (30-50 premiers milliers d'années) [*Foley et al. 2005*]. En plus de suggérer un manteau hétérogène, ces variations de compositions nous donnent également des indices sur l'activité interne de la planète. En effet, cette rapide différenciation des réservoirs à l'origine des météorites martiennes associée à leurs jeunes âges suggère que ces réservoirs aient été préservés pendant près de 4.5 Ga, s'opposant à une convection importante dans le manteau qui aurait entrainé son homogénéisation [*Elkins-Tanton et al., 2005a*]. Cependant, la nouvelle datation des météorites martiennes, qui leur donne un âge plus vieux, réduit le temps de préservation de ces réservoirs, permettant de rétablir Mars en tant que planète convective [*Bouvier et al., 2009*] (voir section 1.3.2 pour plus de détails).

La composition basaltique des SNC suppose une composition de surface également basaltique ce qui a été vérifié par les données orbitales et *in situ* comme nous le verrons dans les sections suivantes [*e.g. Bell 2008*].

Cependant, la représentativité des météorites martiennes est très discutée. En effet, elles ne représentent qu'un petit échantillon de la surface de Mars issu de 4 à 7 impacts et donc seulement 4 à 7 régions sur Mars. De plus, leurs âges principalement jeunes si on considère la première datation des shergottites, ne permettent d'échantillonner qu'essentiellement les terrains jeunes datant de l'Amazonien. Arriver à localiser les terrains sources de ces météorites permettrait de mieux utiliser ces informations en associant le contexte et la composition, de donner des indices quant à l'âge réel des shergottites et dans le meilleur des cas de pouvoir en dériver une chronologie absolue à la surface de Mars indépendante de celle de la Lune.

1.2.2.2 Les mesures in situ

L'analyse in situ de la surface martienne a commencé dans les années 70 avec les deux atterrisseurs Viking. Celle-ci apparaît formée principalement de blocs rocheux de différentes tailles (régolite), et de sable et/ou de poussières formant des dunes par endroits [*Mutch, T. et al. 1976*]. L'analyse élémentaire de cette surface a montré qu'elle provenait de roches mafiques ou ultramafiques [*Clark et al., 1982*] assez similaires aux shergottites [*Baird and Clark, 1981*], et riche en soufre (plus de 2 fois la moyenne terrestre).

Les prochaines analyses in situ n'arriveront que 20 ans plus tard avec l'atterrisseur Pathfinder qui se posera en 1997 dans la région d'Ares Vallis. Cet atterrisseur transporte un petit rover, Sojourner, capable de faire des mesures de la composition élémentaire du sol et des roches grâce à l'instrument APXS. Les images et les analyses chimiques des roches étudiées montrent une composition intrinsèque non pas basaltique mais plutôt basaltique-andésitique ou andésitique [*Rieder et al., 1997*, *Foley et al., 2008*]. Une réinterprétation de ces résultats a cependant montré qu'ils pourraient être en accord avec un basalte recouvert d'une couche d'altération, comme pour la composition des terrains d'albédo sombre de l'hémisphère nord déterminée par TES (voir section 1.2.2.3) [*McSween et al. 1999 ; Wyatt and McSween, 2002, Michalski et al., 2005, Poulet et al., 2007*]. Ces roches, ainsi que la surface environnante, sont en parties recouvertes de la fine poussière rouge que l'on peut observer depuis l'orbite sur de grandes régions de la surface de Mars. Cette poussière rouge apparaît comme étant principalement composée d'oxydes de fer nanophasés (taille de grains de l'ordre du nanomètre) [*e.g. Banin et al.,* 1997]. Le sol d'Ares Vallis est également formé de sable plus sombre de composition plutôt basaltique et ne contenant que très peu de poussière. Ce sable ne semble pas

provenir d'une simple altération physique et chimique des roches présentes et suggère un mélange [*Farrand et al., 2008 et les références qu'il contient*].

En 2004, la mission MERs pose à la surface de Mars deux rovers, Spirit et Opportunity, qui vont analyser la composition des roches autour de leur site d'atterrissage pendant plus de 5 ans. Ces rovers sont entre autres équipés d'une version améliorée de l'instrument APXS présent à bord de la mission Mars Pathfinder, d'un spectromètre Mössbauer (MB), d'un spectromètre d'émission thermique (mini-TES), d'une caméra panoramique à haute résolution (PanCam), d'une caméra microscopique (Microscopic Imageur (MI), et d'un outil d'abrasion des roches (RAT) permettant d'enlever la poussière présente sur la surface des roches.

Le premier rover, Spirit, est envoyé dans le cratère de Gusev situé dans les Highlands au sud-est de la région d'Elysium proche du volcan Apollinaris Paterae. Ce cratère de 166 km de diamètre a été sélectionné comme site d'atterrissage à cause de sa morphologie qui laissait penser aux scientifiques qu'il avait pu abriter un lac dans le passé. Cependant, au lieu des roches sédimentaires attendues, Spirit va montrer que ce sont des roches basaltiques qui recouvrent le sol de Gusev.

Trois roches représentatives ont été analysées par les instruments de Spirit : Adirondack, Humphrey et Mazatzal. Ces roches sont totalement (Mazatal) ou partiellement (Adirondack et Humphrey) recouvertes de poussières, laissant dans ce dernier cas apparaître par endroits la surface sombre du basalte [*McSween et al., 2006*] (Figure 6). L'intérieur de ces roches, atteintes grâce à l'outil d'abrasion des roches (RAT), montre une abondante quantité de grains gris foncé (plus grand que ~100μm) interprétés comme étant des cristaux d'olivine (Figure 6), celle-ci ayant été détectée dans les roches par tous les instruments [*McSween et al., 2006*]. En plus de l'olivine, ces roches contiennent principalement du pyroxène, du plagioclase et de la magnétite [*McSween et al., 2004 ; McSween et al., 2010*].

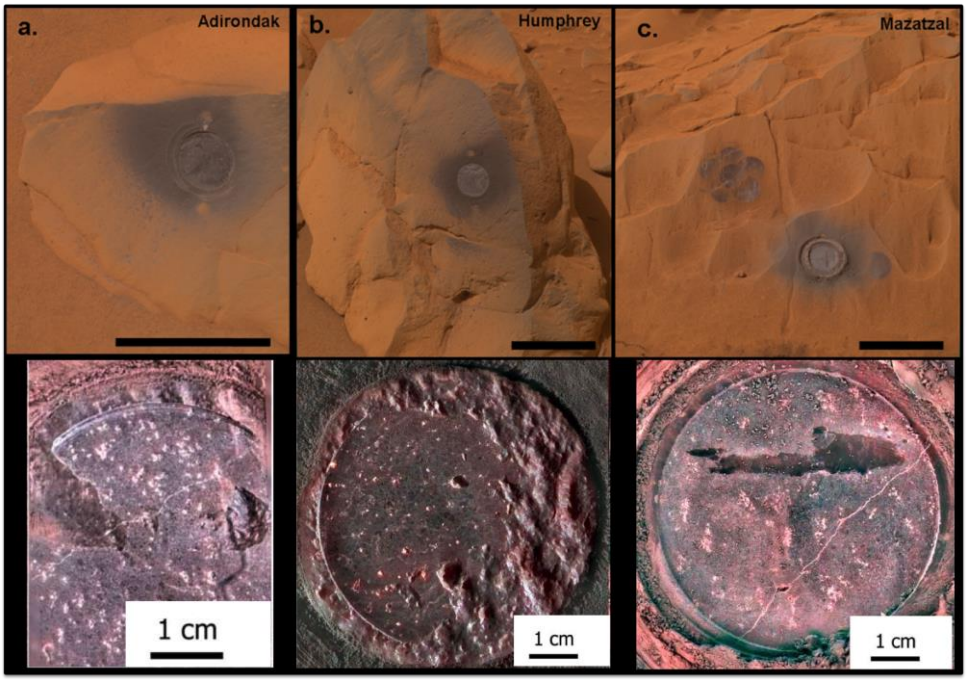


Figure 6. Figure regroupant les images PanCam en vraies couleurs des roches basaltiques étudiées par Spirit dans Gusev (haut) et les images prises par la caméra microscopique (MI) montrant l'intérieur de ces roches après l'abrasion de leur surface (bas). Les noms des roches sont notés en haut de l'image. Les petits grains gris visibles sur les images MI sont interprétés comme étant des cristaux d'olivine. La zone sombre sur l'image MI c) indique la croûte d'altération présente sur la surface de la roche Mazatzal (issue de McSween et al., [2006]).

La composition (~Fo49, i.e teneur moyenne en Fer et en Mg) et l'abondance (20-30%) de l'olivine dans ces roches font des météorites shergottites riches en olivine (voir section 1.2.2.1) leur plus proche analogue (Figure 7) [*McSween et al., 2006*]. La plus grande différence entre les roches de Gusev et ces météorites est leur différence d'âge. En effet, les plaines volcaniques du cratère de Gusev sont datées comme ayant été formées il y a environ 3.65 Ga (Hesperien) [*Greeley et al., 2005; McSween et al., 2006*] ce qui est donc beaucoup plus vieux que l'âge des shergottites estimé entre 175 et 575 Ma (fin Amazonien) par *Nyquist et al.,* [2001]. La question de l'âge réel de cristallisation des météorites peut alors se reposer, la similarité en composition entre les shergottites riches en olivine et les plaines volcaniques Hesperiennes de Gusev étant plus en accord avec un âge vieux des shergottites (~ 4.1 Ga) comme proposé par *Bouvier et al.,* [2005 ;2009].

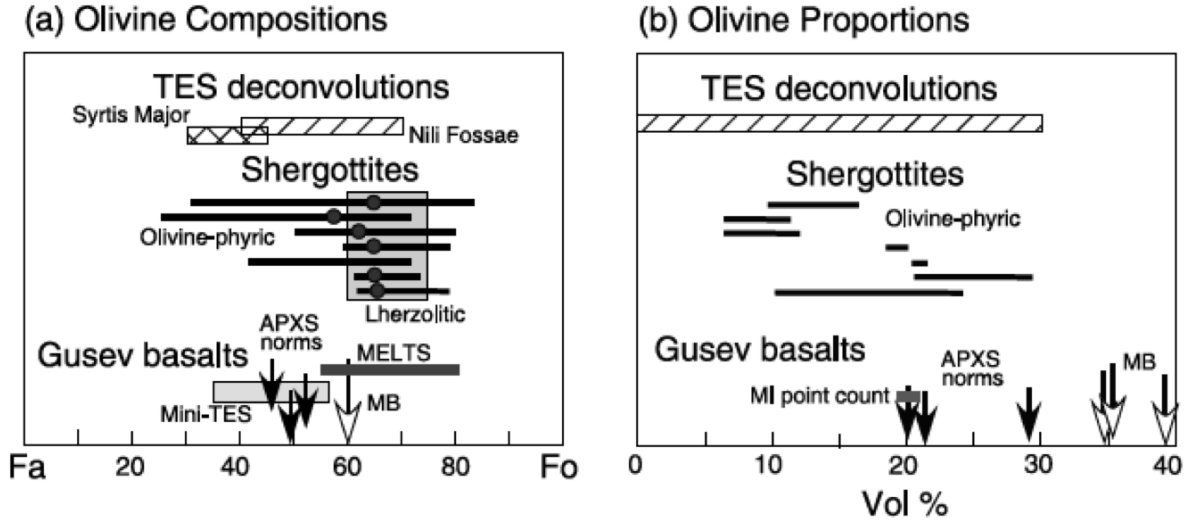


Figure 7. a) Composition et b) abondance de l'olivine dans les roches de Gusev mesurées par les instruments APXS, MB et Mini-TES. Ces compositions et abondances en olivine sont comparées à celles mesurées par TES dans les régions de Syrtis Major et de Nili Fossae et à la composition des météorites shergottites [McSween et al., 2006].

Une grande abondance d'olivine dans une roche est généralement le signe d'un magma source primitif, provenant du manteau et ayant atteint la surface sans ou avec très peu de fractionnement (voir section 1.3.1). La composition de ces roches peut donc donner des indices sur la composition et la stratification du manteau martien. Les modélisations montrent que la composition des roches de Gusev serait en accord avec un magma formé à une profondeur de 75km et à partir de 20% de fusion du manteau martien [*Monders et al., 2005 ; McSween et al., 2006*]. La même profondeur de formation est modélisée pour les shergottites riches en olivine [*Dalton et al., 2005 ; McSween et al., 2006*].

Les coupes dans les roches Humphrey et Mazatzal faites par l'instrument RAT ont révélé des couches d'altérations, plus ou moins distinctes et dures, entre la couche de poussière et l'intérieure de la roche [*McSween, 2004, Squyres et al., 2004*] (Figure 6c et Figure 8). Cette couche d'altération ne contient pas les cristaux d'olivine qui sont visibles dans l'intérieur de la roche suggérant que l'altération sur Mars pourrait détruire préférentiellement l'olivine. Cette destruction pourrait s'expliquer par la dissolution de l'olivine dans un environnement acide, la conservation d'une grande partie de la roche basaltique impliquant un rapport eau/roche assez faible [*Haskin et al., 2005 ; Hurowitz et al., 2006*]. Cette altération préférentielle de l'olivine en milieu acide est appuyée par l'étude par Spirit des roches de Columbia Hill, situées à 4 km du son

site d'atterrissage, qui montrent une altération plus importante que dans Gusev, avec une abondance d'olivine qui diminue avec le taux d'altération [*Schroder et al., 2005*].

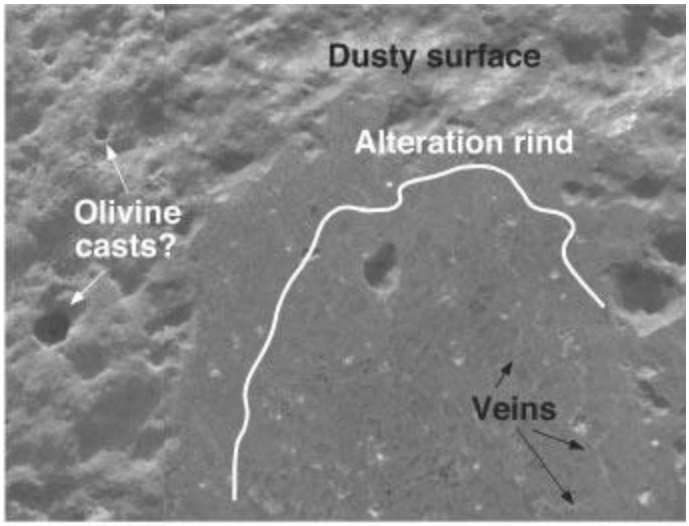


Figure 8. Image prise par la caméra microscopique (MI) d'une coupe oblique faite par l'instrument RAT dans la roche Humphrey. Sur cette image ont peut voir la surface poussiéreuse de la roche, la surface brossée de la roche montrant les moulages des cristaux d'olivine, une zone représentant la coupe de la couche d'altération, l'intérieure de la roche avec les cristaux gris d'olivine [McSween et al., 2004]

La poussière recouvrant le sol et la plupart des roches de Gusev, dominée par des oxydes de fer nanophase [*e.g. Bell et al., 2004 ; Morris et al., 2006*], est très similaire à celles observées sur les sites d'atterrissage des missions Viking et Pathfinder suggérant une redistribution globale du matériau sur toute la planète et/ou une similarité dans la composition de ses précurseurs [e.g. *Bell et al., 2008*] Cependant la caméra PanCam à bord de Spirit, montre que cette couche de poussière « globale » est très fine dans la région de Gusev [*Bell et al., 2004*] et recouvre du matériau plus sombre de composition basaltique (50% plagioclase, 40% pyroxène et 10-15% d'olivine) [*McSween et al., 2006 ; McSween et al., 2010*].

Le deuxième rover Opportunity s'est posé dans la plaine de Meridiani Planum localisée dans la région d'Arabia Terra. Les images de cette plaine montrent une surface assez différente des autres sites d'atterrissages. Elle est peu poussiéreuse, principalement recouverte de sable sombre, et ne présente que très peu de roches excepté des affleurements de roches sédimentaires claires riches en soufre. La particularité de ce site réside cependant en la présence en abondance de sphérules grises de quelques millimètres de diamètres dont la composition est dominée par de l'hématite cristalline [*Brückner et al., 2008 ; Arvidson et al., 2006a ; Ruff et al., 2008*] en accord avec celle déjà détectée depuis l'orbite [*Christensen et al., 2000b*]. Ces sphérules sont observées sur la surface, mais également associées aux affleurements sédimentaires riches en soufre, suggérant qu'elles pourraient être le résultat de leur érosion [*Soderblom et al., 2004*]. De même que la poussière dans Gusev, la poussière présente en quantités variables dans certaines zones de Meridiani Planum montre une composition très similaire à celle des autres sites d'atterrissage, avec un spectre obtenu par Mini-TES comparable au spectre global de poussière obtenu par l'instrument TES [*Christensen et al., 2004a ; Ruff et al., 2008],* confirmant l'hypothèse d'une homogénéisation globale ou d'une similarité dans les précurseurs de cette poussière. Le sable basaltique qui recouvre la région de Meridiani montre une composition assez similaire à celle du sable basaltique de Gusev [*Yen et al., 2005*] avec une teneur en olivine d'environ 10%, cependant aucune roche susceptible d'en être à l'origine n'étant observée, son origine reste inconnue [*Arvidson et al., 2006a* ; *Ruff et al., 2008*].

La composition minéralogique similaire du sable basaltique observé au niveau des deux sites d'atterrissages de Spirit et Opportunity situés sur des hémisphères différents, ainsi que la similarité des spectres obtenus par mini-TES avec celui des régions de faible albédo obtenu par TES depuis l'orbite, suggère que le sable basaltique, comme la poussière, soit homogénéisé sur toute la planète et/ou ait une similarité dans ses précurseurs [*Yen et al., 2005 ; Ruff et al ., 2008*]. Ceci est appuyé par la similarité des compositions élémentaires des sols (sable basaltique et poussière) pour tous les sites d'atterrissages incluant Pathfinder et Viking [*Clark et al., 1982 ; Foley et al., 2003 ; Reider et al., 2004 ; Squyres et al., 2004*]. *Hurowitz et al., 2006* montre que les compositions des sols de ces quatre sites d'atterrissages s'alignent dans un diagramme ternaire selon une tendance correspondant à une dissolution de l'olivine en milieu acide et sous un rapport eau/roche faible, comme proposée pour les roches de Gusev. Les sols martiens pourraient donc provenir de la désintégration de roches enrichies en olivine, leur teneur en olivine ayant été diminuée plus tard à la suite à un processus d'altération. Il est donc possible que la surface de Mars ou du moins certains endroits ait montré une composition plus mafique dans le passé que celle observée aujourd'hui. Une solution alternative serait que ces sols soient composés de régolite basaltique non altéré mélangé avec les produits d'un matériau basaltique altéré provenant d'un autre endroit. Dans le cas de Gusev, le régolite basaltique non altéré proviendrait des roches enrichies en olivine, et serait mélangé à des matériaux provenant par exemple de la couche d'altération pauvre en olivine présente sur la plupart des roches [*Christensen et al., 2004b*].

Les dernières analyses in situ réalisées à la surface de Mars sont celles de l'atterrisseur Phoenix, qui s'est posé dans la région péripolaire Nord et à notamment confirmé la présence de glace dans le sous sol martien à haute latitude. Cet atterrisseur ne possédait cependant pas les instruments nécessaires pour l'étude élémentaire et minéralogique de la surface et ne nous a donc pas fourni de renseignements quant aux minéraux mafiques présents à ces latitudes.

1.2.2.3 Les mesures depuis l'orbite

Bien que les SNC et les mesures *in situ* permettent d'obtenir une composition chimique et une minéralogie précises des roches et des sols martiens, ces mesures n'échantillonnent qu'une partie infime de la surface martienne. Les mesures prises depuis l'orbite grâce aux instruments présents à bord des diverses sondes qui orbitent autour de Mars, bien qu'ayant une plus faible résolution spatiale, permettent d'avoir une vue globale de la composition et de la géologie de la surface martienne.

La caméra à haute résolution MOC (Mars Orbiter Camera) à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS), permettant de faire une couverture globale de la surface de Mars à une résolution de 7.5km/pixel (annexe 2), a procuré la première carte globale d'albédo de Mars (Figure 9). Cette carte montre une surface martienne divisée en deux, avec des terrains clairs principalement dans l'hémisphère nord et des surfaces sombres dans l'hémisphère sud et quelques régions de l'hémisphère nord. Les premières observations télescopiques de la surface martiennes ont montré que les zones claires de Mars sont principalement constituées d'oxydes ferriques [*Singer and McCord, 1979*]. Cette composition est en accord avec la composition d'oxydes ferriques nanophases des poussières recouvrant les roches et le sol des sites d'atterrissages des différents rovers martien et suggère que ces zones claires sont des régions entièrement recouvertes de poussière. La composition plutôt uniforme de ces surfaces claires suggère, comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, une redistribution et uniformisation globale de la poussière par les vents et/ou une similarité dans la composition de ses précurseurs. Il est important de noter que ces poussières peuvent être présentes sur des épaisseurs allant jusqu'à plusieurs mètres *[Arvidson et al., 2002*] dans les régions les plus claires

de Mars telles que la région de Tharsis, d'Arabia Terra et d'Elysium, empêchant tout accès à la composition de la surface sous-jacente depuis l'orbite. La minéralogie de ces surfaces est donc peu ou pas connue, ce qui aura deux conséquences majeures dans le cadre de cette thèse : (1) les régions d'Elysium et de Tharsis sont des régions ayant subi du volcanisme durant des milliards d'années, la grande quantité de poussière qui les recouvrent nous empêche donc d'avoir accès à la composition des deux plus grands témoins de l'évolution du volcanisme au cours du temps et notamment à la composition du volcanisme récent datant de l'Amazonien. (2) Cette couverture de poussière, dans l'hémisphère nord, mais également dans certaines régions de l'hémisphère sud où elle est parfois présente dans des quantités non négligeables, va engendrer des biais dans la répartition globale des minéraux à la surface de Mars.

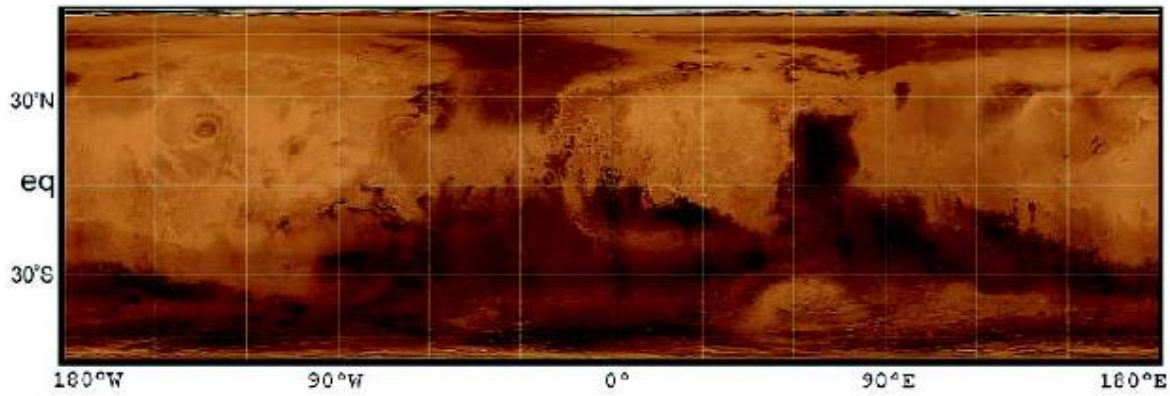


Figure 9. Carte d'albédo de la surface de Mars obtenue par mosaïque des observations grand-angle de MOC [*Geissler, 2005 ; Szwarst et al., 2006*]

La composition des régions sombres de Mars sera pour la première fois contrainte depuis l'orbite grâce au spectromètre TES (Thermal Emission Spectrometer). Permettant d'obtenir des spectres de la surface de Mars dans l'infrarouge thermique avec une résolution spatiale d'environ 3 km/pixel (annexe 2), cet instrument dévoilera entre autres une certaine diversité dans la composition de ces régions, autant à l'échelle globale avec une différence entre les signatures spectrales des régions du nord et des régions du sud, qu'à l'échelle locale où il permettra la découverte de régions à la composition particulière notamment en ce qui concerne leur teneur en olivine.

Les terrains sombres et anciens de l'hémisphère sud, montrent une composition basaltique principalement composée de pyroxène, de plagioclase [*Bandfield et al., 2000, 2002*] et de 10-15% d'olivine dans les régions les plus basaltiques [*Christensen et al., 2000, McSween et al., 2006, Koeppen et Hamilton 2008*], confirmant la nature principalement basaltique de la surface de Mars suggérée par les SNC et la plupart des mesures in situ [*McSween et al., 2003*] (voir sections 1.2.2.1 et 1.2.2.2). L'analyse de l'olivine à la surface de Mars fera l'objet d'une grande partie de ma thèse et son étude grâce aux différents instruments sera donc décrite un peu plus en détail dans cette section. Une étude réalisée à partir des données TES de la région de Terra Cimmeria, située dans les terrains d'albédo sombre de l'hémisphère sud, a montré la présence d'olivine avec une abondance d'environ 12% [*Christensen et al., 2000a*]. L'olivine a par la suite été détectée par TES dans la région de Nili Fossae avec une abondance très élevée (~ 30%) ainsi que dans un cratère proche de Ganges Chasmas dans la région de Valles Marineris, dans la région d'Ares Vallis et sur les bords des bassins Argyre et Hellas [*Hamilton et al. 2003 ;Hoefen et al., 2003 ; Hamilton and Christensen 2005 ; Rogers et al., 2005*]. Plusieurs études ont cartographié la distribution globale de l'olivine à la surface de Mars obtenue d'après les données TES [*McSween et al., 2006 ; Koeppen and Hamilton 2008*]. Les cartes les plus récentes, qui proviennent de l'étude de *Koeppen and Hamilton* [2008], sont présentées sur la Figure 10. La

première carte (Figure 10A), qui utilise la méthode des critères spectraux, permet de mettre en évidence les zones à fortes signatures d'olivine. On y retrouve clairement de l'olivine dans la région de Nili Fossae, sur les bords des grands bassins Argyre et Hellas et dans le sud du basin Isidis, ainsi que dans la région de Valles Marineris avec une olivine de type plutôt forsterite (Fo_{58-100}) (détections rouges et jaunes sur Figure 10A), i.e. riche en magnésium et pauvre en Fer (voir section 2.2.2.2). Les critères spectraux dans les autres régions n'ont pas de cohérence spatiale ou une valeur au-dessous du seuil de détection. La Figure 10B montre la distribution et l'abondance moyenne de l'olivine à la surface de Mars obtenue à partir de la déconvolution linéaire des spectres TES. Cette carte montre que l'olivine est détectée avec une abondance supérieure à 5%, qui représente la limite de détection, dans la plupart des terrains sombres de l'hémisphère sud de Mars. Une abondance d'olivine de 10-15% est plutôt commune à la surface de Mars et est très bien corrélée aux régions les plus basaltiques de Mars comme Terra Sirenum, la région entre Valles Marineris et Argyre, Terra Meridiani, et la région s'étendant de Terra Sabea à Terra Cimmeria incluant Terra Tyrrhena. L'abondance la plus forte, supérieure à 20%, étant détectée dans la région de Nili Fossae en accord avec les premières études. On peut aussi noter que quelques régions très localisées des plaines du nord montrent des abondances d'olivine d'environ 10%.

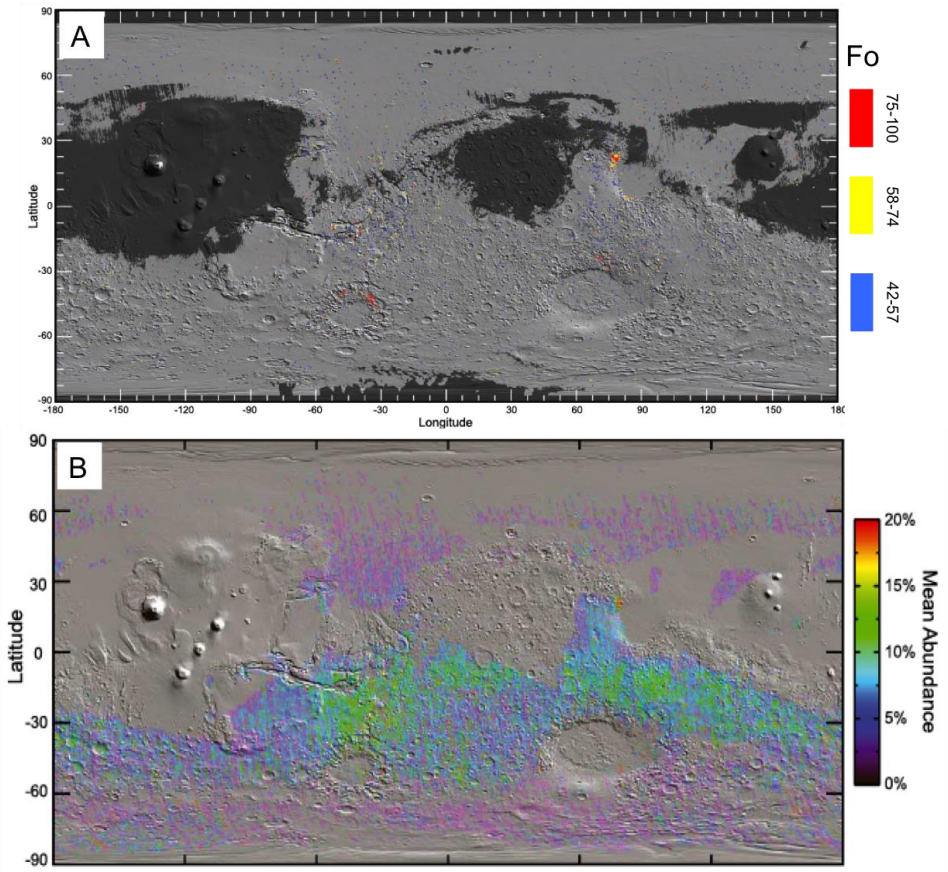


Figure 10. A. Carte d'olivine obtenue à partir de 3 critères spectraux détectant 3 compositions d'olivine différentes dont la teneur en Fer varie (Fo75-100, Fo58-74, Fo42-57), en se basant sur la position de leurs bandes d'absorption dans l'infrarouge thermique [*Koeppen and Hamilton 2008*].B. Carte à 2pixels/° de l'abondance moyenne de l'olivine dérivée de la déconvolution des spectres TES [Koeppen and Hamilton 2008]. Pour les deux cartes, les détections d'olivine sont cartographiées sur la carte MOLA.

À l'inverse des hauts plateaux du sud, la déconvolution des signatures spectrales correspondant aux régions sombres des plaines du Nord suggère qu'elles sont principalement

composées de plagioclase et de verre riche en silice avec une faible abondance de pyroxène. Cette composition, d'abord interprétée comme étant celle de l'andésite, a été par la suite reconsidérée comme correspondant à des basaltes recouverts d'une fine couche d'altération [*Wyatt et McSween, 2002, Michalski et al., 2005*]. En effet, l'andésite se formant sur Terre au niveau des zones de subduction, sa présence en grande quantité sur une planète qui n'a à priori pas connu de tectonique des plaques semblait plutôt contradictoire. Cette composition alternative est d'ailleurs aussi proposée pour expliquer les résultats de l'atterrisseur Pathfinder [*McSween et al., 1999 ; section 1.2.2.2*].

L'imageur hyperspectral visible-infrarouge OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité ; voir section 3.1) en orbite autour de Mars à bord de la sonde européenne Mars Express depuis 2004, a permis de grandes avancées dans la connaissance de Mars autant au niveau de ses variations saisonnières, que de sa composition de surface, ou ses époques géologiques. OMEGA a ainsi confirmé la présence d'une grande quantité de glace d'eau mélangée à de la poussière dans la calotte sud de Mars, la glace de CO_2 ne représentant seulement qu'une petite fraction de cette calotte [*Langevin et al. 2006*]. La première année d'observation d'OMEGA a permis d'obtenir des cartes globales de la minéralogie martienne avec une couverture de ~70% de la surface martienne et une résolution spatiale allant d'une centaine de mètres à quelques kilomètres par pixel [*Poulet et al., 2007*]. Les résultats obtenus confirment la tendance générale au niveau de la distribution des minéraux à la surface de mars. Les anciens terrains de l'hémisphère sud montrent un albédo faible et une composition basaltique avec la détection de minéraux mafiques tels que le pyroxène et l'olivine. La détection du pyroxène est positive dans tous les terrains du sud, les pyroxènes pauvres en calcium (LCP), étant plutôt trouvés dans la croûte Noachienne très ancienne et les pyroxènes riches en calcium (HCP) dans les terrains recouverts de laves plus récentes telles que celle de Syrtis Major [*Mustard et al., 2005*].

Deux critères spectraux sont utilisés pour la détection de l'olivine, le premier permettant de détecter l'olivine riche en magnésium, de type forstérite et le deuxième l'olivine plus riche en Fer, de type fayalite. La Figure 12 nous montre que l'olivine est principalement détectée dans les régions riches en pyroxènes de l'hémisphère sud, ce qui est en accord avec les résultats de TES [*Christensen et al., 2000a ; McSween et al., 2006 ; Koeppen and Hamilton, 2008*]. L'olivine de type forsterite est détectée dans les régions de Nili Fossae, Syrtis Major (Nili Patera), Terra Tyrrhena, Valles Marineris, dans le sud du bassin Isidis, le pourtour des bassins Argyre et Hellas ainsi que dans la région de Terra Meridiani au sud du site d'atterrissage d'Opportunity [*Poulet et al., 2007, Mustard et al., 2005, Mustard et al., 2007 ; Arvidson et al., 2006a*]. Elle est aussi détectée dans plusieurs cratères de l'hémisphère sud ainsi que dans les éjectas ou sous forme de dunes dans certains des grands cratères (>20km) des plaines du Nord [*Bibring et al., 2005*]. Les détections d'olivine type fayalite sont rares et très localisées, les principales détections étant observées dans la région de Nili Fossae [*Mustard et al., 2005, 2007 ;Poulet et al., 2007*]. Pour finir, même si la plupart des régions riches en pyroxènes montrent une valeur pour le critère spectral de l'olivine sous son seuil de détection, *Poulet et al.,* [2007] montre qu'on ne peut pas exclure que ces régions contiennent jusqu'à 20% de Forsterite avec des grains de petites tailles (<10μm), 5% dans le cas de forsterite à gros grains (>100μm) ou de fayalite. On peut aussi noter qu'une altération préférentielle de l'olivine dans les roches et les sols martiens, comme celle proposée pour le cratère de Gusev, auraient pu masquer les signatures d'olivine [*Haskin et al., 2005 ; McSween et al., 2006 ; Hurowitz et al., 2006 ; Bandfield et al., 2011*].

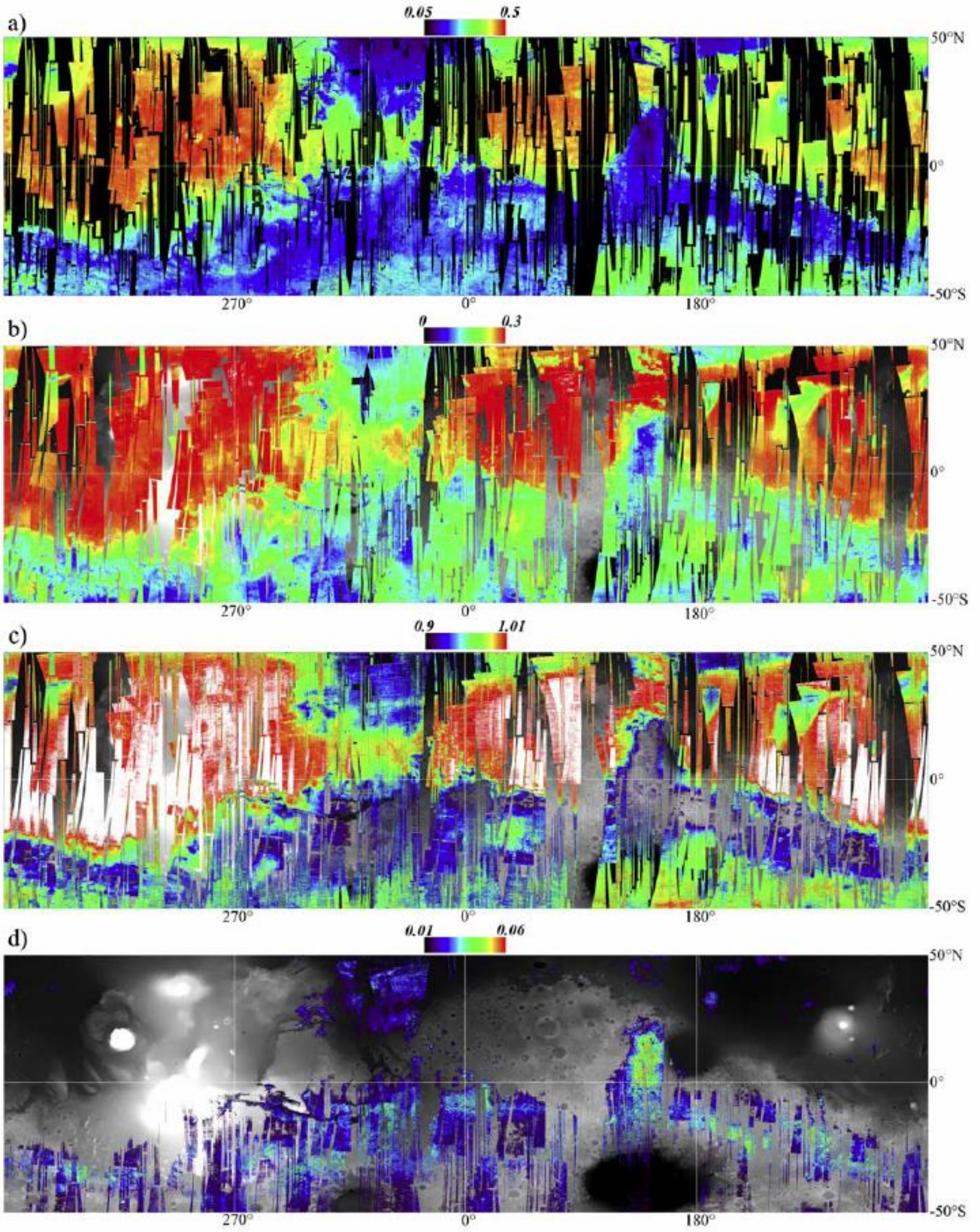


Figure 11. Cartes globales basée sur la première année d'observation d'OMEGA (22 premiers mois): a) NIR albédo; b) ion Fe^{3+}; c) oxydes ferriques nanophases; d) pyroxènes. Ces cartes sont construites à partir des critères spectraux développés et testés dans *Poulet et al.*, [2007]. Les valeurs de ces critères sont cartographiées sur la carte d'altimétrie MOLA.

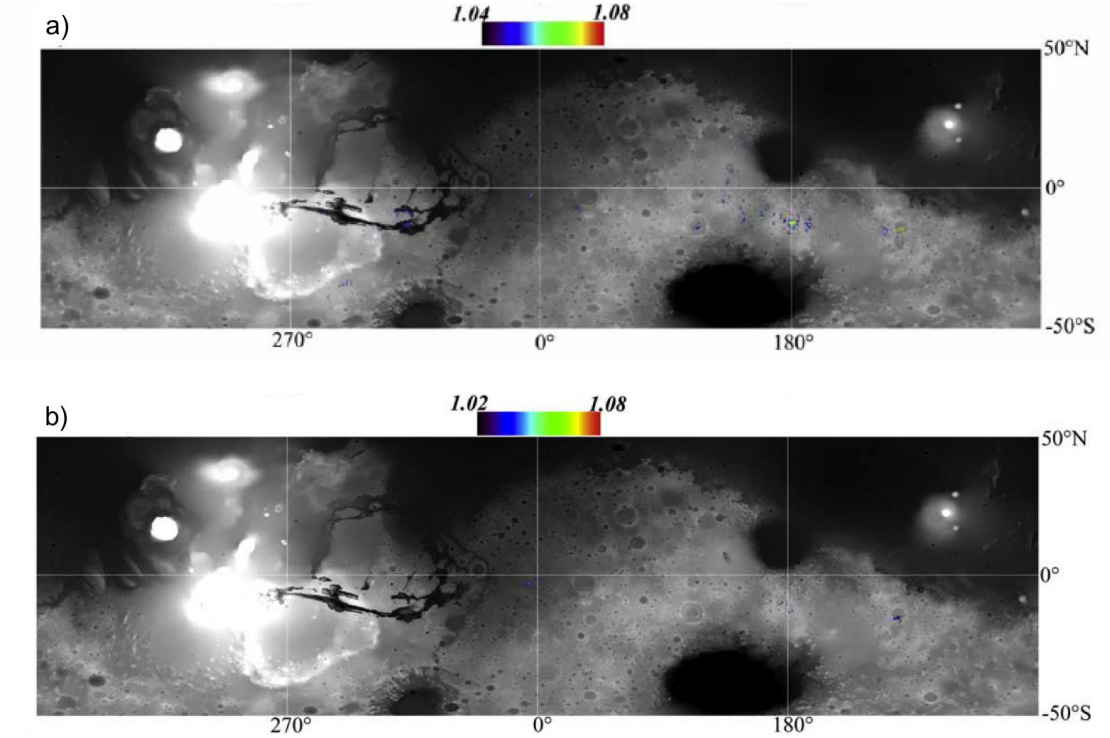


Figure 12. Cartes globales d'olivine basée sur la première année d'observation d'OMEGA (22 premiers mois): a) Forsterite ; b) Fayalite. Ces cartes sont construites à partir des deux critères spectraux développés et testés dans *Poulet et al.*, [2007]. Les valeurs de ces critères sont cartographiées sur la carte d'altimétrie MOLA.

Le pyroxène est également détecté par OMEGA dans les terrains sombres de l'hémisphère nord. Le critère spectral du pyroxène y est plus faible que dans l'hémisphère sud et leurs spectres sont caractérisés par une forte pente bleue (diminution de la réflectance avec la longueur d'onde) montrant une très faible signature spectrale à 2μm, celle à 1μm étant inexistante. De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer la similarité des spectres de ces régions dans l'infrarouge thermique avec ceux de l'andésite. Cependant, l'observation la plus importante d'OMEGA dans ces terrains est l'absence de la bande typique d'hydratation à 1.9μm rendant peu vraisemblables les hypothèses faisant intervenir une altération aqueuse [*Wyatt et McSween, 2002, Michalski et al., 2005*]. *Poulet et al.,* [2007] propose que les propriétés spectrales de ces spectres soient dues à la présence d'un revêtement d'oxydes de fer ou d'un vernis sur un substrat basaltique. La composition basaltique des régions sombres de l'hémisphère nord est également favorisée par la détection d'olivine associée aux grands cratères présents dans ces régions [*Bibring et al., 2005*].

Les régions claires de Mars composées de poussières sont spectralement comparables à des oxydes ferriques nanophases (Figure 11c), ce qui confirme les études précédentes [e.g. *Bell et al., 1992, 2004 ; Morris et al., 1997, 2006 ; Singer and McCord, 1979*]. L'étude entre 1 et 2.5μm des spectres OMEGA extraits de ces régions montre que ces spectres ne présentent pas de bande spectrale à 1.9μm impliquant un mode de formation ne faisant pas intervenir d'eau. Une altération par oxydation de la surface par l'atmosphère est proposée [*Bibring et al., 2006 ; Poulet et al., 2007*]. On peut également remarquer que le critère permettant de détecter la présence de l'ion ferrique Fe^{3+} (Figure 11b) à la surface de Mars est positif sur toute la surface de Mars, sa faible valeur dans les terrains sombres de l'hémisphère sud pouvant être expliqué par la présence de phases ferriques en petite quantité dans la croûte [*Poulet et al., 2007*].

OMEGA a également observé et cartographié la répartition des minéraux mafiques dans les régions polaires de Mars (Figure 13) [*Poulet et al., 2008*a]. Le pyroxène est détecté dans les

régions de faible albédo confirmant la tendance générale. De l'olivine est détectée dans les régions circumpolaires en association avec le pyroxène et dans certains cratères de diamètre > 20km et leurs éjectas comme déjà reporté par *Bibring et al.* [2005]. La présence de ces minéraux pourrait être due à un transport éolien depuis les régions de plus faibles latitudes. Cependant, elle est dans cette étude plutôt attribuée à du volcanisme local dont la présence est suggérée par certaines études géologiques, comme celle de *Head et al.,* [2002] qui propose que des grandes quantités de laves aient rempli et lissé les plaines du Nord au début de la période hespérienne.

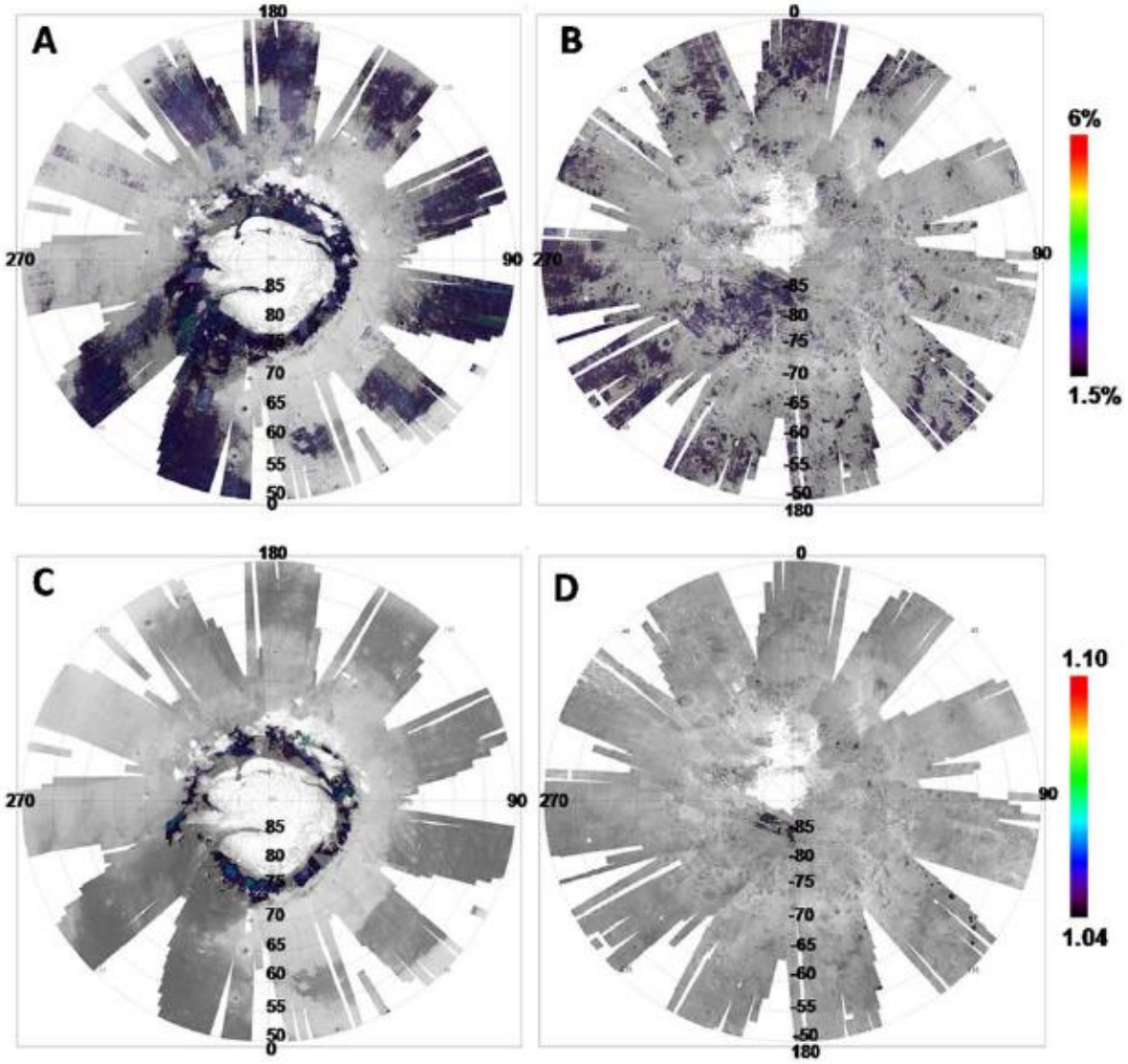


Figure 13. Cartes globales des régions polaires martiennes Nord à gauche, Sud à droite : (a,b) critère spectral du pyroxène. (b,c) critère spectral de l'olivine (Forsterite). Ces critères sont cartographiés sur la carte d'albédo OMEGA (issue de *Poulet et al.*, [2008]).

Ces cartes globales se révèlent être un très bon outil d'analyse, elles offrent une vue globale de la distribution des minéraux à la surface de Mars permettant d'en faire ressortir les tendances majeures et dans certains cas les processus qui en sont à l'origine. La mise à jour de ces cartes à la vue des nouvelles données acquises depuis 2007 sera un des travaux réalisés dans cette thèse. Nous verrons entre autres que ces nouvelles observations vont permettre d'augmenter de manière significative les détections d'olivine permettant une étude plus poussée de sa répartition, de l'origine de ces dépôts et de ce qu'ils impliquent au niveau de la composition, de la formation et de l'évolution du manteau et de la croûte martienne

Pour finir, OMEGA a détecté deux types de minéraux hydratés dans des zones très localisées à la surface de Mars permettant de poser des contraintes sur son évolution aqueuse : les phyllosilicates [*Poulet et al., 2005*] et les sulfates [*Gendrin et al., 2005*]. Leurs détections dans les terrains les plus anciens de Mars ont appuyé l'idée que Mars aurait pu connaître, au début de son histoire, un environnement permettant la stabilité de l'eau à l'état liquide à la surface de Mars [*Bibring et al., 2006*].

Les instruments THEMIS/MarsOdyssey et CRISM/MRO (annexe 2), « petits frères » de TES et OMEGA ont permis de faire des études plus localisées, mais à plus grande résolution spatiale (de la dizaine à la centaine de mètres) de certaines régions de Mars. L'olivine a ainsi été détectée par CRISM dans les pics centraux de plusieurs cratères de l'hémisphère sud [*Skok et al., 2011, Quantin et al., 2012]* ainsi que dans les pics centraux, éjectas et murs de plusieurs cratères dans la région de Chryse et Acidalia Planitia [*Salvatore et al., 2010 ; Carter et al., 2010*] confirmant à nouveau la nature basaltique de cette région. L'olivine est également observée avec CRISM associé à des dikes dans les murs de Valles Marineris [Flahaut et al., 2011]. Elle est également détectée dans des terrains de forte inertie thermique par THEMIS [*Bandfield et al., 2011; Bandfield and Rogers, 2008; Edwards et al., 2008 ; Rogers et al., 2009; Rogers and Fergason, 2011*]. Ce dernier confirme également la présence d'olivine sur les bords d'Argyre [*Lane and Goodrich, 2010*]. THEMIS a également détecté ce qu'il semblerait être du quartz associé à des plagioclases dans les pics centraux de deux cratères de Syrtis Major, suggérant qu'une différenciation importante du magma dans les chambres magmatiques soit possible sur Mars [*Bandfield et al., 2004*]. Ces détections sont cependant associées à de la silice hydratée [*Skok et al., 2010*] indiquant que ce quartz puisse être le résultat de la sédimentation de cette silice formée par altération aqueuse plutôt qu'un minéral igné.

Le spectromètre à rayons gamma GRS à bord de la sonde Mars Odyssey (annexe 2), s'est intéressé à la composition élémentaire de la surface de Mars et a fourni des cartes de concentration des éléments H, Si, Cl, Fe ainsi que des éléments incompatibles K et Th avec une résolution de 500km par pixels (Figure 14). L'instrument GRS permet de sonder en moyenne le premier mètre de la surface de Mars à l'inverse de ceux précédemment décrits (TES, OMEGA, CRISM, THEMIS, etc…) qui n'en sondent que les premières centaines de microns au plus. Ceci peut être un avantage quand on veut accéder à la composition de la surface elle-même et diminuer la composante venant de poussières ou autres matéraux pouvant la recouvrir en petite quantité. Cependant, quand la ou les couches superficielles deviennent importantes, les différentes contributions à la concentration totale en l'élément observé deviennent difficiles à séparer. Ceci, ajouté à la grande résolution spatiale de GRS et au lissage des cartes globales fournies, peut rendre l'interprétation de ces données compliquée. La contribution de la poussière au niveau des concentrations élémentaires des régions claires de Mars reste d'ailleurs mal comprise. En effet, certaines de ces régions montrent une couverture de poussière de plusieurs mètres d'épaisseur [*Arvidson et al., 2002*] de composition plutôt uniforme, comme suggérée par les données des Rovers [*e.g. Bell et al., 2008 ; Ruff et al., 2008*], et montre pourtant des variations importantes dans leur compositions élémentaires. On peut de plus observer que les variations en concentration des éléments ne semblent pas toujours corrélées à des unités géologiques ou minéralogiques distinctes, ce qui complique encore leur interprétation. De ces données, on peut néanmoins extraire plusieurs informations importantes qui sont décrites ci-dessous.

La concentration en Si, illustrée sur la Figure 14a, varie entre ~18.5% et 21.5% ce qui correspond à environ 39.6% à 46.0% de SiO2 [*Boynton et al., 2007*]. Cette faible concentration en silice, typique des roches basaltiques, est observable dans l'hémisphère sud, mais également dans l'hémisphère nord qui étaient pourtant interprétées comme étant riches en silice par TES (et Pathfinder). Ceci soutient l'hypothèse que si les signatures spectrales de ces régions sont en

effet dues à une grande quantité de silice, celle-ci ne soit présente que sur une fine couche d'altération de surface, ce qui permettrait à sa concentration intégrée sur le premier mètre de profondeur, comme c'est le cas dans les données GRS, de rester du même ordre de grandeur que les terrains du sud. On peut également remarquer que l'ouest de la région de Tharsis ainsi que la région d'Elysium présentent des concentrations en Si plus faible que le reste de la surface, suggérant un volcanisme récent plus pauvre en silice dans ces régions (voir section 1.3.3.4 ; *Baratoux et al., 2011*). Les données GRS ne montrent pas de régions très riches en silice comparables aux granites que l'on peut observer sur Terre, suggérant que si elles existent, elles sont plus petites que la résolution spatiale de GRS, en accord avec les observations de quartz uniquement dans les pics centraux de deux cratères dans Syrtis Major par THEMIS et TES [*Bandfield et al., 2004*].

La concentration en Fe est élevée sur toute la surface de Mars avec des valeurs variant de 11 à 14% Fe dans l'hémisphère sud et de 14 à 19 % Fe dans l'hémisphère nord équivalant à 14-18% FeO et 18-24% FeO respectivement. La valeur moyenne de 14.3% Fe (18.4wt% FeO) est en accord avec la valeur ~18% obtenue des météorites martiennes par *Wänke and Dreibus* [*1988, 1994*] mais légèrement plus élevée que celle obtenues à partir de modélisation et d'expériences plus récentes [*Agee and Draper, 2004 ; Borg and Draper, 2003*] ainsi que par les différents rovers [*Karunatillake et al., 2007*] et dans tous les cas bien supérieurs à celle des basaltes terrestres [*Melson et al., 1976*], confirmant la teneur particulièrement élevée en FeO de Mars. La différence en concentration de Fe entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud est expliquée par *Boynton et al.* [2007] comme étant due à un lessivage du fer dans l'hémisphère sud au cours d'une altération en condition acide et à son transfert vers les plaines du nord par activité hydrologique. L'hypothèse proposant que les plaines du nord aient été remplies par des grandes quantités de laves durant la période Hesperienne (section 1.2.1, 1.3.3)[*Head et al., 2002*] suggère cependant que cette différence puisse être directement liée à la composition des laves, avec des laves hespériennes plus riches en fer que celles ayant formées les vieux terrains de l'hémisphère sud [*Taylor et al., 2006*]. De même que pour la concentration en Si, l'ouest de la région de Tharsis montre des concentrations en Fe particulièrement faibles, ce qui n'est par contre pas le cas de la région d'Elysium qui montre une concentration plutôt élevée de l'ordre de 16%.

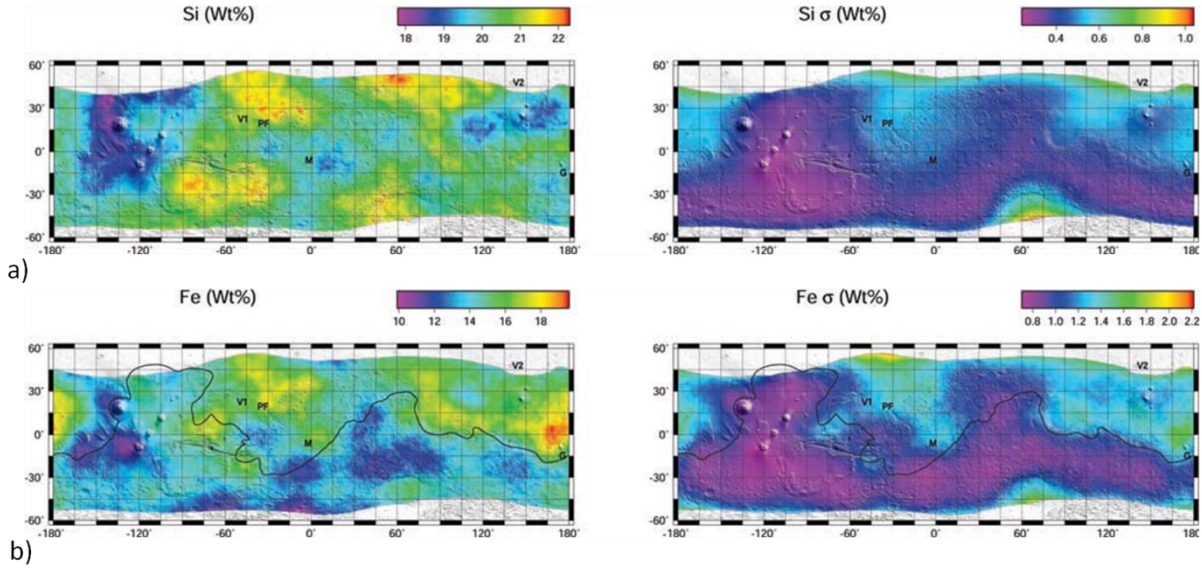


Figure 14. Cartes de concentration des éléments Si (a) et Fe (b) et de leur incertitude. La carte de Si est normalisée au 20.95% de Si observé sur le site de Pathfinder (PF sur la carte) [*Boynton et al., 2007*].

Le diagramme de classification présenté sur la Figure 15 regroupe tous les résultats présentés précédemment (section 1.2.2.1 ; 1.2.2.2 ; 1.2.2.3). Il inclut des résultats issus de l'étude de la composition chimique de plaines volcaniques basée sur un modèle de transfert de rayonnement appliqué aux données OMEGA [*Poulet et al., 2009a*]. Ce diagramme montre que la plupart des résultats sont cohérents avec une composition basaltique. Les résultats issus des données TES et Pathfinder montrent une composition plus riche en silice qui a été interprétée comme des basaltes ayant subi une altération non aqueuse.

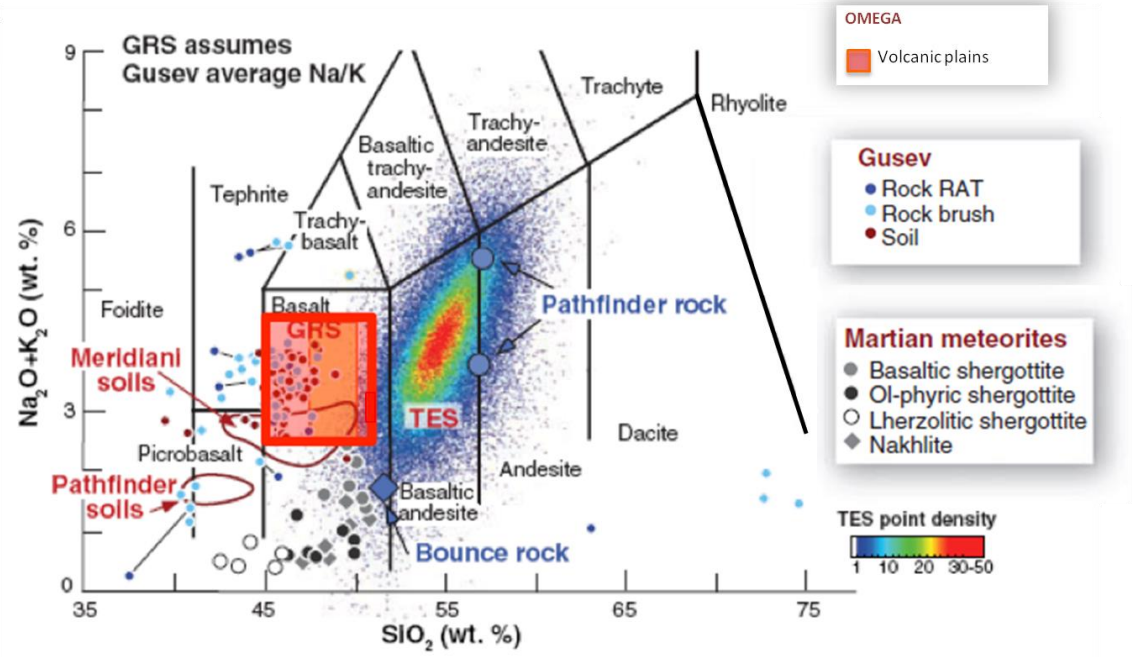


Figure 15. Classification chimique des différentes roches ou terrains volcaniques de Mars analysés in situ (MERs, Pathfinder) ou depuis l'orbite (TES, OMEGA, GRS), et des météorites martiennes (adaptée de *McSween et al., 2009*).

1.2.3 Propriétés physiques de la surface de Mars : l'inertie thermique

Au cours de ce travail de thèse, et notamment lors de l'étude globale et locale des dépôts d'olivine, nous aurons souvent besoin de connaitre les propriétés thermophysiques du terrain observé afin d'associer les signatures minéralogiques à un type de surface : roche, sable ou mélange, et/ou à une taille de grains des minéraux. Ces propriétés thermophysiques peuvent être en partie contraintes par une grandeur physique appelée l'inertie thermique. De façon simple, l'inertie thermique mesure la capacité de la surface à stocker la chaleur durant la journée et à la réémettre durant la nuit. Une roche, par exemple, va prendre longtemps à accumuler de la chaleur dans la journée, mais va la stocker et la garder pendant la nuit ne la réémettant que lentement, elle a une grande inertie thermique. À l'inverse, du sable va chauffer très vite pendant la journée, mais va également réémettre la chaleur emmagasinée très rapidement pendant la nuit, il a une faible inertie thermique, cette inertie thermique augmentant cependant avec la taille des grains. Globalement, plus les matériaux sont denses et/ ou avec des gros grains plus ils ont une grande inertie thermique. Depuis l'orbite et suivant la surface observée cette grandeur va donc dépendre d'une combinaison entre la taille des particules dans le cas où il y a du sable et/ou l'abondance des roches et/ou le degré d'induration du matériau observé. Il faut cependant noter que pour une surface composée de sable et de roche, même si la présence de roche va

avoir tendance à augmenter l'inertie thermique globale de la surface, la petite inertie thermique du sable sera dominante [*Christensen 1986*]. Typiquement, une faible inertie thermique de l'ordre de 5 à 150 tiu (thermal inertia unit : J m^{-2} K^{-1} $s^{-½}$) représente une surface composée de petits grains très fins, tels que ceux composant la poussière martienne, avec pas ou très peu de roche en surface [*Mellon et al., 2000*]. Des inerties thermiques plus hautes peuvent traduire soit une abondance en roche ou en affleurement rocheux plus élevée, soit des particules de sables plus grandes, soit un matériau induré formant une sorte de croûte solide à la surface, soit bien sûr, une combinaison de ces possibilités [*mellon et al., 2000 et les références incluses*]. Une surface est communément considérée comme dominée par les roches quand son inertie thermique dépasse 1200 tiu, ce qui est très rare [*Edwards et al., 2009*].

L'instrument TES ayant son intervalle spectral dans l'infrarouge thermique est sensible à la chaleur émise par la surface et donc à son inertie thermique. L'inertie thermique se mesure plus facilement de nuit où seul subsiste le rayonnement émis par la surface. La carte globale d'inertie thermique, mesurée de nuit à partir des données TES, est présentés sur la Figure 16 [*Putzig ans Mellon, 2007*]. On observe que, comme attendu, les régions poussiéreuses de Mars présentent une inertie thermique très faible (<150 tiu). Les régions de plus fortes inerties thermiques sont situées au niveau des trois bassins d'impactes majeurs Argyre, Hellas et Isidis, principalement associé à leurs bordures là où les roches sont les plus exposées, au niveau de Valles Marineris associé à ses flancs et dans les régions de faible albédo de l'hémisphère nord (Chryse, Acidalia et Utopia Planitia). Certaines régions très localisées de l'hémisphère sud présentent également des inerties thermiques >300 tiu et correspondent principalement à des fonds de cratères ou à des plaines remplies de laves comme nous le verrons dans la suite (voir chapitre 4). Les inerties thermiques intermédiaires (en vert sur la carte) observables dans l'hémisphère sud représentent typiquement une surface labourée par les impacts formée de particules plutôt grossières et de roches éparses.

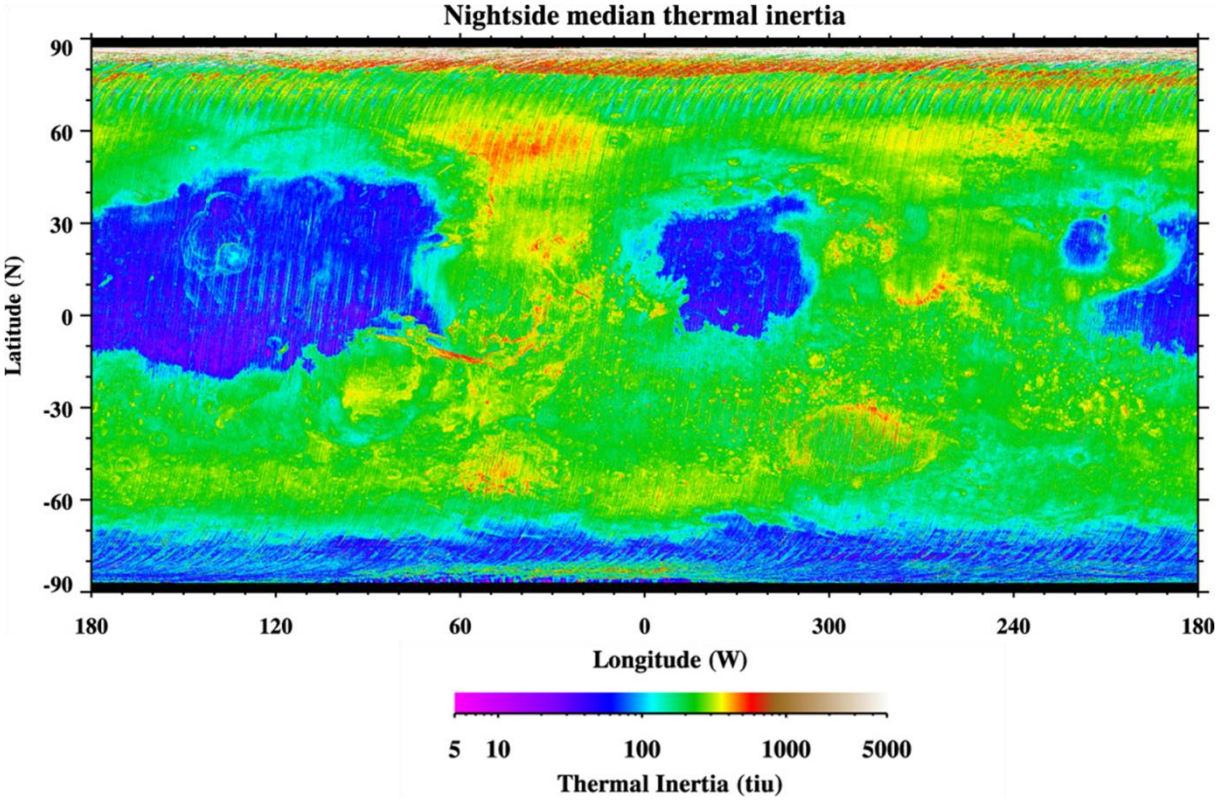


Figure 16. Carte d'inertie thermique médiane dérivée des données TES de nuit construite à partir de 36 cartes d'inertie thermique saisonnières [*Putzig and Mellon.*, 2007].

Cette carte d'inertie thermique TES est très utile dans le cas d'une analyse globale (voir section 3.5.4.5) mais sa faible résolution spatiale (20 pixels/°) ne permet pas d'étudier les variations d'inertie thermiques dans des zones très réduites comme il nous sera amené à faire au cours de cette thèse. Dans ces cas, il est courant d'utiliser les données du spectro-imageur THEMIS, dont l'intervalle de longueur d'onde se situe également dans le thermique, mais qui possède une résolution spatiale beaucoup plus élevée d'environ 100m/pixel (annexe 2). Une carte d'inertie thermique n'est pas directement disponible avec les données THEMIS mais les données infrarouges de jour et de nuit sont disponibles pour la quasi-totalité de la planète et permettent de poser des contraintes qualitatives sur les variations d'inertie thermique de la surface observée.

1.3 Formation et évolution de la croûte martienne

Il existe trois types de croûtes planétaires dans le système solaire : (1) la croûte primaire qui se forme à la suite de la cristallisation du manteau au contact de la surface froide ; (2) la croûte secondaire formée plus tard par volcanisme à partir de la fusion partielle du manteau ; (3) la croûte tertiaire qui n'est observée que sur Terre et qui est formée à partir du recyclage de la croûte secondaire nécessitant une tectonique des plaques. En partie grâce aux observations décrites dans les sections précédentes, les processus impliqués dans la formation de la croûte primaire et secondaire de Mars sont aujourd'hui mieux connus. Cette section présentera l'état de nos connaissances à ce sujet, la première partie plus didactique posera les bases nécessaires à la compréhension de ces processus.

1.3.1 Formation, ascension et cristallisation d'un magma sur Mars

Un magma est défini comme un matériau hétérogène complètement ou partiellement fondu qui, après son ascension vers la surface, va par refroidissement, se solidifier pour donner une roche magmatique. La composition finale de cette roche magmatique va dépendre de la composition initiale du magma source, de son degré de différenciation, ainsi que de sa cristallisation. Ces étapes dépendent elles-mêmes principalement de deux mécanismes : la fusion partielle et la cristallisation fractionnée.

1.3.1.1 Fusion partielle et cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée est la cristallisation progressive d'un magma, ceci sous l'effet de changements de conditions physiques (température, pression). Suivant la pression et leur température de cristallisation, les silicates dans un magma vont cristalliser selon un ordre bien défini. Sur Terre, cet ordre suit la suite réactionnelle de Bowen, qui dépend principalement de la température, et dans laquelle les premiers minéraux à cristalliser sont les minéraux mafiques (ou ferromagnésien) : l'olivine qui est la plus riche en Fer et/ou en magnésium cristallise en première à partir de ~1300°C, suivi du pyroxène (~1100°C), des amphiboles (~900°C) et de la biotite (~800°C). Au fur et à mesure de cette cristallisation, le liquide résiduel va s'appauvrir en fer et en magnésium et ce sont donc les minéraux très riches en silices tels que le quartz qui vont se former en dernier (~700°C-600°C). De façon parallèle, la série des feldspaths plagioclases cristallise également avec les plagioclases riches en calcium d'abord puis ceux riches en sodium (1100°C-500°C). Au cours de cette cristallisation, le liquide résiduel va donc évoluer et être susceptible de donner naissance à des roches de composition différentes. On discerne quatre grands types d'assemblage minéralogique qui définissent les quatre grands types de roches ignées : l'assemblage ultramafique, très riche en fer et en magnésium, qui va

former des roches principalement composées d'olivine (la péridotite) avec un peu de pyroxène, l'assemblage mafique, riche en fer et en magnésium, mais plus riche en silice que l'assemblage ultramafique, dont les roches seront des basaltes (ou gabbros) composés d'olivine, de pyroxène et de plagioclase (~40-50%), l'assemblage intermédiaire, pauvre en fer et en magnésium et riche en silice, qui formera de l'andésite (ou diorite) et l'assemblage felsique, qui ne contient plus que de la silice et qui donnera naissance aux rhyolites (ou granites).

La composition chimique du liquide résiduel ainsi que des cristaux formés vont également évoluer en fonction de la compatibilité des éléments présents avec les réseaux cristallins. En effet, les éléments chimiques qui composent le magma ne réagissent pas de la même manière dans un mélange liquide-solide. Du fait de leur rayon ionique et de leur charge, certains vont plus facilement s'intégrer au solide que d'autres. Typiquement, les éléments de petit rayon ionique et de petite charge, tels que le Fe ou le Mg, vont facilement s'intégrer au solide, ce sont des **éléments compatibles**. A l'inverse, les éléments de gros rayons ioniques ou de grandes charges (état d'oxydation > 3), ne s'intègrent pas bien au solide et vont rester de préférence dans le magma, ce sont les **éléments incompatibles** (K, REE, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, Ba, Zr, Hf et Nb). Pour les éléments de propriétés chimiques intermédiaires, tel que le calcium par exemple, leur taux de compatibilité va varier entre ces deux pôles en fonction de leur charge et de leur rayon ionique. Cela explique pourquoi les minéraux mafiques sont les premiers à cristalliser dans la suite de Bowen, les minéraux riches en magnésium cristallisant avant les minéraux riches en fer et pourquoi les minéraux qui se forment en dernier peuvent contenir des traces d'éléments incompatibles.

Le processus de fusion partielle est en quelque sorte l'inverse du processus de cristallisation fractionnée. Si on augmente progressivement la température d'un matériau solide composé d'un assemblage de minéraux silicatés, cet assemblage passe entièrement ou partiellement de la phase solide à la phase liquide. Les premiers minéraux à fondre sont les minéraux ayant une température de fusion (ou cristallisation) basse, ceux qui se situent au bas de la suite de Bowen, les quartz et les feldspaths par exemple, les derniers sont les minéraux mafiques, pyroxènes puis olivine, qui vont venir enrichir le magma en fer et en magnésium. De la même façon que lors de la cristallisation fractionnée, la composition chimique du magma formée par cette fusion partielle va évoluer en fonction de la compatibilité des éléments présents. Les éléments incompatibles sont les premiers à aller dans le liquide et les magmas formés à basse température (faible fusion partielle) seront donc enrichis en éléments incompatibles. Avec l'augmentation de la température (fusion partielle plus importante), les autres éléments vont peu à peu rentrer dans le liquide et la proportion relative d'éléments incompatibles va diminuer.

Il faut cependant garder en mémoire que si ces processus sont assez bien connus sur Terre, ils le sont beaucoup moins sur Mars. Des études récentes semblent indiquer que la teneur en fer plus élevée du manteau martien (section 1.1, 1.2.2.3) pourrais notamment avoir pour effet d'augmenter la contribution de l'olivine au liquide formé (au détriment de celle du pyroxène) par rapport à ce que l'on observe sur Terre, ce phénomène étant d'autant plus important que la pression est grande [Communications personnelles Michael Toplis et David Baratoux : Trey, 2009]. Les réactions de fusion et la minéralogie modale des magmas produits pourraient donc être modifiés et dépendre en grande partie de la pression. Le processus de cristallisation fractionnée se faisant principalement à faible profondeur (faible pression), il ne serait que peu affecté par la différence en teneur en fer, l'olivine devrait toujours être la première phase à cristalliser.

Tous les magmas prennent naissance dans le manteau qui est constitué, sur Mars comme sur Terre, de péridotite i.e d'olivine avec un peu de pyroxène [*Dreibus and Wänke, 1985 ; Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a*]. Sur Terre, la formation d'assemblages intermédiaires et felsique est importante grâce aux zones de subduction qui permettent l'enfoncement en profondeur des

sédiments riches en minéraux de basses températures comme le quartz, les feldspaths ou les argiles (micas) et qui vont s'ajouter à la péridotite du manteau pour former un nouveau magma plus riche en silice. Mars n'a apparemment pas connu de tectonique des plaques, les magmas martiens ne se forment donc qu'à partir de la péridotite du manteau et les assemblages mafiques et ultramafiques donnant principalement naissance à des basaltes seront donc privilégiés. Les autres assemblages demandent une cristallisation fractionnée très importante, qui si elle existe, semble rester très faible et localisée sur Mars (voir section 1.2.2.3). On peut dès à présent comprendre pourquoi la surface de Mars est principalement basaltique et pourquoi la détection d'andésite sur des grandes étendues à sa surface a été problématique.

1.3.1.2 Formation d'un magma en profondeur

Le manteau martien, du noyau à la lithosphère, est composé de roches sous pression, chaudes, mais non fondues, qui se comportent comme un fluide hautement visqueux. Pour obtenir un magma, il faut provoquer la fonte partielle ou totale de ces roches. Grâce à la chaleur générée par l'accrétion durant leur formation, à la différenciation continue des matériaux lourds et légers et à la présence d'éléments radioactifs dans leur manteau, les planètes sont chauffées de l'intérieur. Cette chaleur permet la fusion partielle ou totale des roches du manteau qui va pouvoir se réaliser lors de trois processus différents impliquant cette chaleur interne : (1) fusion par décompression adiabatique dans les courants ascendants d'une convection mantellique. Les roches ne sont pas particulièrement chaudes, mais la pression exercée sur ce matériau diminue lors de son ascension, entrainant leur fusion. Ce mode de fusion nécessite cependant l'existence de mouvement de convection dans le manteau, ce qui n'est peut-être pas le cas dans le manteau martien (voir section 1.2.2.1 et 1.3.2). (2) Fusion au niveau de la couche limite noyau-manteau créant un magma chaud qui va remonter sous forme de panache à travers le manteau. Ce processus étant communément appelé le mécanisme du « point chaud ». (3) Fusion grâce à la chaleur provoquée par la concentration anormale d'éléments radioactifs (K, Th, U) dans une région du manteau, (4) sur Mars, des impacts géants ainsi que la formation de failles comme Valles Marineris, pourraient aussi être des sources de chaleur pour la fusion partielle du manteau et la formation de magma.

Avec l'évacuation de la chaleur interne de la planète vers l'extérieur, celle-ci refroidit. Ce refroidissement est d'autant plus important que la source de chaleur initiale est faible. Mars étant plus petite que la Terre, elle a emmagasiné moins de chaleur durant son accrétion et contient probablement moins d'éléments radioactifs susceptibles de l'entretenir. Elle va donc se refroidir plus vite, ce qui pourrait expliquer que son activité volcanique soit aujourd'hui très faible ou inexistante alors qu'elle est toujours importante sur Terre.

Au niveau de la composition du magma, celle-ci va en partie dépendre des conditions de pression et de température dans le manteau au moment et à l'endroit où il se forme. Ainsi sur Terre, les magmas de composition ultramafiques, qui vont former des roches riches en olivine, vont plutôt se former très tôt dans l'histoire de la planète, lorsque sa chaleur interne était assez importante pour permettre un fort taux de fusion. En refroidissant, le taux de fusion partielle diminue réduisant la contribution de l'olivine au liquide produit. Dans ce cas, les teneurs en magnésium et/ou fer du liquide diminuent et la teneur relative en silice augmente, donnant lieu à des magmas de compositions mafiques (plutôt qu'ultra mafique), susceptible de former des roches basaltiques i.e plutôt riches en pyroxène et en plagioclase avec un peu d'olivine. Sur Terre une roche très riche en olivine est donc le signe d'un magma source plutôt primitif datant d'une époque où la planète possédée une chaleur interne très importante. Nous avons vu que dans le cas de Mars, cela pourrait cependant être un peu différent du fait de la plus haute teneur en fer de son manteau. La teneur en olivine d'un magma pourrait alors dépendre plus de la

pression de fusion (pression à laquelle le magma se forme) et donc de la profondeur et moins de la température. Les magmas riches en olivine étant alors le signe d'un magma formé à plus haute pression (plus grande profondeur) que les magmas pauvres en olivine. La composition du pyroxène dans les roches volcaniques de surface peut également être reliée aux conditions internes de la planète. En effet, le calcium étant un élément plus incompatible que le fer et le magnésium, il sera libéré dans le liquide en plus grande proportions que ces derniers au début de la fusion partielle. Les pyroxènes formés à partir d'une fusion partielle faible seront donc plutôt riches en calcium (HCP). À l'inverse, lors d'une fusion partielle importante, la concentration relative en calcium va diminuer devant celle des autres éléments qui vont alors rejoindre le liquide, les pyroxènes formés à partir de ce magma seront donc plutôt pauvres en calcium (LCP). Ceci peut expliquer le fait que les LCP se trouvent plutôt associés aux terrains anciens tandis que les HCP sont observés dans les terrains plus jeunes, traduisant le refroidissement du manteau martien au cours du temps [*Poulet et al., 2009a*].

La composition chimique du magma formé par fusion partielle va également dépendre de la composition chimique du manteau à l'endroit où il est formé. En effet, nous verrons dans la section 1.3.2 que les modèles de cristallisation du manteau martien prévoient une stratification avec des minéraux plus riches en fer à la base du manteau et des minéraux plus riches en magnésium dans sa partie supérieure, et avec de nombreuses inhomogénéités [*Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a, 2005b*]. Ceci est en accord avec la composition des météorites martiennes qui contraignent le manteau martien à être formé de plusieurs réservoirs de différentes compositions, au moins dans les premières centaines de Ma de l'histoire de Mars (section 1.2.2.1) [*Foley et al. 2005 ; Elkins-Tanton et al., 2005a, 2005b ; Bouvier et al., 2009*]. La composition des roches volcaniques pourrait donc nous donner des indices sur la composition du manteau, sur sa stratification et sur son évolution et nous aider à contraindre les modèles.

1.3.1.3 Ascension, différenciation et cristallisation d'un magma

Une fois le magma formé, son processus d'ascension vers la surface n'est qu'une affaire de densité. Les magmas formés par fusion des roches mantelliques sont plus chauds et donc moins denses que les roches solides de l'encaissant (roches dans lequel le magma évolu), ils vont donc migrer vers le haut, et monter à la surface au travers de n'importe quelle structure faible qu'ils ouvriront par fracturation hydraulique. Le magma va se transformer au contact des roches de l'encaissant dans lesquelles il va évoluer thermiquement et chimiquement, changeant sa propre densité et affectant sa migration. La limite à laquelle le magma à la même densité que les roches qui l'entourent est nommée « neutral buoyancy zone » (NBZ). Au niveau de cette limite, si le magma est uniquement dirigé par un gradient de densité, il va naturellement stopper sa migration et s'accumuler pour former une chambre magmatique. Les processus physico-chimiques qui ont lieu dans cette chambre magmatique, comme la cristallisation fractionnée, contribuent à transformer la composition des magmas et à changer leur densité. Dans la chambre magmatique, le magma se refroidit, souvent au contact des parois plus froides, amenant la cristallisation des silicates de haute température : une partie de l'olivine, puis du pyroxène. Ces cristaux s'accumulent dans le fond de la chambre magmatique et forment des cumulas. Le magma résiduel, appelé magma secondaire, présente alors une composition moins riche en fer et en magnésium et plus riche en silice que le magma primaire, et donc une densité plus faible. Il va continuer sa migration pour former une chambre magmatique plus proche de la surface que la première ou finalement arriver à la surface.

Le fractionnement des magmas en une partie liquide et une partie solide entraine leur différenciation et permet la diversité des roches magmatiques observée à la surface des planètes. De la même façon que pour le processus de fusion partielle, la cristallisation

fractionnée a tendance à diminuer la quantité de fer et de magnésium présente dans le magma, puisque ces éléments sont en grande partie utilisés par l'olivine et éventuellement le pyroxène qui forment les cumulas. Un magma ayant subi beaucoup de fractionnement avant d'arriver à la surface est dit évolué ou différencié et sera plutôt riche en silice. À l'inverse, une roche riche en olivine sera le signe d'un magma source qui aura subi peu de fractionnement puisque riche en fer et en magnésium et qui sera donc peut différencié/évolué. Dans la réalité, ce n'est cependant pas si simple, en effet la présence de cristaux d'olivine dans une roche peut être due à l'incorporation de cristaux d'olivine présents dans l'encaissant lors de la migration du magma vers la surface. Ces cristaux sont appelés des xénocristaux.

L'ascension d'un magma vers la surface peut être parfois facilitée par la présence de cratères et/ou de fissures dans la croûte, les fissures étant, elles-mêmes, souvent formées par l'impact. Ce type de volcanisme est appelé « volcanisme fissural » et des bons exemples en sont les « Mers lunaires ». En effet, la croûte lunaire est composée d'une épaisse couche d'anorthosite, roche de densité très faible principalement composée de plagioclase (90-100%) et d'un peu de minéraux mafiques. Cette croûte de faible densité représente donc un obstacle pour la migration des magmas quand celle-ci n'est contrainte que par les contrastes de densité. Ce sont les larges bassins d'impacts qui ont permis l'ascension des magmas jusqu'à la surface en excavant la croûte sur plusieurs kilomètres et dizaines de kilomètres de profondeur, la rendant plus fine et permettant aux magmas de se repandre dans ces dépressions bien après l'impact pour former les « Mers basaltiques lunaires ». Ce type de volcanisme n'implique pas la formation de volcan à proprement parler, le magma arrive en surface, remplit les dépressions et cristallise, bouchant la cheminée/fissure par laquelle il est arrivé en surface, rendant difficile ou impossible sa localisation. Nous verrons dans la suite de cette thèse que ce type de volcanisme semble avoir joué un grand rôle dans l'histoire du volcanisme martien.

Nous venons de voir qu'un magma qui s'introduit dans la croûte peut se frayer un chemin jusqu'à la surface et donner lieu à des coulées de lave qui, en cristallisant, forment des roches appelées roches extrusives ou volcaniques. Le magma peut aussi rester coincé dans la croûte et y cristalliser pour former des roches intrusives aussi appelées roches plutoniques. La principale différence entre une roche intrusive et une roche extrusive provenant du même magma ne se trouve pas au niveau de leur composition, mais plutôt au niveau de leur cristallinité. La cristallisation à la surface de la croûte est rapide, ce qui produit de très petits cristaux. Par contre, lorsque le magma cristallise à l'intérieur de la croûte, l'abaissement de sa température est lent permettant la cristallisation de plus gros cristaux.

1.3.2 Formation de la croûte primaire : Océan de magma

Les premiers stades de la formation planétaire et notamment de la croûte primaire sont encore mal contraints. L'énergie accumulée pendant l'accrétion devrait être suffisante pour permettre une fonte partielle ou totale de la planète, formant ce qui est appelé un « océan de magma ». L'idée de la formation de la croûte primaire des corps planétaires à partir de la cristallisation d'un océan de magma est née de la découverte par les missions Apollo (confirmée par la suite par les missions orbitales lunaires) d'une grande quantité d'anorthosite dans les vieux terrains lunaires. L'explication la plus communément acceptée pour sa formation en grande quantité à la surface de la Lune prédit que l'énorme quantité d'énergie libérée lors de la formation de la Lune à partir d'un impact géant aurait mis en fusion une grande partie de celle-ci, formant alors un océan magmatique lunaire. Lors de la cristallisation de cet océan, le plagioclase, minéral de faible densité, se serait alors mis à flotter tandis que les autres minéraux plus denses, principalement l'olivine et le pyroxène, se seraient mis à couler sous l'effet de la gravité. Le résultat de cette cristallisation formerait une croûte d'anorthosite de faible densité

qui recouvrirait un manteau de densité plus élevée composé d'olivine et de pyroxènes [*Marc Norman, 2004*]. Les vieux terrains lunaires anorthositiques représenteraient donc la croûte primaire de la Lune.

Bien que ce concept d'océan de magma soit très reconnu dans le domaine de la science lunaire, aucune preuve de son application aux autres planètes n'a encore été faite. Le fait que la plupart des planètes telluriques possèdent une croûte secondaire, formée à partir du volcanisme et autres processus de resurfaçage (voir section 1.3.3) qui viennent effacer ou recouvrir la croûte primaire, rend encore plus difficile la contrainte de sa formation. Sur Mars, de multiples raisons nous font penser que si océan de magma il y a eu, sa cristallisation ne devrait pas mener à la formation d'anorthosite dans les quantités observées sur la Lune. Parmi ces raisons, on peut citer la taille de Mars, qui implique la formation d'un océan de magma plus profond et donc à plus haute pression que sur la Lune. La cristallisation fractionnée d'un tel océan de magma conduit à la formation de minéraux de haute pression tels que les grenats ou la majorite qui vont séquestrer en profondeur l'aluminium nécessaire à la formation de grande quantité d'anorthosite [*Elkins-Tanton et al., 2003*].

Sur Mars, les sources d'énergie disponibles pour former un océan de magma incluent l'énergie d'accrétion, l'énergie libérée par les éléments radioactifs de courte durée de vie ainsi que celle créée par la différenciation du corps planétaire en un noyau et un manteau par la concentration des métaux lourds à grandes profondeurs [*Elkins-Tanton et al., 2003, 2005*a]. L'ensemble de ces énergies est théoriquement amplement suffisant pour permettre de fondre la planète dans son ensemble. Cependant, la formation d'un océan de magma résulte aussi de la compétition entre l'énergie libérée dans l'intérieur de la planète et celle renvoyée vers l'espace par rayonnement. Dans le cas de Mars, la rapide formation de son noyau (< 10-13 Ma) [*Yin et al., 2002*] suggère l'existence d'un manteau entièrement ou en grande partie fondu (un manteau solidifié aurait fait obstacle à la formation de ce noyau). La présence d'une atmosphère primitive isolant le système aurait également pu influencer la profondeur de cet océan de magma ainsi que sa vitesse de cristallisation.

Les modèles qui permettent de reproduire la cristallisation d'un océan de magma sur Mars montrent que cette cristallisation mènerait à une stratification gravitationnellement instable, avec des minéraux denses en surface et peu denses en profondeur. Cette stratification serait alors renversée dans une stratification stable lors d'un phase qu'on appelle un « overturn » de l'océan de magma [*Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a , Debaille et al., 2009, 2011*]. Nous détaillons ici un de ces modèles proposé par *Elkins-Tanton et al.,* [2003, 2005a]. Ce dernier considère que le manteau martien est totalement fondu avec une profondeur de 2000 km, correspondant à une pression de 24GPa et reposant sur un noyau de 1396 km de rayon. La modélisation de la cristallisation de cet océan de magma se base sur la composition du manteau martien obtenue d'après *Bertka and Fei*, [1997, 1998a] ainsi que sur les solidus et liquidus déterminé par *Longhi et al., [1992]*. Une convection importante est supposée exister dans l'océan de magma afin de maintenir une composition homogène et une variation adiabatique de la température avec la profondeur. Selon les courbes de liquidus et solidus du manteau martien, le manteau cristallise en profondeur à plus haute température que le manteau supérieur. De plus, cette température de solidification augmente plus vite avec la profondeur que la température du manteau lui-même (dans le cas d'une variation de température adiabatique). C'est pourquoi, lors du refroidissement du manteau par convection de la chaleur vers la surface, les minéraux ne cristalliseront pas tous en même temps, mais progressivement depuis sa base jusqu'à son sommet comme l'illustre la Figure 17.

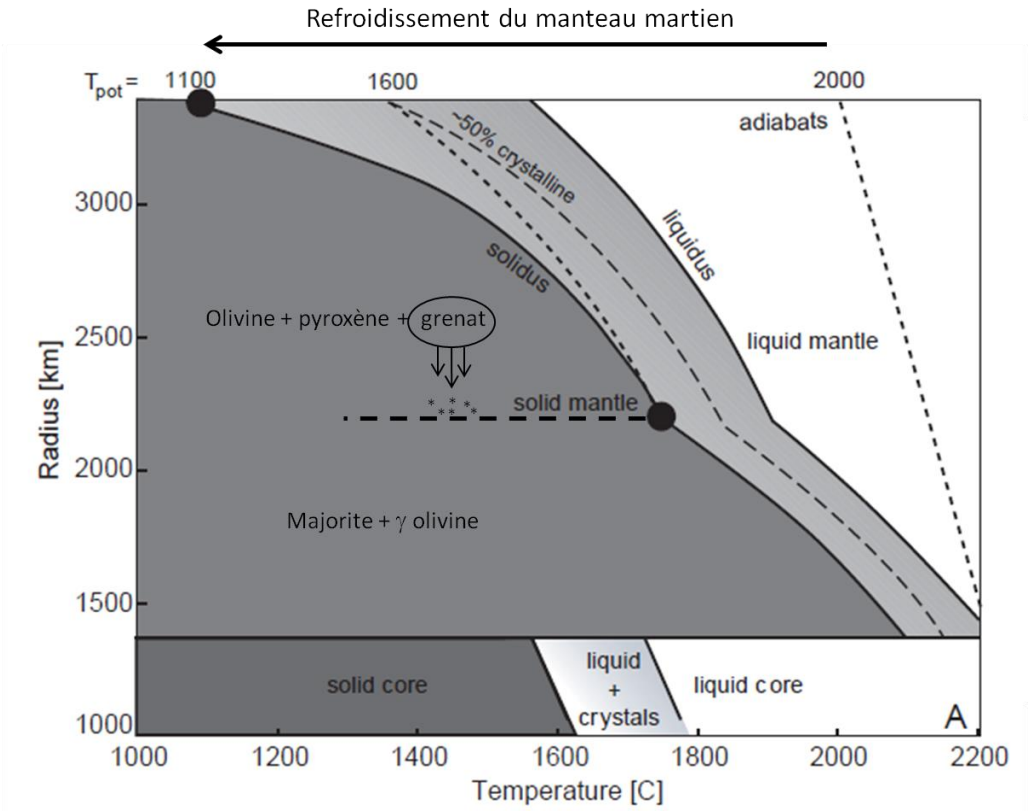


Figure 17. Schéma du processus de cristallisation de l'océan de magma. La courbe de variation adiabatique de la température du manteau (adiabats sur le schéma) est plus pentue que son liquidus, entrainant une cristallisation du manteau progressive depuis sa base jusqu'à sa surface. Dans la partie supérieure du manteau, les grenats cristallisent et coulent pour former une couche à 14GPa (~ 2400 de rayon) tandis que l'olivine et le pyroxène cristallisent en suspension dans le liquide (voir texte) [*Elkins-Tanton et al., 2005a*].

Ainsi, ce sont les minéraux de haute pression, soit la majorite et les γ-olivine, équivalent chimique à haute pression des pyroxènes et grenats, et de l'olivine, qui vont se former en premier et s'accumuler à la base du manteau. À plus basse pression (< 14GPa, rayon ~2200 km), ce sont l'olivine, le pyroxène et les grenats qui cristallisent. Contrairement aux grenats, l'olivine et le pyroxène flottent pour une pression supérieure à 7.5 GPa (rayon ~2800 km). Les grenats coulent alors à travers l'olivine et le pyroxène pour s'accumuler sur le manteau inférieur déjà cristallisé et former une couche d'environ 150 km entre 14 et 12.5 GPa. Entre 12.5 et 7.5 GPa l'olivine et le pyroxène cristallisent progressivement en suspension dans le liquide. Pour une pression plus faible que 7.5 GPa, l'olivine et le pyroxène ne flottent plus et s'accumulent sur la nouvelle limite du manteau cristallisé à 7.5 GPa. Le processus le plus important de cette cristallisation fractionnée est l'évolution du rapport Fe/Mg dans le magma résiduel. Le magnésium étant plus compatible que le fer, les pôles magnésiens des minéraux, qui sont peu denses, se forment en premier à la base du manteau, alors que les pôles ferreux, plus denses se forment en fin de cristallisation près de la surface. On obtient alors la stratification gravitationnellement instable présentée sur la Figure 18A. À noter que la dernière couche à cristalliser près de la surface sera aussi riche en éléments incompatibles, ceux-ci s'intégrant à la partie solide en dernier.

Sous l'effet de la force de gravitation, les cumulats les plus denses présents près de la surface vont se mettre à couler, venant prendre la place des cumulats moins denses qu'ils poussent vers la surface (Figure 18B). Ainsi les cumulats d'olivine riche en magnésium qui se trouvent juste au-dessus de la couche de grenat remontent jusqu'à la surface, suivis par les

cumulats de majorite et de γ-olivine présents en profondeur. Ces derniers remontent, en se transformant en leurs équivalents stœchiométriques de basse pression : olivine, pyroxene et grenat, jusqu'à leur niveau de flottaison entre ~400 et ~1100 km de profondeur où ils se mélangent avec l'olivine et le pyroxène déjà présents (Figure 18), formant des hétérogénéités latérales en température et en composition pouvant avoir des implications importantes au niveau des sources magmatiques et de la convection. La stratification obtenue à la suite de cet overturn (Figure 18A, droite) montre un profile de densité stable qui permettrait son maintien jusqu'à aujourd'hui en inhibant tout mélange par convection.

Une conséquence importante de ce mécanisme d'overturn est qu'en remontant, les cumulats riches en magnésium devraient subir une décompression adiabatique entrainant leur fonte partielle (50-60%) et permettant la formation d'une croûte primaire basaltique à la surface de Mars à partir de 2 sources magmatiques (olivine + pyroxène ; olivine + pyroxène + grenat). Cette croûte primaire, d'une centaine de kilomètres d'épaisseur (cela représente une limite supérieure), serait riche en magnésium, avec une abondance en aluminium variant suivant qu'elle provient de la source profonde (majorite + γ-olivine) ou près de la surface (olivine + pyroxène), et se serait formée ~ 50 Ma après la fin de l'accrétion planétaire [*Elkins-Tanton et al., 2005a*]. Cette croûte a pu perdurer jusqu'à aujourd'hui dans certains endroits, mais a probablement été resurfacée par du volcanisme plus récent ou par d'autres processus sur la majeure partie de la surface de Mars (voir section 1.3.3).

Dans le modèle proposé par *Elkins-Tanton et al.* [2005a], la dernière couche à cristalliser près de la surface lors de la cristallisation fractionnée du manteau est riche en silice et pourrait donc flotter malgré sa grande teneur en fer. Cette couche pourrait alors former une sorte de croûte superficielle riche en éléments incompatibles, en silice et en fer qui pourrait ne pas entièrement participer à l'overturn et rester en partie en surface. Cependant, d'après *Elkins-Tanton et al.,* [2005a] cette croûte n'est pas prédite par les modélisations et dans tous les cas serait entièrement recouverte par la croûte primaire basaltique discutée dans le paragraphe précédent. Si elle existe, cette croûte pourrait cependant former des réservoirs d'éléments incompatibles près de la surface bien que la plupart aient été entrainés vers le fond lors de l'overturn.

Elkins-Tanton et al., 2005a a également modélisé les processus de cristallisation et d'overturn pour des océans de magma moins profonds. Les couches les plus profondes étant éliminées, la croûte primaire ne sera formée qu'à partir de la couche superficielle d'olivine et de pyroxène. Cependant, les cumulas de surface étant plus denses que le manteau primitif non différencié, celui-ci peut remonter et fondre durant l'overturn et éventuellement atteindre la surface pour participer à la formation de la croûte primitive dans le cas d'océan moins profond que ~1150 km.

Le mécanisme d'overturn, et plus particulièrement dans le cas d'un océan de magma profond, permet d'expliquer plusieurs caractéristiques de Mars. Le plongeon des cumulas froids, provenant de la surface, vers la limite noyau-manteau pourrait en effet refroidir la partie supérieure du noyau entrainant les mouvements de convection dans le noyau nécessaires à l'apparition d'un champ magnétique, dont la durée serait en accord avec celle mesurée grâce aux traces de magnétisme présentes dans certaines vieilles roches martiennes [*Elkins-Tanton et al., 2005b*]. La ségrégation de l'aluminium dans les grenats en profondeur laisse un manteau supérieur pauvre en aluminium en accord avec la composition des SNC [*Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a ; Debaille et al., 2009*]. Ce modèle d'overturn pourrait également expliquer le long volcanisme dans la région de Tharsis. En effet, les éléments radioactifs permettant de chauffer le manteau martien sont incompatibles, ils vont donc plonger près de la limite manteau-noyau avec les cumulas denses lors de l'overturn et peuvent chauffer le manteau profond. La formation

de la dichotomie pourrait également être une conséquence directe de cet overturn [*Elkins-Tanton et al., 2005a, Debaille et al., 2011*].

De plus, ce modèle permet de former tôt dans l'histoire de Mars des réservoirs de magma de compositions différentes, en accord avec la composition isotopique et chimique des SNC. Le profil de densité stable du manteau prédit après l'overturn devrait inhiber toute convection dans le manteau permettant de maintenir ces réservoirs intacts pendant des milliards d'années ce qui serait en accord avec un âge jeune des météorites. Cependant, la présence ou pas d'une convection dans le manteau, ainsi que son importance au niveau spatial et temporel sont encore incertains. En effet, nous avons vu dans la section 1.2.2.1 que l'âge des shergottites a été recalculé à 4.3 Ga pour les shergottites pauvres en éléments incompatibles, et à 4.1Ga pour les shergottites riches ou modérément riches en éléments incompatibles. *Bouvier et al.* [2009] propose alors que les shergottites pauvre en éléments incompatibles aient été formées à partir d'un manteau différencié où les éléments incompatibles sont séquestrés à la base du manteau comme proposé par *Elkins-Tanton et al.,* [2003,2005a]. Les shergottites riches ou modérément riches en éléments incompatibles étant formées plus tard, après que le manteau ait été mélangé par convection ramenant la concentration en éléments incompatibles à une valeur plus élevée. Ce modèle permet de replacer la majeure partie du volcanisme martien dans le Noachien avec une convection importante dans son manteau possible à partir de ~4.3Ga. Dans ce cas le manteau actuel de Mars pourrait être homogène et non stratifié comme proposé par *Elkins-Tanton et al.,* [2003, 2005a]

D'autres modèles existent permettant de modéliser la cristallisation d'un océan de magma [*e.g. Debaille et al., 2007, 2009, 2011*]. Ces modèles diffèrent dans les détails, mais sont en accord sur les principales étapes de la cristallisation et dans l'existence d'un overturn. Les principaux sujets de débats étant la profondeur de cet océan, son temps de cristallisation, ainsi que le mode de ségrégation des grenats. Ces modèles prédisent un grand nombre de détails en théorie vérifiables, comme la composition du manteau et de la/les croûtes primaires. Cependant le resurfaçage de la croûte primaire par divers processus au cours de l'histoire de Mars ainsi que l'absence de données sismiques rendent difficile leur vérification et leur contrainte par l'observation. Nous verrons néanmoins qu'il est possible de poser certaines contraintes grâce à des zones localisées et spécifiques de la surface de Mars interprétées comme étant de la croûte primaire ou comme provenant directement du manteau.

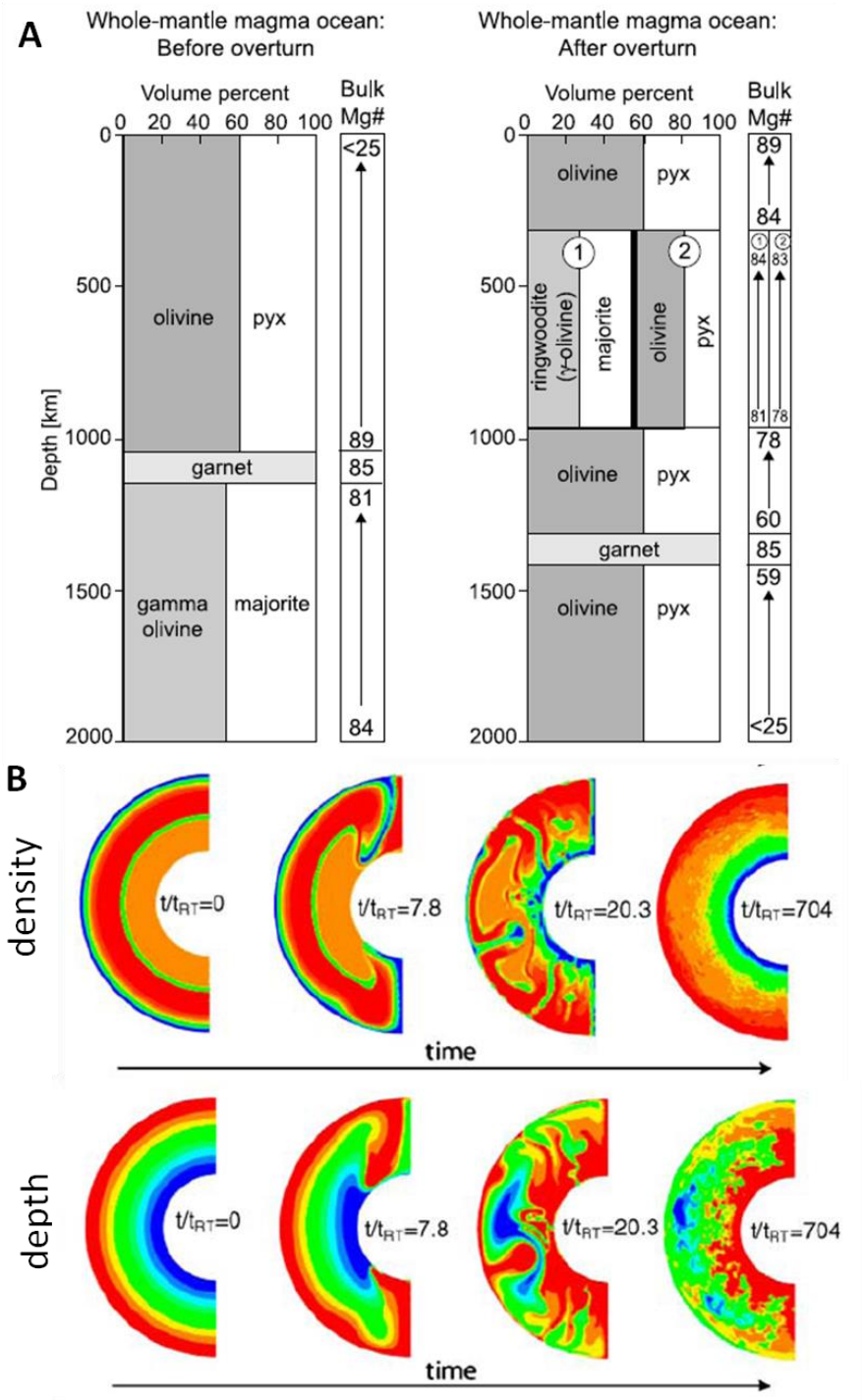


Figure 18. A) stratification minéralogique de l'océan de magma avant l'overturn (gauche) et après l'overturn (droite). Dans la stratification post-overturn, les noms des minéraux sont ceux correspondant aux couches près-overtun. À cause du changement de pression, la majorite et les γ-olivine vont se transformer en olivine, pyroxène et grenat au cours de leur remontée et la couche d'olivine et de pyroxène riche en fer en majorite et γ-olivine au cours de leur enfoncement. La teneur en magnésium et en fer des minéraux est indiquée à droite des schémas [*Elkins-Tanton, 2005a*]. B). Résultats de modélisation montrant l'évolution des différentes couches en densité (haut) et en profondeur (bas) au cours de l'overturn (le gradient de densité initiale est celui de la stratification du manteau présenté en A avec la couche de grenat qui forme une couche de haute densité au centre du manteau) [*Elkins-Tanton, 2005b*].

1.3.3 Formation de la croûte secondaire : Evolution volcanique de Mars

La croûte primaire, formée il y a environ 4.5 Ga par cristallisation d'un océan de magma a aujourd'hui été très largement ou complètement recouverte ou effacée par de nombreux processus incluant le volcanisme, les impacts ainsi que les processus éoliens, fluviaux, et périglaciaux. Parmi ces processus, les analyses des données Vikings ont montré que le volcanisme était l'un des plus importants dans l'histoire de Mars, avec plus de 60% de la surface composée de matériau volcanique [*Werner et al., 2009, Tanaka et al., 1988*].

Le volcanisme à la surface de Mars est important, mais n'est pas uniformément distribué (Figure 4) et présente une grande diversité de structures volcanique que l'on peut classer suivant 4 catégories [*Plescia and Saunders, 1979*] : (1) Les volcans boucliers basaltiques qui rassemblent la majeure partie des édifices de Tharsis, (2) Le groupe des dômes composites composé des volcans d'Elysium, de petits dômes dans Tharsis et d'Apollinaris Paterae, (3) Le groupe des paterae regroupées dans les Highlands, (4) des plaines volcaniques ayant des étendues plus ou moins grandes dans l'hémisphère sud et éventuellement dans les plaines du Nord. Cette diversité implique des changements dans les types d'éruption et de volcanisme au cours de l'histoire martienne, résultant probablement d'une évolution dans l'activité interne de la planète et pouvant à travers des interactions avec l'atmosphère influencer le climat global de Mars.

Tanaka et al., [1988] ont classé les unités géologiques à nature volcanique en fonction de leur âge (basé sur le comptage de cratère), permettant ainsi d'obtenir l'évolution du taux de resurfaçage de la surface par le volcanisme à travers l'histoire de Mars. Dans cette étude, *Tanaka et al., [1988]* prend en compte les unités volcaniques visibles ainsi qu'une estimation de celles qui ont été recouvertes par un volcanisme plus récent ou par d'autres processus. L'évolution du taux de resurfacage volcanique, qui peut être relié au taux d'activité volcanique, est illustrée sur la Figure 19. Elle nous montre quatre résultats importants : (1) Le volcanisme a été actif tout au long de l'histoire de Mars et même peut être encore aujourd'hui. (2) le volcanisme est le processus de resurfacage le plus important à toutes les époques excepté durant la fin de l'Amazonien où les processus éoliens prennent le dessus. (3) L'activité volcanique montre une diminution globale depuis le Noachien jusqu'à l'Amazonien. (4) Le volcanisme montre un pic d'activité durant le début de la période hespérienne.

Les sections suivantes seront destinées à expliquer comment s'organisent les différents types de volcanismes précédemment exposés dans ces trois grandes périodes martiennes.

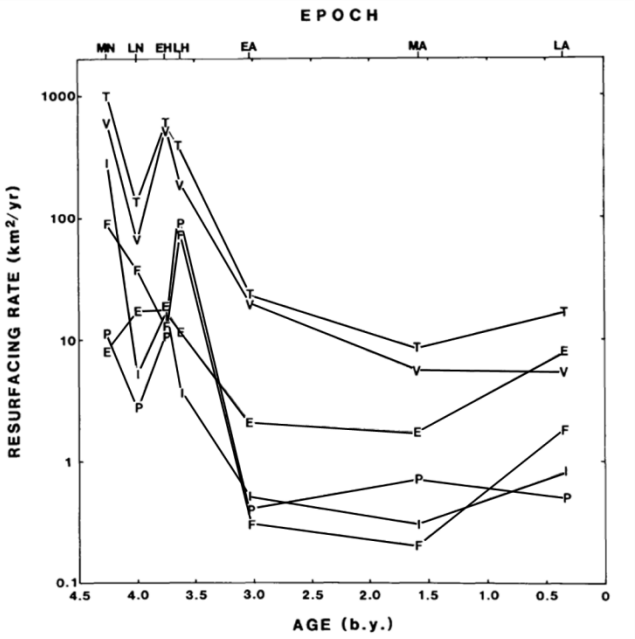


Figure 19. Taux de resurfacage moyen des différents processus calculé pour chaque époque martienne, incluant le volcanisme (V), les impacts (I), les processus fluviaux (F), périglaciaires (P) et éoliens (E) ainsi que la totalité des processus (T) (issu de *Tanaka et al., 1988*, chronologie par *Neukum and Wise, [1976]*).

1.3.3.1 Le volcanisme durant le Noachien (~ 4.0 - 3.7 Ga)

Les traces de volcanismes sur les vieux terrains de l'hémisphère sud sont difficiles à observer, car si volcanisme il y a eu, il a été largement recouvert ou effacé par l'activité ultérieure volcanique, tectonique, sédimentaire, fluviatile ou encore de cratérisation. Les premières traces sérieuses de volcanisme Noachien dans les terrains du sud sont des plaines ridées nommées « ridged plains » (Nplr) [*Tanaka et al., 1988*], formées vers le milieu-fin Noachien et qui sont interprétées comme étant des dépôts épais de laves recouvrant certains terrains plus vieux [*Tanaka et al., 1988*]. Le caractère volcanique de ces plaines est donné par leurs stries qui sont en fait des rides de compressions formées par des contraintes tectoniques sur des laves. Ces rides de compressions sont également visibles sur les mers lunaires et sont caractéristiques des plaines volcaniques.

Au niveau de la dichotomie, le début du volcanisme dans la région de Tharsis n'est pas bien connu, mais il est probable qu'il ait commencé très tôt dans l'histoire de Mars (début à pre-Noachien). Les petits volcans boucliers et dômes présents dans la région de Tharsis sont les reliques de ce volcanisme ancien avec des effusions de laves cessant entre 4 et 3.7 Ga [*Werner et al., 2009*]. D'autres petits dômes ou volcans boucliers apparaissent dans la région d'Apollinaris Patera ou de Coracis Fossae avec des âges d'environ 3.9 Ga [*Grott et al., 2005 ; Werner et al., 2009].* Cette période marque aussi le début d'un volcanisme important avec la construction des gros édifices tels que Olympus Mons, Alba Patera et plus loin Elysium (< 3.8 Ga) [*Hiller et al., 1982* ; *Werner et al., 2009*].

C'est vers la fin du Noachien que va également commencer le volcanisme dans certaines régions de l'hémisphère sud (voir section suivante).

1.3.3.2 Le volcanisme durant l'Hesperien (~ 3.7 - 3 Ga)

C'est à la transition entre la fin du Noachien et le début de l'époque hespérienne que se développe la plupart du volcanisme dans l'hémisphère sud. Ce volcanisme se retrouve à travers

l'apparition de paterae, édifices relativement plats avec quelques kilomètres d'altitude et s'étalant largement sur plusieurs centaines de kilomètres avec de très faibles pentes. Ces Paterae se sont formées en bordure des grands bassins d'impact suggérant qu'au moins leurs premières éruptions aient pu être facilitées par la fracturation de la croûte suite à ces impacts majeurs [*Greeley and Spudis, 1981*]. On trouve Syrtis Major (Meroe et Nili Paterae) sur la bordure du bassin Isidis, Amphitrites, Peneus, Malea et Pityusa Paterae sur la bordure Sud-Ouest d'Hellas et Hadriarca et Tyrrhena Paterae sur sa bordure Nord-Est. Ces Paterae se sont principalement formées avant 3.75 Ga avec un arrêt de leur activité volcanique vers 3.6 Ga. Hadriarca et Tyrrhena Paterae montrent des évolutions un peu différentes avec une formation plus tôt dans l'histoire de Mars (~3.9 Ga) et des éruptions de style explosives comme en sont témoins les chenaux observables sur les flancs de leurs calderas. Vers 3.7 Ga, ces Paterae changeront de style de volcanisme pour passer à un régime effusif avec des coulées de laves fluides [*Werner et al., 2009*]. C'est à la même époque qu'apparaissent des éruptions majeures qui affectent de plus ou moins grandes surfaces et forment des plaines volcaniques dont les plus grandes sont Lunae Planum et Solis Planum (incluant Thaumasia Planum) dans la région de Tharsis avec des épaisseurs allant de 300 m à 1.5km [*Frey et al., 1991 ; DeHon, 1982 ; Head et al., 2002*], et Hesperia planum et Malea Planum associées aux paterae dans la région d'Hellas [*Werner et al., 2009 , 2005; Williams et al., 2008*]. Ces unités nommées Hr pour « Hesperian ridged plains », similaires aux plaines ridées Noachiennnes (Nplr), se retrouvent également sur de moins grandes étendues un peu partout dans l'hémisphère sud (Figure 4) ainsi que dans des régions proches de la dichotomie. Cette proximité entre ces unités et les plaines du Nord va pousser *Tanaka et al*., [1988] a proposer que l'unité de Vastitas Borealis soit au moins aux trois quarts composée de plaines volcaniques ridées (Hr). Cette hypothèse est également proposée par *Head et al., [2002]* après une étude poussée qui conclut qu'une grande partie des plaines du nord a été remplie par des grandes quantités de laves d'environ 900 mètres d'épaisseur pendant le début de l'époque hespérienne. Ces plaines auraient par la suite subi des contraintes tectoniques imposées par la construction de dôme de Tharsis, qui auraient formées les rides de compressions caractéristiques des plaines d'unité Hr. *Head et al.,* [2002] explique le fait que ces stries ne soient que très peu visibles sur la surface par la présence de sédiments[1] et de laves plus jeunes. Au niveau de la région de Tharsis et d'Elysium, les grands édifices continuent à produire de grands épanchements de laves.

Le milieu de la période hespérienne (~ 3.6 - 3.5 Ga) marque l'arrêt du volcanisme dans les terrains du sud avec la fin de la formation des plaines volcaniques ainsi que de l'activité au niveau des Paterae, excepté pour Hadriaca et Tyrrhena Paterae qui montrent des effusions de laves jusqu'à 3.3 Ga [*Werner et al., 2009*]. Le volcanisme se concentre alors dans les régions d'Elysium et de Tharsis où les grands volcans boucliers ont atteint leur taille actuelle. La dernière grande effusion de laves aurait eu lieu sur le flanc ouest d'Elysium de 3.4 à 3.3 Ga et se serait étendue jusque dans Utopia Planitia.

1.3.3.3 Volcanisme durant l'Amazonien (~3 Ga– aujourd'hui)

Durant la période amazonienne, la faible activité volcanique se concentre dans les régions volcaniques majeures de Tharsis et d'Elysium. Dans ces régions, les grands épanchements de laves sont terminés, et les édifices encore actifs ne présentent que des coulées de faibles amplitudes sur leurs flancs ainsi que des activités de resurfacage principalement

[1] Le terme de sédiments est ici un terme général pouvant inclure des laves transformées en régolite, des cendres volcaniques, de la poussière, des dépôts périglaciaires et des sédiments drainés par les chenaux de Chryse Planitia.

localisées autour de leurs calderas [*Neukum et al., 2004*]. Dans la région d'Elysium, les dernières traces de resurfacage datent d'environ 100Ma et on y trouve parmi les plus jeunes régions de Mars, Elysium Planitia et les plaines de Cerberus, formées entre 30 et 10 Ma [*Berman et Hartmann, 2002 ; Werner et al., 2003].* Dans la région de Tharsis, tous les volcans boucliers montrent des laves sur leurs flancs datant d'un épisode volcanique qui se serait produit entre 500 et 100Ma. Le plus jeune âge déterminé aujourd'hui grâce au comptage de cratère, observé sur Olympus Mons, a été estimé à 2Ma [*Neukum et al., 2004*]. Sur des échelles de temps géologiques, et considérant qu'on a des preuves d'activités volcaniques sur des âges s'échelonnant sur 4 milliards d'années, les âges presque actuels de 30 Ma et 2 Ma suggèrent que certains édifices volcaniques martiens pourraient encore être actifs.

1.3.3.4 Résumé des grandes étapes du volcanisme et discussion

Les trois sections précédentes retracent l'histoire du volcanisme martien au travers de ses trois grandes époques géologiques. Le volcanisme durant le Noachien n'est pas bien contraint. Il semble cependant regrouper la formation de plaines volcaniques dans l'hémisphère sud, ainsi que le début du volcanisme dans les régions de Tharsis et d'Elysium. Durant la première partie de l'époque hespérienne (~3.7-3.5), Mars semble connaître une activité volcanique importante. Cette activité est mise en avant par *Tanaka et al., [1988]* qui montre un pic dans le taux de resurfacage volcanique dans le début Hesperien. Elle semble caractérisée d'une part, par le maintien d'un volcanisme important dans les régions de Tharsis et d'Elysium avec entre autres de grandes effusions de laves venant former les volcans bouclier géants, et d'autre part, par l'arrivée d'une forte activité volcanique dans les terrains du sud ainsi qu'éventuellement dans les plaines du Nord. Durant la fin de l'Hespérien, l'activité se concentre autour des volcans boucliers dans les principales régions volcaniques de Tharsis et d'Elysium avec un volcanisme faible, mais encore actif il y a 30 à 2 Ma.

Bien que le début du volcanisme dans la région de Tharsis ne soit pas encore bien contraint, il semblerait que cette région ait connu un volcanisme important durant le Noachien et le début Hespérien menant à la construction d'un dôme volcanique de plus de ~8000 km de diamètre et ~10 km de haut supportant les quatre plus gros édifices martiens. La présence d'un énorme panache mantélique à très longue durée de vie a souvent été évoquée pour expliquer sa formation ainsi que la grande anomalie gravitationnelle positive présente dans cette région [*Solomon et al., 2005*]. Cette hypothèse est appuyée par la présence de volcans boucliers géants sur le dôme de Tharsis à la morphologie très similaire aux volcans boucliers terrestres qui sont connus pour se former à partir d'un panache mantellique se détachant d'un point chaud dans le manteau. Les trois volcans géants de la région d'Elysium n'ont pas exactement la même morphologie que les volcans boucliers mais leur grande taille et leur longue activité suggèrent également une formation à partir d'un panache volcanique stable. Cependant, les processus de formation de tels panaches et leurs longévités sont sujets à débat et dépendent de beaucoup de paramètres encore mal connus, tels que la composition et stratification du manteau, sa viscosité, la distribution des éléments radioactifs ou encore le taux de refroidissement du noyau et de la convection dans le manteau [*Solomon et al., 2005*].

Les plaines volcaniques observées sur les hauts plateaux de l'hémisphère sud ainsi qu'éventuellement dans les plaines du Nord sont trop nombreuses et trop dispersées pour s'expliquer par la présence de panaches mantéliques. Cette distribution suggère plutôt une remontée de magma par volcanisme fissural comme dans le cas des mers lunaires.

Les paterae de l'hémisphère sud semblent présenter des morphologies intermédiaires. Leurs pentes très faibles les font ressembler à des plaines volcaniques. Elles possèdent cependant des calderas, et des chambres magmatiques ont été observées sous Syrtis Major,

Hadriaca and Tyrrehane Paterae grâce aux données de gravimétriques [*Kiefer 2004 ; 2003*]. Leurs meilleurs analogues terrestres semblent être les volcans pyroclastiques qui sont un type de volcan bouclier montrant une très faible pente et une activité en partie explosive [*Byrnes and Shanaka, 2003*]. La formation de ces paterae est cependant encore mal comprise. Leurs localisations près des bassins d'impacts géants ainsi que leurs formations à 3.7 Ga contemporaines de la formation des grandes plaines volcaniques, à qui elles sont d'ailleurs souvent associées (Tyrrhena et Hadriaca Patera et Hesperia Planum par exemple), suggèrent néanmoins que ces paterae ou au moins leur initiation puisse être le résultat de volcanisme fissural.

Les études géologiques des régions volcaniques de Mars, dont les résultats sont présentés ci-dessus, montrent clairement la diversité et la complexité du volcanisme martien avec des structures aux morphologies différentes, témoins d'une évolution du volcanisme au cours de l'histoire de Mars. Une meilleure compréhension de ce volcanisme et de son évolution nécessite cependant une connaissance plus précise de la composition minéralogique et élémentaire de ces régions qui reste à nos jours encore mal connue. Cette composition est en effet très dépendante des conditions internes de la planète (voir section 1.3.1) et peut donc permettre d'en retracer l'évolution ainsi que celle du volcanisme. Nous détaillerons ici les résultats récents à ce sujet.

Les paterae ainsi que les grandes plaines volcaniques telles que Thaumasia ou Hesperia Planum, qui représentent un volcanisme plutôt vieux datant du début de l'Hesperien, semblent montrer des compositions basaltiques principalement composées de pyroxène (35-45%) avec une faible abondance d'olivine (<5%) [*Poulet et al., 2009a ; Williams et al., 2010*]. La région de Syrtis Major montre cependant des affleurements de roche et des dunes riches en olivine (>15%) dans la caldera de Nili Patera suggérant que certaines éruptions anciennes aient pu montrer une composition plus riche en olivine [*Poulet et al., 2009a ; Mustard et al., 2005 ; Tornabene et al., 2008*]. Une étude des éjectas de cratères présents dans Syrtis Major menée par *Baratoux et al.,* 2007 montre de plus une évolution du rapport HCP/LCP avec la profondeur suggérant différents stades dans la formation de Syrtis Major. Bien que les plaines du nord montrent une géologie complexe, de plus en plus d'indices, tant morphologiques [*Head et al., 2002*] que minéralogiques [*Poulet et al., 2007 ; Bibring et al., 2005 ; Salvatore et al., 2010, Carter et al., 2010*], semblent indiquer une origine en partie volcanique de composition basaltique. Comme nous l'avons vu précédemment, les régions de Tharsis et d'Elysium, dont la surface représente un volcanisme plutôt jeune datant de l'Amazonien, sont recouvertes d'une épaisse couche de poussière rendant l'accès à leur composition minéralogique très difficile.

Une étude de *Baratoux et al.,* [2011] basée sur les données GRS à cependant permis de comparer les compositions élémentaires de ces deux types de régions volcaniques, hespériennes et amazoniennes, permettant de poser certaines contraintes sur l'évolution du volcanisme martien. Ils montrent ainsi que les régions amazoniennes de Tharsis et d'Elysium seraient relativement moins riches en silice et plus riches en Thorium (élément incompatible) que les régions de volcanisme Hesperien, avec une concentration en FeO variable, plus faible que les régions volcaniques hespériennes dans la région de Tharsis, plus élevée pour Elysium Mons. La composition en SiO, FeO et Th des régions hespériennes est en accord avec une fusion partielle (>10%) d'un manteau homogène de composition similaire à celle obtenue à partir des météorites martiennes par *Dreibus and Wänke, [1985]* et de magmas arrivés en surface sans cristallisation fractionnée grâce à des mouvements de convection. L'augmentation de la concentration en Thorium dans la composition des régions volcaniques jeunes pourrait être expliquée par une fusion partielle plus faible. En effet, le Thorium de par son caractère incompatible, étant un des premiers éléments à rejoindre le liquide lors d'une fusion, sa concentration relative par rapport aux autres éléments moins incompatibles sera plus élevée

lors d'une fusion faible. Cependant le taux de fusion partielle dérivé de la concentration en thorium et celui dérivé des concentrations en FeO et SiO ne sont pas en accord et suggèrent un petit appauvrissement en thorium dans le manteau amazonien par rapport à celui de *Dreibus and Wänke,* [1985], le taux de fusion partielle étant alors < 10%. Cette diminution de fusion partielle peut s'expliquer par une diminution de la température du manteau d'environ 80K associé à un épaississement de la lithosphère passant de 100 à 150 km entre la période hespérienne et la période amazonienne [*Baratoux et al., 2011*]. Cet épaississement de la lithosphère pourrait expliquer la faible activité volcanique durant l'Amazonien. Ces résultats sont de plus plutôt en accord avec un manteau homogène comme proposé par *Bouvier et al.,* [2009].

L'analyse de la répartition des minéraux ignés au niveau global et local, qui sera effectuée lors de cette thèse, viendra s'ajouter à ces résultats et permettra de poser de nouvelles contraintes sur la composition de ce volcanisme et sur ses implications, notamment au niveau de l'époque hespérienne.

Pour finir, on peut noter que le volcanisme peut avoir un effet sur le climat martien. En effet, celui-ci peut engendrer la libération dans l'atmosphère de Mars de grandes quantités de gaz, principalement CO2, de l'eau et du dioxyde de soufre, pouvant altérer sensiblement les conditions à la surface de Mars. *Craddock and Greeley* [2009] estime ainsi que ~1.1 10^6 km^3 d'eau, ~400mbar de CO_2, et ~0.06 bar de SO_2, ont été libérés dans l'atmosphère grâce au volcanisme, dont ~ 25% pendant la grande période de volcanisme intense au début de la période hespérienne, pourcentage que nous montrerons comme pouvant être encore plus important dans cette thèse. Cette libération gazeuse aurait pu engendrer une augmentation de la pression atmosphérique de ~0.3bar sur plusieurs années martiennes au début de l'histoire de Mars (Noachien -> début-Hespérien) [*Craddock and Greeley, 2009*].

1.3.4 Remodelage de la croûte secondaire

Nous avons vu au cours des sections précédentes les mécanismes possibles à l'origine de la formation de la croûte primaire, ainsi que le volcanisme responsable de la formation de la croûte secondaire. Nous avons également vu qu'à partir de la composition et de la morphologie de cette croûte secondaire et de ses structures volcaniques nous pouvions poser certaines contraintes sur l'évolution interne et volcanique de Mars. Nous allons voir dans cette section que cette croûte secondaire à elle-même subi des processus d'altération et de resurfaçage qui l'ont en partie remodelée, modifiant sa morphologie, sa stratigraphie et sa composition.

La surface de Mars témoigne de plusieurs types de processus d'altération qui ont entrainé la modification chimique et physique des terrains qui la composent tout au long de son histoire. Ainsi la présence d'argile et de sulfates dans les vieux terrains de Mars témoigne de la présence de processus d'altération aqueux durant la période noachienne à début hespérienne. Bien que les processus exacts mis en jeu, ainsi que leurs importances et leurs étendues, soient encore mal compris, ils pourraient avoir joué un rôle majeur dans la modification de la composition et de la morphologie des vieux terrains de Mars rendant leur analyse complexe [*Carter, 2011*]. La présence de grandes quantités de poussières dans certaines régions de Mars, masquant entièrement la minéralogie de la surface sous-jacente, a également été expliquée comme le résultat d'une altération [*Poulet et al., 2007 ; Bibring et al., 2006*]. Celle-ci serait cependant non aqueuse et caractérisée par une lente oxydation de la surface par l'atmosphère durant la période amazonienne, ne faisant éventuellement intervenir qu'une fine pellicule d'eau liquide à l'interface atmosphère-surface [*Bibring et al., 2006*]. Parmi les minéraux mafiques, l'olivine, dont la distribution globale sera étudiée en détail dans cette thèse, est un bon traceur de l'état d'altération de la surface. En effet, l'olivine est un des premiers minéraux à s'altérer, elle

se dissout en présence d'eau, mais également dans des conditions acides et sous un rapport eau/roche faible comme c'est observé dans le cratère de Gusev (voir section 1.2.2.2). Dans tous les cas, la présence d'olivine à la surface de Mars est signe d'un terrain ayant subi peu ou pas d'altération et donc d'un terrain resté plutôt sec depuis sa formation. À l'inverse, un terrain pauvre en olivine sera le signe d'une composition originellement pauvre en olivine ou d'un terrain ayant subi une altération importante.

Les processus d'altérations ne sont pas les seuls à avoir remodelé la surface de Mars, les processus éoliens et les impacts ont eux aussi joué un grand rôle. Les nombreux impacts ayant eu lieu pendant la période du grand bombardement ont complètement labouré les terrains Noachiens, transformant la surface originelle en régolite, et rendant difficile l'identification des différentes unités géologiques qui auraient pu les composer. Cependant, ces impacts sont également d'une grande aide dans l'analyse d'un terrain puisqu'ils permettent d'excaver le matériau présent sous la surface et d'accéder à sa stratigraphie. Ainsi, les cratères excavent une profondeur correspondant à environ 1/10 du diamètre du cratère transitoire [*Croft, 1980; Melosh, 1989*]. Ce diamètre transitoire étant légèrement plus petit que le diamètre du cratère final, ce calcul simple donne une limite supérieure à la profondeur des couches excavées par l'impact. De plus, la distance des éjectas formés par rapport au centre du cratère est fonction de la profondeur de la couche excavée : plus la couche excavée est profonde, plus les éjectas correspondants se retrouveront proches de la bordure interne du cratère, et plus la couche est présente en surface, plus les éjectas seront éloignés. Certains éjectas de cratères montrent ainsi une évolution dans leur composition en fonction de la distance à la bordure interne du cratère permettant de reconstruire la composition des différentes couches présentes sous la surface [*e.g. Baratoux et al., 2007* ; section 4.2.3]. L'empilement de ces couches étant de plus généralement relié à leur âge de formation, ces cratères permettent de retracer l'évolution des terrains impactés. Les pics centraux des cratères finaux sont formés à partir de la couche excavée la plus profonde et aussi la plus vieille, et représentent autant de fenêtres sur le passé de Mars.

Les processus d'érosion sont devenus importants durant la période amazonienne et même dominants à la fin de cette période [*Tanaka et al., 1988*] et ont largement participé à la modification du paysage martien. Ces processus sont particulièrement actifs aux pôles, déposant et redistribuant les glaces et la poussière et formant par endroits des champs de dunes. Ils sont aussi probablement responsables de la redistribution globale de la poussière sur la surface martienne. À plus petite échelle, ces vents érodent les roches de la surface de Mars ce qui peut permettre d'enlever les couches de poussière ou de fines particules souvent présentes et de mettre à jour leurs compositions. De plus les surfaces très érodées étant souvent moins lisses que les autres, la poussière se dépose principalement dans les petites dépressions et laisse apparaitre la roche nue au niveau des sommets. Les produits d'érosions de ces roches vont former des bancs de sable et des dunes de différentes formes, et peuvent aussi être transportés et redistribués par les vents sur des unités adjacentes ce qui peut modifier la composition d'origine de ces dernières. Ces produits peuvent aussi se sédimenter pour former un manteau recouvrant totalement le terrain sous-jacent. L'atmosphère martienne étant beaucoup plus ténue que l'atmosphère terrestre, ces processus d'érosion et de transport restent cependant beaucoup plus lents et restreints à des plus petites distances que sur Terre [*Rogers and Christensen, 2003*]. Ainsi, la plupart des dunes et champs de sables observés sur Mars, et principalement dans les fonds de cratères, sont considérés comme étant formés sur place à partir de l'érosion d'une surface proche ou sous-jacente [*Tirsch et al., 2011*]. Ces produits d'érosion peuvent donc servir à contraindre la composition de la surface sous-jacente qui n'est pas toujours accessible. Cependant, l'abondance des minéraux dans les matériaux éoliens par rapport à la roche d'origine peut être elle-même modifiée par le processus d'érosion. Certaines

études des dunes présentes en Islande montrent par exemple que la concentration en olivine a tendance à être plus importante dans les produits de l'érosion que dans la roche originale [*Mangold et al., 2011*]. À l'inverse, certaines études suggèrent que sur Mars, l'abondance de l'olivine puisse diminuer avec l'altération mécanique des roches [*Bandfield and Rogers, 2008, Rogers et al., 2009, Bandfield et al., 2011*].

1.4 Conclusion

Nous avons vu au cours de ce chapitre que de nombreuses données issues de l'analyse des météorites martiennes, des données in situ et des données orbitales ont permis de mieux contraindre la structure et à la minéralogie de la surface de Mars et donc de mieux comprendre l'évolution de cette planète. Parmi les instruments utilisés, les imageurs hyperspectraux tels que OMEGA sont particulièrement intéressant puisqu'ils permettent de réconcilier minéralogie et morphologie à une bonne résolution spatiale et spectrale. Dans cette thèse, nous utiliserons l'ensemble du jeu de données de l'imageur hyperspectrale OMEGA qui permet une couverture quasi globale de la surface de Mars afin de mieux comprendre certains aspects de cette évolution et notamment de son évolution volcanique et interne. La vision globale et minéralogique fournie par cette étude permettra d'aborder certaines questions identifiées dans ce chapitre et d'y apporter des éléments de réponses. Parmi ces questions on peut citer : qu'elle est la stratification et la composition du manteau martien ? La cristallisation du manteau et la formation de la croûte primaire incluent-ils un overturn ? Qu'elle est la nature des plaines du nord, plutôt volcanique ou plutôt sédimentaire ? Qu'elle est l'étendue et l'origine de ce pic de volcanisme durant le début de la période Hesperien ? Qu'implique ce volcanisme sur la composition du manteau martien et sur son évolution thermique et dynamique ? Quel a été l'effet du volcanisme sur le climat martien ? Quels ont été les effets de l'atmosphère martienne au niveau de la composition de sa surface ? Les météorites martiennes échantillonnent-elles une surface vieille ou une surface jeune ?

Cependant l'utilisation de données spectrales implique de connaitre quels sont les signatures spectrales caractéristiques de chaque minéral étudié, les processus qui en sont à l'origine, les facteurs qui peuvent les faire varier, ainsi que les composantes qui peuvent s'ajouter à celle de la surface de Mars dans un spectre électromagnétique.

2 Minéralogie et spectroscopie visible et proche-infrarouge de la surface de Mars

Le travail de recherche présenté dans cette thèse est centré sur l'étude de la composition de la surface martienne au travers des données visibles et proche-infrarouges de l'imageur hyperspectral OMEGA. Ce specto-imageur, à bord de la sonde Mars Express depuis 2004, permet de détecter le rayonnement électromagnétique réfléchi par la surface après qu'il ait interagi avec cette dernière. Ces interactions laissent leurs empreintes sur le spectre électromagnétique, qui se matérialisent notamment sous la forme de bandes d'absorption caractéristiques des minéraux, poussières ou glaces présentes, et qui permettent de remonter à la composition et aux propriétés physiques de la surface observée. Les domaines du visible et du proche-infrarouge, qui s'étendent d'environ 0.3 à 2.7μm, sont particulièrement bien adaptés à l'étude menée dans cette thèse. Ils sont en effet caractéristiques des transitions électroniques du Fer et de ses ions qui sont responsables des principales bandes d'absorption des minéraux mafiques et des oxydes de fer qui permettent de tracer les régions volcaniques principales et la poussière martienne.

Quelle est la relation liant le rayonnement solaire incident et la composante contenant les informations sur les propriétés de la surface, appelée réflectance, et quels sont les interactions et les acteurs mis en jeu ? C'est ce à quoi tentera de répondre la première partie de ce chapitre. Nous verrons que pour obtenir la réflectance de la surface, il est nécessaire de prendre en compte plusieurs effets et notamment ceux dus à la présence de l'atmosphère martienne sur le trajet du rayonnement. De plus, afin de remonter à la composition de la surface à partir d'un spectre électromagnétique, il est nécessaire de relier les bandes d'absorption observées aux minéraux ou autres matériaux qui en sont à l'origine. Pour cela nous présenterons dans la deuxième partie les caractéristiques spectrales de chaque minéral étudié dans cette thèse, leurs origines ainsi que les effets qui peuvent les faire varier. La troisième partie sera consacrée aux techniques de détections de ces minéraux et/ou de la quantification de leur abondance à partir de leurs bandes d'absorption, la majeure partie étant consacrée à la méthode des critères spectraux qui sera utilisée dans cette thèse.

2.1 Diffusion de la lumière solaire par une surface planétaire : composante réfléchie observée par un satellite

Entre le moment où le rayonnement solaire est envoyé vers la surface planétaire et le moment où il va être analysé par OMEGA, le signal va être perturbé par les interactions avec l'environnement dans lequel il se propage. Dans le cas de Mars, ces interactions ont principalement lieu au niveau de sa surface et de son atmosphère. Tandis que la première interaction va nous apporter des informations que nous recherchons sur les caractéristiques de la surface, la seconde avec l'atmosphère peut perturber et même masquer ce signal. À noter que la présence de glace et de poussière sur la surface peut également perturber et/ou masquer la composition minéralogique sous-jacente qui est celle qui nous intéresse dans cette thèse. Ces interactions font intervenir différents processus (réflexion et réfraction, diffusion, absorption) et acteurs (composants de surface, gaz, aérosols) qui seront décrits dans cette section afin de mieux comprendre l'origine des variations spectrales et d'isoler celles liées à la surface.

2.1.1 L'intensité spécifique ou la radiance

Afin de décrire l'interaction entre le rayonnement et une surface, on utilise souvent une grandeur physique appelée intensité spécifique. Cette grandeur notée I représente l'énergie radiative dE, transportée par les photons émis ou reçus par une surface élémentaire dS, lors d'un intervalle de temps dt, dans un intervalle de longueur d'onde dλ et dans un certain angle solide dω centré dans la direction $\vec{d}$ faisant un angle θ avec la normale à la surface dS (Eq. 1 et Figure 20)

$$I = \frac{dE}{dt.dS.d\lambda.\cos(\theta).d\omega} \quad (W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}) \qquad \text{éq. 1}$$

Le facteur cos(θ) est nécessaire pour prendre en compte le fait que le nombre de photons qui sont effectivement émis ou reçus par la surface dans l'angle solide dω est déterminé par la surface projetée perpendiculairement à la direction du rayonnement, qui a pour valeur dS.cos(θ), et non la surface réelle dS. Dans la suite, l'angle d'incidence θ' sera noté *i* et l'angle d'émergence θ sera noté *e*.

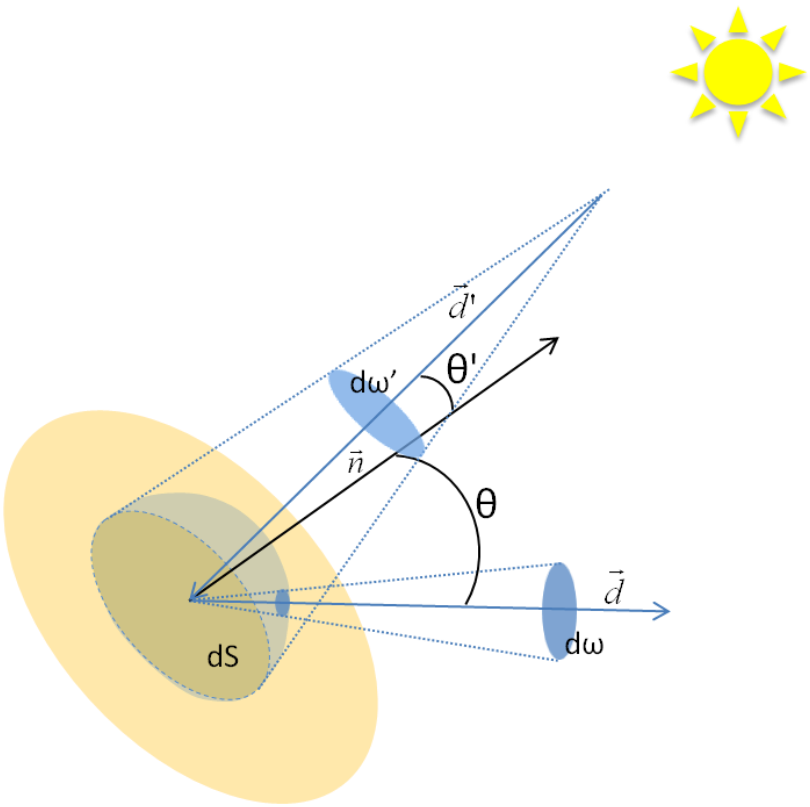


Figure 20. Schéma illustrant les grandeurs utiles à la définition de l'intensité spécifique, dans le cas où la surface reçoit un rayonnement d'intensité I(ω',θ') dans l'angle solide dω' et selon l'angle θ', et dans le cas où elle émet un rayonnement d'intensité I(ω,θ) dans l'angle solide dω et selon l'angle θ. Il est important de noter que la surface renvoie un rayonnement dans toutes les directions schématisé par la sphère bleue qui entoure la surface dS.

C'est cette intensité spécifique qui va être modifiée par les réflexions et les absorptions qui vont avoir lieu lors de l'interaction du rayonnement avec l'environnement planétaire et qui va donc contenir les informations de surface recherchées.

2.1.2 La composante réfléchie par la surface

Comme nous l'avons vu dans les sections précédentes (1.2.2.2, 1.2.3), la surface de Mars est souvent composée d'un sol formé d'une multitude de particules plutôt grossières de différentes compositions, et de roches qui contiennent des minéraux sous forme de cristaux. Particules grossières et cristaux seront regroupés dans la suite sous le terme de grains qui interagissent avec le rayonnement. La surface peut aussi être recouverte par endroits de glaces (CO_2 et eau) et de poussières fines.

L'interaction entre le rayonnement incident et la surface est principalement dominée par les processus de réflexion, de diffusion et d'absorption par les grains de différentes compositions, tailles et orientations, qui composent les sols et roches de surface. Une partie de ce rayonnement incident va être directement réfléchi par la surface sans pénétrer dans le milieu. Dans le cas d'une surface totalement plane, le rayonnement serait réfléchi avec un angle d'émergence égal à l'angle d'incidence, on appelle cela la réflexion spéculaire. Cependant, dans le cas de la surface de Mars, les multiples orientations de surface des différents grains qui la composent à grande échelle, vont réfléchir le rayonnement incident non pas dans une seule, mais dans toutes les directions. Ce comportement est considéré comme une diffusion plutôt que comme une réflexion classique, et est appelé « composante réfléchie après diffusion en surface » (Figure 21b). Cette composante ne pénétrant pas dans le milieu, elle ne pourra pas être absorbée par les minéraux et ne contiendra donc pas de bandes d'absorption, elle formera une partie du continuum du spectre. La deuxième partie de ce rayonnement incident va être transmise dans le milieu et interagir avec lui. Les grains présents vont alors représenter autant de dioptres sur lesquels les rayons vont se réfléchir ou être réfractés jusqu'à ce qu'ils soient absorbés, se perdent dans le milieu ou qu'ils émergent à la surface dans une direction quelconque (Figure 21b). Cette interaction est appelée « réflexion diffuse» et la composante du rayonnement qui en émerge est appelée « composante réfléchie après diffusion en volume ». Cette composante a été en partie absorbée par les composants de la surface et permet donc d'en contraindre la composition grâce à leurs bandes d'absorptions caractéristiques.

En plus de cette composante diffusée, la surface émet vers l'espace un autre rayonnement dans l'infrarouge, l'émission thermique. Cette émission, qui n'intervient que pour des longueurs d'onde supérieures à 3μm, est due à la température de la surface et suit la loi d'émission d'un corps gris *Jouglet* [2008]. Cependant, dans le cadre de cette thèse, nous n'étudierons la surface que dans les domaines du visible et du proche infrarouge [0.36-2.7μm] dans lesquels la composante thermique n'intervient pas, elle ne sera donc pas développée dans la suite.

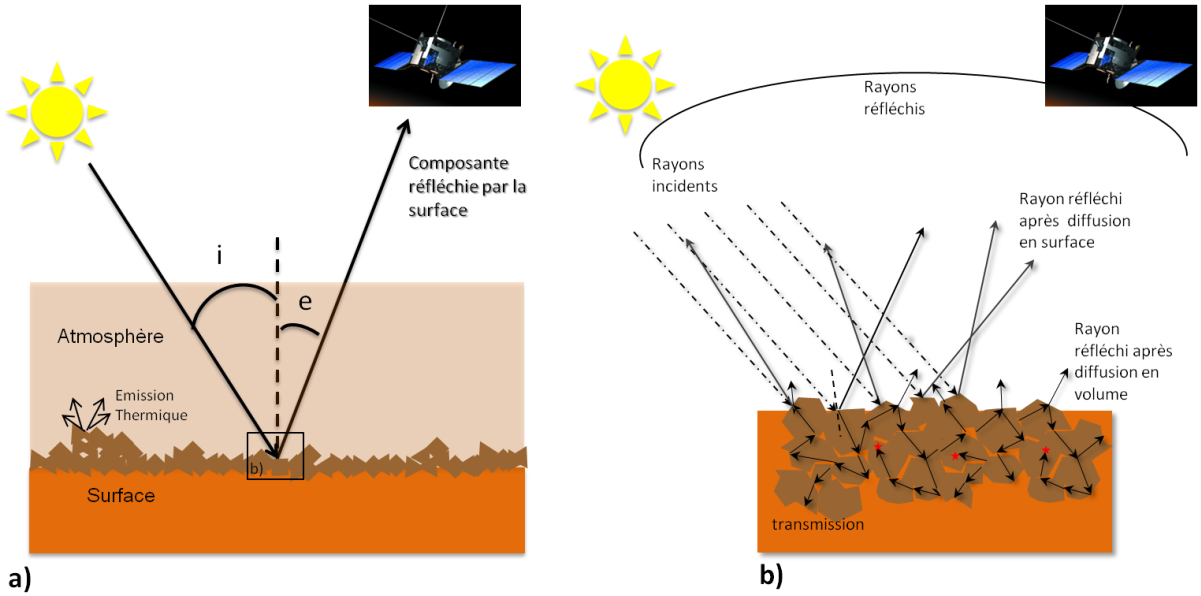


Figure 21. Schéma explicitant les processus de diffusion de la surface et de son interaction avec la matière. a) Schéma général illustrant les rayonnements incidents et émergents avec leurs angles d'incidence i et d'émergence e et l'angle de phase φ qui représente l'angle entre les rayonnements incident et émergent. b) Schéma illustrant la diffusion du rayonnement par la multitude de grains qui composent la surface et/ou les roches. Les flèches en pointillées représentent les rayons incidents, les grandes flèches noires représentent les rayons qui sont réfléchis par la surface sans avoir pénétré le milieu, les petites flèches noires représentent les rayons qui ont pénétré le milieu, certains sont absorbés (étoile rouge), d'autres sont transmis en profondeur et se perdent dans le milieu, d'autres finissent par émerger à la surface et représentent la « composante réfléchie après diffusion en volume ».

L'intensité spécifique réfléchie $I_{réfléchie}$ par une unité de surface est proportionnelle à l'intensité spécifique incidente reçue par cette surface $I_0.cos(i)$ modulée par la réflectance bidirectionnelle de la surface *r*.

$$I_{réfléchie}(i,e,\varphi,\lambda) = r(i,e,\varphi,\lambda).I_0(\lambda).\cos(i) \quad (\text{en W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}) \qquad \text{éq. 2}$$

La réflectance bidirectionnelle *r* correspond à la proportion de photons incidents qui est renvoyée vers l'espace par la surface (et non absorbée ou perdue) dans une certaine direction et pour une certaine longueur d'onde. C'est elle qui contient les caractéristiques de la surface et c'est donc elle qu'on va chercher à isoler. Elle dépend de la longueur d'onde, des directions d'incidence *i* et d'émergence *e* et de l'angle entre ces deux directions, l'angle de phase φ. Dans le cas de la surface de Mars, nous faisons l'hypothèse que la diffusion par sa surface se fait de façon isotrope, *r* est alors identique dans toutes les directions et $I_{réfléchie}$ ne dépend alors plus de la direction d'émission *e*.

Il faut noter que le paramètre de réflectance *r* décrit ci-dessus contient les signatures spectrales des minéraux présents à la surface qui sont les informations que nous cherchons à obtenir dans cette thèse, mais également les signatures des glaces et poussières qui peuvent recouvrir cette surface en certains endroits. Dans les deux cas, la présence de glace et de poussière va augmenter le continuum et diminuer la profondeur des bandes d'absorption des minéraux de la surface sous-jacente, et peut même les masquer complètement si la couche est assez épaisse comme c'est le cas principalement aux pôles pour les glaces et dans les régions très poussiéreuses de Mars comme Tharsis et Elysium pour la poussière. La présence de glaces d'eau et de CO_2 va également entrainer l'apparition de nouvelles bandes d'absorption dans le spectre qui vont masquer et/ou déformer celles de la surface sous-jacente comme l'illustre la

Figure 22a. La glace de CO2 possède une bande caractéristique à 1.43μm très utile pour la détecter, ainsi que 3 autres à 1.6μm, 2μm et la dernière à 2.64μm dont on ne peut observer que l'aile gauche sur la Figure 22a. La glace d'eau montre une bande caractéristique centrée à 1.5μm et deux autres à 2μm et 3μm (Figure 22). La présence de glace est cependant en grande partie restreinte aux grandes latitudes (>60°) et elle n'est présente aux latitudes faibles et moyennes qu'au cours de certaines saisons et/ou dans des petites régions très localisées (au fond des cratères par exemple où on peut trouver des zones sur les bords, qui restent continuellement à l'ombre permettant à la glace d'y subsister). Étant donné que la plupart des régions de Mars ont été observées plusieurs fois par OMEGA au cours de différentes saisons, les zones dont la composition n'est jamais accessible à cause des glaces, sont très peu nombreuses et n'affectent pas de grandes surfaces excepté aux pôles. Leur présence ne posera donc pas de problèmes majeurs dans la caractérisation des minéraux de surface aux faibles et moyennes latitudes avec les données OMEGA. La poussière, présente en quantité variable sur une grande partie de la surface martienne, ne montre pas de signatures spectrales dans le proche-infrarouge mais possède des bandes d'absorption dans le visible dues à l'ion Fe^{3+} présent dans les oxydes ferriques qui la composent (voir section 2.2.2.4). Des phases ferriques pouvant être naturellement présentes dans les roches, la bande la plus intense du Fe^{3+} à 0.53μm est observable partout à la surface de Mars et est amplifiée par la présence de poussière (Figure 22b). Quand cette poussière est présente en faible abondance et forme un manteau assez diffus, elle peut avoir des propriétés de diffusion assez similaires à celle des aérosols (voir section 2.1.3.2) qui ont pour effet de rougir le spectre. Quand elle est présente en forte abondance, elle va avoir pour effet d'aplatir le spectre infrarouge et d'en faire disparaître toute signature spectrale (Figure 22b). Les effets de la poussière seront donc à prendre en compte dans l'analyse des spectres et dans celle de la distribution globale des minéraux.

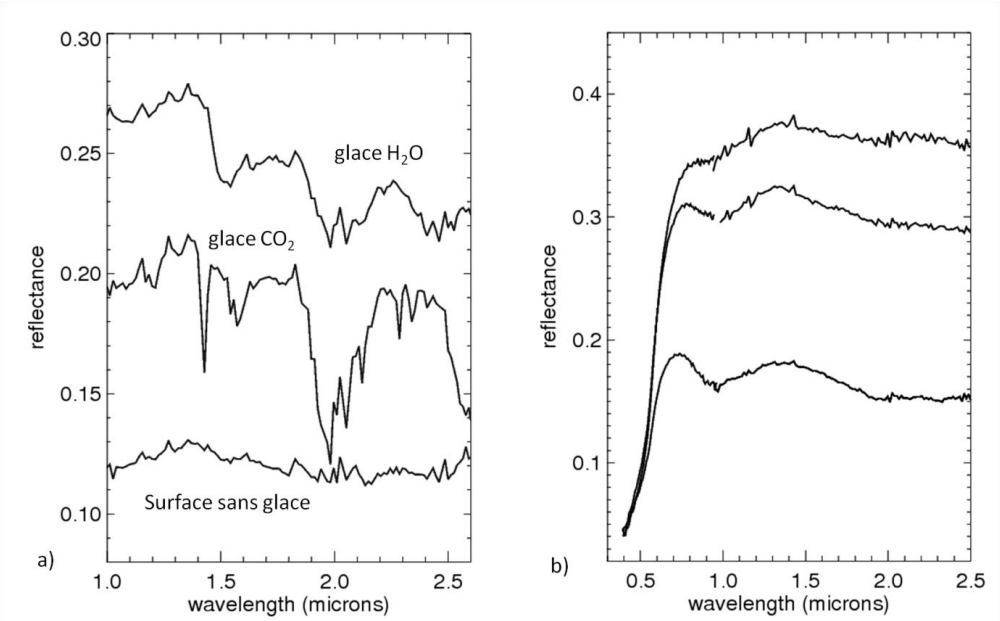


Figure 22. a) Illustration des effets de la présence de glaces d'eau (haut) et de CO2 (milieu) sur les spectres observés dans les fonds des cratères (partie continuellement à l'ombre) pour une latitude d'environ 46°S, le spectre du bas est un spectre d'une zone de la surface non couverte de glace dans la même région. b) Illustration de l'effet de la poussière sur les signatures spectrales de minéraux présents sur la surface sous-jacente. Le spectre du bas représente un spectre sans poussière observé dans la région de Syrtis Major où les signatures spectrales à 1 et 2μm du pyroxène sont bien visibles. Plus la quantité de poussière augmente (du bas vers le haut), plus l'albédo augmente et plus les signatures spectrales du pyroxène disparaissent. Le spectre du haut observé dans la zone poussiéreuse au nord de Syrtis Major est typique des régions claires de Mars.

2.1.3 Les effets de l'atmosphère

Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, au cours de son trajet dans l'environnement planétaire, le rayonnement peut entrer en interaction avec l'atmosphère. Cette interaction intervient au niveau du rayonnement solaire incident qui traverse l'atmosphère pour atteindre la surface ainsi qu'au niveau de la composante réfléchie par la surface sur le trajet retour depuis la surface jusqu'au satellite, l'atmosphère a donc une double incidence sur l'intensité captée par les instruments. Deux types d'effets atmosphériques sont à considérer : l'apparition de bandes d'absorption dues aux constituants gazeux, et la modification du continuum spectral par la diffusion sur les aérosols (Figure 23). Bien qu'ils soient rares, il existe également des nuages de glace de CO_2 et d'eau dans l'atmosphère martienne qui peuvent également absorber et diffuser le rayonnement. Ces effets d'absorptions et de diffusions seront d'autant plus fort que la quantité d'atmosphère traversée est grande, ils augmentent donc avec l'angle d'incidence *i* et d'émergence *e* et diminuent avec l'altitude. Afin d'isoler la composante de la surface, il est nécessaire de comprendre l'origine de ces effets et de les quantifier afin de pouvoir les extraire du spectre électromagnétique ou, s'ils ne peuvent pas être corrigés, d'exclure les spectres trop affectés.

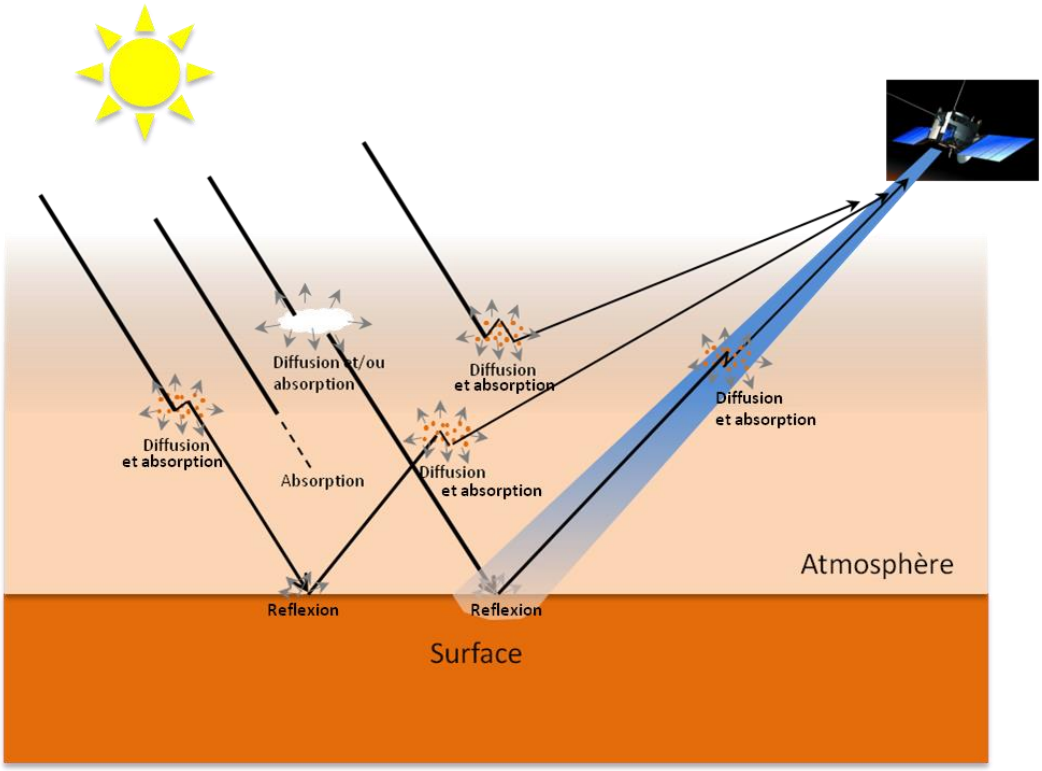


Figure 23. Interaction des rayons incidents et diffusés par la surface avec l'atmosphère. Ils peuvent être diffusés ou absorbés par les aérosols et/ou absorbés par les gaz atmosphériques. La présence de nuages de glace de CO2 ou d'eau peut également absorber et/ou diffuser le rayonnement, mais leur quantité dans l'atmosphère martienne reste faible. Toutes les flèches représentent les rayons transmis par le milieu et qui ne sont donc pas absorbés par l'atmosphère ou la surface. Les flèches grises représentent les rayons diffusés dans toutes les directions par les aérosols ou la surface, les noires ceux qui émergent dans la direction du satellite et qui vont donc être captés. Le cône bleu représente l'angle solide dans lequel le satellite observe la surface, on remarque que le satellite peut capter des photons provenant d'une surface voisine ainsi que des photons qui ont été diffusés avant d'atteindre la surface. De même, certains photons provenant de la surface observée ne seront pas captés car ils seront diffusés dans une autre direction ou absorbés par l'atmosphère avant d'arriver au satellite.

2.1.3.1 Absorption gazeuse

L'atmosphère martienne, dont la composition est donnée dans la section 1.1, est dominée à 95% par le CO_2 et contient une petite quantité de vapeur d'eau et de CO. Les modes de vibrations propres à ces molécules peuvent engendrer des absorptions à plusieurs longueurs d'onde dans l'infrarouge qui vont compliquer l'analyse des signatures spectrales de la surface. Le spectre de la transmission atmosphérique martienne est représenté sur la Figure 24. Il montre des absorptions prononcées dues au CO_2 à 1.4μm, 1.6μm, 2μm et 2.7μm dans le domaine du proche infrarouge qui nous intéresse. Les bandes d'absorption de la vapeur d'eau sont beaucoup plus faibles, on peut en discerner une vers 2.6μm, une vers 1.9μm et 1.4μm. La variation de la profondeur de ces bandes va dépendre principalement de la densité des molécules de gaz dans l'atmosphère et de la quantité d'atmosphère traversée.

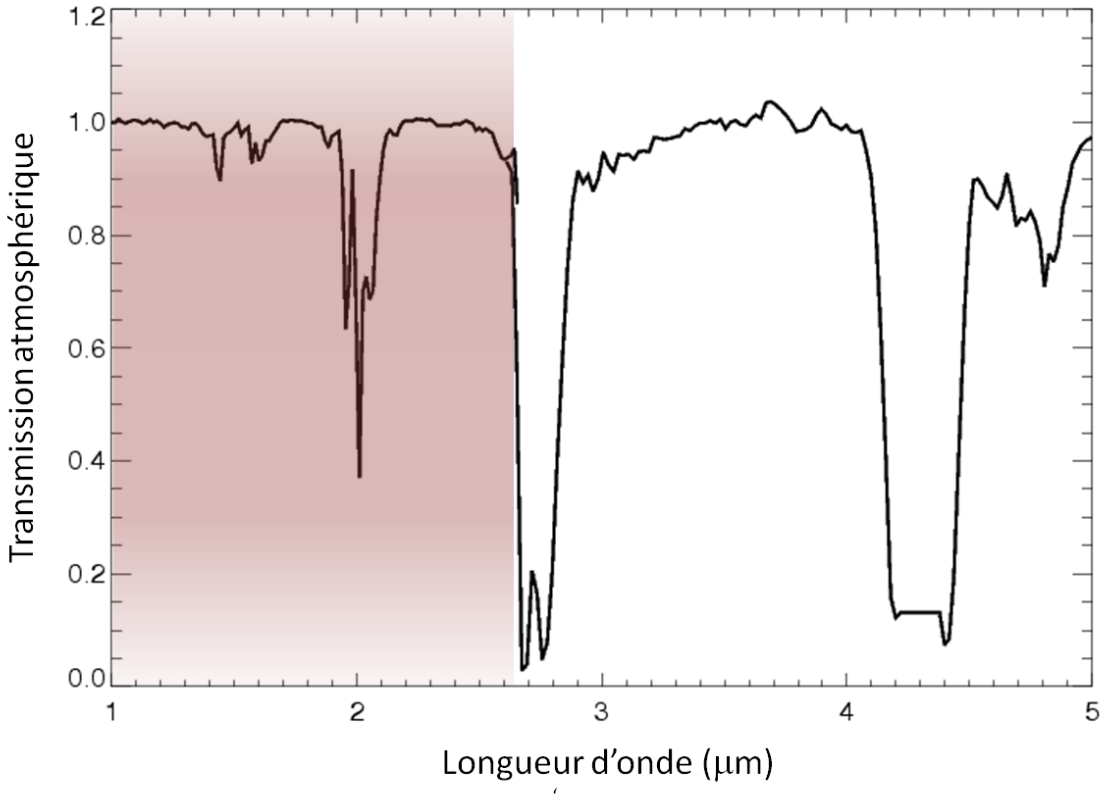


Figure 24. Spectre typique des absorptions gazeuses de l'atmosphère de Mars. Ce spectre a été obtenu en faisant le rapport entre deux observations, l'une faite à la base d'Olympus Mons et l'autre à son sommet environ 20 km plus haut. Ces terrains étant quasiment identiques (couvert de poussière) les variations sont donc pour l'essentiel dues à la différence d'absorption entre les deux masses d'atmosphère traversées. La zone rouge met en évidence le domaine du proche-infrarouge qui sera étudié dans cette thèse et les bandes d'absorption atmosphériques qui y sont présentes. C'est ce spectre qui sera utilisé pour traiter les données OMEGA.

La relation liant l'intensité du rayonnement avant la traversée I_0 et après la traversée de l'atmosphère I s'écrit :

$$I = I_0 \exp(-kl) \qquad \text{éq. 3}$$

Avec k le coefficient d'absorption de l'atmosphère qui dépend de la longueur d'onde, des molécules présentes et de leur densité et l le chemin parcouru dans l'atmosphère qui va dépendre de l'altitude et des angles d'incidence et d'émergence. L'expression $\exp(-kl)$ représente la quantité d'énergie prélevée au rayonnement par les gaz pour chaque longueur

d'onde lors de la traversée de l'atmosphère, c'est ce qu'on a appelé plus haut la transmission atmosphérique et qui est représentée sur la Figure 24 pour $l = L$ où L est la distance entre le haut et le bas d'Olympus Mons. Bien qu'en réalité la proportion entre les bandes d'absorption puisse varier dans le temps du fait de la variation du rapport entre les concentrations de CO_2 et de vapeur d'eau dans l'atmosphère en fonction de la saison et de la latitude, nous verrons dans la section 3.1.3 que nous pourrons utiliser la transmission atmosphérique présentée sur la Figure 24 de façon systématique pour corriger les effets d'absorptions atmosphériques pour chaque observation, en l'élevant à une puissance dépendante du trajet l des photons dans l'atmosphère pour l'observation donnée.

Les molécules de gaz présentes dans l'atmosphère martienne peuvent également diffuser le rayonnement qui passe à travers. Cependant les molécules étant très petites devant la longueur d'onde, cette diffusion est de type Rayleigh et n'affecte donc que la partie visible du spectre. De plus cette diffusion n'est observable que lorsqu'on observe une très grande quantité d'atmosphère. Ces observations étant à éviter quand on veut observer la surface, cette diffusion ne sera pas considérée dans la suite.

2.1.3.2 Diffusion et absorption par les aérosols et les nuages

Depuis la surface, la présence d'aérosols dans l'atmosphère martienne est facilement observable grâce à la couleur orangeâtre qu'ils lui donnent. Ces aérosols sont principalement constitués de particules de poussières en suspension dont les propriétés spectrales dans le visible et l'infrarouge sont similaires à celles des régions poussiéreuses de Mars [*Bell et al., 2000 ; Goetz et al., 2005*]. Ces poussières atmosphériques proviennent donc probablement du soulèvement et de la redistribution par les vents de la poussière présente en surface.

Pour les rayons traversant l'atmosphère martienne, les aérosols constituent principalement des dioptres qui vont engendrer des processus de réflexion et de diffraction. De par leur petite taille à peu près similaire à la longueur d'onde (~ 1-1.5μm), ces aérosols vont également diffracter les rayons passant à proximité [*Clancy et al., 2003*]. Ces processus sont regroupés au travers du processus de diffusion de Mie qui décrit au premier ordre la diffusion sur des particules sphériques en fonction de leur taille et de la longueur d'onde. Cette diffusion va modifier la direction de propagation du rayonnement ce qui peut avoir plusieurs conséquences : (1) certains photons émis par le soleil peuvent être renvoyés vers l'espace et captés par le satellite avant d'avoir interagi avec la surface, (2) d'autres photons qui sont diffusés par la surface dans la direction du satellite vont être diffusés une deuxième fois par les aérosols dans une direction différente de celle du satellite et ne vont donc jamais l'atteindre, (3) des photons émis par une surface différente de celle observée directement par le satellite peuvent être déviés et captés par celui-ci.

La quantité de photons déviés va dépendre du nombre de particules, mais également de leur section efficace. Au travers des processus de diffraction, cette section efficace va varier en fonction de la longueur d'onde. Des études basées sur la théorie de Mie ont montré que cette section efficace (et donc le taux de diffusion) était maximale pour des longueurs d'onde similaires à la taille de la particule [*Clancy et al., 2003*, *Vincendon 2008*]. Les photons à cette longueur d'onde seront donc préférentiellement renvoyés vers l'espace, certains avant même d'interagir avec la surface. Ceci a pour effet principal d'augmenter le continuum dans cette gamme de longueurs d'onde et d'y diminuer les bandes d'absorption dues aux minéraux présents en surface. Bien que cet effet diminue avec la longueur d'onde il affecte presque tout le spectre dans le visible et le proche-infrarouge. Les observations acquises quand l'atmosphère contient une concentration importante d'aérosols présenteront donc des spectres avec une pente bleue très marquée et des bandes d'absorption très faibles ou inexistantes. En plus de

jouer sur la pente du spectre, la diffusion par les aérosols peut aussi modifier l'albédo. Ainsi quand on observe des régions sombres la présence d'aérosols va tendre à augmenter l'albédo, tandis qu'elle peut le diminuer légèrement au niveau des régions claires [*Vincendon 2008*].

Les rayons entrant en interaction avec les aérosols peuvent également subir des absorptions. Ces dernières sont principalement situées dans le visible du fait qu'ils soient en grande partie composés d'oxydes ferriques comme la poussière martienne. Cependant, ces absorptions sont très faibles par rapport aux effets dus à la diffusion et ce sont ces derniers qui domineront dans le spectre final. Ainsi, même les bandes d'absorption dans le visible dues à la présence d'oxydes ferriques sur la surface verront leur profondeur de bande diminuée par la présence d'aérosols. Dans le proche-infrarouge, l'absorption des aérosols est très faible (<3% ; Vincendon et al., 2007) et n'est donc pas un problème dans ce domaine de longueur d'onde. L'effet des aérosols sur les bandes d'absorption dans le visible et le proche infrarouge au niveau des régions claires et des régions sombres est illustré sur la Figure 25.

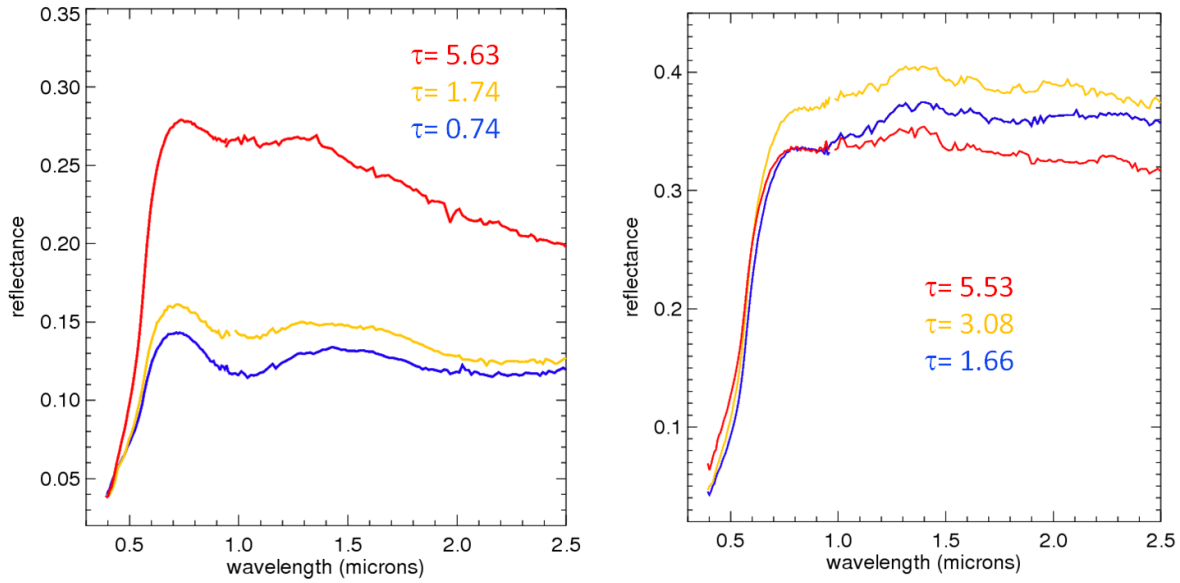


Figure 25. Illustration des effets des aérosols sur les spectres de surface dans les régions sombres (a) et claires (b). Le spectre bleu est un spectre de surface non affecté par les effets des aérosols. Les deux autres spectres (jaune et rouge) ont été acquis pour de plus grandes opacités optiques τ (voir après) et montrent des pentes entre 1 et 1.5µm plus importantes. À noter que les valeurs d'opacités optiques indiquées sont corrigées de l'altitude du lieu et de l'incidence de l'observation.

À noter que, ayant des compositions et des propriétés physiques similaires, la présence d'aérosols dans l'atmosphère est difficilement différenciable depuis l'orbite de la présence de poussière en surface, ceci rendant difficile le découplage des variations propres à la surface de celles survenant dans l'atmosphère, surtout dans la partie visible du spectre (voir la comparaison des spectres affectés par la poussière (Figure 22b) et ceux affectés par les aérosols (Figure 25)).

Afin de caractériser de façon simple l'extinction due à la présence d'aérosols dans l'atmosphère, on utilise couramment l'épaisseur optique. Cette épaisseur optique τ mesure la quantité d'énergie prélevée au rayonnement incident pour chaque longueur d'onde lors de la traversée de la couche d'aérosols. La relation liant l'intensité incidente I_0 et l'intensité émergente de la couche I s'écrit alors :

$$I = I_0 \exp(-\tau_a) \qquad \text{éq. 4}$$

Cette épaisseur optique varie principalement en fonction de la longueur d'onde, de la densité d'aérosols et de leur section efficace d'interaction et de la longueur du trajet effectué dans la couche.

La valeur de cette épaisseur optique a pu être mesurée au cours du temps grâce à plusieurs instruments, dont l'instrument TES [*Smith, 2006*], les instruments mini-TES et PanCam à bord des MERs [*Lemmon et al., 2004*] et l'instrument CRISM [*Wolff et al., 2009*]. Cette épaisseur optique a également été modélisée à partir des données OMEGA [*Vincendon et al., 2007, 2009*]. Les mesures d'opacité optique à 0.9µm obtenues par l'instrument PanCam à bord des MERs pour les 3 années martiennes d'observations OMEGA sont illustrées sur la Figure 26 et montrent que la quantité d'aérosols dans l'atmosphère de Mars est très variable au cours du temps. Cette variation n'est pas identique d'une année sur l'autre, mais on peut cependant discerner de grandes tendances saisonnières : l'épaisseur optique est plutôt faible et stable entre ~Ls 0° et ~Ls 140° avec des valeurs dans le visible entre 0.2 et 0.6. Pour de telles profondeurs optiques, entre 20 et 50% du flux solaire incident est intercepté en incidence normale, mais jusqu'à 80% pour une incidence élevée de 70°. Entre ~Ls 140° et ~Ls 360°, de nombreuses tempêtes soulèvent la poussière présente en surface et l'injectent dans l'atmosphère. Dans ces périodes, l'épaisseur optique dans le visible peut dépasser 1 et même atteindre 4 (correspondant à 98% de flux incident intercepté) dans le cas de tempête globale comme c'est le cas à la fin de l'année 2007 (Figure 26). Ces tempêtes globales qui apparaissent environ une fois toutes les trois années martiennes (6 années terrestres) [*Zurek et al., 1993*] vont obscurcir toute la planète pendant 100 à 200 jours martiens [*Cantor, 2007*].

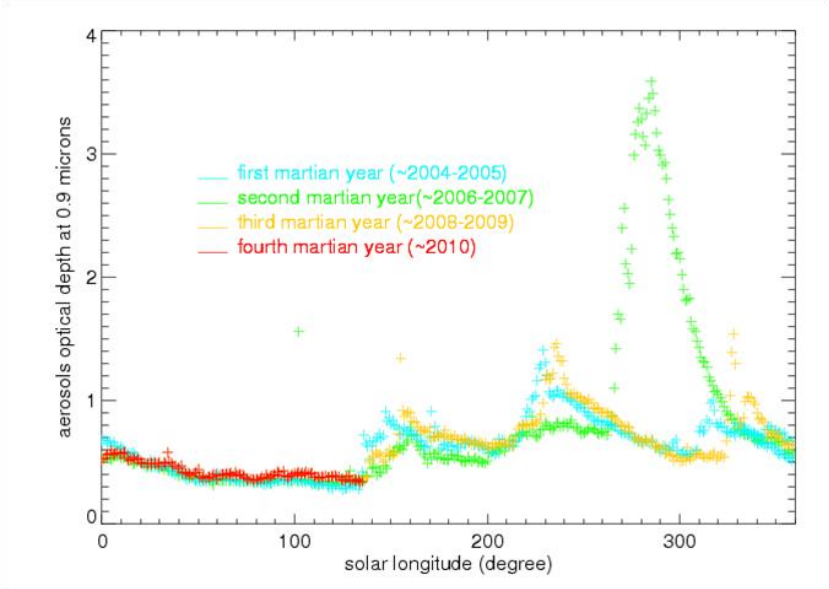


Figure 26. Épaisseur optique mesurée à 0.9 µm par l'instrument PanCam à bord des MERs pour les 3 années martiennes d'observations OMEGA [*Lemmon et al., 2004 ; communication personnelle*]. Cette opacité optique est une interpolation des deux valeurs d'opacités optiques mesurées par les MERs Spirit et Opportunity et ramenée à une altitude de 0km. À noter que cette interpolation est possible car les valeurs d'opacités optiques mesurées par les deux MERs sont très proches, appuyant ainsi le fait que cette opacité optique ne varie que très peu en fonction de la longitude. Ces variations étant également très faibles pour les faibles et moyennes latitudes, les valeurs d'opacité optique présentées sur cette figure sont valables pour toute la surface de Mars quelque soit la longitude et latitude excepté aux grandes latitudes (>60°). On peut observer une augmentation de l'opacité optique très importante à la fin de l'année 2007 (~Ls = 300) qui correspond à une tempête globale de poussière.

Une étude menée par Mathieu Vincendon [*Vincendon*, 2008 *; Vincendon et al., 2009*] a montré que les variations de l'opacité optique restaient faibles en fonction de la longitude et

pour les moyennes et faibles latitudes (<60°). Pour une même date, l'opacité optique peut donc être considérée comme identique pour toute la surface de Mars, exceptée aux grandes latitudes, et égale à celle mesurée par les MERs à l'équateur. L'opacité optique des observations OMEGA ne dépendra donc que de sa longitude solaire et de son année d'acquisition, ainsi que de l'angle d'incidence et de l'altitude de la surface observée qui augmentent tous deux la quantité d'atmosphère traversée.

L'évolution de la quantité d'aérosols au niveau des régions polaires est moins bien connue et diffère parfois de celle aux latitudes moyennes. Ainsi les augmentations d'épaisseur optique détectées aux latitudes moyennes ne se propagent pas toujours au niveau des pôles, de même la profondeur optique au bord des calottes est souvent plus élevée qu'à l'équateur.

Une méthode permettant de corriger les spectres des effets des aérosols a été mise au point par *Vincendon et al.,* [2007, 2010]. Lors de ma thèse, cette méthode n'était cependant pas encore adaptée pour être appliquée sur un grand nombre de données comme cela aurait été nécessaire dans le cadre de ma thèse. De plus, une étude de François Poulet [*Poulet et al., 2009b*] a montré que la présence d'aérosols en petite quantité (opacité optique faible) avait un effet relativement faible sur la profondeur des bandes d'absorption et la plupart des données pourront donc être utilisées telles quelles pour la caractérisation de la composition de la surface. Afin de s'affranchir des données qui sont trop altérées par les effets des aérosols, nous mettrons néanmoins au point un filtre basé sur l'opacité optique mesurée par les MERs (voir section 3.2.3.2).

Les cristaux de glace d'eau et de CO2 sont parfois aussi considérés comme des aérosols. De même que la glace en surface, la présence de ces cristaux de glace va engendrer des bandes d'absorption à ~1.4-1.5 μm et ~2μm (voir section 2.1.2). Ils présentent également des propriétés diffusives similaires aux aérosols de poussières. Ces cristaux peuvent se regrouper pour former des nuages d'altitudes et d'opacités différentes dont la distribution va être variable suivant la saison. Les données affectées par ces glaces atmosphériques pourront cependant être exclues en même temps que celles affectées par les glaces présentes en surface grâce au processus de filtrage mis en place dans cette thèse (section 3.2.3.1).

2.1.4 Intensité spécifique reçue par un satellite et réflectance.

En se basant sur les sections précédentes, il est maintenant possible de donner une expression de l'intensité spécifique reçue par un satellite observant la surface de Mars. L'intensité spécifique solaire incidente arrivant au niveau de l'atmosphère de Mars *Is* peut s'écrire comme l'intensité spécifique solaire vue par la terre $Is_{(1\ U.A)}$, ramenée à la distance Soleil-Mars en U.A. Cette intensité spécifique solaire incidente va interagir avec les gaz et les aérosols de l'atmosphère une première fois avant d'atteindre la surface. Les photons ayant atteint la surface vont alors être absorbés et/ou diffusés selon les caractéristiques des minéraux présents. Les photons diffusés vont alors subir une nouvelle interaction avec l'atmosphère avant d'être captés par le satellite. L'intensité spécifique reçue par un satellite peut finalement se mettre sous cette forme :

$$I_{OMEGA}(\lambda) = r(\lambda).H_{atm}(\lambda).\frac{I_{s(1\ U.A)}}{D_{Mars}^2}.\cos(i) \qquad (\text{en W.m}^{-2}\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}) \qquad \text{éq. 5}$$

Avec H_{atm} le terme regroupant les effets de l'atmosphère (gaz et aérosols) et *r* la réflectance de la surface dépendant de sa composition. Ont peut alors en tirer la valeur de la réflectance corrigée des effets de l'atmosphère et de l'intensité spécifique solaire, qui s'écrit :

$$r(\lambda) = I_{OMEGA} \cdot \frac{D_{Mars}^2}{H_{atm}(\lambda).I_{s(1\ U.A)}(\lambda).\cos(i)} \qquad \text{(sans unité)} \qquad \text{éq. 6}$$

2.2 Les minéraux étudiés et leurs signatures spectrales dans le visible et l'infrarouge proche

Nous avons vu dans la section précédente que les signatures des interactions entre le rayonnement et la surface sont contenues dans le facteur de réflectance r. Les spectres de réflectance sont constitués d'un continuum qui peut varier en intensité et en fonction de la longueur d'onde, sur lequel viennent s'ajouter les bandes d'absorption caractéristiques des minéraux et autres composants présents. Le continuum correspond à la valeur que le spectre de réflectance aurait s'il n'y avait pas de bandes d'absorption, on peut l'interpréter physiquement comme le nombre de photons disponibles pour l'absorption. Ce continuum est généralement inférieur à 1 car les coefficients d'absorption des minéraux et autres composants de surface ne sont en réalité jamais nuls quelle que soit la longueur d'onde. De plus, certains photons peuvent être transmis en profondeur sous la surface et se perdre. Les bandes d'absorption peuvent être caractérisées par la position de leur centre, leur forme, et leur intensité. La position de leur centre va nous donner des informations sur la quantité d'énergie échangée lors de l'interaction entre l'espèce absorbante et le rayonnement et donc nous renseigner sur le type de transition mise en jeu, l'espèce présente et sa composition chimique. La forme d'une absorption est également caractéristique de la transition mise en jeu et de la composition chimique, mais peut aussi varier en fonction des caractéristiques physiques des minéraux et de leur environnement. L'intensité de la bande, évaluée par rapport au continuum, permet de contraindre la quantité de l'espèce absorbante.

Le travail de cette thèse étant basé sur la détection des minéraux grâce à leurs bandes d'absorption caractéristiques, les phénomènes à l'origine de ces bandes, leurs caractérisations pour chaque minéral étudié ainsi que les facteurs qui peuvent les influencer seront décrits en détail dans cette partie.

2.2.1 Les processus à l'origine des bandes d'absorption : les transitions électroniques

L'absorption est le phénomène par lequel l'énergie d'un photon est transmise à une autre particule. Ce transfert d'énergie peut se faire de plusieurs façons : par transition électronique, vibrationnelle ou rotationnelle. Les transitions électroniques qui engendrent des transmissions d'énergie de l'ordre de l'eV vont plutôt générer des bandes dans le visible et le proche infrarouge, tandis que les transitions vibrationnelles et rotationnelles de plus faible énergie (10^{-1}-10^{-3} eV) présenteront des bandes d'absorption à plus grandes longueurs d'onde dans l'infrarouge moyen et lointain.

Dans le cas des minéraux mafiques, tels que l'olivine et le pyroxène, et des oxydes de fer, qui seront les principaux minéraux étudiés dans cette thèse, les bandes d'absorption sont principalement dues aux transitions électroniques des ions ferriques Fe^{3+} ou ferreux Fe^{2+} qui sont présents en quantités variables dans ces minéraux. Les autres éléments présents dans ces minéraux tels que le magnésium, le calcium, le silicium ou l'oxygène ne présentent pas d'absorptions dans le visible et le proche-infrarouge mais peuvent influencer la position du centre et la forme des bandes d'absorptions dues aux ions Fe^{2+} et Fe^{3+}.

Le Fer ainsi que ses ions sont appelés des métaux de transition, i. e. ils présentent leurs orbitales externes 3d incomplètes. Ces orbitales externes, qui contrôlent les niveaux d'énergie de

l'atome, présentent toutes le même niveau d'énergie quand les atomes sont sous leur forme libre, elles sont dégénérées. Cette dégénérescence disparait quand ces métaux s'associent avec d'autres éléments qu'on appelle alors des ligands pour former une structure cristallographique. Cette association qui consiste en la mise en commun d'une ou plusieurs paires d'électrons va engendrer une dissociation des orbitales 3d en 2 sous-niveaux : un niveau triplement dégénéré t_{2g} et un niveau doublement dégénéré e_g (Figure 27, *Burns 1993*). L'existence de ces 2 sous niveaux permet aux électrons de se déplacer du sous-niveau de plus faible énergie vers le sous-niveau de plus haute énergie lors de l'absorption d'un photon ayant une énergie égale à la différence d'énergie entre ces 2 états, créant une bande d'absorption à la longueur d'onde correspondante. L'énergie respective des sous-niveaux va dépendre de la structure cristalline et plus précisément de la structure du site cristallographique, formé par le cation entouré de ses ligands, qui dépend principalement du nombre de ligands et de leur arrangement autour du cation. Dans le cas d'un site cristallographique complètement octaédrique, qui est composé de 6 ligands répartis de façon équidistante autour du cation (Figure 27a), les deux sous-niveaux e_g et t_{2g} sont séparés par une énergie Δ_o engendrant une bande d'absorption vers 1.10µm dans le cas de l'ion Fe^{2+}. Cependant dans la nature, la plupart des minéraux présentent des petites distorsions dans la symétrie de leurs sites qui engendrent une dissociation des sous-niveaux e_g et t_{2g} en niveaux d'énergies plus ou moins espacés (Figure 27b,c,d). La différence d'énergie entre les deux niveaux e_g formés par cette dissociation pourra dans certains cas être assez importante pour permettre la dissociation de la bande principale à ~ 1.10 µm en deux bandes d'absorption distinctes tel que nous le verrons dans le cas du pyroxène et de l'olivine (Figure 27c,d). Les bandes d'absorption des minéraux dépendent donc en grande partie de la symétrie de leurs sites cristallographiques et le même ion Fe^{2+} ou Fe^{3+} peut donc engendrer des bandes d'absorption à des longueurs d'onde différentes.

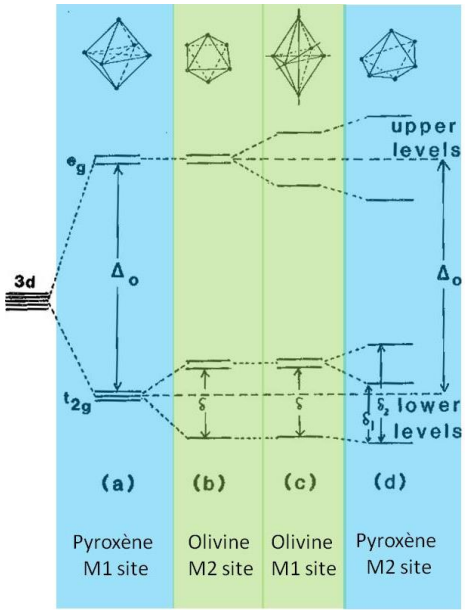


Figure 27. Énergies de transition relatives pour un métal de transition tel que les ions Fe2+ et Fe3+ présent dans différentes symétries de sites cristallographiques (issue de Burns [1993]). (a) Symétrie octaédrique régulière (e.g. ~ site M1 du pyroxène) ; (b) symétrie octaédrique distordue trigonnallement (e.g. ~ site M2 de l'olivine, hématite) ; (c) symétrie octaédrique distordue tétragonallement (e.g. ~ site M1 de l'olivine) ; (d) site très distordu à 6 liaisons métal-ligand (e.g. site M2 du pyroxène). On peut noter que la séparation du sous-niveau e_g en deux niveaux d'énergies très espacés dans les cas (c) et (d) va permettre la formation des bandes doubles à 1 et 2 µm du pyroxène et 0.9 et 1.25µm de l'olivine [Burns 1993].

En plus de la symétrie des sites cristallographiques, d'autres paramètres peuvent engendrer des modifications dans la position des bandes d'absorption des minéraux comme le type de ligand, qui dans le cas des silicates est principalement l'atome d'oxygène, la distance R entre le cation et le ligand, qui est reliée à l'énergie de la transition selon la relation suivante $\Delta \sim 1/R^5$, ainsi que la pression et la température [*Burns, 1993*]. Ainsi le remplacement de l'ion Mg^{2+} par l'ion Fe^{2+} de plus gros rayon ionique dans un site cristallographique engendre une augmentation de la distance cation-liguant, et donc d'après l'équation la reliant à l'énergie de la transition , le déplacement des bandes vers les plus grandes longueurs d'onde ; à l'inverse si l'ion Fe^{2+} remplace l'ion Ca^{2+} de plus gros rayon ionique, les bandes vont être déplacées vers les plus faibles longueurs d'onde. Ce type d'échanges est important dans les minéraux tels que le pyroxène et l'olivine et peut expliquer certaines de leurs variations spectrales. Les cristaux formant les minéraux étant formés à partir d'une maille de plusieurs sites cristallographiques, la longueur cation-liguant va de plus varier selon le site autour d'une valeur moyenne et va être responsable de la largeur des bandes d'absorption. La température peut amplifier cet effet en engendrant des vibrations qui vont également modifier les distances métal-ligant [*Burns 1993*].

En plus de leur longueur d'onde centrale, les bandes d'absorption sont caractérisées par leur intensité. Les transitions entre les sous-niveaux e_g et t_{2g} décrites précédemment sont en fait des transitions interdites car elles ont lieu au sein d'une même orbitale. Ces transitions sont même doublement interdites quand elles ont lieu au sein de l'ion Fe^{3+} du fait de la configuration électronique de ce dernier [*Burns 1993*]. Les bandes d'absorption associées à ces transitions devraient donc avoir une intensité très faible. Cependant, ces interdictions sont affaiblies quand la position du cation dans le site cristallographique est légèrement décalée par rapport à son centre de symétrie, ce qui est généralement le cas dans les minéraux. Dans le cas de l'ion Fe^{3+}, ces bandes d'absorption peuvent être intensifiées par le couplage magnétique avec les ions Fe^{3+} présent dans des sites cristallographiques voisins [*Sherman and Waite, 1985*]. Ce couplage peut également permettre une excitation simultanée des deux ions Fe^{3+} par le même photon engendrant la formation d'une nouvelle bande d'absorption à une longueur d'onde différente des précédentes, on parlera alors de transitions jumelées [*Sherman and Waite, 1985*].

Un second processus électronique, appelé transfert de charges, peut également provoquer des absorptions. Dans ce cas, l'absorption d'un photon permet à un électron de se déplacer entre deux ions voisins, ou entre un ion et un ligand [*Burns 1993*]. Ces transferts nécessitent beaucoup plus d'énergie et impliquent donc des photons de plus hautes énergies que pour les transitions électroniques. Les longueurs d'onde concernées se situent dans le domaine ultraviolet et seule l'aile de l'absorption peut s'étendre dans la partie visible du spectre.

2.2.2 Caractéristiques spectrales des bandes d'absorption des minéraux étudiés

2.2.2.1 Le pyroxène

Le pyroxène est un des minéraux les plus communs et abondants dans les roches ignées et est observé dans la quasi-totalité des terrains sombres de la surface de Mars. C'est un silicate ferromagnésien formé de chaines simples de SiO_4 dont la formule générale est exprimée sous la forme $XYSi_2O_6$ où X représente en général des gros cations tels que Na+, Ca^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} ou Li^+ et Y représente des cations de tailles moyennes telles que Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+} ou Ti^{3+}. Parmi tous ces cations, les plus souvent présents sont les ions Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} et Na^+.

La structure cristalline des pyroxènes est composée de tétraèdres [SiO_4] qui forment des chaines simples en partageant deux de leurs oxygènes avec les tétraèdres adjacents. Ces chaines sont reliées par des cations qui forment des liaisons avec les atomes d'oxygène qui jouent alors le rôle de ligand. Les cations peuvent occuper deux types de sites

cristallographiques M1 et M2 (Figure 28). Certains cations comme le Fe^{2+} ou le Mg^{2+} peuvent s'intégrer aux deux sites.

Le site M1, est occupé par les cations de types Y qui forment 6 liaisons avec des oxygènes « libres » i.e. non partagés par les tétraèdres [SiO_4]. La distance entre les oxygènes libres et le cation étant d'une taille à peu près similaire, le site est peu distordu et peut être considéré comme octaédrique (Figure 27 a). La présence de l'ion Fe^{2+} dans ce site va alors engendrer des bandes d'absorptions faibles autour de 1μm, une à ~0.98μm et une autre à ~1.08μm.

Le site M2, est occupé par les cations de types X et principalement le Ca^{2+} et le Fe^{2+}. Ces cations vont former des liaisons avec 6 ou 8 oxygènes suivant le cation (6 pour le Fe^{2+}, 8 pour la Ca^{2+}), 4 liaisons avec des oxygènes partagés par les tétraèdres [SiO_4] et 4 ou 2 liaisons avec des oxygènes non partagés. Les distances entre ces deux types d'oxygènes n'étant pas de la même taille, le site va être fortement distordu engendrant la dissociation du sous-niveau e_g de l'ion Fe^{2+} en deux niveaux d'énergies largement espacés (Figure 27d). Ces deux niveaux d'énergies vont engendrer la formation des deux fameuses bandes d'absorption caractéristiques du pyroxène à ~1μm et ~2μm. À cause de la grande distorsion du site M2, ces bandes d'absorption ont des intensités beaucoup plus fortes que celles engendrées par le site M1 et vont en grande partie les recouvrir [*Burns 1993*].

La position exacte de ces deux bandes va dépendre principalement de la concentration en Ca^{2+} du pyroxène. En effet, dans les pyroxènes riches en calcium HCP (High Calcium Pyroxène), les cations Ca^{2+} vont occuper les sites M2 et les ions Fe^{2+} seront surtout présents dans le site M1 (Figure 28a). Si le Ca^{2+} occupe la totalité des sites M2, le pyroxène ne montrera pas de bande à 2μm et seulement les bandes d'absorptions liées au site M1 autour de 1μm. Si quelques ions Fe^{2+} occupent les sites M2, ils vont générer des bandes à ~1.03μm et ~2.3μm. Avec la diminution de la quantité en calcium, les ions Fe^{2+} vont prendre la place des ions Ca^{2+} dans les sites M2, les ions Fe^{2+} ayant des rayons plus petits que les ions Ca^{2+}, la taille du site cristallographique sera réduite et les bandes d'absorption seront donc décalées vers les plus petites longueurs d'onde. Les pyroxènes pauvres en calcium LCP (Low Calcium Pyroxène) auront des bandes de pyroxènes à ~0.9μm et ~1.85μm (Figure 28b). Bien que son effet soit plus faible, la teneur en Mg peut aussi jouer sur la position des bandes d'absorption du pyroxène, la substitution des ions Mg^{2+} par les ions Fe^{2+} ayant pour effet de décaler les bandes d'absorption vers les plus grandes longueurs d'onde [*Burns 1993*].

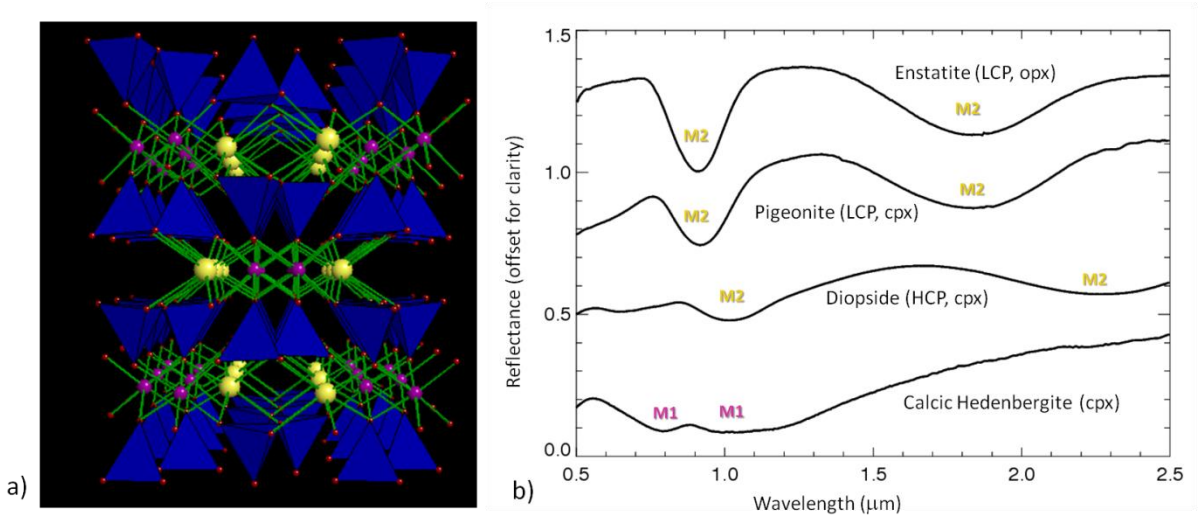


Figure 28. a) Structure cristalline d'un clinopyroxène. Les tétraèdres bleus représentent les tétraèdres [SiO4], les atomes jaunes représentent les cations de type X dans le site M2, ici ce sont des ions Ca^{2+} avec 8 liaisons Ca^{2+}-O^{2-}, les atomes roses représentes les cations de type Y dans le site M1 avec 6 liaisons Fe^{2+}-O^{2-}. b) Spectres de différents types de pyroxènes : l'enstatite qui est un LCP orthopyroxène, la pigeonite qui est un LCP clinopyroxène, la diopside qui est un HCP clinopyroxène et l'hedenbergite qui est un clinopyroxène saturé en Ca^{2+}, il ne montre pas les bandes à 1 et 2µm dues à la présence de l'ion Fe^{2+} dans le site M2.

Les pyroxènes peuvent aussi être classés en fonction de leur système cristallin. Les clinopyroxènes présentent un système cristallin monoclinique qui permet une large gamme de composition avec des quantités variables en Ca^{2+}, Fe^{2+} et Mg^{2+} ainsi qu'en Na+. La deuxième famille de pyroxène, les orthopyroxènes, présente une structure orthorhombique. La formation de cette structure n'est pas possible en présence d'une trop grosse quantité de Ca^{2+}, les orthopyroxènes seront donc préférentiellement pauvres en calcium et leur composition variera en fonction des quantités de Mg^{2+} et de Fe^{2+}. À noter que les bandes d'absorption des orthopyroxènes liées au site M1 sont généralement d'intensités très faibles tandis que celles liées au site M2 sont d'intensités importantes par rapport aux clinopyroxènes. Ceci est dû au fait que dans les orthopyroxènes, le Fe^{2+} occupe préférentiellement le site M2 alors que dans les clinopyroxène il occupe plutôt le site M1, le site M2 étant préférentiellement occupé par le Ca^{2+}[*Burns 1993*].

Suivant leur teneur en Magnésium, en Fer et en Calcium, les pyroxènes peuvent être classés dans le système Ca-Mg-Fe illustré sur la Figure 29. Ainsi, les LCP vont regrouper la pigeonite, l'enstatite et la ferrosilite, alors que les HCP vont regrouper le diopside, l'hedenbergite et l'augite. D'autre part, la famille des clinopyroxènes va regrouper l'ensemble de ces espèces tandis que la famille des orthopyroxènes ne regroupe que la série enstatite-ferrosilite. On peut noter que ces deux derniers types de pyroxènes peuvent se former selon les deux types de système cristallin et donc appartenir aux deux familles.

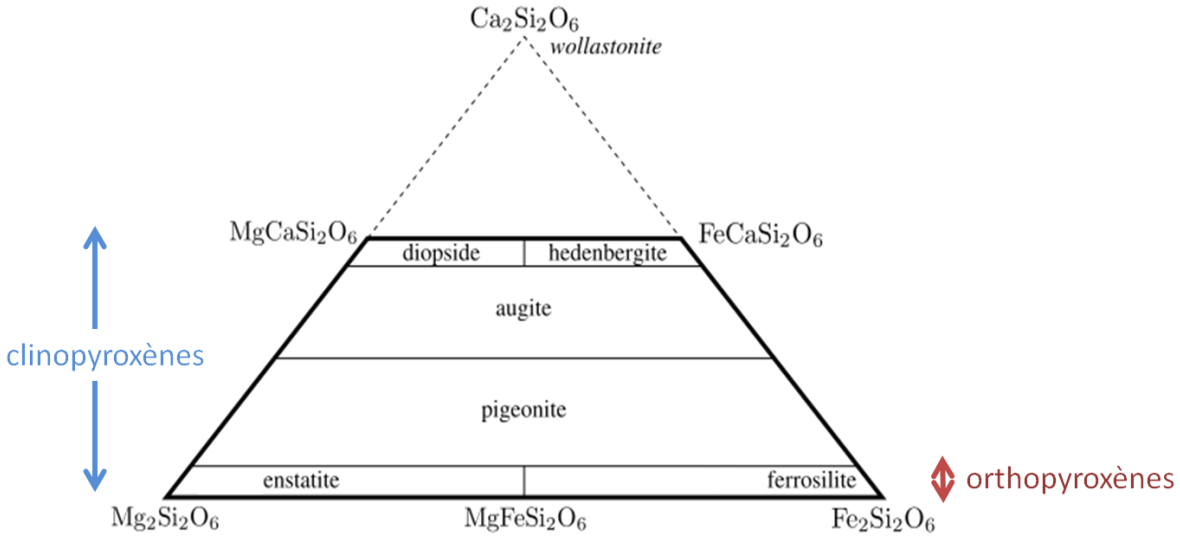


Figure 29. Composition et nomenclature des pyroxènes dans le système Ca-Mg-Fe. À noter que la « wollastonite » n'est pas un minéral réel, mais le nom donné à l'hypothétique pôle pur en calcium du pyroxène. Le calcium ne pouvant pas occuper le site M1, une composition > 50% en Ca est impossible.

Poulet et al., [2009b] a montré que la plupart des spectres des terrains martiens pouvaient être modélisés par un mélange de pigeonite (LCP) et de diopside (HCP) dans des quantités variables. L'utilisation de l'augite, qui est le HCP le plus rependu dans les météorites martiennes, à la place du diopside est aussi possible pour modéliser la surface martienne, dans ce cas sa concentration modélisée sera cependant plus faible. À noter que l'utilisation de l'orthopyroxène dans ces modélisations ne permet jamais un bon ajustement, leurs bandes d'absorption étant trop fortes [*Poulet et al., 2009b*].

2.2.2.2 L'olivine

L'olivine est un silicate ferromagnésien de formule générale $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$, dont la composition varie entre 2 pôles la forstérite ($MgSiO_4$) riche en magnésium et la fayalite ($FeSiO_4$) riche en fer.
Les cristaux d'olivine sont formés de tétraèdres $[SiO_4]$ libres reliés par des cations Fe^{2+} ou Mg^{2+} qui forment des liaisons avec six oxygènes, non partagés par les tétraèdres $[SiO_4]$, en deux sites M1 et M2 (Figure 30a). Ces sites sont légèrement distordus par rapport à une symétrie octaédrique parfaite et la présence de l'ion Fe^{2+} dans ces sites va engendrer la formation de trois bandes d'absorption qui se chevauchent autour de 1µm. La structure du site cristallographique M1 est illustrée sur la Figure 27c, on peut observer qu'elle engendre, tout comme dans le cas du site M2 du pyroxène, une dissociation du sous-niveau e_g en deux niveaux d'énergies espacés qui vont permettre la formation des deux petites bandes d'absorption extérieures à 0.9 et 1.25µm. La bande d'absorption centrale, plus intense, est située entre 1.04 et 1.08µm et est due à la présence de l'ion Fe^{2+} dans le site cristallographique M2 (Figure 30b).
La variation de la composition de l'olivine du pôle forsterite (riche en magnésium) au pôle fayalite (riche en fer), se matérialise par la substitution des ions Mg^{2+} par les ions Fe^{2+}, ce qui va augmenter la taille des sites cristallographiques et donc diminuer l'énergie des transitions. Une augmentation en Fer dans la composition de l'olivine va donc se matérialiser par un décalage vers les grandes longueurs d'onde de ses bandes d'absorption comme illustré sur la Figure 30b, une fayalite pouvant avoir une signature spectrale s'étendant jusqu'à 1.8µm contre environ

1.5µm pour une forsterite. On peut également observer une augmentation de la profondeur de bande et de sa largeur, ainsi qu'une baisse du continuum due au fait que le coefficient d'absorption de l'olivine n'est jamais totalement nul. La fayalite pure montre cependant une profondeur de bande plus faible qu'une olivine un peu moins riche en Fer (Fo11 par exemple), ce qui s'explique par le fait que le continuum continu de diminuer avec l'augmentation de la quantité de fer tandis que la bande d'absorption sature. Il faut noter qu'une olivine purement magnésienne ne présentera pas de bandes d'absorption.
Le rapport Mg/(Mg+Fe) permet de déterminer la composition de l'olivine par rapport aux deux pôles Fayalite-Forsterite. Il se note en pourcentage de Forsterite Fo et varie entre 0 et 100%.

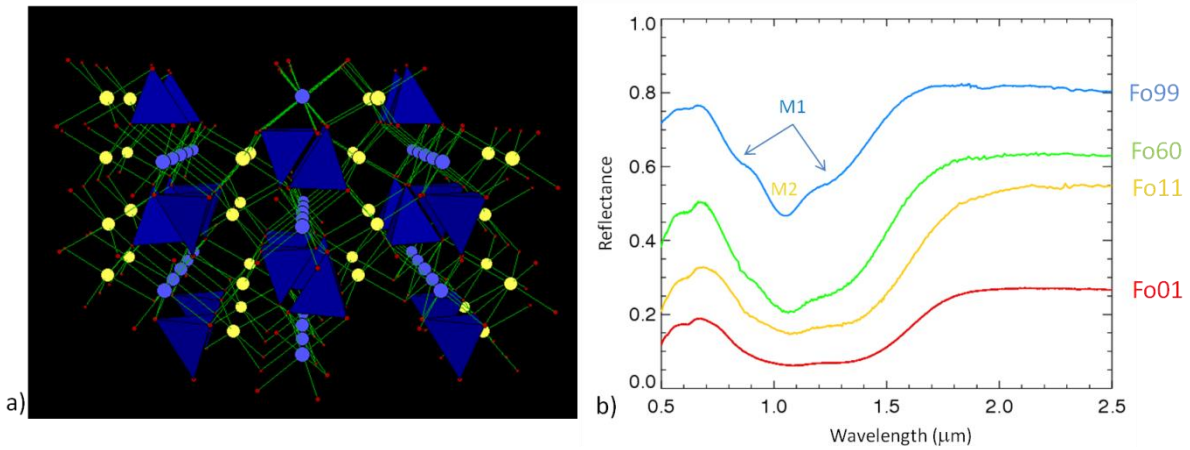


Figure 30. a) Structure cristalline de l'olivine. Les tétraèdres bleus représentent les tétraèdres [SiO4], les atomes jaunes représente les cations (Fe^{2+} ou Mg^{2+}) dans le site M2, les atomes bleus les cations (Fe^{2+} ou Mg^{2+}) dans le site M1. b) Spectres d'olivine montrant la variation de sa bande d'absorption à ~1µm en fonction de sa composition variant de la Forstérite en bleue (Fo99) à la Fayalite en rouge (Fo01). *

Nous verrons dans la suite qu'il est cependant très dur de contraindre la composition de l'olivine à partir de ses bandes d'absorption, celles-ci étant généralement en partie masquées par la bande de pyroxène à 1µm et très dépendantes des caractéristiques physiques de la surface comme la taille des grains (voir section 2.2.3)

2.2.2.3 Les plagioclases

Les plagioclases sont de la famille des feldspaths et constituent un des principaux minéraux des roches ignées avec l'olivine et le pyroxène. Les plagioclases ont une composition variant entre les deux pôles purs que sont l'albite $NaAlSi_3O_8$ et l'anorthite $CaAl_2Si_2O_8$. Ils sont formés à partir de tétraèdres de [SiO4] reliés par leurs quatre coins et dont chaque O est relié à deux cations. Cependant, leur faible teneur en fer laisse leurs spectres dans le visible et le proche-infrarouge pauvres en signatures spectrales, les rendant difficilement détectables depuis l'orbite. La substitution de l'ion Ca^{2+} par l'ion Fe^{2+} peut créer une petite bande d'absorption située autour de ~1.25µm, qui restera toutefois peu profonde comparée aux bandes d'absorption d'olivine et de pyroxène. Cette petite bande a cependant permis de détecter la présence d'anorthosite, qui contient ~2% de Fer, sur la surface de la Lune.

2.2.2.4 Les oxydes ferriques

La présence d'oxydes ferriques est facilement détectable depuis l'orbite grâce à la baisse rapide de leur réflectance entre le visible et l'UV, qui peut atteindre une valeur quasi nulle à

~0.4μm. Cette diminution rapide de réflectance était historiquement identifiée comme étant l'aile droite d'une paire d'intenses bandes d'absorption dues à des transferts de charges entre l'ion Fe^{3+} et son ligand 0^{2-}. À cette aile droite venaient s'ajouter les bandes dues aux absorptions électroniques interdites entre les sous-niveaux t_{2g} et e_g de l'ion Fe^{3+} dont les intensités étaient amplifiées par le couplage des ions Fe^{3+} voisins. Deux de ces bandes étant situées entre 0.86-0.96μm et 0.64-0.66μm, et trois autres entre 0.3 et 0.4μm. Cependant, l'origine de cette pente a été par la suite reconsidérée par *Sherman* [1985] comme étant le résultat de ces mêmes absorptions dues aux transitions électroniques interdites, et d'une absorption intense entre 0.49 et 0.53μm due à des transitions jumelées entre ions Fe^{3+} voisins. La bande d'absorption due aux transferts de charges Fe^{3+}-O^{2-} a été recalculée comme moins large et centrée à plus courtes longueurs d'onde entre 0.24 et 0.26μm.

La position exacte de ces bandes d'absorption et leurs intensités vont dépendre principalement de la structure cristalline du minéral et du type de ligand présent (0^{2-} ou OH^-) qui peuvent varier en fonction du type d'oxyde ferrique. La présence du ligand O^{2-} par exemple (et non OH^-) va favoriser les couplages et donc permettre des bandes d'absorption plus intenses. La teneur en fer et la taille des grains peuvent également jouer sur ces couplages, une augmentation de ses paramètres va favoriser les couplages et engendrer des bandes d'absorption plus intenses [Burns 1993].

Il existe plusieurs types d'oxydes ferriques à la surface de Mars dont certains hydratés. Lors de cette thèse, nous ne nous intéresserons cependant principalement à l'hématite qui est un oxyde ferrique anhydre et qui, sous sa forme nanocristalline, est le meilleur analogue spectral de la poussière surfacique et atmosphérique martienne [*Morris et al., 1989; Poulet et al., 2007*].

Dans le cas de l'hématite, de formule Fe_2O_3, les ions Fe^{3+} occupent 2/3 des sites octaédriques légèrement distordus (Figure 27b) où ils sont liés à 6 oxygènes. Chaque site étant relié par 3 oxygènes comme illustré sur la Figure 31a. Le spectre de l'hématite, présenté sur la Figure 31b montre des bandes d'absorption caractéristiques à 0.86μm, 0.65μm et 0.53μm. La présence du ligand O^{2-} (et non OH^-) favorise les couplages et permet donc des bandes d'absorptions assez intenses. La Figure 31c montre l'évolution des signatures spectrales pour des mélanges d'hématites avec des concentrations en fer et des cristallinités variable. On observe que le spectre d'une hématite à petits grains (<10nm) et avec une faible teneur en fer va présenter un spectre constitué d'une pente importante dans le visible, mais pauvre en signature spectrale. Ces spectres sont très similaires aux spectres des régions claires de Mars confirmant la nature nanocristalline de l'hématite formant la poussière martienne. Le passage d'une hématite nanophasée à une hématite cristalline se matérialise alors en l'intensification de toutes les bandes d'absorption et principalement la bande à 0.86μm (Figure 31c (gauche), *Morris et al.,* [1989]). Le passage d'une hématite pauvre en fer à une hématite riche en fer semble par contre jouer essentiellement sur la pente du spectre et moins sur la bande à 0.86μm (Figure 31c (droite), *Morris et al.,* [1989]). La bande à 0.86μm semble donc être principalement dépendante de la cristallinité de l'hématite. La bande à 0.53μm semble quant à elle augmenter principalement avec la teneur en fer.

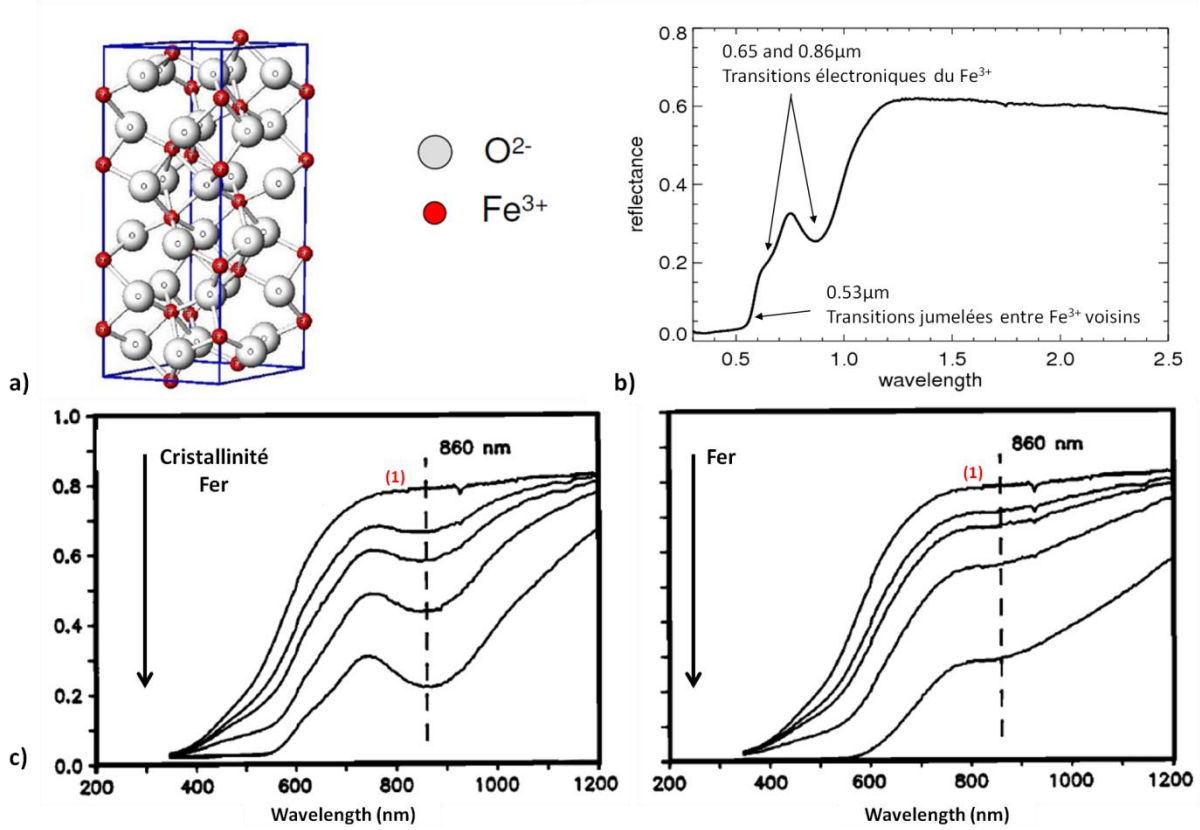


Figure 31.a) Structure cristalline de l'hématite. b) spectre de l'hématite cristalline où on peut observer ses 3 bandes caractéristiques à 0.53, 0.65 et 0.86 µm. c) Spectres montrant l'évolution des signatures spectrales de l'hématite en fonction de sa cristallinité et de sa teneur en Fer (gauche), et en fonction de sa teneur en Fer uniquement pour une hématite nanocristalline (droite) (issue de *Morris et al.*, [1989]). Le spectre (1) dans les deux cas représente une hématite nanocristalline.

Il faut noter que les bandes d'absorption liées aux transitions électroniques du fer ne sont pas forcément indicatives de la présence d'oxydes ferriques et peuvent être dues à la présence de l'ion Fe^{3+} dans d'autres minéraux présent à la surface.

2.2.3 Variations spectrales des minéraux étudiés

Nous avons vu au cours des sections précédentes que les variations de la composition chimique au sein d'un même minéral pouvaient amener à des variations dans ses signatures spectrales. Ces variations sont très utiles pour pouvoir contraindre la composition et l'espèce du minéral observé depuis l'orbite. Cependant, nous allons voir dans cette section que cette composition chimique n'est pas le seul paramètre faisant varier les bandes d'absorption. Des paramètres reliés aux caractéristiques physiques de la surface, tels que la taille des grains des minéraux ou les mélanges, peuvent intervenir et modifier les bandes d'absorption. Ceci rend la détection et la détermination de la composition des minéraux présents à la surface depuis l'orbite beaucoup plus complexe.

2.2.3.1 Variations liées à la taille des grains

La surface de Mars est en général constituée de minéraux sous forme de grains de différentes tailles. Ces grains peuvent être pris au piège dans une roche sous forme de cristaux, ou libres, formant alors un tapis de particules aux formes grossières. Comme nous l'avons vu précédemment, ces grains forment des dioptres avec lesquels vont interagir les photons incidents. Plus le grain est gros, plus le photon a de chance de se faire absorber avant d'être

réfléchi ou réfracté au fond du grain et d'éventuellement sortir du milieu. L'augmentation de la taille des grains se traduit donc par une augmentation de l'intensité des bandes d'absorption comme illustré pour le pyroxène et l'olivine sur la Figure 32. Cependant, on peut observer sur cette figure qu'à partir d'une certaine taille de grains, nommée « optimale » par différents auteurs [e.g. *Mustard and Hays, 1997* ; *Milliken and Mustard, 2007*], la profondeur de bande atteint un maximum, puis diminue lorsque la taille de grains augmente. Ce phénomène s'explique par le fait que le fond de bande ne varie plus car l'absorption est saturée, alors que le continuum diminue légèrement avec la taille des grains puisque le chemin optique dans le milieu augmente, donnant un effet d'écrasement de la bande d'absorption.

La large bande d'olivine à 1 μm étant formée à partir de 3 bandes d'absorption distinctes, la variation en intensité de ces différentes bandes et leur saturation vont modifier non seulement la profondeur de la bande, mais également sa forme générale. Ces variations vont poser un réel problème au niveau de la détermination de la composition de l'olivine à partir de ses signatures spectrales. En effet, si on observe l'évolution de la bande d'olivine en fonction de sa teneur en fer (Figure 30) et en fonction de la taille de ses grains (Figure 32), on s'aperçoit qu'outre le léger décalage des bandes d'absorption vers le rouge dans le cas d'une augmentation de la teneur en Fer, le spectre d'une olivine riche en fer est très similaire au spectre d'une olivine pauvre en fer, mais avec des gros grains, on y retrouve d'ailleurs le même effet de saturation de la bande. Nous verrons dans la suite que malgré l'adaptation et la diversité des méthodes utilisées, la discrimination entre la teneur en fer et la taille des grains restera un problème pour l'étude de l'olivine dans le visible et le proche infrarouge.

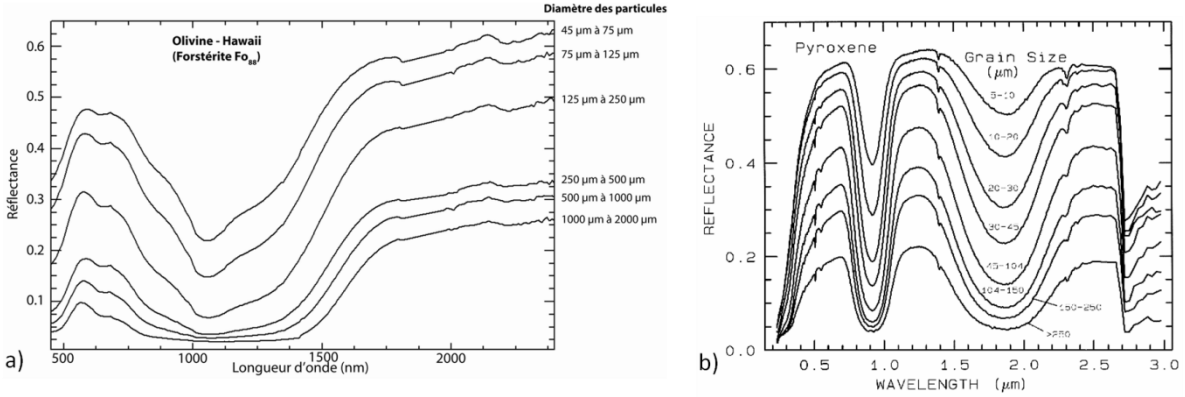


Figure 32. a) Effet de la taille des grains sur la bande à ~1μm d'une olivine de composition Fo88 (riche en magnésium) (acquisition avec un ASD Fieldspec® au laboratoire, DTP/UMR5562/OMP), on peut remarquer que la bande d'absorption pour une taille de grains > 500μm est très similaire à celle d'une fayalite (Fo01) (voir Figure 30b). b) Spectres de laboratoires montrant l'effet de la taille des grains sur les bandes d'absorption à 1 et 2 μm du pyroxène.

2.2.3.2 Variations spectrales liées aux mélanges

Comme nous l'avons à plusieurs reprises (voir section 1.2.3; 2.1.2 ; 2.2.3.1), les roches et les sols martiens sont formés de particules grossières et de cristaux, appelés grains. Ces grains peuvent avoir une composition homogène, dans ce cas le spectre de la surface sera directement comparable aux spectres du minéral en question obtenus en laboratoires. Cependant dans la réalité, les sols et les roches de Mars sont plutôt constitués d'un mélange de minéraux. Dans ce cas, le spectre de la surface va être une combinaison des signatures spectrales de chaque minéral présent, cette combinaison étant dépendante du type de mélange des minéraux de surface. Il existe trois principaux types de mélanges macroscopiques qui sont illustrés sur la Figure 33 : Les mélanges spatiaux, les mélanges intimes et les mélanges entre couches multiples.

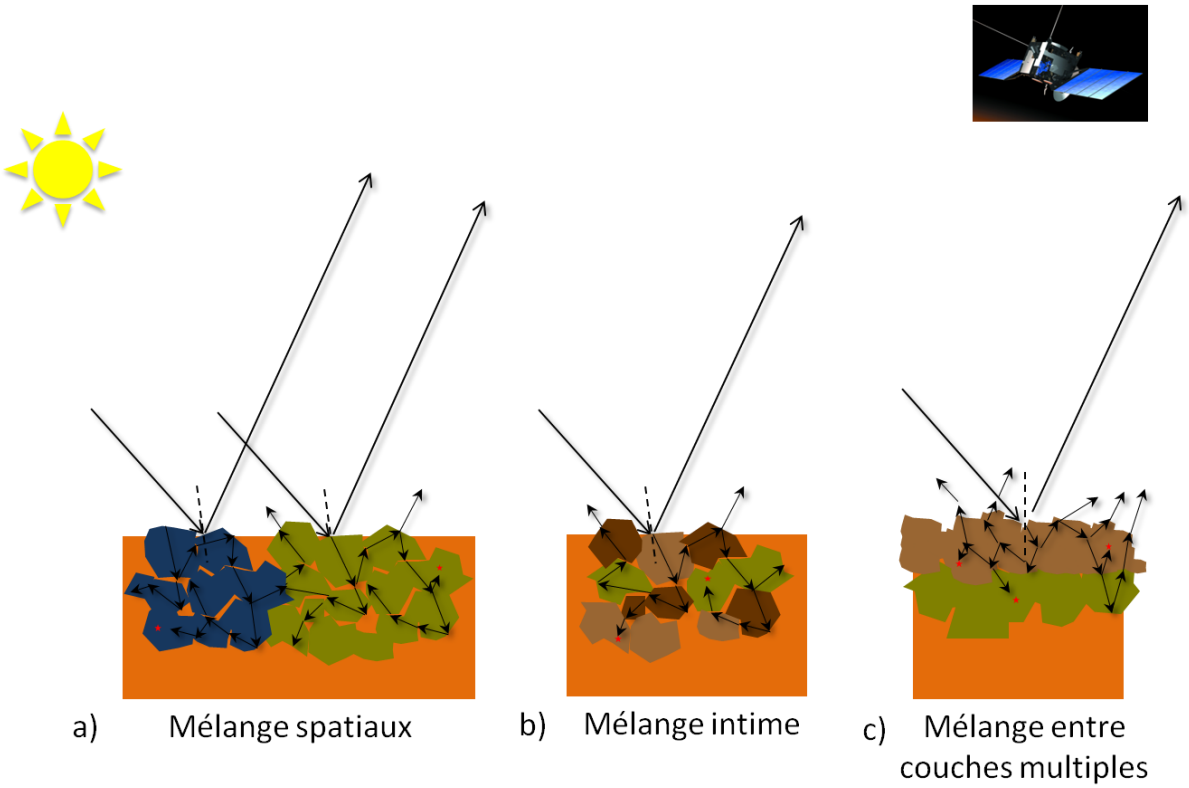


Figure 33. Illustration des différents types de mélanges des minéraux en surface, les grains représentés ici sont sous forme de particules à la surface, dans la réalité ils peuvent bien sûr aussi être présent sous forme de cristaux dans les roches. a) mélange spatiaux : le rayonnement reçu par le satellite est composé de deux rayonnements n'ayant chacun interagi qu'avec une seule des unités. b) Mélange intime : le rayonnement interagit avec des minéraux différents sur le même chemin optique. c) mélange entre couches multiples : le rayonnement interagit en premier avec une couche de surface et peut éventuellement interagir avec la couche sous-jacente au cours du même chemin optique suivant la nature du matériau et l'épaisseur de la couche.

Les **mélanges spatiaux** interviennent quand la surface observée par un pixel du détecteur contient deux unités, optiquement séparées, et de compositions distinctes renvoyant chacune un rayonnement vers le satellite. Dans ce type de mélange, nous faisons l'hypothèse qu'il n'y a pas de diffusion multiple entre les différentes unités, chaque rayonnement n'ayant donc interagi qu'avec une seule des unités. Le spectre final est alors une composition linéaire des spectres de chaque unité modulés par la fraction surfacique occupée par chacune d'entre elles.

Dans le cas de roche ou de sable de composition inhomogène, qui sont formés de multiples grains de compositions différentes associés de manières aléatoires, on parle de **mélange intime**. Le rayonnement entrant en interaction avec cette roche ou ce sable interagit avec un certain type de grains avant d'être réfracté ou réfléchi vers le grain voisin qui peut avoir une composition différente. Il peut alors interagir avec ce grain avant d'être à nouveau renvoyé vers un autre minéral et ainsi de suite avant de sortir de la roche. Le spectre final capté par le satellite est alors une composition non linéaire des signatures spectrales des minéraux rencontrés sur le chemin optique du faisceau lumineux. Ce type de mélange est à priori le plus rencontré à la surface de Mars, il est typique des roches formées de cristaux de différentes compositions et des sol qui recouvrent la surface, composés de différents types de particules.

Certaines unités observées à la surface de Mars peuvent être recouvertes d'une fine couche de matériau de composition différente. Cette couche peut être une couche de poussière, une couche de sable ou de fines particules provenant d'un terrain adjacent ou encore une couche

d'altération formant une sorte de vernis ou patine autour des roches. Dans ces cas, ce sont les **mélanges entre couches multiples** qui interviennent. Comme dans le cas des mélanges intimes, lors de mélanges entre couches multiples le rayonnement incident va interagir avec chacune des couches de composition différentes au cours d'un seul chemin optique, étant à chaque fois soit réfléchi, soit réfracté, soit absorbé. Ce type de mélange est typique des zones un peu poussiéreuses de la surface de Mars où le rayonnement va être diffusé par la couche de poussière et/ou interagir avec la surface sous-jacente. Le spectre final sera alors une combinaison non-linéaire du spectre de diffusion et d'absorption de la poussière, et du spectre d'absorption de la surface. Cependant, selon la nature du matériau et l'épaisseur de la couche de surface, le rayonnement peut ne jamais atteindre la couche sous-jacente avec laquelle il n'interagira donc pas. C'est par exemple le cas dans les régions de Tharsis et d'Elysium où la couche de poussière fait plusieurs mètres d'épaisseur. Au cours de mon travail de recherche, on retrouvera également ce type de mélange dans le cas de fines particules riches en pyroxènes recouvrant une unité riche en olivine.

À noter que ces types de mélanges sont tous dépendants de la longueur d'onde et de la taille des grains et que, étant donné la complexité de la surface martienne, les pixels observés par le satellite contiennent généralement plusieurs types de mélanges, le spectre final étant souvent bien plus complexe que les simples combinaisons exposées ci-dessus.

Dans mon travail de thèse, nous serons souvent confrontés aux mélanges entre olivine et pyroxène. Des exemples des spectres obtenus dans le cas de mélanges intimes et de mélanges spatiaux en fonction de la quantité de pyroxène et d'olivine sont présentés sur la Figure 34. Pour les exemples de mélange spatiaux, nous avons utilisé le spectre de la météorite martienne Shergotty qui est assez représentatif des spectres de pyroxène observés à la surface de Mars (composée à 33% de HCP et 36% de LCP [*McFadden and Cline, 2005*], voir chapitre 5). Tout d'abord, on peut observer que les spectres de mélanges intimes et spatiaux de pyroxène et de forsterite sont très similaires et montrent les mêmes tendances générales dans l'évolution de leurs signatures spectrales avec la variation des proportions en olivine et pyroxène. La présence d'olivine a deux principaux effets sur la bande de pyroxène qui peuvent nous permettre de détecter sa présence dans un mélange : (1) l'olivine a tendance à creuser la bande à 1μm du pyroxène autour de 1.3-1.4μm pour la forsterite et 1.4-1.5μm pour la fayalite, ce qui à pour effet global de décaler le pic de réflectance entre les deux bandes d'absorption du pyroxène aux plus grandes longueurs d'onde ; (2) Ce décalage est accompagné d'une diminution de la profondeur de bande à 2μm du pyroxène. À noter que ce décalage semble d'autant plus important quand le pyroxène est un orthopyroxène ou qu'il est en présence de fayalite, et que la diminution de la bande à 2μm du pyroxène semble moins importante dans le cas d'un mélange intime que pour un mélange spatial. Si on regarde maintenant les effets de la bande de pyroxène sur la bande d'olivine, on peut observer qu'elle a pour effet de décaler l'aile droite de l'olivine vers les petites longueurs d'onde. Ceci va rendre des spectres de mélange pyroxène-fayalite et pyroxène-forsterite assez similaires pour des concentrations d'olivine <50% et peut dans le cas d'une très grande abondance en pyroxène masquer en grande partie la bande d'olivine, compliquant la détection de cette olivine à la surface de Mars et la détermination de sa composition exacte.

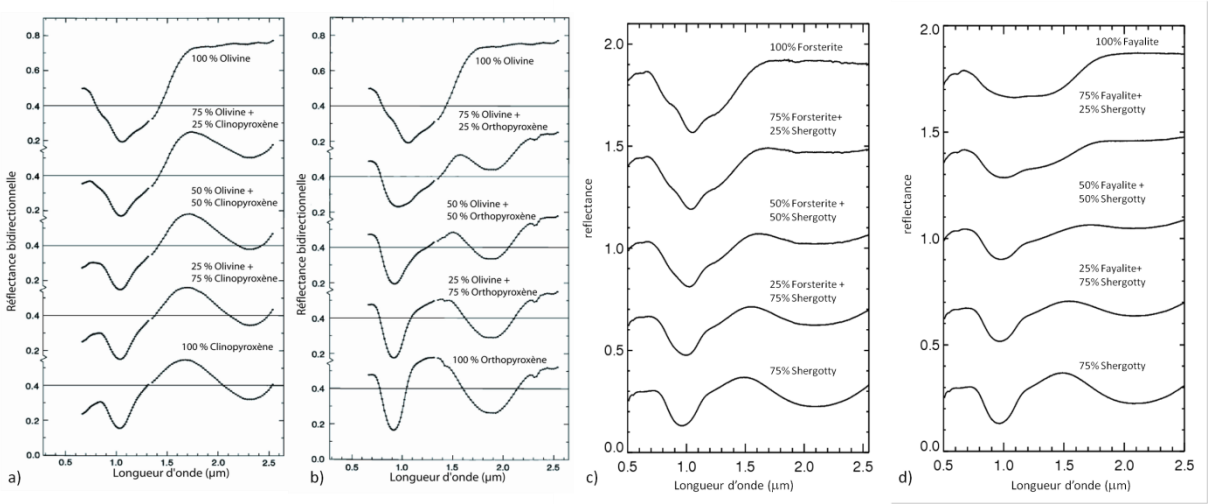


Figure 34. Illustrations de mélanges entre olivine et pyroxène. Mélange intime entre Forstérite et clinopyroxène (a) ou orthopyroxène (b) [*Singer 1981*]. Mélange spatial entre le spectre de la météorite martienne Shergotty qui est assez représentatif de la plupart des spectres de pyroxène observé à la surface de Mars (voir chapitre 5) et un spectre de forsterite (c) ou de fayalite (d).

2.3 Méthodes de détection des minéraux

Afin de détecter les minéraux présents sur la surface martienne, il est communément utilisé des critères de détections appelés "critères spectraux". Ces critères sont basés sur la position et la forme des bandes d'absorption caractéristiques des minéraux étudiés et permettent de les détecter et de quantifier leur profondeur de bande.

Ces critères comparent le fond de la bande avec son continuum qui correspond au flux qui aurait été reçu à la longueur d'onde correspondant au fond de la bande s'il n'y avait pas eu d'absorption, et permettent donc d'obtenir la proportion du flux prélevé par l'absorption (équation 7). En pratique, ces critères se calculent selon l'équation :

$$CS = \frac{\text{continuum}(\lambda_b) - r(\lambda_b)}{\text{continuum}(\lambda_b)} \qquad \text{éq. 7}$$

où λ_b est la longueur d'onde centrale de la bande d'absorption. De façon pratique, la valeur du continuum ne pouvant être mesurée pour la longueur d'onde λ_b, elle est souvent obtenue à partir de la moyenne entre les valeurs du continuum prises pour des longueurs d'onde situées de part et d'autre de la bande d'absorption. Il n'est également pas rare que les critères soient calculés à partir de plusieurs valeurs pour le continuum (plus de 2) et pour le fond de la bande, permettant de diminuer les effets du bruit. Les valeurs de réflectance pour les longueurs d'onde correspondant à la bande d'absorption peuvent également être pondérées ce qui peut permettre de prendre en compte la forme de la bande. La profondeur de bande obtenue est exprimée en pourcentage.

Certains critères calculent la force de la pente caractérisant l'une des ailes de la bande d'absorption considérée plutôt que sa profondeur de bande. Ce type de critère est souvent utilisé quand la totalité de la bande d'absorption n'est pas visible sur le spectre, ce qui est le cas pour les spectres OMEGA de la bande d'olivine à 1µm qui se trouve à la séparation entre le détecteur visible et proche infrarouge. Ces critères peuvent tout simplement se calculer en faisant le rapport entre la valeur de la réflectance en haut de la pente et sa valeur en bas de la pente. Cependant, pour ce type de critère, il est souvent important de caractériser la forme de l'aile de la bande d'absorption qui peut, dans le cas de la bande d'olivine par exemple, différencier entre une olivine riche en Fer et une olivine riche en Magnésium (en passant outre les effets de tailles

de grains), ou même la différencier d'une bande de pyroxène à 1μm. Ces critères sont donc souvent calculés à partir de plusieurs valeurs de réflectance prises tout au long de la pente et pondérées afin de tenir compte de la forme de l'aile de la bande d'absorption.

Les critères spectraux ne font que donner une profondeur de bande et leur utilisation pour la détection des minéraux à la surface de Mars nécessite donc de définir un seuil de détection représentant une profondeur de bande limite au-dessus de laquelle on estime que le minéral est présent. L'estimation de ce seuil de détection se fait généralement de façon empirique en les testant sur des spectres réels ou modélisés. Ces seuils de détections doivent prendre en compte le bruit et d'autres effets instrumentaux qui peuvent soit affecter la profondeur de bande, soit créer de fausses bandes d'absorptions aux mêmes longueurs d'onde que le minéral étudié. Il doit également permettre de détecter les minéraux dans les mélanges, mais éviter de détecter les bandes d'absorption des autres minéraux qui peuvent être présents. L'estimation du seuil de détection est donc une étape importante dans la détection des minéraux, il sera généralement choisi assez restrictif dans le cas de détection systématique et globale afin d'éviter le plus de faux positifs, il pourra cependant être baissé et adapté aux conditions d'observations dans le cas d'analyses plus locales où les détections peuvent être vérifiées manuellement.

La méthode des critères spectraux pour la détection des minéraux présents sur la surface de Mars est une méthode très rapide et est donc très bien adaptée au grand nombre de données OMEGA qui sera utilisé lors de ma thèse pour la confection et l'analyse de cartes globales minéralogiques. Cependant, il faut noter que parce que la profondeur des bandes d'absorption peut dépendre de beaucoup de paramètres comme la quantité de poussière atmosphérique ou surfacique, les autres minéraux présents ou encore la taille des grains, il n'est pas possible de relier directement la valeur des critères spectraux à l'abondance de l'espèce minérale étudiée et celle-ci ne nous en donnera qu'une indication.

Il existe d'autres méthodes qui permettent de détecter les minéraux, mais aussi d'en quantifier l'abondance. La méthode de déconvolution linéaire, très utilisée pour la détection des minéraux à partir des données TES, consiste par exemple à ajuster le spectre observé avec les spectres de laboratoires des minéraux supposés présents à la surface pondérés par un terme correspondant à leur abondance [*Ramsey and Christensen, 1998, Bandfield et al., 2000*]. Cette méthode suppose cependant que le mélange des minéraux à la surface soit linéaire ce qui n'est pas toujours le cas. Elle est de plus très dépendante du choix initial des spectres de laboratoires. La méthode du modèle gaussien modifié (MGM), détaillée dans *Sunshine et al.*,[1990] ainsi que dans les thèses de *Aline Gendrin* [2004] et *Harold Clenet* [2009] dans le cas d'une application aux données OMEGA, a l'avantage de ne pas faire de supposition sur les minéraux présents ni sur la position de leurs bandes d'absorption. Elle est basée sur le fait que les bandes d'absorption dans le visible et le proche infrarouge sont formées à partir de transitions électroniques qui dépendent de la symétrie des sites cristallographiques et donc de la longueur des liaisons cation-liguant. Du fait du grand nombre de sites cristallographiques, cette dernière va avoir une distribution statistique gaussienne. Il est alors suggéré par *Sunshine et al.,* [1990] que cette distribution gaussienne des longueurs de liaisons peut être transformée en une distribution gaussienne des énergies et donc que les bandes d'absorptions engendrées peuvent être assimilées à des gaussiennes. Dans cette méthode, les bandes d'absorptions présentes sur le spectre sont donc ajustées par des gaussiennes dont les longueurs d'onde centrales, les profondeurs et les largeurs à mi-hauteur peuvent être rapportées à des bandes d'absorptions caractéristiques correspondant à des minéraux de composition chimique et d'abondance donnée. Cependant, si cette méthode est très bien adaptée à la déconvolution des spectres de laboratoire, elle est beaucoup plus difficile à appliquer aux spectres de surfaces planétaires qui nécessitent alors des étapes d'initialisation telle que la soustraction du continuum, qui sont très

dépendantes des paramètres choisis. Cette méthode se heurte également au problème de la taille des grains, qui dans le cas où ils sont trop gros peuvent saturer et complètement écraser les bandes d'absorption rendant difficile la détermination de leurs longueurs d'onde centrales et donc de la composition chimique de la ou les espèces observées. Un dernier type de méthode existe qui consiste en la modélisation des spectres par des modèles de transfert radiatif dont plusieurs ont déjà été développés [*Hapke, 1981, 2002 ; Shkuratov et al., 1999*]. Ces modèles permettent de modéliser l'interaction entre une onde lumineuse et une surface au travers des phénomènes d'absorptions et de diffusions. Un de ces modèles, développé par *Shkuratov et al.,* [1999], a été repris et adapté aux surfaces basaltiques, granulaires et à composants multiples par *Poulet and Erard* [2004]. Il permet ainsi de contraindre le type de mélange observé ainsi que la composition et la taille des grains des minéraux observés permettant en théorie de dissocier les effets de ces deux facteurs. Ce modèle demande cependant un choix au préalable des minéraux intervenant dans le modèle ainsi que leurs constantes optiques qui doivent être obtenues à partir d'expériences en laboratoire.

Il faut cependant noter que ces méthodes demandent un temps de calcul beaucoup plus important que dans le cas des critères spectraux et sont donc moins adaptées à la grande quantité de données utilisée dans cette thèse. Dans certains cas particuliers, nous utiliserons cependant le modèle de transfert radiatif proposé par *Poulet and Erard,* [2004], afin de quantifier et de mieux contraindre la composition de certains dépôts spécifiques étudiés dans cette thèse.

3 Cartographie globale de la minéralogie martienne avec les données OMEGA/MEx

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, la composition de la surface de Mars est un très bon témoin des processus géologiques et climatiques passés et présents qui ont eu lieu sur la planète. Des analyses *in situ* obtenues grâce aux atterrisseurs et rovers durant la dernière décennie ont permis des analyses précises des roches et des sols présents sur leur site d'atterrissage. Cependant ces atterrisseurs et rovers ne permettent d'échantillonner qu'une infime partie de la surface qui est de plus choisie de manière non aléatoire et qui peut donc ne pas être représentative des propriétés globales de la planète.

Les instruments de télédétection, bien qu'ayant des moyens d'analyses plus limités, permettent eux une vue globale de la surface de Mars, et ont permis ces 15 dernières années de grandes avancées dans la caractérisation de la composition et des propriétés physiques de la surface de Mars. Parmi ces instruments, le spectro-imageur visible et infrarouge OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) à bord de la sonde européenne Mars Express a activement participé à cette caractérisation avec à son palmarès des observations qui ont changé notre vision de la planète rouge (voir section 1.2.2.3). Le grand avantage d'OMEGA est son orbite quasi-polaire très elliptique qui, associée à un décalage en latitude de son périapse et plusieurs années d'observations, permet une cartographie quasi globale de la surface de Mars à différentes résolutions spatiales de l'ordre du kilomètre.

À partir de la première année martienne d'observations d'OMEGA, une première analyse de la distribution globale des minéraux clés de la surface de Mars à petites, moyennes et grandes latitudes a été réalisée par *Poulet et al., [2007]* en se basant sur des critères spectraux dans le visible et proche infrarouge [1-2.5μm]. Les résultats de cette analyse qui ont révélé des tendances au niveau de la minéralogie globale de Mars en accord avec les études télescopiques et orbitales précédentes [*e.g. Bandfield et al., 2002 ; Koeppen and* Hamiltonn, 2008] sont présentés dans la section 1.2.2.3.

Le but du travail présenté ici est de mettre à jour ces cartes de la distribution globale des minéraux clés de la surface de Mars à la vue du grand nombre de données supplémentaires acquises depuis 2007. Depuis août 2010, le système de refroidissement de la voie C d'OMEGA n'est plus opérationnel, interdisant toute acquisition de données dans le proche infrarouge. Le domaine du proche infrarouge regroupant la plupart des signatures spectrales des minéraux présents à la surface de Mars, et la couverture atteinte par les observations OMEGA en août 2010 étant quasi globale, les cartes qui seront produites à la suite de ce travail pourront être considérées comme les cartes minéralogiques globales finales issues des données OMEGA.

Nous nous intéresserons ici à deux aspects de la surface martienne, son caractère volcanique avec la répartition globale des minéraux mafiques pyroxène et olivine, et son caractère oxydé avec la répartition globale des phases ferriques : l'ion Fe^{3+} et les oxydes ferriques nanophases qui composent la poussière martienne. La distribution globale des minéraux hydratés a été étudiée à partir des instruments CRISM et OMEGA par *Carter* [2011] et ne sera donc pas étudiée ici.

La répartition globale du pyroxène et des phases ferriques ayant déjà été étudiée par le passé avec les instruments TES et OMEGA, ce travail s'est porté plus spécifiquement sur les étapes de sélection des données, de détection et de cartographie mises en place pour la conception de ces cartes. En effet, étant construites à partir de plus de 3 années martiennes d'observations, elles nécessitent de prendre en compte dans leur construction les défaillances et anomalies instrumentales ainsi que les aléas du climat martien qui montrent de grandes variations intra- ou interannuelles qui vont influencer la détection des minéraux.

Nous verrons cependant que les données supplémentaires acquises depuis 2007 vont permettre d'augmenter de façon considérable le nombre de détections d'olivine, nous donnant une nouvelle vision de la distribution globale de ce minéral à la surface de Mars. L'analyse globale de cette distribution nous permettra de mettre en avant des contextes géologiques précis dont l'étude détaillée fera l'objet du chapitre suivant.

La première partie de ce chapitre sera dédiée à la description de l'instrument OMEGA, de ses données et de leur traitement, ainsi qu'aux artéfacts instrumentaux qu'il faudra prendre en compte dans la sélection des données qui fera l'objet de la deuxième partie de ce chapitre. Les troisième et quatrième parties présenteront respectivement les critères spectraux utilisés pour la détection des minéraux et la méthode de cartographie. Les résultats et en particulier ceux issus de l'analyse globale de la carte d'olivine seront présentés dans la dernière partie.

3.1 OMEGA : Instruments et données

3.1.1 L'instrument OMEGA

OMEGA est en orbite autour de Mars à bord de la sonde Mars Express depuis janvier 2004. La mission Mars Express est la première mission de l'Agence Spatiale Européenne vers la planète Mars et a été décidée à la suite de l'échec de la sonde Mars'96. Cette mission est une mission à bas coût et au développement rapide, d'où son nom. Elle a reposé sur la réutilisation des modèles de rechange de quatre instruments originellement à bord de la mission Mars'96 dont OMEGA qui est donc construit à partir de technologies ayant plus de 15 ans.

La durée nominale de la mission était d'une année martienne, soit 687 jours, pour permettre une observation globale de la planète et une couverture complète des saisons martiennes. OMEGA observe cependant la surface de Mars depuis maintenant plus de 4 années martiennes permettant de mettre en évidence les propriétés globales de la surface de Mars mais aussi leurs évolutions.

Mars Express est placé sur une orbite quasi-polaire (inclinaison de 86.6°), très elliptique, et d'altitude variant de 260 km au périgée à 11500 km à l'apogée en un peu moins de 7 heures permettant à OMEGA et aux autres instruments d'effectuer des observations de la surface à basse et haute résolution spatiale. En raison du champ gravitationnel de Mars, le périgée de Mars Express effectue une précession en latitude de 20° par mois environ permettant de faire varier la latitude observée à haute résolution spatiale. L'orbite de Mars Express est calculée pour être en résonance avec la rotation martienne. Un léger décalage à la résonance a été introduit pour que la dernière orbite vienne se positionner juste à côté de la première afin d'assurer la continuité spatiale des observations et la couverture de la surface martienne.

L'instrument OMEGA est un imageur hyperspectral visible et proche infrarouge. Les imageurs hyperspectraux ont pour caractéristiques de prendre des images de la surface à 3 dimensions, 2 dimensions spatiales dont l'unité est le pixel et une dimension spectrale composée de 352 canaux spectraux ou « spectrum elements » (spectels), qui seront décrits plus en détail dans la section suivante. OMEGA couvre le domaine 0.36-5.2μm avec plus de 300 canaux spectraux lui procurant une résolution spectrale entre 7 et 20 nm. De par son orbite, sa résolution spatiale va varier entre 0.3 et 5 km suivant sa distance à la planète.

Le domaine visible et très proche infrarouge est couvert par l'instrument VNIR (Visible and Near InfraRed), qui va de 0.36 à 1.07 μm tandis que le domaine proche infrarouge est couvert par l'instrument SWIR (Short Wavelenght InfraRed), qui va de 0.93 à 5.2 μm. La taille des observations obtenues avec les détecteurs de ces deux instruments selon l'axe perpendiculaire à l'avancé du satellite est de 128 pixels au maximum. Le champ de vue individuel (IFOV) de chaque élément de détecteurs est égal à 1.2 mrad, ce qui confère un champ

de vue total maximum de 8.8° à OMEGA. Ces deux instruments sont coalignés pour observer la même ligne de visée.

L'instrument SWIR couvre le domaine de longueur d'onde [0.93-5.2]. Il possède un télescope Cassegrain qui renvoie la lumière, séparée en deux faisceaux par un filtre, vers deux spectromètres qui eux-mêmes la renvoient vers deux détecteurs : le détecteur SWIR-C (appelé par la suite voie C) qui couvre le domaine [0.93-2.7] et le détecteur SWIR-L (appelé par la suite voie L) qui couvre le domaine [2.6-5.2]. Cette séparation en deux détecteurs est nécessaire pour obtenir une bonne réponse photométrique sur l'ensemble des longueurs d'onde.

Ces deux détecteurs sont des barrettes de InSb de 128 éléments qui permettent d'acquérir un spectre de 128 spectels pour un pixel à chaque temps de pose. Les détecteurs fonctionnent en mode « whisk broom » : un miroir de balayage permet d'observer une ligne de surface, pixels après pixels, par un mouvement perpendiculaire à l'avancée du satellite donnant la dimension spectrale et une des dimensions spatiales. La deuxième dimension spatiale étant obtenue par l'avancée du satellite. Pour ce balayage, il faut tenir compte de la vitesse du satellite : en effet, plus la sonde est proche de la surface, et donc du périastre, plus la vitesse de défilement du satellite au-dessus de la surface est élevée. Si on veut obtenir une image de la surface complète et sans recouvrement (ou espace), il faut ajuster le nombre de pixels acquis à la vitesse du satellite, et donc à son altitude (Figure 35). Le détecteur SWIR possède ainsi 4 modes de fonctionnements différents, ayant des résolutions spatiales allant de 300m à 5km ou plus par pixel, et correspondants à une observation de 16, 32, 64, ou 128 pixels de large (appelés mode 16, mode 32, mode 64 et mode 128 dans la suite, Tableau 2)

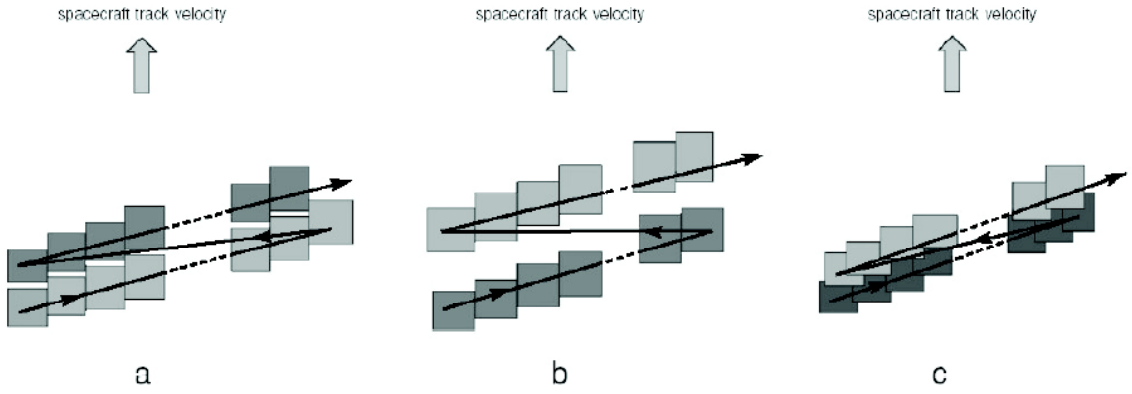


Figure 35. Illustration de l'acquisition en mode "Wisk broom" utilisé par SWIR. a) Cas d'un échantillonnage spatial nominal. B) cas de sous-échantillonnage spatial, une partie de la surface n'est pas observée à cause d'un défilement trop rapide du satellite. C) cas de sur- échantillonnage spatial, une même zone de la surface est observée par plusieurs pixels à cause du défilement trop lent du satellite

Tableau 2. Nombre de pixels acquis par le détecteur SWIR en fonction de l'altitude pour les observations utilisées dans cette thèse.

Altitude de Mars Express	Nombres de pixels acquis	Champs de vue	Taille du pixel au sol
250 à 450 km	16	1.1°	300-550m
450 à 900 km	32	2.2°	550-1080m
900 à 1500 km	64	4.4°	1080-1800m
1500 à 4000 km	128	8.8°	1800-4800m

Dans certains cas de vitesse relative satellite/surface très faible (mode 128), plusieurs observations (2 ou 4) peuvent être menées successivement sur la même région. Ces

observations seront sommées lors de la réduction des données pour augmenter le rapport signal sur bruit. Pour une performance optimale, le détecteur SWIR doit être maintenu à une température inférieure à 80K. Le temps d'exposition pour chaque observation est de 2.5 ms ou 5 ms pour les voies C et L.

L'instrument VNIR utilise un télescope qui renvoie l'image observée dans la fente d'un spectromètre. La lumière est alors dispersée le long de chaque colonne de la matrice CCD qui sert de détecteur. Le détecteur VNIR fonctionne en mode « push broom », c'est-à-dire que ce détecteur acquiert simultanément les spectres d'une ligne de 128 pixels sur la surface. Cette matrice comporte donc une dimension spatiale et une dimension spectrale. Chaque ligne étant une image de la fente à différentes longueurs d'onde et chaque colonne le spectre d'un point de la fente. La deuxième dimension spatiale est ici aussi apportée par le défilement du satellite sur la surface.

Il faut cependant préciser que la matrice CCD est en fait une matrice de 384x288 pixels, 384 correspondant à la dimension spatiale et 288 à la dimension spectrale. Chaque carré de 9 éléments de cette matrice est généralement sommé afin d'obtenir une matrice de 128x96 et d'avoir le même champ de vue que le détecteur SWIR. Cela permet aussi d'améliorer le rapport signal sur bruit. La résolution spectrale de VNIR est alors de 7.5 nm. Suivant le mode d'observation de SWIR (nombre de pixels acquis de 16, 32, 64 ou 128) on ne retransmet que les pixels au centre de la matrice CCD. Le temps d'exposition pour chaque observation est, dans le cas du détecteur VNIR, de 50,100 ou 200 ms.

Une description plus détaillée de ces deux instruments est disponible dans *Bibring et al.,* [2004].

Pour un fonctionnement optimal, la voie C d'OMEGA doit être refroidie à une température inférieure à 80K par un cryorefroidisseur. Une lente dégradation de ce système de refroidissement est observable à partir de 2009 qui s'accélère à partir de début 2010. À partir d'avril 2010, le refroidissement de la voie C prend quelques minutes de plus que son temps nominal ce qui entraîne une dégradation des données dans les premières lignes de l'orbite. À la fin du moins d'août, le cryorefroidisseur entraine un pic de courant dans les circuits électrique qui conduit la sonde spatiale à désactiver l'instrument OMEGA. Pour éviter que tout l'instrument OMEGA ne soit endommagé par les problèmes liés à la voie C, celle-ci ne sera pas remise en marche par la suite. Les voies Visible [0.3-1.07μm] et L [2.6-5.2 μm] continuent à fonctionner normalement et à observer la surface de Mars, son atmosphère et ses satellites. La réponse photométrique de la voie C à une lampe d'étalonnage en fonction des orbites OMEGA est illustrée sur la Figure 36 et montre que la réponse photométrique de la voie C est stable jusqu'aux orbites 8000 et devient nulle à partir de l'orbite 8485.

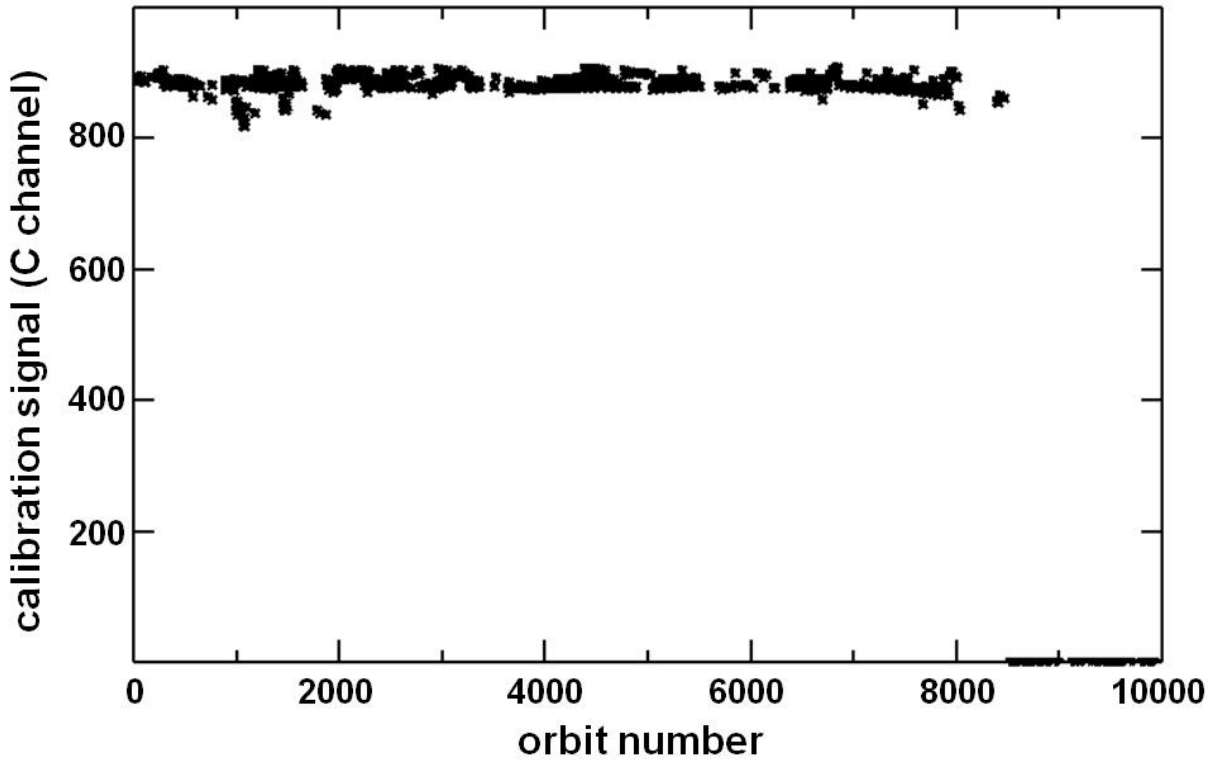


Figure 36. Réponse photométrique de la voie C, au niveau du spectel 102, à la lampe d'étalonnage présente à bord de l'instrument. Des tests d'étalonnages sont effectués au début de chaque orbite.

3.1.2 Les données OMEGA

Les données acquises par OMEGA sont compressées par le logiciel de bord puis transmises vers la Terre lors d'une configuration favorable de Mars Express. Ces données sont stockées à l'IAS ainsi qu'à l'ESA où elles sont disponibles au format PDS (Planetary Data System ; format standard des données planétaires) sur le site http://www.rssd.esa.int/psa

Ces données sont classées par le numéro de l'orbite pendant laquelle elles ont été acquises, et le numéro de l'observation pendant l'orbite (chaque changement de mode d'observation entraîne la création d'un nouveau fichier, il peut y avoir jusqu'à 7 changements de mode pour la même orbite). Chaque observation comporte deux fichiers : un contenant les données (.QUB), et l'autre contenant des informations sur l'observation servant à la situer dans l'espace et le temps (.NAV), dites données géométriques. La description détaillée du contenu de ces deux fichiers est disponible dans l'EAICD (OMEGA Experiment Archive Interface Control Document) d'OMEGA et les points important pour cette thèse seront résumés ci-dessous.

Les données brutes OMEGA sont des spectres délivrant une valeur en unités arbitraires (Digital Units, DU) pour chaque spectel qu'il faudra transformer en intensité spécifique puis en réflectance avant de pouvoir être utilisées à des fins scientifiques.

Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, les imageurs hyperspectraux ont la caractéristique de prendre des images de la surface en 3 dimensions, deux dimensions spatiales (X et Y) et une dimension spectrales (λ) combinées en un cube de données (X, λ, Y) illustré sur la Figure 37 et qui peut être vu de 2 façons : une série d'images acquises à différentes longueurs d'onde, ou une image avec un spectre pour chaque pixel. La dimension Y est dans la direction de défilement du satellite, elle a un nombre de lignes variable ; la dimension X est dans la direction perpendiculaire au défilement du satellite et comporte un nombre de colonnes variant entre 16, 32, 64 ou 128 ; λ est la dimension spectrale composée de 352 spectels couvrant le domaine de

longueur d'onde [0.36 ;5.02] : les 255 premiers spectels sont les données infrarouges (128 de 1.0 à 2.7μm et 128 de 2.7 à 5.2 μm) et les 96 derniers les données visibles.

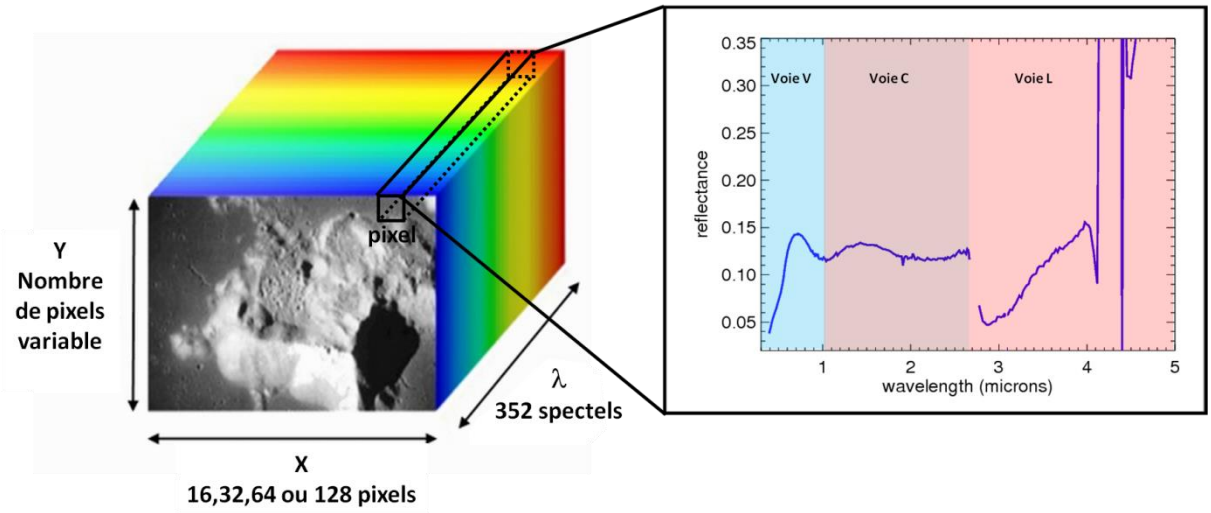


Figure 37. Illustration d'un cube hyperspectral : une image de la surface à chaque longueur d'onde ou un spectre pour chaque pixel de l'image.

La radiance reçue par chaque pixel et chaque spectel des détecteurs OMEGA est délivrée par les détecteurs en Digital Numbers (DN) et sera convertie en réflectance à la suite de plusieurs étapes décrites dans la suite. En plus de ces données, chaque cube contient des informations sur les conditions instrumentales lors de l'acquisition de chaque pixel (« backplane ») comme la température des détecteurs et spectromètres ou la tension du courant dans les circuits. Il contient également le niveau de précharge initial des détecteurs (voir section 3.1.3), qui est acquis une fois par ligne dans les mêmes conditions que les observations, mais avec le cache d'entrée fermé.

Au début de chaque orbite pour la voie C et L et au début de chaque cube pour la voie visible, l'instrument effectue des mesures d'étalonnage. Ces mesures ont pour but d'évaluer la réponse photométrique des détecteurs à un éclairement par une lampe d'étalonnage interne, et de vérifier sa stabilité par rapport à celles effectuées au sol avant le lancement. De façon pratique, cette mesure est obtenue en fermant le cache d'entrée de l'instrument et en faisant diffuser la lumière de la lampe d'étalonnage dessus. Ces mesures pour la voie C, pour une longueur d'onde et pour toutes les orbites, sont présentées sur la Figure 36 et montrent que la réponse photométrique de la voie C est stable durant les 8000 premières orbites.

L'en-tête de ces fichiers cubes (.QUB) présente des informations générales sur les données acquises lors de l'observation, comme l'heure et la date de début d'observation, le mode d'acquisition, les voies utilisées (Vis, C, L), le nombre de lignes de l'observation, le temps d'exposition, le nombre d'observations sommées ou encore des indices sur la qualité de l'observation qui serviront lors des étapes de traitement et de sélection des données.

Les cubes de données spectrales sont accompagnés d'un fichier de données géométriques (.NAV) contenant toutes informations nécessaires pour situer ces données dans l'espace et le temps. Ces fichiers sont fournis sous la même forme que les fichiers de données, un en-tête et un cube de données géométriques.

L'en-tête contient les informations générales sur les conditions d'observation qui peuvent permettre de faire une présélection des données en fonction de la région et de la période étudiée. On y trouve ainsi les latitudes et longitudes limites de l'observation, la distance

du satellite à la planète au moment de l'acquisition, la longitude solaire qui permet de situer l'observation dans l'année martienne, ainsi que le mode de pointage du satellite.

Le cube de données géométrique est formé de deux dimensions spatiales, les mêmes que le cube de données spectrales X et Y, et d'une dimension supplémentaire contenant les 51 paramètres géométriques enregistrés pour chaque pixel de l'observation.

On y trouve ainsi les coordonnées en latitude et longitude du centre de chaque pixel ainsi que son altitude (données de MGS/MOLA). Les coordonnées des 4 coins du pixel sont aussi données et serviront à projeter les observations sur une carte.

Ce cube nous fournit également les informations sur les conditions d'observations qui serviront dans le calcul de la réflectance, mais également dans la sélection des données : l'angle d'incidence (i) et d'émergence (e) des rayons du soleil avec la normale à la surface locale qui permet de prendre en compte le relief de la surface observé. Nous verrons que dans certains cas il sera utile de s'affranchir des effets de ce relief, nous utiliserons dans ce cas-là l'incidence et l'émergence par rapport à la normale à l'ellipsoïde de référence martienne, constitué par les isopotentielles du champ de pesanteur indépendant du relief. L'angle de phase entre le rayonnement incident et le rayonnement réfléchi est également fourni.

Ces données sont fournies indépendamment pour les 3 voies, celles-ci ne regardant pas toujours exactement au même endroit.

3.1.3 Réduction des données : obtention d'un spectre de réflectance

Afin de pouvoir calculer les critères spectraux qui seront par la suite cartographiés, il est nécessaire de passer des données brutes délivrées par les détecteurs aux données de réflectance. La première de ces étapes consiste en la conversion des données brutes qui n'ont pas de sens physique en une intensité spécifique. Une fois l'intensité spécifique obtenue, l'objectif est alors d'en isoler la composante surfacique. Il faudra pour cela la corriger des deux autres composantes qui entrent en jeu : la composante solaire et la composante atmosphérique. L'ensemble de ces étapes, qui sont décrites plus en détail ci-dessous, est regroupé dans un logiciel écrit un IDL, développé à l'IAS par Yves Langevin [*Langevin et al., 2005*]. Les spectres issus de ces 3 étapes, du spectre brut au spectre de réflectance, sont illustrés sur la Figure 38.

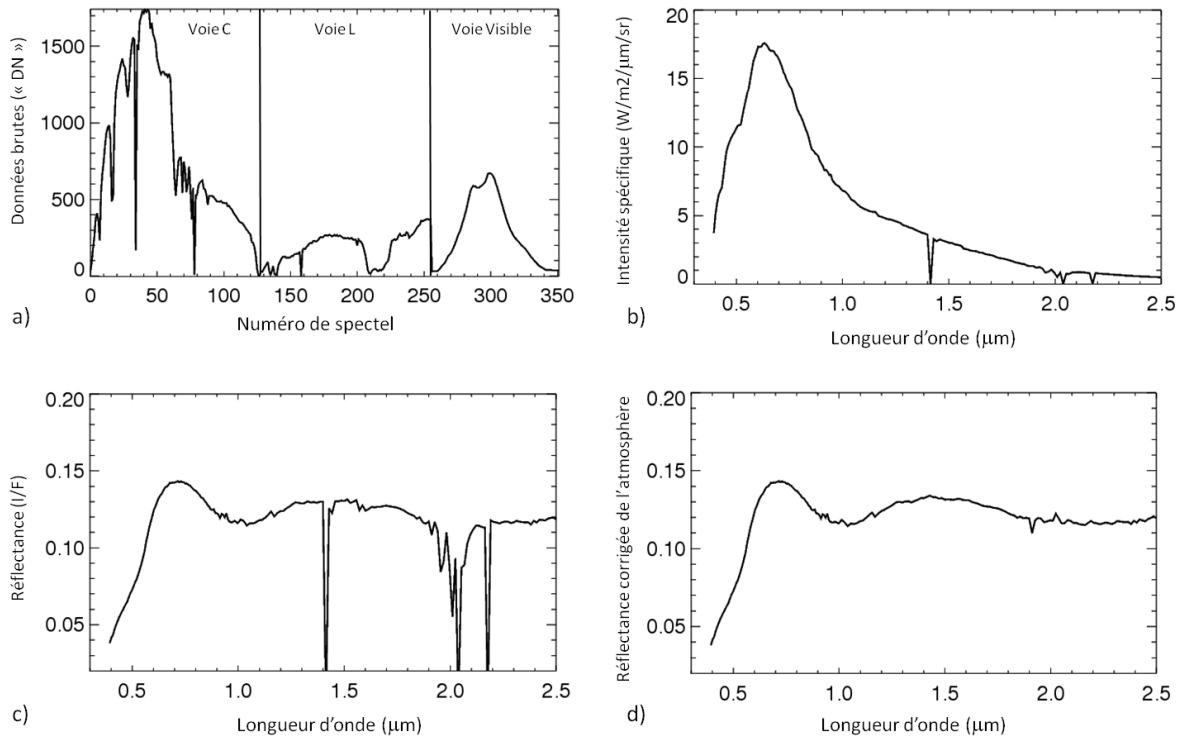


Figure 38. Illustration des différents spectres obtenus après chaque étape de la réduction des données. a) spectre brut ; b) spectre d'intensité spécifique obtenu après la division par la fonction de transfert; c) spectre de réflectance (I/F) après division par le spectre solaire et du cos(i); d) spectre de réflectance corrigé des absorptions atmosphériques et des spectels défectueux (voir section 3.1.4).

L'unité arbitraire (DN), dans laquelle sont délivrées les données, est liée au nombre de photons reçu par le détecteur lors de l'observation. De façon plus précise, chaque élément (ou spectel) de chaque détecteur est chargé au début de l'observation et chaque photon qu'ils captent diminue ce niveau de précharge. Le spectre de données brutes est directement la soustraction des deux.

La transformation des données brutes en intensité spécifique se fait de façon pratique en divisant les données brutes par la fonction de transfert de l'instrument. Cette fonction de transfert correspond à la réponse de l'instrument à une intensité spécifique donnée présentée à l'entrée de l'instrument, et permet donc de relier simplement les deux. Cette fonction de transfert a été mesurée avant le lancement, lors de l'étalonnage radiométrique de l'instrument, à l'aide de plusieurs corps noir à différentes températures [*Bonello et al., 2004*].

La fonction de transfert visible n'est mesurée que pour la colonne centrale de la matrice CCD. Cette fonction pouvant varier d'une colonne à l'autre, la matrice CCD est au préalable corrigée grâce à un flat [*Bellucci et al., 2006*]. La première fonction de transfert utilisée créait une fausse bande entre 0.75µm et 0.9µm. Cette fonction a été récemment améliorée afin de corriger cet effet systématique [*Carozzo et al., 2012*]. La comparaison entre les spectres obtenus avec l'ancienne et la nouvelle fonction de transfert est illustrée sur la Figure 39.

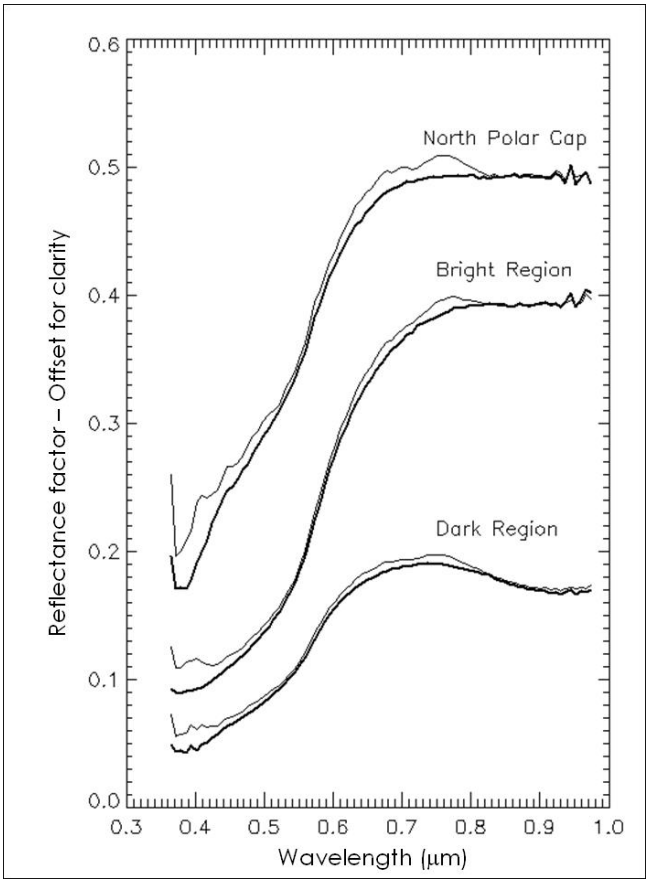


Figure 39. Exemple de spectres obtenus avec l'ancienne fonction de transfert (trais fins) et la nouvelle fonction de transfert (trais épais). On observe très clairement la disparition de la fausse bande d'absorption entre 0.75μm et 0.95μm sur les spectres utilisant la nouvelle fonction de transfert.

Cette fonction de transfert est illustrée sur la Figure 40. On peut observer qu'elle n'est pas constante et varie fortement en fonction de la longueur d'onde. Ces variations sont les témoins de la sensibilité, à l'intensité et aux différentes longueurs d'onde, des optiques, des détecteurs et différents éléments qui sont sur le trajet du rayonnement. Les bords des détecteurs sont par exemple généralement moins sensibles que le centre et les premiers et derniers spectels des spectres présenteront donc souvent un signal sur bruit plus faible et seront donc à éviter dans le calcul des critères spectraux.

À noter que cette fonction de transfert ne dépend pas de l'observation, mais uniquement de l'instrument, la même fonction de transfert sera donc appliquée à toutes les données de manière identique. Les données d'étalonnages faites au début de chaque orbite sont là pour vérifier la stabilité radiométrique de cette fonction de transfert avec le temps.

En plus de la division par la fonction de transfert, il est nécessaire de s'affranchir des diffractions de second ordre du réseau qui viennent se superposer aux ordres fondamentaux. À cette fin des filtres ont été implantés dans l'instrument. Au niveau de la voie C, la juxtaposition des filtres créée un minimum local influençant plusieurs spectels à 1.85 qu'il faudra donc éviter d'utiliser dans la suite. En dépit des filtres, les lumières du second ordre viennent contaminer celle du premier ordre à partir de 0.95μm sur la voie visible, les spectres de longueurs d'onde supérieures seront donc également à éviter.

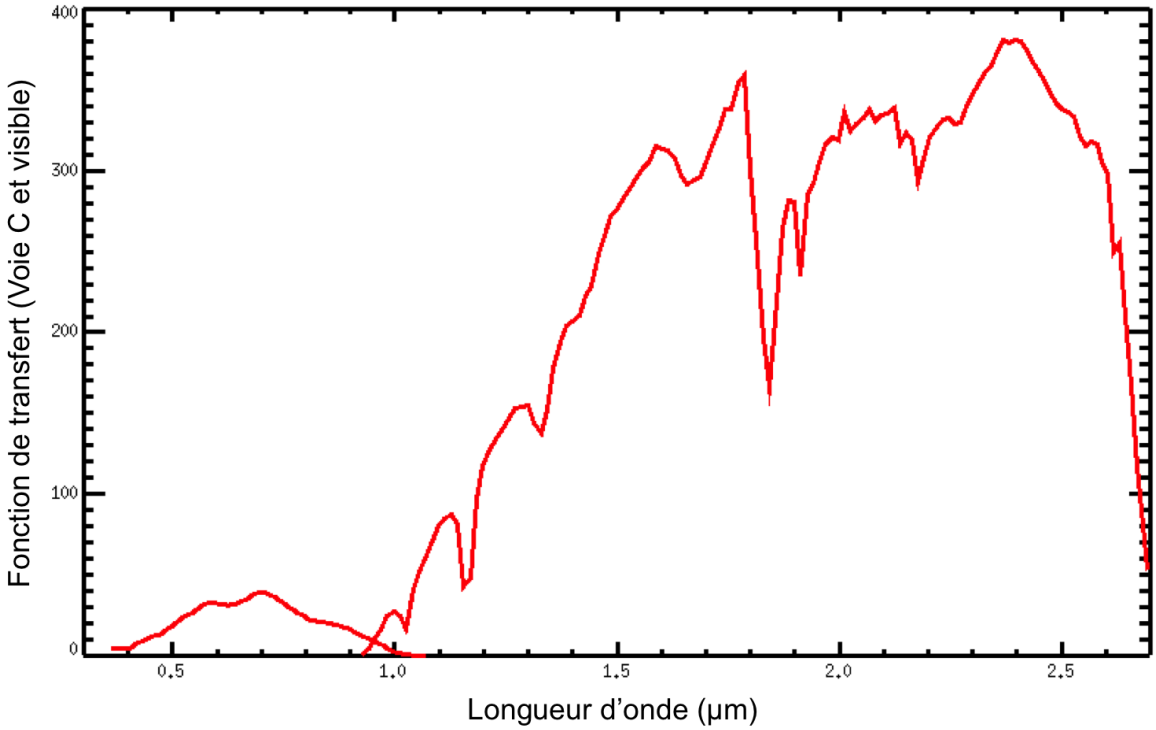


Figure 40. Fonction de transfert instrumentale (ITF) des voies visibles et C de l'instrument OMEGA mesurée lors de l'étalonnage radiométrique de l'instrument avant son lancement. Cette courbe permet de convertir les valeurs brutes délivrées par les détecteurs en intensité spécifique reçue à l'entrée de l'instrument.

Afin que les données soient complètement utilisables à des fins scientifiques, il faut relier chaque spectel à une longueur d'onde. Cette correspondance est obtenue lors de l'étalonnage spectral de l'instrument, qui se fait également avant le lancement, et qui consiste à mesurer l'intervalle spectral dans lequel chaque spectel acquiert le signal électromagnétique et en particulier sa longueur d'onde centrale, permettant ainsi d'obtenir les spectres en fonction de la longueur d'onde. Ces mesures d'étalonnages se font en plaçant devant l'instrument une source quasi monochromatique, de longueur d'onde réglable.

Le spectre final d'intensité spécifique obtenu à la suite de cette première étape est présenté sur la Figure 38b, il est maintenant totalement exprimé en données physiques et non instrumentales et peut déjà être exploité scientifiquement.

Nous avons vu dans la section 2.1 que pour remonter à la réflectance de la surface r(λ) il nous faut corriger l'intensité spécifique obtenue dans le paragraphe précédent par deux facteurs principaux : le flux solaire incident et les effets atmosphériques, la correction du premier permettant de ne garder que les informations provenant de Mars et celle du second d'isoler l'information provenant de la surface.

Le rayonnement réfléchi par la surface de Mars prenant sa source au niveau du soleil, le spectre d'intensité spécifique reçue par le satellite est en partie composé du spectre solaire (Figure 38b et équation 6) et va principalement agir sur le niveau absolu de l'intensité spécifique. Le spectre solaire choisi est le résultat d'une simulation de *Colina et al.,* [1996] qui représente le spectre solaire a 1 U.A (vue depuis la Terre). Afin d'isoler la composante du spectre liée à Mars, l'intensité spécifique précédemment obtenue sera donc divisée par le spectre solaire de *Colina et al.* (1996), qui est ramené à l'orbite de Mars en le divisant par la distance en U.A et ramené à la surface projetée en le multipliant par le terme cos(i). Cette opération permet d'obtenir ce qu'on appelle une réflectance i.e l'intensité spécifique reçue sur le flux solaire

incident, que l'on peut noter I/F. Un spectre de réflectance corrigé de la composante solaire est illustré sur la Figure 38c.

Nous avons vu dans la section 2.1.2 que les interactions entre l'atmosphère et le rayonnement se situaient principalement au niveau des gaz atmosphériques et des aérosols. La composante due à la diffusion et à l'absorption par les aérosols étant variable et très difficile à corriger, elle ne sera pas prise en compte dans la correction atmosphérique, mais fera cependant l'objet d'un filtre important lors de la sélection des données (voir section 3.2). Cette section sera donc consacrée à la correction des bandes d'absorption dues aux gaz atmosphériques. Les données visibles ne sont pas influencées par ces bandes d'absorption, elles ne seront donc pas corrigées de l'atmosphère.

Dans le cas où on ne considère que l'absorption par les gaz atmosphériques, le coefficient atmosphérique s'écrit:

$$I = I_0 \exp(-kl) \qquad \text{éq. 8}$$

Avec k le coefficient d'absorption de l'atmosphère qui dépend de la longueur d'onde, des molécules présentes et de leur densité et l le chemin parcouru dans l'atmosphère qui va dépendre de l'altitude et des angles d'incidence et d'émergence.

Si on considère le coefficient d'absorption de l'atmosphère $k(\lambda)$ constant sur toute la planète, les variations de profondeur entre les différentes bandes d'absorption atmosphériques ne changeront pas d'une observation à une autre. On peut alors facilement exprimer la transmission atmosphérique pour une observation donnée de trajet l, en fonction de la transmission atmosphérique connue entre le haut et le bas d'Olympus Mons de trajet L et notée T_{atm} (Figure 24), de la façon suivante :

$$\exp(-kl) = \exp(-kL)^{l/L} = [T_{atm}]^{expo} \qquad \text{éq. 9}$$

La correction de l'atmosphère revient alors juste à diviser le spectre de réflectance obtenu précédemment par le spectre de transmission atmosphérique T_{atm} modulé d'un exposant dépendant des chemins l et L traversés dans l'atmosphère. Cependant nous avons vu que le rayonnement pouvait subir de nombreuses réflexions et diffractions dans l'atmosphère rendant l'estimation de son trajet l compliqué. Cet exposant peut cependant être estimé simplement de manière empirique en utilisant la profondeur de bande à 2 µm due au CO_2. En effet, cette profondeur de bande peut s'exprimer comme suit $I(2\mu m)/I_0 = \exp(-k(2\mu m).l)$, d'où $k(2\mu m).l = -\ln(I(2\mu m)/I_0)$ avec I(2µm) l'intensité au fond de la bande et I_0 l'intensité du continuum. En divisant la profondeur de bande pour le chemin l par celle pour le chemin L on obtient alors :

$$expo = \frac{k(2\mu m).l}{k(2\mu m).L} = \frac{l}{L} = \frac{\ln(I_l(2\mu m)/I_{0l}(1.93\mu m))}{\ln(I_L(2\mu m)/I_{L0}(1.93\mu m))} \qquad \text{éq. 10}$$

Cet exposant peut alors se calculer de façon simple et rapide pour chaque pixel de chaque observation. Cela permet une correction automatique des absorptions atmosphériques pouvant s'appliquer de manière systématique, ce qui est très important quand on traite un grand nombre de données comme c'est le cas dans la construction des cartes globales. Un spectre corrigé de l'atmosphère selon ce processus est illustré sur la Figure 38d.

Cependant, nous avons vu que ce raisonnement était valable dans la condition où le coefficient d'absorption k pour chaque longueur d'onde soit fixe dans le temps, ce qui n'est pas toujours le cas, le rapport de volume entre la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone pouvant changer selon la saison et la latitude [*Encrenaz et al., 2005*] ainsi que selon l'altitude des couches traversée [*Smith et al., 2008*]. De plus, la saturation de certaines de ces bandes d'absorption, et

notamment celle à 2 μm du CO_2, ainsi que la présence de glace d'eau et de CO_2, qui présentent également des bandes d'absorption à 2μm, peuvent également jouer sur la profondeur de cette bande. Dans ces cas, la correction atmosphérique peut engendrer de fausses bandes ou des antibandes et il faut donc veiller, lors de la conception des critères spectraux, de ne pas utiliser des longueurs d'onde situées dans les bandes d'absorption atmosphériques.

3.1.4 Les artéfacts instrumentaux

Les sections précédentes ont décrit l'instrument OMEGA et ses différents détecteurs ainsi que les étapes pour obtenir un spectre de réflectance analysable physiquement à partir des données brutes. Ces détecteurs et autres parties de l'instrument OMEGA présentent cependant de petits défauts (ou défaillances) qui vont affecter les données délivrées et donc les spectres de réflectance. Certains de ces défauts peuvent rendre le spectre inutilisable, d'autres vont créer des artéfacts. Ces artéfacts sont d'autant plus importants à prendre en compte lors de la confection de cartes globales. En effet, ces cartes sont construites à partir d'un très grand nombre de données, et la détection, basée sur des critères spectraux, se fera donc de façon automatique sans vérification manuelle. Les valeurs des critères spectraux peuvent être modifiées par ces artéfacts, si elles deviennent supérieures au seuil, elles peuvent alors créer sur les cartes globales de fausses détections qui peuvent être interprétées comme la présence du minéral étudié. Les données affectées par ces défauts instrumentaux doivent donc être corrigées ou exclues du jeu de données utilisé dans la confection des cartes globales. Ces défauts ont été identifiés au fur et à mesure de la mission et sont présentés succinctement ici. Les effets de certains de ces défauts, ceux qui ne peuvent pas être corrigés et pour lesquels les données affectées devront être exclues du jeu de données, seront décrits plus en détail dans la section suivante, ainsi que les critères utilisés pour les détecter de manière automatique.

À cause de son vieillissement et principalement sous l'effet des rayons cosmiques, le détecteur de la voie C s'est dégradé au cours du temps. Cette dégradation engendre l'apparition de spectels défectueux dont le fonctionnement ne sera plus nominal, ils seront dits « morts » si leur intensité devient inférieure à 0.8 fois leur intensité nominale, « chauds » si elle se situe entre 0.8 et 0.95 fois leur intensité nominale. Le nombre de spectel défectueux augmente avec le temps et après 6 ans d'observations on compte 15 spectels « chauds » et 18 spectels « morts », ce qui laisse 95 spectels sur 128 au fonctionnement nominal (Figure 41). Lors de l'analyse des spectres, ces spectels sont simplement corrigés en faisant la moyenne de la réflectance des spectels voisins. Cependant, il est important de ne pas utiliser ces spectels dans les critères spectraux et certains devront donc être adaptés en fonction de l'orbite pour prendre en compte cette dégradation du détecteur.

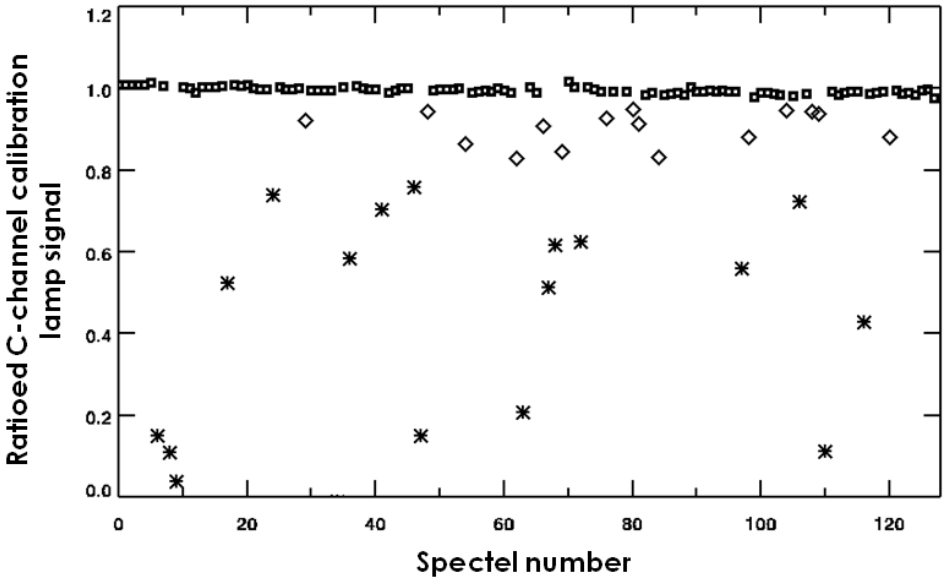


Figure 41. Intensités des spectels de la voie C éclairés par la lampe de calibration pour l'orbite 7801 (02/2010) normalisées par celles de l'orbite 6 (01/2004, début des observations). Après 6 ans d'observations, 15 spectels sont « chauds » (losanges) et 17 spectels sont « morts » (étoiles)

La voie C présente également un défaut de linéarité. En effet, elle ne répond pas toujours de la même façon en fonction de l'intensité lumineuse qu'elle reçoit, ce qui peut créer de fausses bandes d'absorption surtout dans le cas où la surface observée montre des variations importantes d'albédo. La correction de cet artéfact est cependant incluse dans le logiciel de traitement des données distribué aux Co-Investigateurs et il ne sera donc pas pris en compte dans la suite.

La voie visible présente aussi des artéfacts qui lui sont propres et dont les effets et les corrections utilisées sont décrits dans *Bellucci et al.,* [2006]. Ces artéfacts consistent entre autres en un pic d'intensité sur le spectel 24 de la voie visible, en la présence d'un bruit périodique dont l'origine n'est pas identifiée et à la contamination du second ordre. À l'exception de la contamination par le second ordre pour les longueurs d'onde supérieures à 0.95µm, ces artéfacts sont entièrement corrigés dans le logiciel de traitement des données.

Il existe un léger décalage entre la surface observée par le champ de vue IR et le champ de vue visible. Le même pixel pourra donc présenter un spectre dont la partie visible ne correspondra pas à la même zone de la surface que la partie IR. Pour cette raison, les critères spectraux utilisés pour la détection des minéraux ainsi que les cartes globales associées ne seront basés que sur une seule voie à la fois.

Parmi les artéfacts qui ne pourront pas être corrigés et qui entraîneront l'exclusion des données affectées, on trouve ceux engendrés par la saturation du détecteur de la voie C ou par une température de ce détecteur trop haute, ainsi que ceux produits à cause de déficiences électroniques ou télémétriques qui affecteront les 2 voies, visible et C.

3.2 Sélection des données

Les cartes globales présentées dans cette étude sont basées sur 3.6 années martiennes d'observations OMEGA, depuis la première observation en janvier 2004 jusqu'à la perte de la voie C en août 2010. Ces 3.6 années d'observations correspondent à l'intégralité du jeu de données OMEGA dans le proche infrarouge [1.0-2.7µm] acquis avec la voie C. Ils représentent 2047 orbites d'observations OMEGA (sur 8485 orbites de la sonde Mars Express), 9618 cubes de données et plus de 700 millions de spectres.

Cependant, parmi ces données, du fait des défauts et déficiences instrumentales, ainsi que des conditions et modes d'observations, toutes ne sont pas appropriées ou utilisables pour l'analyse systématique et la cartographie de la composition minéralogique de la surface de Mars.

Afin de ne sélectionner que les données pertinentes pour cette étude nous avons donc mis au point un processus de filtrage, décrit en détail dans la suite de cette section, et effectué selon 3 étapes distinctes : (1) Sélection des observations appropriées à la cartographie globale de minéralogie de surface, (2) exclusion des données affectées par les défauts et déficiences instrumentales, (3) exclusion des données affectées par des conditions atmosphériques et/ou surfaciques particulières présentes lors de l'observation.

La première étape consiste à exclure des observations entières dès le début. Les deux autres étapes détectent les données affectées pixel par pixel dans les observations sélectionnées par la première étape. Ces pixels ne seront pas pris en compte lors du processus de cartographie des critères spectraux (voir section 3.4).

3.2.1 Etape 1 : Sélections des observations

Cette étape consiste à sélectionner, parmi les 9618 observations acquises par OMEGA durant 3.6 années martiennes, celles qui sont appropriées à la cartographie de la minéralogie de surface de Mars. Cette sélection se base principalement sur le mode d'acquisition et la couverture spatiale des observations.

Ainsi nous n'utiliserons pas les observations avec une largeur de 16 pixels (mode 16), ces observations ont en effet une très bonne résolution spatiale mais une couverture spatiale trop faible (<6km) pour contribuer de façon significative à la cartographie globale.

Ensuite, nous ne gardons que les observations acquises au NADIR i.e qui pointent vers la surface (angle d'émergence < 15°) et de jour.

Certaines observations ne sont acquises qu'avec la voie visible (et éventuellement la voie L), la voie C étant éteinte. Etant donné que le spectre dans l'infrarouge proche est nécessaire pour estimer la présence de glace d'eau ou de CO2 à la surface (voir section 3.2.3.1), ces observations ne pourront pas être utilisées même pour les minéraux qui sont détectés dans le visible comme les oxydes de fer, elles sont donc exclues du jeu de données.

Si la température du miroir de balayage est trop froide (<17°) elle affecte son mouvement en particulier en mode 128. Il a donc été rajouté des cubes dit de chauffage (en mode 64) pendant le refroidissement des détecteurs. Ces cubes ne sont pas utilisables et seront donc également exclus.

Les informations nécessaires à cette sélection sont en grande partie données dans l'entête du fichier de données .QUB. On y trouve le mode de pointage (« POINTING MODE ») qui permet de savoir si l'observation est acquise au nadir ou non, les dimensions de l'observation pour exclure les modes 16 et les voies utilisées pour l'observation (« COMMAND_DESC », les 2 derniers chiffres du 4ème groupe de commandes 050000XX sont « EF » quand toutes les voies sont en fonctionnement, « 80 » quand seule la voie visible est allumée et « C7 » quand la voie visible et la voie L fonctionnent). Les cubes de chauffages correspondent aux premiers cubes des orbites (cube 0) et sont acquit en mode 64 avec un nombre de bits par données de 1.0 (« INST_CMPRS_RATE » = 1.0), ces caractéristiques permettent de les reconnaître parmi les autres cubes et de les exclure. Enfin, nous utilisons les angles d'incidences fournis dans le cube de données géométriques .NAV afin de détecter les observations acquises de nuit, toutes les observations avec une incidence minimale supérieur à 90° seront exclues.

Le nombre d'observations exclues par chaque condition est donné dans l'histogramme de la Figure 42. On peut observer que la plupart des observations sont exclues car elles sont ne sont pas acquises au nadir ou parce qu'elles ont une couverture spatiale trop faible (mode 16). Il

faut noter que le nombre final d'observations exclues n'est pas égal à la somme des observations exclues par chaque condition, chaque observation pouvant vérifier plusieurs conditions à la fois. Après cette étape de sélection, notre jeu de données se compose de 6653 observations soit plus de 400 million de pixels ce qui représente ~56% du jeu de données initiale.

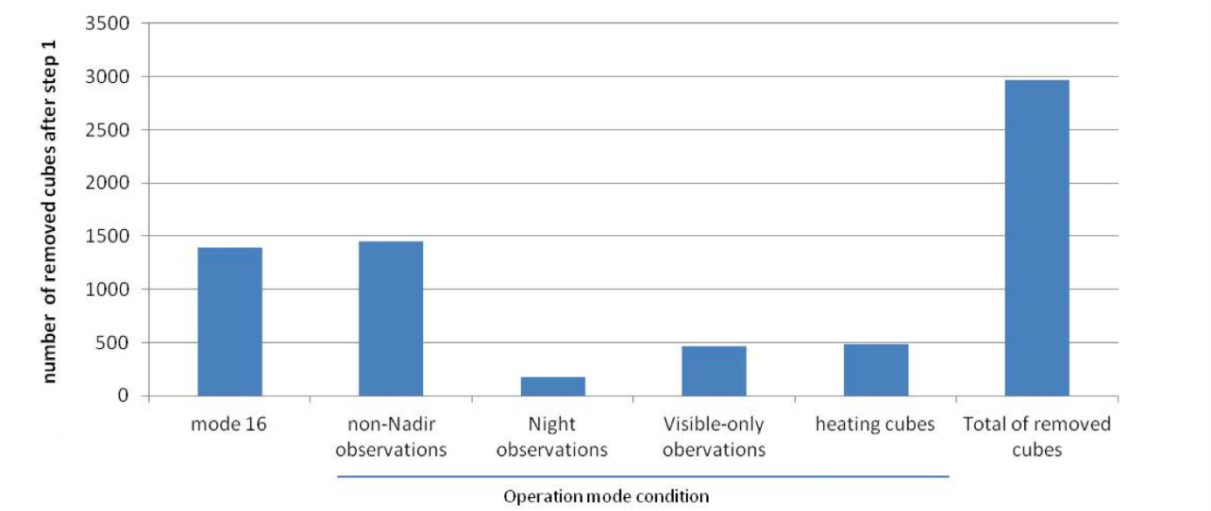


Figure 42. Histogramme représentant le nombre d'observations exclues par chacune des conditions de l'étape 1 de la sélection des données. A noter que le nombre total d'observations exclues par cette étape n'est pas égale à la somme des observations exclues par chaque condition, chaque observation pouvant vérifier plusieurs conditions à la fois.

3.2.2 Etape 2 : Exclusion des données affectées par les problèmes instrumentaux

Cette seconde étape de filtrage consiste à exclure les spectres affectés par des anomalies instrumentales. Nous avons vu dans la section 3.1.4 que certains de ces problèmes entraînaient des effets qui pouvaient être corrigés, les données affectées pourront donc être conservées pour l'analyse de la surface. Les problèmes dont les effets ne peuvent pas être corrigés entraîneront par contre l'exclusion des données qu'ils affectent. Ces problèmes consistent en de la saturation au niveau du détecteur de la voie C, une température de ce détecteur trop haute, ainsi que des déficiences électroniques ou télémétriques. Leurs effets sur les données, ainsi que les moyens utilisées pour les détecter, feront l'objet des sections suivantes.

3.2.2.1 Saturation du détecteur de la voie C

Pour certaines observations, le nombre de photons est tel que le niveau de précharge du détecteur peut être réduit à sa valeur minimale pour certains spectels (350 DN pour le détecteur de la voie C) comme le montre la Figure 43c, ont dit alors que ces spectels sont saturés. Bien que les paramètres des observations OMEGA soient programmés pour éviter ces problèmes de saturation, en particulier par leur temps d'exposition, ces problèmes peuvent intervenir pour certaines observations plus émettrices de photons que prévu, à cause d'un albédo particulièrement élevé ou d'une pente orientée vers le soleil. On peut observer sur les données brutes que les spectels les plus atteints par cette saturation sont situés autour de 1.5µm (Figure 43a) . Ceci s'explique par le fait que ce sont les spectels où le détecteur est le plus sensible. Sur les spectres de réflectance, cette saturation engendre l'apparition d'une bande d'absorption artificielle à 1.5µm qui peut être interprétée à tort comme étant de la glace d'eau et peut affecter la valeur des critères spectraux (Figure 43b).

La plupart des spectres saturés seront naturellement enlevés en même temps que la glace d'eau (voir section 3.2.3.1). Cependant afin de séparer les contributions des deux effets nous avons établi un critère afin de détecter les effets de saturation indépendamment de la présence de glace d'eau à la surface. La valeur minimale délivrée par les détecteurs après la diminution de leur niveau de précharge par les photons étant de 350 DN, tous les spectels atteignant cette valeur sont saturés. Etant donné que le comportement du détecteur peut devenir non-linéaire un peu avant cette saturation, ont choisit d'exclure tout les spectres pour lesquels au moins 5 spectels (non « mort » ou « chaud ») montrent une valeur inférieure à 400 DN. Le niveau de charge du détecteur après l'observation, sur lequel est basé ce critère, peut être obtenu en soustrayant les données brutes fournies par les détecteurs au niveau de précharge initial fournit dans le « backplane» des données.

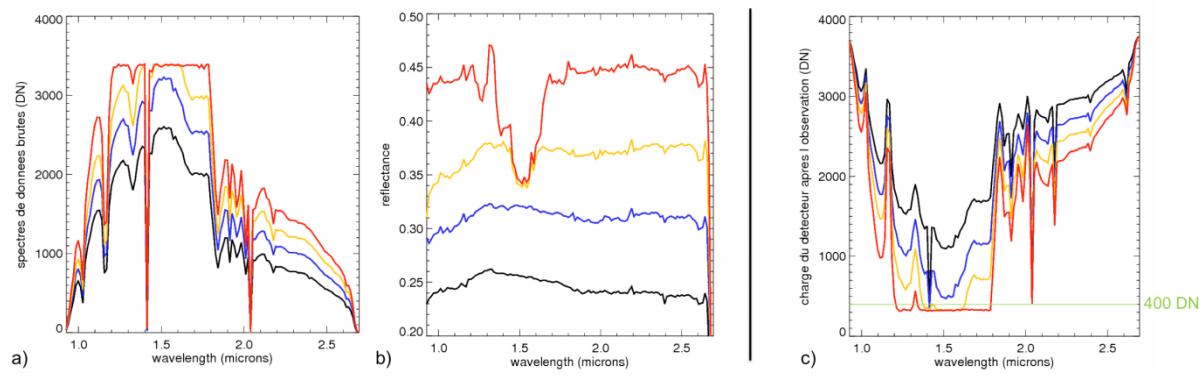


Figure 43. Illustration du phénomène de saturation sur les données brutes (a) et les spectres de réflectance (b). Le niveau de précharge du détecteur après l'observation sur lequel se base le critère pour détecter la saturation est illustré en (c) avec le niveau de 400DN marqué par une ligne horizontale verte. Pour chaque image, les spectres noir et bleu ne sont pas saturés, les spectres jaunes et rouges sont saturés et montrent des fausses bandes à 1.5µm sur leurs spectres de réflectance.

3.2.2.2 Température du détecteur non nominale

Il peut arriver que des observations commencent alors que le détecteur n'est pas encore dans sa température nominale (<80K, soit -193,15°C). Dans ces conditions la fonction de transfert présentée dans la section 3.1.3 n'est plus adaptée aux données et les intensités spécifiques obtenues seront erronées. La température du détecteur pour chaque pixel de l'observation est donnée dans le « backplane » du cube de données. Tous les pixels présentant une température supérieure à -194°C seront exclus.

3.2.2.3 Colonnes défectueuses

A partir de l'orbite 511, un artéfact instrumental appelé « spurious spectels » apparaît dans les spectres des observations obtenues en mode 128. Pour les pixels appartenant aux colonnes 80 à 95 inclus, les spectres associés présentent un pic anormal d'intensité tous les 32 pixels. Entre les lignes paires et les lignes impaires d'une observation, la position des pics est décalé de 16 spectels comme l'illustre la Figure 44a. Ces artéfacts sont dus à des déficiences dans le module électronique d'OMEGA (« Main electronic », (ME)) et affectent donc toutes les voies visibles et IR. Entre l'orbite 2124 et 3283 cet artéfact s'étend aux pixels 67 à 127, rendant difficilement utilisable dans un cadre systématique la deuxième moitié des observations acquises en mode 128.

Si le calcul d'un critère spectraux utilise un ou plusieurs de ces spectels défectueux, cet artéfact est propagé sur les cartes minéralogiques comme l'illustre la Figure 44b.

De façon pratique, il est possible de corriger ces spectels en effectuant une correction approchée par interpolation entre les spectels correspondant des lignes adjacentes, ou entre les spectels voisins de la même ligne. Cependant, étant donné la grande couverture globale atteinte sans prendre en compte ces données défectueuses (voir section 3.5.1) et pour éviter de calculer les critères spectraux à partir de données « approximatives », nous avons décidé de ne pas utiliser ces données dans la construction des cartes globales. Les colonnes 80 à 95 pour toutes les observations depuis l'orbite 511 et les colonnes 67 à 127 pour les observations acquises entre les orbites 2124 et 3283 seront donc exclus du jeu de données.

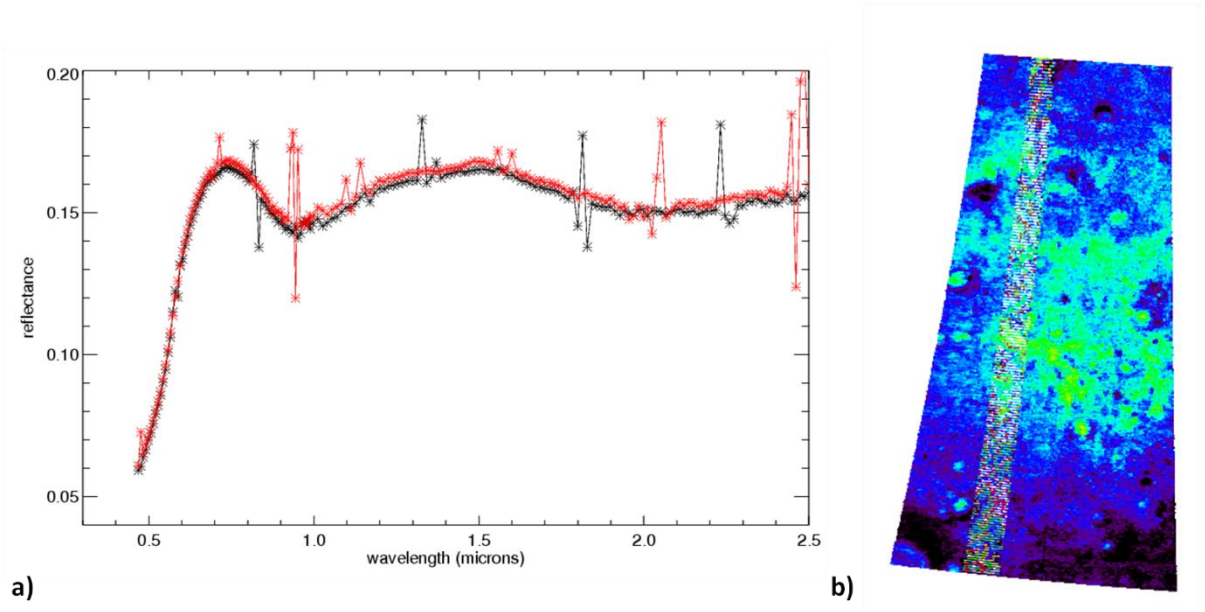


Figure 44. Illustration de l'effet des « spurious pixels » sur les spectres (a) des lignes paires (noire) et impaires (rouge) et sur la carte du critère de pyroxène (b) (ORB1464_3).

3.2.2.4 Données manquantes (« data gaps »)

Certaines observations montrent des interruptions dans la succession des données comme illustré sur la Figure 45. Ces « trous », qui peuvent affecter un pixel en entier ou juste un bout de spectre, peuvent avoir plusieurs origines pas toujours bien identifiées parmi lesquelles des déficiences dans la télémétrie ou dans la compression des données. Ils sont facilement identifiables dans les observations en regardant quand la valeur moyenne des pixels dans l'infrarouge et le visible est inférieure à 0 ou n'ont pas de valeurs (valeur égale à –NaN). Ces données seront évidemment exclues.

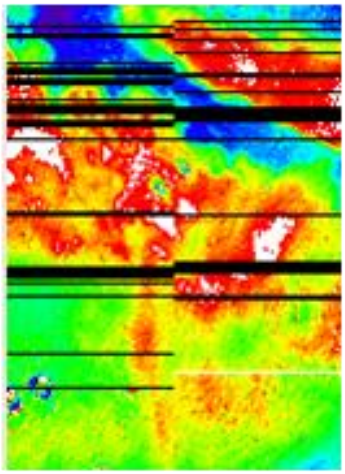


Figure 45. Réflectance à 1.08µm pour une observation (ORB1114_1) montrant des trous dans les données.

Au total ces 4 conditions excluent environ 8.9% des pixels dans l'IR et seulement 5.5% des pixels dans le visible puisque cette voie est seulement affectée par le phénomène des « spurious pixels » (Figure 46). En plus de ces pixels affectés par des anomalies instrumentales, nous excluons ici les données d'étalonnages qui sont enregistrées dans les premières lignes du premier cube de chaque orbite pour les données IR et de chaque cube pour les données visibles. Le nombre de lignes exactes utilisées par les données d'étalonnages dépend du mode de l'observation (16, 32, 64, 128) et de la sommation (1, 2, 4), elles sont données dans le « readme » fournit avec le logiciel de traitement de données. Cette étape supplémentaire exclue environ 0.5% des pixels dans l'IR et 1.7% dans le visible (en vert sur la Figure 46).

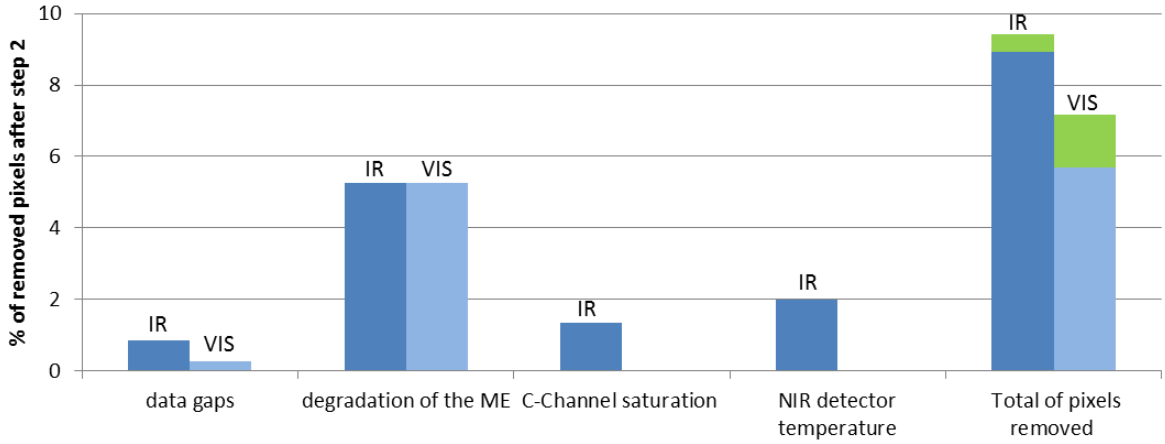


Figure 46. Histogramme représentant le nombre de pixels exclus par chacune des conditions de l'étape 2 de la sélection des données. À noter que le nombre total de pixels exclus par cette étape n'est pas égale à la somme des pixels exclus par chaque condition, chaque pixel pouvant vérifier plusieurs conditions à la fois (le nombre de pixel exclus à cause de la température du détecteur a ici été légèrement rectifié par rapport à *Ody et al., 2012* à la suite d'une petite erreur de calcul, ce qui a une répercution <1% sur le nombre de pixels exclus) .

3.2.3 Etape 3 : filtrage des données affectées par les conditions observationnelles

Les conditions environnementales lors de l'observation, comme la présence d'aérosols, de nuages ou de masse d'air dans l'atmosphère et/ou de glace en surface, sont cruciales pour la

cartographie des espèces présentes en surface. Cette étape est destinée à en évaluer leurs effets et à exclure les données trop affectées.

Les effets de l'atmosphère sont, comme nous l'avons vu dans la section 2.1.3, d'autant plus importants que le trajet pour la traverser est long. Les observations avec un très grand angle d'incidence, ce qui est souvent le cas aux grandes latitudes, seront donc plus affectées que les autres par ces effets. Nous avons donc décidé en premier lieu de nous limiter à l'analyse des pixels ayant un angle d'incidence < 75° (par rapport à la normale à l'ellipsoïde martienne qui ne tient pas compte du relief local, fournit pour chaque pixel dans le cube de données géométriques .NAV).

Cependant, même à une incidence relativement faible, certaines observations acquises durant des périodes de haute opacité optique des aérosols sont encore trop affectées pour être utilisées pour l'analyse de la surface. Nous avons donc mit au point un filtre supplémentaire basé sur l'opacité optique mesurée par les MERs à 0.9µm (voir section 2.1.3.2) permettant d'exclure les spectres trop affectés par les aérosols, ce filtre sera décrit en détail dans la suite (section 3.2.3.2).

En plus des effets des aérosols, la présence de glace sous forme de nuages, ou en surface sous la forme de couches épaisses (calotte polaires par exemple) ou de givre saisonnier, engendre l'apparition de profondes bandes d'absorption dans l'infrarouge qui vont modifier et/ou masquer les signatures spectrales de la surface sous jacente (voir section 2.1.2). De la même façon que pour les minéraux, les glaces peuvent êtres détectées grâce à des critères spectraux basés sur leurs bandes d'absorption. Ces critères spectraux seront présentés en détails dans la suite (section 3.2.3.1) et tous les spectres présentant des valeurs pour ces critères au dessus de leur seuil de détections seront exclus.

Le nombre de pixels exclus par chaque condition est illustré sur la Figure 47. Au total, ces conditions environnementales et d'observation vont exclure environ 54% des pixels sélectionnés après la première étape (Figure 47). On peut remarquer ici que ce pourcentage est très élevé par rapport à celui des pixels exclus à cause de problèmes instrumentaux, qui n'ont donc qu'une faible influence sur la réduction de la couverture globale d'OMEGA.

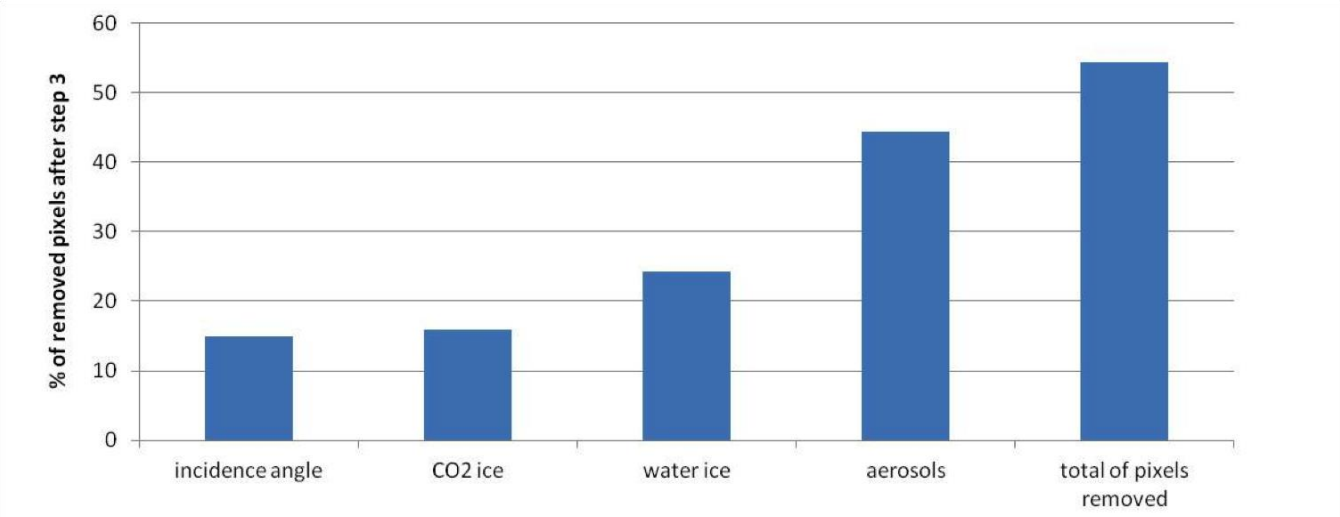


Figure 47. Histogramme représentant le nombre de pixels exclus par chacune des conditions de l'étape 3 de la sélection des données. À noter que le nombre total de pixels exclus par cette étape n'est pas égale à la somme des pixels exclus par chaque condition, chaque pixel pouvant vérifier plusieurs conditions à la fois.

3.2.3.1 Filtrage des glaces d'eau et de CO2

Comme nous l'avons vu dans la section 2.1.2, les glaces d'eau et de CO2 possèdent des bandes d'absorption caractéristiques, à 1.5 μm et 1.43μm respectivement, permettant de les détecter à la surface de Mars. Les critères spectraux utilisés dans cette étude pour les détecter sont basés sur ceux définis par *Langevin et al.,* [2007] et sont présentés dans le Tableau 3. Ils ont été un peu modifiés pour les numéros d'orbite supérieurs à 7768 pour le critère de la glace d'eau et à 4330 pour le critère de CO_2 afin de prendre en compte la défaillance de certains spectels utilisées dans les premiers critères. Dans le but d'exclure le plus de données affectées nous avons décidé de fixer le seuil de détection à 5% pour la glace de CO_2 et 3% pour la glace d'eau.

Au niveau des pôles, afin de minimiser les effets de givre saisonnier qui recouvre les régions polaires [±50°, ±90°] durant l'hiver de chaque hémisphère, nous avons en plus restreint notre étude aux observations acquisses durant le printemps et l'été, i.e. Ls = [45°-160°] pour la région polaire nord et Ls = [220°-330°] pour la région polaire sud.

Tableau 3. Critères spectraux utilisés pour détecter la glace d'eau et de CO_2 et exclure les spectres associés. *

Nom	Formulation	Seuil de détection	Définition
Critère de glace d'eau	$R(1.50)/(R(1.39)^{0.7}*R(1.77)^{0.3})$ avant l'orbite 7768 $(R(1.53)/(R(1.39)^{0.63}*R(1.77)^{0.37}))*1.04-0.02$ après l'orbite 7768**	0.97	Critère basé sur la bande d'absorption à 1.5 μm de la glace d'eau
Critère de glace de CO_2	$1-R(1.43)/(R(1.39)^{0.5}*R(1.44)^{0.5})$ avant l'orbite 4330 $1-R(1.43)/R(1.39)$ après l'orbite 4330***	0.05	Critère basé sur la bande d'absorption à 1.43 μm de la glace de CO_2

*R est la réflectance I/F, à une longueur d'onde λ (μm) données, divisée par cos(i) avec i l'angle d'incidence par rapport à la normale locale.

** Le spectel 40 (1.50μm) est devenu défaillant après l'orbite 7768 à cause d'une dégradation du détecteur par les rayons cosmiques. Après cette orbite, le spectel 40 (1.50μm) est remplacé par le spectel 42 (1.53 μm). Le critère de glace d'eau a été modifié afin de rester cohérent avec le seuil de détection du premier critère spectral.

*** Le spectel 36 (1.44 μm) est devenu défaillant après l'orbite 4330 à cause d'une dégradation du détecteur par les rayons cosmiques. Le critère utilisé après la perte du pixel 36, n'utilise qu'une seule longueur d'onde pour le continuum et est donc plus sensible à la bande d'absorption du CO_2 atmosphérique à laquelle la bande étroite de la glace de CO_2 à 1.43μm se superpose en partie. Ceci peut rendre le critère plus sensible à l'altitude.

3.2.3.2 Processus de filtrage des aérosols

Les cartes globales obtenues à partir du jeu de données décrit ci-dessus (sans prendre en compte le filtre des aérosols), qui incluent des observations acquises pour différentes saisons et années, montrent des variations importantes dans les valeurs de leurs critères spectraux. Ces variations sont clairement visibles sur les cartes du critère de Fe^{3+} et du critère de pyroxène présentées sur la Figure 48 (voir section 3.3 pour le critère spectral utilisé). Après analyse des spectres, il s'est avéré que ces variations sont principalement dues aux variations intra et

interannuelles des aérosols qui ont été décrites dans la section 2.1.3.2. On peut remarquer que ces variations sont plus importantes aux hautes latitudes ce qui s'explique par le fait que les angles d'incidences des observations y sont souvent plus important, amplifiant les effets de l'atmosphère. On peut noter que quelques variations pouvaient déjà être observées sur les cartes globales présentée par *Poulet et al.,* [2007], cependant ces cartes étant construites à partir d'une seule année martienne, les recouvrement d'orbites y sont moins nombreux et donc les variations moins visibles. Une solution afin de s'affranchir de ces effets est de corriger les spectres de la contribution des aérosols en utilisant une approche basé sur une modélisation Monte-Carlo présentée dans *Vincendon et al.,* [2007,2010]. Cependant comme nous l'avons déjà mentionné dans la section 2.1.3.2., au début de ma thèse, cette approche n'était pas encore totalement mise au point pour être utilisée de façon systématique sur un grand nombre de donnée. C'est pourquoi nous avons décidé d'utiliser un filtre permettant d'exclure les données affectées par les aérosols plutôt que de les corriger.

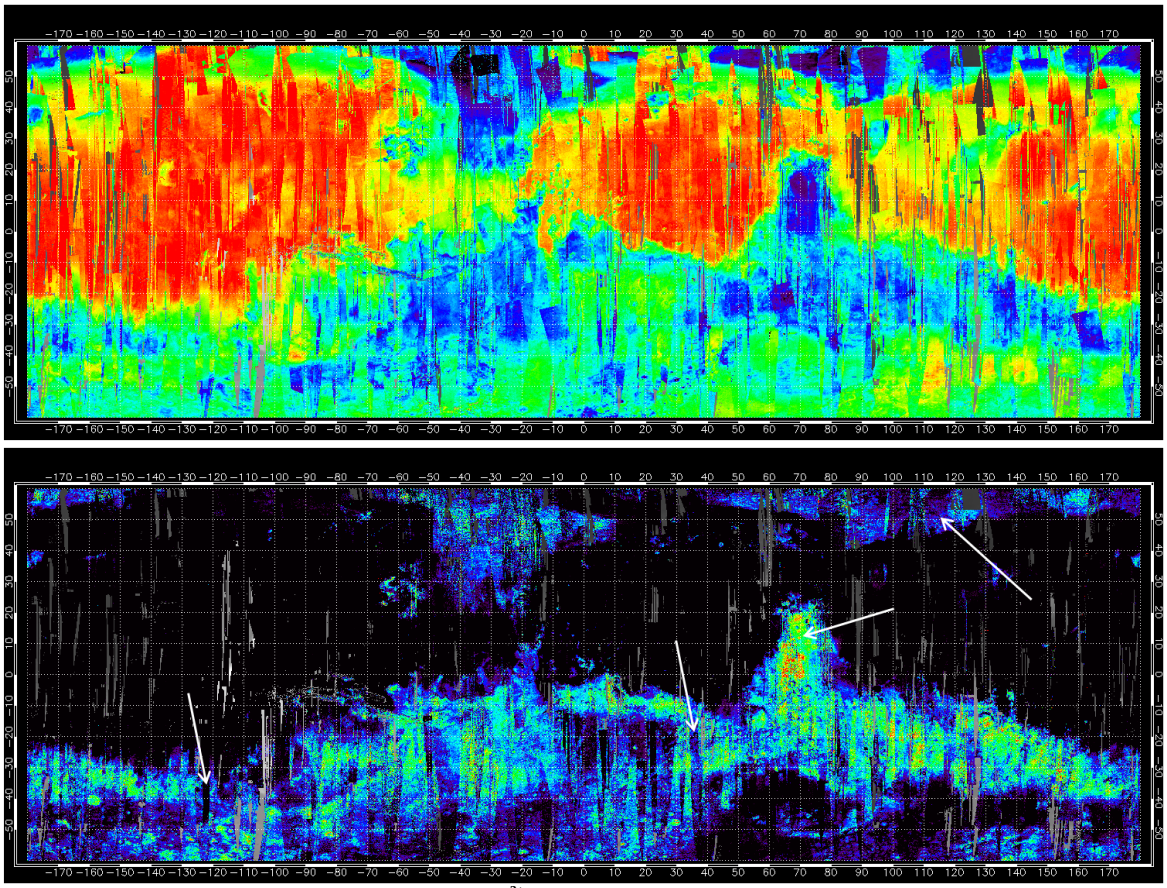


Figure 48. Cartes globales des critères de Fe^{3+} basée sur sa bande à 0.53µm (a) et de pyroxène basée sur sa bande à 2µm (b) (voir section 3.3) pour la définition des critères spectraux utilisés). Contrairement aux cartes globales finales qui seront présentées dans ce chapitre, ces cartes sont construites en cartographiant les observations les uns après les autres. Les dernières observations sont donc cartographiées en dernier et apparaissent sur le dessus des cartes. Les zones noires sur la carte de pyroxènes représentent les zones où le critère de pyroxène est au dessous de son seuil de détection. Les variations dans le critère spectral de Fe^{3+} dues aux aérosols sont très visibles en vert sur la carte globale (a). Celles du critère de pyroxène étant moins visibles, quelques observations affectées par les aérosols sont indiquées sur la carte par des flèches. Sur les deux cartes les aérosols ont pour effet de baisser la valeur des critères spectraux.

La première étape de ce filtre a été d'exclure toutes les observations acquises pendant la tempête globale de 2007. En se basant sur la Figure 26, nous avons décidé de ne pas considérer

les observations dont la longitude solaire est comprise entre 260° et 325° ce qui exclut les observations des orbites 4436 à 4815, soit 463 observations.

Cependant, malgré cette condition, des variations importantes dans la valeur des critères spectraux impactent toujours les cartes globales. Un exemple est donné sur la Figure 49 qui montre le recouvrement de trois observations du critère de Fe^{3+} acquises dans les régions claires de Mars durant des années, des longitudes solaires et avec des angles d'incidences différents. La valeur moyenne du critère spectral du Fe^{3+} et les conditions d'observation pour ces trois observations sont données dans la Tableau 4. L'observation 1 a été acquise dans des conditions atmosphériques claires (Ls ~20°-130°) et présente une valeur moyenne pour le critère de Fe^{3+} de 0.20 ce qui est typique des régions poussiéreuses martiennes. À l'inverse les deux autres observations sont acquises durant une période de forte opacité optique (Ls ~140°-270°), l'observation 3 étant acquise juste avant le début de la tempête globale de poussière de 2007, et avec des angles d'incidences plus élevés. Leurs spectres illustrés sur la Figure 25b, montrent une augmentation de la réflectance à courtes longueurs d'ondes (0.4-0.6µm) qui entraîne la diminution de la profondeur de leur bande d'absorption à 0.53µm sur laquelle est basé le critère de Fe^{3+} qui diminue donc également (Tableau 4).

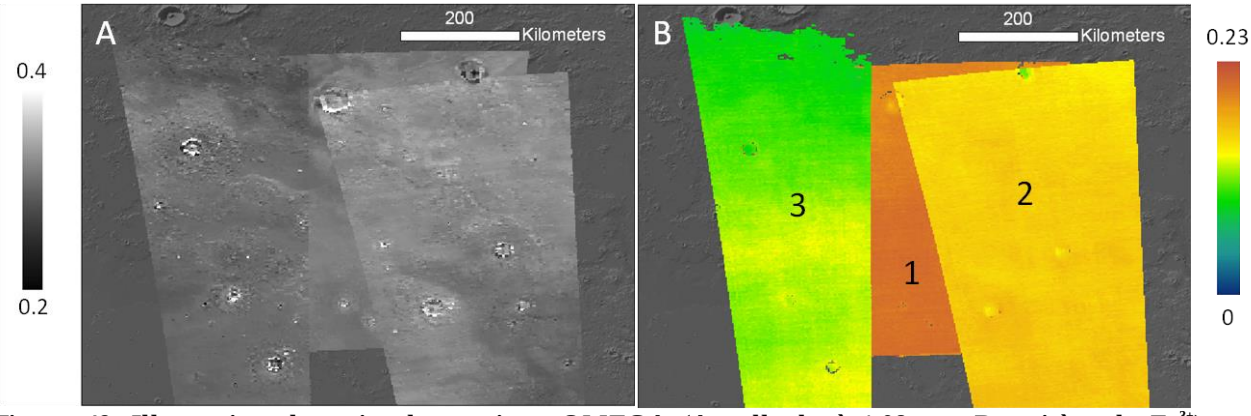


Figure 49. Illustration de trois observations OMEGA (A : albedo à 1.08µm ; B : critère de Fe^{3+}) acquises dans la région de [114-128°E ; 32-43°N] durant différentes saisons et années (Tableau 4). Les numéros des observations correspondent à ceux données dans le Tableau 4. Des exemples de spectres issus de ces trois observations sont donnés sur la Figure 25b.

Tableau 4. Conditions d'observations et valeur moyenne du critère de Fe^{3+} et de l'opacité optique effective, basée sur celle mesurée par les MERs (équation 8), pour les trois observations de la Figure 49.

Numéro de l'observation	Cube de données OMEGA	Ls	Année Terrestre	Angle d'incidence	Opacité optique effective	Valeur moyenne du critère de Fe^{3+}
1	ORB0329_4	23°	2004	33°	1.59	0.20
2	ORB6544_5	205°	2009	52°	2.60	0.16
3	ORB4411_5	256°	2007	64°	3.97	0.11

L'opacité optique effective fournie dans le Tableau 4 est basée sur celle mesurée à 0.9µm par le camera Panoramique PanCam à bord des MERs. L'opacité optique mesurée par les deux rovers a été interpolée pour chaque longitude solaire afin d'en obtenir une seule valeur. Cette

opacité optique moyenne a ensuite été corrigée de l'incidence (par rapport à l'ellipsoïde) et de l'altitude correspondant à chaque pixel OMEGA étudié, selon l'équation suivante :

$$\tau_{eff} = \tau_{MERS} . e^{\frac{alt}{H}} . \left(1 + \frac{1}{\cos(i)}\right) \qquad \text{éq. 11}$$

avec H ~ 11 km la hauteur d'échelle de l'atmosphère martienne. Comme nous l'avons déjà vu dans la section 2.1.3.2, *Vincendon et al.,* [2009] a démontré que l'opacité optique était relativement homogène à petites et moyennes latitudes et indépendante de la longitude pour une époque donnée. L'opacité optique fournie par les MERs pourra donc être utilisée dans cette étude afin de contraindre la quantité d'aérosols traversée pour chaque observation entre [-60°, +60°].

Bien que les aérosols affectent les spectres à presque toutes les longueurs d'onde entre 0.3 et 2.5µm, nous avons vu sur les Figure 48 et Figure 49 que leurs variations étaient nettement plus importantes dans le visible et plus exactement au niveau du critère de Fe^{3+}. Ceci s'explique par leurs propriétés spectrales (bandes d'absorptions dans le visible et notamment à 0.53µm) et par leurs tailles effectives qui augmentent les effets de diffusion autour de 1-1.5µm (voir section 2.1.3.2). Afin de poser un seuil sur l'opacité optique calculée selon l'équation 8, au dessus duquel nous considèrerons les données trop affectées pour l'étude de la surface, nous utiliserons dans la suite ce critère de Fe^{3+} comme un outil pour détecter les données affectées par les aérosols. Nous avons ainsi corrélé les valeurs moyennes du critère de Fe^{3+} et de l'opacité optique effective calculées pour plusieurs observations acquises dans les régions claires (Tharsis, Ararbia et Elysium) et régions sombres (Nord d'Argyre, Syrtis Major et Tyrrhena Terra) de Mars durant différentes saisons et années. Les limites de ces régions ont été choisies afin qu'elles aient un albédo uniforme i.e. sans variation de surface susceptible de montrer des variations du critère de Fe^{3+} lié à la surface et non à l'atmosphère. Le résultat de cette corrélation, illustré sur la Figure 50 montre que les valeurs du critère de Fe^{3+} diminuent avec l'augmentation de l'opacité optique quelque soit le type de régions, claires ou sombres. Cette diminution est particulièrement élevée pour des opacités optiques supérieures à 1.5-2. Une diminution de plus de 25% est observée pour une opacité optique d'environ ~2.5 et cette diminution peut atteindre 50% pour une opacité optique de 4.

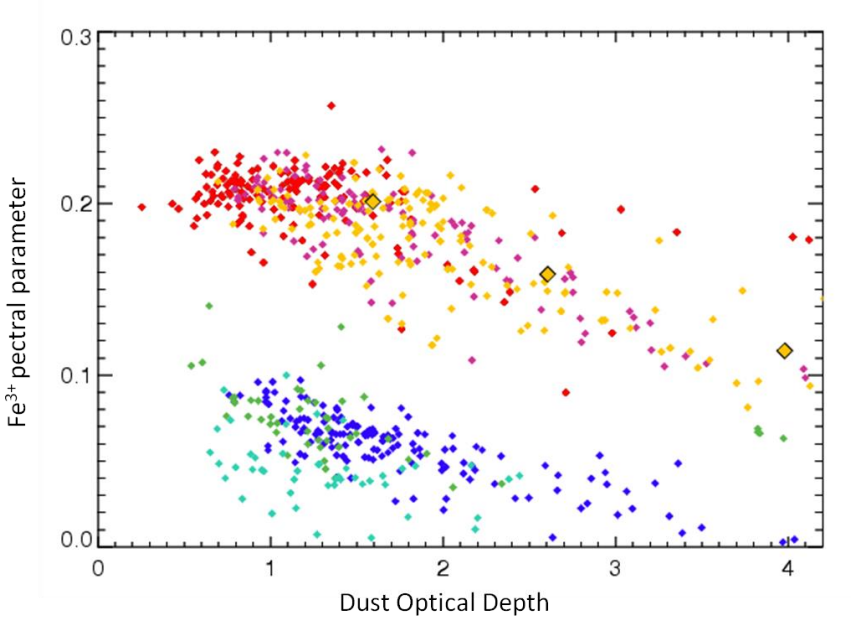


Figure 50. Evolution du critère de Fe^{3+} en fonction de l'opacité optique effective à 0.9µm mesurée par l'instrument PanCam à bord des MERs [*Lemmon et al., 2004, Lemmon, private communication 2009*] et corrigée de l'incidence et de l'altitude selon l'équation 8 , pour des observations

sélectionnées dans les régions claires de Mars (couleurs chaudes) et les régions sombres de Mars (couleurs froides). Chaque point représente la valeur moyenne du critère de Fe^{3+} en fonction de la valeur moyenne de l'opacité optique calculée pour chaque observations extraites de différentes régions : la région de Tharsis [235°-277°E ; 4°-26°N], la région d'Arabia Terra [8°-41°E ; 12°-31°N] et deux zones dans la régions d'Elysium [100-118°E ; 13°-38°N] et [140°-174°E ; 3°-19°N] pour les régions claires ; Le nord d'Argyre [302°-343°E ; 8°-28°S], la région de Syrtis Major [67°-77° ; 1-19°N] et la région de Tyrrhena Terra [79°-101°E ; 9°-25°S] pour les régions sombres. Les losanges jaunes entourés en noir représentent les valeurs pour les trois observations de la Figure 49 et du Tableau 4.

Différents seuils sur l'opacité optique pour des valeurs entre 1.8 et 2.2 ont été testés sur la carte globale de Fe^{3+} présentée sur la Figure 48a. Il est apparu qu'un seuil à 2 est le meilleur compromis pour exclure le plus grand nombre de données affectées par les aérosols sans perdre trop de données utilisables et de couverture spatiale. Bien que les autres critères spectraux soient légèrement moins sensibles aux aérosols, nous avons décidé pour rester cohérent d'appliquer ce même seuil sur toutes les cartes globales. Tous les pixels ayant une opacité optique calculée selon l'équation 8 supérieure à 2 ne seront donc pas cartographiés.

Les cartes obtenues après cette étape de filtrage des aérosols et notamment celles du Fe^{3+}, montrent encore quelques rares variations principalement localisées aux hautes latitudes. Ces variations pourraient s'expliquer par le fait que contrairement à l'approximation faite plus haut, l'opacité optique ne serait pas constante sur toutes les latitudes de -60° à +60°, et l'opacité optique mesurée par les MERs à l'équateur pourrait ne plus être valide aux latitudes supérieurs à 50° (ou -50°). Afin d'avoir un filtre plus efficace nous avons tenté d'utiliser les opacités optiques déterminées à partir des données du spectro-imageur CRISM. Ces opacités optiques sont mesurées à 0.9 μm pour différents Ls et également pour différentes latitude. Elles sont le résultat d'une étude préliminaire réalisée par Mike Wolff qui permet de calculer ces opacités optiques sur toutes les données CRISM à partir d'un processus automatique [*méthode : Wolff et al., 2009 ; données : communication personnelle*]. Afin de les utiliser dans notre processus de filtrage nous avons pour chaque observation OMEGA fait la moyenne des opacités optiques mesurées pour les observations CRISM les plus proches en latitude et en Ls, sans tenir compte de la longitude. Dans le cas où aucune observation CRISM n'est disponible, l'opacité optique mesurée par les MERs est utilisée. Cependant l'utilisation de cette opacité optique CRISM en complément de celle des MERs n'a pas permit d'exclure les observations affectées restantes aux grandes latitudes. En effet, si on observe l'opacité optique CRISM en fonction du Ls et de la latitude, présentée sur la Figure 51, on voit que cette opacité optique pour les grandes latitudes [40°, 50°] est systématiquement plus faible que celle mesurée aux faible et moyennes latitudes, ainsi que celle mesurée par les MERs à l'équateur, entre Ls ~ 300 (année 28) et Ls ~ 200 (année 29). Or, c'est à cette période qu'ont été acquises la plupart des observations qui perturbent encore les cartes globales aux grandes latitudes, et que nous essayions justement d'exclure avec l'opacité optique CRISM. L'origine de cette faible opacité optique aux hautes latitudes mesurées par CRISM n'étant pas bien comprise à l'époque, nous avons décidé de ne finalement pas utiliser ces données dans nôtre étude. Les quelques variations restantes dues aux aérosols dans les cartes globales seront éliminées grâce à la méthode de cartographie utilisée pour la construction des cartes (voir section 3.4).

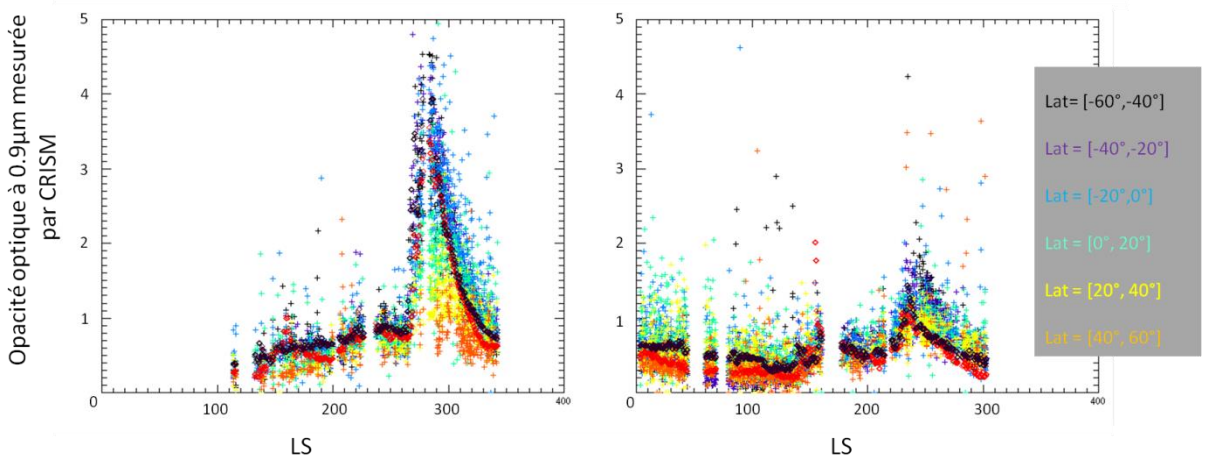


Figure 51. Opacité optique à 0.9µm mesurée par CRISM pour les 2 années martiennes 28 et 29 (2006-2009) et pour différent intervalles de latitudes. Les triangles représentent l'opacité optique à 0.9µm mesurée par les MERs/PanCam (Spirit en rouge, Opportunity en noir) pour comparaison.

L'opacité optique mesurée par les MERs à l'équateur n'étant pas valide aux hautes latitudes, le filtre basé sur cette opacité optique détaillé dans cette section ne sera pas appliqué sur les cartes des régions polaires. La tempête de poussière globale de 2007 s'étendant à toutes les latitudes [*Vincendon et al., 2009*], les observations acquises à cette époque seront tout de même exclues.

À la suite de ces 3 étapes de filtrage, le jeu de données qui sera traité et cartographié se compose de ~23.4% dans l'IR et ~23.9% dans le visible du jeu de données initial (9618 observations), soit 170 millions de pixels.

3.3 Critères spectraux des minéraux cartographiés

Cette section a pour but de présenter les critères spectraux utilisés dans cette étude afin de détecter et de cartographier les minéraux non aqueux clés de la minéralogie martienne. Ces critères spectraux ont pour la plupart déjà été développés et testés dans *Poulet et al.,* [2007], certains seront néanmoins modifiés afin d'être adaptés au vieillissement et à la dégradation du détecteur de la voie C, qui ont entraîné la défaillance de plusieurs spectels au cours des 6 années d'observations, ainsi qu'à la nouvelle fonction de transfert visible. L'expression exacte de ces critères spectraux est donnée dans le Tableau 5.

3.3.1 Albédo à 1.08µm (« NIR albedo »)

Une carte globale de l'albédo dans le proche infrarouge (1µm) a été produite afin de pouvoir servir de référence aux cartes minéralogiques construites à partir des autres critères spectraux. Cette carte a été construite en utilisant la réflectance $I/F/\cos(i)$ à 1.08µm (avec i l'angle d'incidence du soleil par rapport à la normale locale) et en assumant donc une surface lambertienne. La longueur d'onde de 1.08µm à été choisie afin d'augmenter le contraste entre les régions mafiques (albédo faible) qui montrent des bandes d'absorption importantes à 1µm dues à la présence de pyroxène et d'olivine et les régions non mafiques (albédo élevé).

3.3.2 Pyroxène

Comme nous l'avons vu dans la section 2.2.2.1, le pyroxène possède deux bandes caractéristiques, à 1 et 2 µm, qui sont dues à la présence de l'ion Fe^{2+}, à la place de l'ion Ca^{2+},

dans son site M2 (voir section 2.2.2.1). Afin de ne pas être trop influencé par la présence d'olivine, qui a également une bande à 1µm, le critère de pyroxène est basé sur sa bande à 2µm (Figure 52). Bien que cette bande se décale vers les grandes longueurs d'onde avec l'augmentation de la teneur en calcium du pyroxène (section 2.2.2.1), ce critère spectral a été défini afin d'être sensible aux deux types de pyroxènes LCP et HCP [*Poulet et al., 2007*]. Deux spectels ont dû être remplacés par rapport au critère défini en 2007 à cause de la dégradation du détecteur par les rayons cosmiques (Tableau 5). Ces petits changements n'affectent cependant pas le seuil de détection défini à 1% dans *Poulet et al.,* [2007].

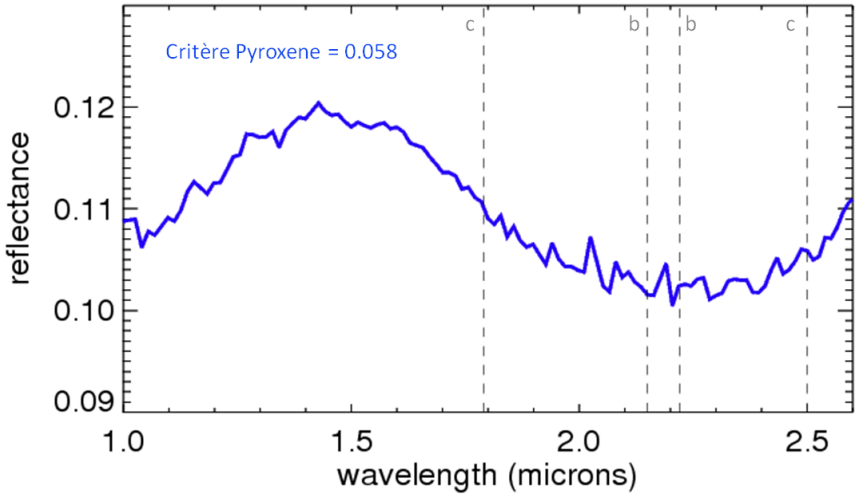


Figure 52. Spectre de pyroxène, sur lesquels sont superposées les longueurs d'onde choisies pour calculer le critère de pyroxène (lignes en pointillés).

3.3.3 Olivine

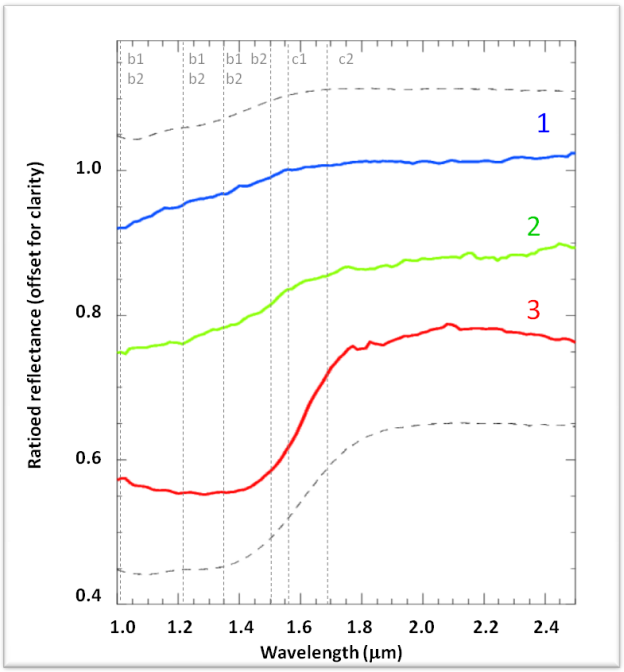
La détection de l'olivine est basée sur sa bande d'absorption à 1µm attribuée à la présence de l'ion Fe^{2+} dans ses sites M1 et M2 (section 2.2.2.2). Comme nous l'avons vu dans les sections 2.2.2.2 et 2.2.3, cette bande varie en fonction de la teneur en fer de l'olivine, mais aussi en fonction de la taille des grains ou cristaux et de son abondance. Ainsi l'augmentation de sa teneur en fer, mais aussi de la taille de grains, va élargir le fond de sa bande et décaler son aile droite vers les grandes longueurs d'onde, rendant le spectre d'une olivine riche en fer (type fayalite) très similaire à une olivine pauvre en fer (type forsterite), mais avec de gros grains (>>100µm).

Dans le but de mieux distinguer le type d'olivine détectée, nous avons décidé d'utiliser trois critères spectraux qui sont décris dans le Tableau 5. Les deux premiers critères spectraux, OSP1 et OSP2, correspondent aux deux critères utilisés dans *Poulet et al.,* [2007], où ils ont été discutés et testés. Ces critères sont basés sur l'aile droite de la bande d'absorption à 1µm de l'olivine qui permet de jauger sa profondeur de bande et sa forme en utilisant uniquement la voie C d'OMEGA [1.0-2.7µm]. Le premier critère spectral (OSP1), avec son continuum choisi à 1.55 µm a été conçu pour détecter des olivines plutôt pauvres en fer et avec des petits grains. La valeur de ce critère augmente avec l'abondance de l'olivine observée sur la surface, mais aussi avec la taille de ses grains et sa teneur en fer qui ont tous deux pour effet d'augmenter sa profondeur de bande (section 2.2, Figure 30 et Figure 32). Cependant, les olivines ayant une taille de grain et une teneur en fer très élevées absorbent jusqu'à des longueurs d'onde supérieures à 1.5µm, la longueur d'onde de 1.55µm utilisée pour le continuum de ce critère va donc tomber au fond de la bande d'absorption de ce type d'olivine, engendrant sa diminution et

éventuellement sont passage sous son seuil de détection. Le deuxième critère spectral (OSP2) a lui une longueur d'onde pour son continuum choisi à 1,7μm et commence à jauger la pente de la bande d'absorption de l'olivine à environ 1.5μm. Ce critère a donc pour but de détecter l'olivine plus riche en fer et/ou avec des plus gros grains que le premier critère. Cependant il peut aussi détecter des olivines pauvres en fer et avec des petits grains, mais présentes en grande abondance. Dans le but de mieux différencier les olivines plus riches en fer et/ou avec des plus gros grains, nous avons donc augmenté, par rapport à l'étude de 2007, le poids appliqué aux longueurs d'onde 1.36 et 1.49 utilisées dans ce critère ainsi que son seuil de détection qui est maintenant à 1.04 comme celui de OSP1, contre 1.02 avant. Ces petits changements permettent de mieux prendre en compte le fait que les olivines riches en fer ou avec des gros grains ont une bande plus creuse entre 1.4 et 1.5 du fait du décollage de l'aile droite à plus grandes longueurs d'onde. De même que pour le critère OSP1, les valeurs de ce critère augmenteront avec l'abondance de l'olivine et/ou sa teneur en fer et/ou la taille de ses grains. Certaines olivines pourront être détectées avec les deux critères, typiquement avec des grandes valeurs de OSP1 et des petites à moyennes valeurs de OSP2.

Pour résumer, les petites signatures correspondant à des olivines pauvres en fer avec des petits grains (<100μm) et avec une petite abondance (~10%) seront détectées avec les petites valeurs de OSP1 et pas avec OSP2. Les olivines avec des gros grains (>>100μm) et/ou riches en fer et avec une grande abondance pouvant aller jusqu'à ~40% seront détectées avec des grandes valeurs de OSP2 et des petites valeurs de OSP1. Les signatures intermédiaires qui présentent probablement des caractéristiques moyennes en terme de taille de grain et /ou teneur en fer et/ou abondance sont détectées avec les deux critères, grande valeur de OSP1 (>1.07) et petites à moyennes valeurs de OSP2. Un spectre typique de ces trois types de signature est présenté sur la Figure 53, avec les valeurs des critères associés. Avec les critères spectraux et les seuils choisis nous ne pouvons cependant pas exclure que de l'olivine présente à la surface de Mars dans un mélange basaltique, avec une abondance allant jusqu'à 20% pour des olivines pauvres en fer et avec des petits grains (<10μm), et 5% dans le cas d'une olivine riche en fer et/ou avec des gros grains, ne soit pas détectée [*Poulet et al., 2007*].

De plus, nous verrons que d'autres paramètres peuvent intervenir, comme la présence de pyroxène ou de poussière et vont compliquer l'interprétation de la composition et de l'abondance de l'olivine observée. Ainsi, l'éventuelle présence de pyroxène va avoir tendance à décaler l'aile droite de la bande d'olivine vers les plus courtes longueurs d'onde, donnant à un spectre d'olivine de riche en fer et/ou avec des gros grains l'allure d'un spectre d'olivine pauvre en fer et avec des petits grains (section 2.2.3). Ceci est d'autant plus vrai dans le cas de spectre OMEGA de la surface de Mars que dans le cas de spectres de laboratoires comme c'est le cas dans la section 2.2.3. La présence de poussière a pour effet de diminuer la profondeur des bandes et de modifier le continuum ce qui va avoir tendance à diminuer la valeur des critères spectraux. Certaines olivines détectées avec de petites valeurs d'OSP1 et interprétées comme des olivines pauvres en fer avec de petits grains pourraient donc en fait être des olivines riches en fer et/ou avec de plus gros grains, mais recouvertes de poussière ou associées à du pyroxène en grande abondance.



	OSP1	OSP2
1	1.042	1.00
2	1.076	1.052
3	1.055	1.13

Figure 53. Exemple de trois spectres d'olivine illustrant les variations de leurs signatures spectrales et les valeurs des deux critères OSP1 et OSP2 associées. Les longueurs d'onde choisies pour chaque critère sont illustrées avec des lignes en pointillées : les lettres c et b représentent les longueurs d'onde du continuum et du fond de la bande respectivement, l'indice 1 et 2 désignent les critères OSP1 et OSP2 respectivement. Le spectre 1 est issu de la région de Terra tyrrhena, le spectre 2 de la bordure d'Argyre et le spectre 3 de la région de Nili Fossae.

Le troisième critère spectral OSP3 a été développé par Yves Langevin et mesure la profondeur de bande à 1.36µm (Tableau 5). Cette profondeur de bande est ensuite comparée à sa valeur médiane sur tout le cube de données et seules les valeurs à plus de 4% de la valeur médiane sont considérées comme des détections valides. Cette procédure est bien adaptée pour mettre en valeur des terrains riches en olivine qui sont souvent petits et localisés. Cette procédure permet aussi de minimiser l'impact des aérosols et de la poussière, ainsi que les effets de linéarité de la voie C. L'impact des aérosols et de la poussière est en plus minimisé par le fait que ce critère se base sur une profondeur de bande et non sur une pente comme les deux autres. En effet, les aérosols ont tendance à bleuir le spectre et vont donc avoir pour effet de diminuer la pente créée à 1µm par la présence d'olivine. Pour les mêmes raisons, ce critère est également bien adapté à la détection de l'olivine dans les régions sombres des plaines du nord qui montrent des spectres très pentus. Une comparaison entre les détections de ces trois critères spectraux à montré que les détections des critères OSP2 et OSP3 étaient en grande partie similaires, le critère OSP3 à donc tendance à détecter de l'olivine plutôt riche en Fer et/ ou avec des gros grains et/ ou avec un grande abondance. Cependant, le critère OSP3 peut permettre, comme nous l'avons dit plus haut, de détecter de l'olivine dans des terrains où le critère OSP2 n'y parvient pas à cause de la présence d'aérosols, de poussière ou d'une pente très bleue comme dans les plaines du nord. Le critère OSP2 semble cependant plus robuste quand on diminue son seuil de détection. Ce critère OSP3 étant très différent des deux autres, leur comparaison en termes de valeur n'est pas possible.

3.3.4 Les phases ferriques

Nous avons vu dans la section 2.2.2.4 que l'ion Fe^{3+} était responsable de plusieurs bandes d'absorption dans le visible permettant de détecter la présence de phases ferriques à la surface incluant les oxydes ferriques.

Poulet et al., [2007] s'est basé sur la bande d'absorption à 0.53µm du Fe^{3+} dans les spectres visibles afin de détecter sa présence dans les minéraux de la surface observée. Cette bande est un bon indicateur du degré d'oxydation de la surface. Pour jauger la profondeur de cette bande, nous avons utilisé le paramètre défini par *Morris et al.,* [2000], appelé BD530, et qui a été adapté aux données OMEGA dans *Poulet et al.,* [2007] (Figure 54). Ce critère spectral sera appelé dans la suite le critère de Fe^{3+}.

Afin de cartographier la présence d'oxydes ferriques nanophases à la surface de Mars, qui ont été identifiés par les rovers comme étant un des principaux composants de la poussière présente sur les sites d'atterrissage, nous nous sommes basés sur la bande d'absorption centrée à 0.86-0.96 µm des oxydes ferriques (le centre de la bande variant légèrement en fonction du type d'oxydes ferriques). Cette bande varie principalement en fonction de la teneur en fer et de la cristallinité de ces derniers et permet donc de différencier des oxydes ferriques cristallins des oxydes ferriques nanophases. L'hématite étant le principal analogue spectral des oxydes ferriques nanophases martiens [*Morris et al., 1989*], nous avons décidé de baser notre critère de détection plus spécifiquement sur sa bande à 0.86µm dont les variations en fonction de sa cristallinité et de sa teneur en fer ont été discutées dans la section 2.2.2.4 (Figure 31c). En 2007, un artéfact instrumental autour de 0.85µm, non corrigé par la fonction de transfert de visible de l'époque, empêchait l'utilisation de cette bande et le critère utilisé était donc basé sur la valeur de la pente entre 0.8µm et 0.97µm. Ce critère utilisant des longueurs d'onde plus ou moins de part et d'autre de la bande à 0.86µm, ne faisait pas bien la différence entre un oxyde ferrique nanophase et un oxyde ferrique cristallin, qui ont tous les deux tendance à montrer une augmentation de réflectance entre ces deux longueurs d'onde (voir Figure 31c). De plus, ce critère utilisait un des derniers spectels de la voie visible sensible aux effets du second ordre qui affectent les spectres de la voie visible à partir de 0.95µm (voir section 3.1.4).

Grâce à la nouvelle calibration visible, nous avons pu utiliser dans cette étude la bande à 0.86µm pour mieux contraindre la nature des oxydes ferriques observés sur Mars. En nous basant sur la Figure 31c, nous avons choisi de prendre comme critère la pente entre 0.78 et 0.88 µm afin de contraindre la nature des oxydes ferriques (Figure 54). La longueur d'onde correspondant au fond de la bande a été prise à 0.88µm au lieu de 0.86µm afin de prendre en compte les effets d'une augmentation de la teneur en fer des oxydes ferriques nanophases qui se matérialisent sur les spectres visibles par une augmentation de la réflectance après ~0.86µm (voir Figure 31c (droite)). Ainsi, quand cette pente est inférieure à 1, cela signifie que nous sommes soit en présence de minéraux mafiques, qui engendrent une baisse de réflectance dans cet intervalle de longueur d'onde à cause de leur bande à 1µm, soit en présence d'oxydes ferriques cristallins. La différenciation des deux pouvant se faire grâce à la bande à 0.53µm qui sera plus importante dans le cas d'oxydes de fer cristallins. À noter que ce critère reste < 1 même en présence d'un oxyde ferrique cristallin différent de l'hématite. La valeur de ce critère ne pourra devenir supérieure à 1 qu'en présence d'oxydes ferriques nanophases (absence de bande à 0.86µm) et augmentera avec la teneur en fer de ce dernier. Ce critère sera appelé dans la suite le critère des oxydes ferriques nanophases.

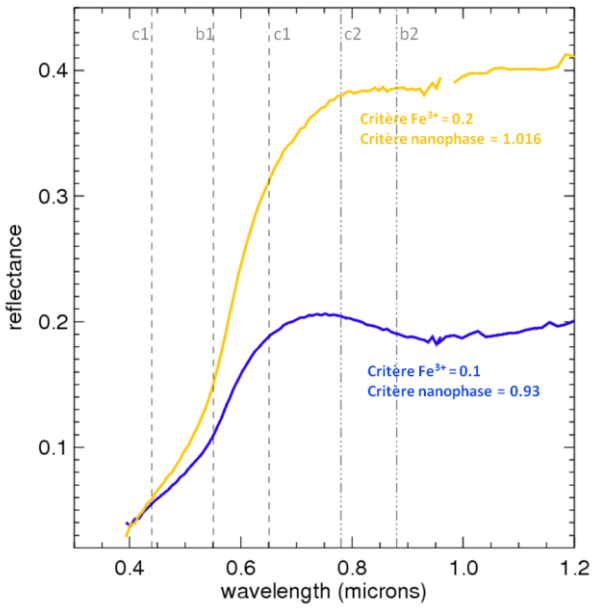


Figure 54. Illustration des critères de Fe^{3+} et des oxydes ferriques nanophases sur un spectre des régions claires composées d'oxydes ferriques nanophases, et sur un spectre issu des régions sombres. Les longueurs d'onde choisies pour chaque critère sont illustrées avec des lignes en pointillées : les lettres c et b représentes les longueurs d'onde du continuum et du fond de la bande respectivement, l'indice 1 et 2 désignent les critères de Fe^{3+} et d'oxydes ferriques nanophases respectivement.

Tableau 5. Description des critères spectraux cartographiés*

Nom	Formulation	Seuil de détection	définition
NIR albedo	r(1.08)	N/A	Albédo Lambertien
Critère de Fe^{3+}	1-[r(0.55)/0.5*r(0.44)+0.5*r(0.65)]	0	Degré d'oxydation de la surface
Critère des oxydes ferriques nanophases	r(0.88)/r(0.78)	1	Oxides ferriques nanophases
Critère de Pyroxene	1-[(r(2.12)+r(2.22))/(r(1.79)+r(2.5))]**	0.01	Bande à 2µm du pyroxene pour HCP et LCP
OSP1 (critère d'olivine 1)	(0.5*r(1.54)+0.5*r(1.56))/(0.1*r(1.01)+0.2*r(1.21)+0.7*r(1.36)) before orbit 7768 (0.5*r(1.54)+0.5*r(1.56))/(0.1*r(1.03)+0.2*r(1.21)+0.7*r(1.36)) after orbit 7768***	1.04	Bande à 1µm de l'olivine pour une olivine avec une petite teneur en fer et une petite taille de grains et/ou une faible abondance
OSP2 (critère d'olivine 2)	(0.5*r(1.69)+0.5*r(1.70))/ (0.05*r(1.01)+0.05*r(1.21)+0.45*r(1.36)+0.45*R(1.5) before orbit 7768 (0.5*r(1.69)+0.5*r(1.70))/ (0.05*r(1.03)+0.05*r(1.21)+0.45*r(1.36)+0.45*r(1.49) after orbit 7768***	1.04	Bande à 1µm de l'olivine pour une olivine avec une grande teneur en fer et/ une grande taille de grains et/ou une grande abondance
OSP3 (critère d'olivine 3)	$r(1.36)/(r(1.07)^{0.5}*r(1.64))^{0.5}$	Median (OSP3)-0.04	Bande à 1µm de l'olivine pour une olivine avec une grande teneur en fer et/ une grande taille de grains et/ou une grande abondance

* r est la réflectance I/F a une longueur d'onde donnée λ (µm) divisée par cos(i) avec i l'angle d'incidence par rapport à la normale locale.

** les spectels 111 (2.49µm) et 62 (1.81µm) ont été remplacés par les spectels 112 (2.5µm) et 60 (1.79µ) par rapport à l'étude de 2007

*** Les spectels 6 (1.01 µm) et 40 (1.5 µm) sont devenus défectueux à partir de l'orbite 7768 à cause d'une dégradation du détecteur par les rayons cosmiques. Ils ont été remplacés par les spectres 7 (1.03 µm) et 39 (1.49 µm) dans l'évaluation des critères OSP1 et OSP2 à partir de cette orbite.

3.4 Méthode de cartographie

Les cartes globales à faibles et moyennes latitudes sont construites en utilisant toutes les observations comprises entre -60° et +60°, les cartes des pôles en utilisant les observations avec des latitudes supérieures à -50° pour la région polaire sud, et 50° pour la région polaire nord.

La méthode de cartographie utilisée pour la confection des cartes globales est inspirée de celle utilisée par Denis Jouglet dans sa thèse. Elle utilise deux programmes rédigés en IDL : le premier permet de calculer les différents critères spectraux pour toutes les observations utilisées (observations sélectionnées dans l'étape 1, section 3.2.1) ainsi que les critères détaillés dans les sections 3.2.2 et 3.2.3 qui permettent de déterminer les données qui devront être exclues à cause de problèmes instrumentaux ou de la présence de glace ou d'aérosols. Les numéros des pixels à exclure sont alors enregistrés dans un cube « masque » de la même taille que l'observation. Le deuxième programme permet de projeter sur une carte, de résolution 32 pixels/°, les pixels des observations qui ne sont pas répertoriés dans le cube « masque » et qui valident les conditions évoquées dans la suite, avec une couleur définie en fonction de la valeur du critère associée. La projection se fait grâce aux coordonnées des quatre coins des pixels données dans le cube de données géométriques. La projection utilisée sera « equirectangular » pour les cartes globales de -60° à +60° et « polaire stéréographique » pour les cartes des pôles.

Le principal effet des aérosols est, comme nous l'avons vu dans la section 3.2.3.2, de diminuer la valeur des critères spectraux, excepté dans le cas du critère des oxydes ferriques nanophases qui ne varie que très peu dans les régions claires et à tendance à augmenter dans les régions sombres en présence d'aérosols. Néanmoins, nous avons décidé, dans le cas où plusieurs observations passent au-dessus du même pixel, de ne cartographier que la valeur de critère la plus haute parmi ces observations. Cette méthode de cartographie permet de sélectionner les données de meilleure qualité, de créer des cartes globales plus homogènes et de faire disparaître les dernières données affectées par les aérosols qui ont pu passer à travers le filtre.

Excepté pour les observations acquises pendant la tempête globale de poussière de 2007, le filtre basé sur l'opacité optique mesurée par les MERs ne sera pas appliqué sur la carte d'albédo (voir section 3.5.1), ceci afin d'atteindre une couverture plus importante. Pour cette carte globale, toutes les valeurs du critère calculées pour un pixel donné seront moyennées, ceci permettant de diminuer les effets des variations atmosphériques ainsi que des éventuelles variations surfaciques.

Tous les critères de Fe^{3+}, de pyroxène et d'olivine supérieurs à leur seuil de détection (Tableau 5) sont cartographiés sur les cartes avec un code de couleur indiqué en légende. Le critère des oxydes ferriques nanophase est lui cartographié quelque soit sa valeur qui va typiquement de 0.9 à des valeurs supérieures à 1.01. Cette méthode permet de détecter les régions dominées par les oxydes ferriques nanophases qui montreront alors un critère > 1, mais aussi les variations de ce critère dans les régions plus sombres de Mars qui peuvent tracer la présence d'une fine couche de ces oxydes sur la surface. La carte globale d'olivine est construite à partir de la superposition des cartes globales de chacun des trois critères: d'abord la carte globale basée sur les valeurs du critère OSP1 qui sont cartographiées du bleu jusqu'au vert, suivie par la carte globale basée sur les valeurs du critère OSP3 toutes cartographiées en vert et pour finir la carte globale basée sur les valeurs du critère OSP2 cartographiées du vert jusqu'au rouge. À noter que les oxydes ferriques présents dans les régions poussiéreuses présentent une augmentation de réflectance entre 0.9 et 1.4μm due au fer (voir section 2.1.2, Figure 22b) qui peut être confondue avec l'aile droite de la bande d'absorption de l'olivine sur laquelle sont basés ces critères de détection. Ces oxydes ferriques montrent cependant des valeurs pour les critères d'olivine généralement inférieures au seuil de détection, même dans les régions claires martiennes. Néanmoins pour éviter toute fausse détection, les pixels présentant un critère pour

les oxydes ferriques nanophases >1 ne seront pas cartographiés sur la carte d'olivine. Les cartes d'olivine dans les régions polaires ne sont construites qu'à partir du critère OSP1, *Poulet et al.,* [2008] ayant montré que les signatures y sont très faibles et de type plutôt forsterite.

Ces cartes globales sont ensuite géoréférencées puis transférées sur ArcGIS. Toutes les cartes globales minéralogiques sont présentées sur la carte d'altimétrie MOLA afin de mettre en évidence la localisation des détections. La carte MOLA n'étant pas disponible pour les régions polaires, les cartes minéralogiques des régions polaires sud et nord sont présentées sur les cartes d'albédo polaires produites dans cette étude.

Ces cartes sont disponibles pour utilisation au format PNG avec une résolution de 32pixel/° et un seuil de détection fixé à la valeur définie dans cette étude. Elles sont également disponibles au format TIFF où la valeur du critère est enregistrée pour chaque pixel, le seuil pouvant alors être choisi par l'utilisateur. Dans ce cas, la résolution a été sélectionnée à 40 pixels/°.

Les détections d'olivine étant très localisées elles ne sont que très peu visibles sur la carte globale [-60° ;+60°] à 32 pixels/° construits selon la méthode décrite ci-dessus. Afin de les rendre plus visibles et de permettre une étude globale plus détaillée, chaque pixel des trois cartes globales à 40pixels/° construites précédemment, montrant une détection d'olivine positive, a été reporté sur ArcGIS, avec sa valeur de critère associée et a été cartographiée par un point plus grand que la taille du pixel original. De la même façon que pour la première carte, la carte finale d'olivine est le résultat de la superposition de ces trois cartes. Cette carte permet une meilleure mise en évidence les différents dépôts d'olivine et notamment de ceux formés que de quelques pixels qui apparaîtront alors clairement. Il faut cependant garder en mémoire que ces dépôts paraitront plus grands que ce qu'ils ne le sont (environ 1.5 fois plus grands pour les grands dépôts et jusqu'à ~5 fois plus grands pour les petits dépôts).

3.5 Cartes globales et discussion

Cette section est destinée à la description et à la discussion des cartes globales OMEGA obtenues grâce à la méthode et aux critères spectraux présentés dans les sections précédentes. Ces cartes globales sont présentées sur la Figure 55, Figure 56, Figure 59 et Figure 60. Une attention plus particulière sera apportée à la carte d'olivine dans la section 3.5.4.

3.5.1 Couverture globale et Albédo à 1.08µm (« NIR albedo »)

En utilisant les 6653 observations sélectionnées après l'étape 1 du processus de filtrage, la couverture globale des données OMEGA, pour une résolution de 32pixel/°, couvre plus de 99% de la surface de Mars. Cette couverture diminue à 97.2 % après l'exclusion des données affectées par les problèmes instrumentaux, à 97% quand on exclut en plus les données à une trop grande incidence ou altérées par les glaces et à 90% après l'exclusion des données affectées par les aérosols. Ces derniers semblent donc être la limite principale à la couverture globale d'OMEGA.

La carte d'albédo ne montre que de faibles variations dues aux aérosols et n'est produite ici qu'en tant que carte de référence, avec pour but principal de mettre en évidence les limites des régions claires et des régions sombres de Mars, et non dans le but d'une étude précise. Nous avons donc décidé d'utiliser cette carte afin d'illustrer la couverture globale d'OMEGA obtenue sans le filtre sur les aérosols. Ce filtre n'a donc pas été appliqué sur la carte d'albédo à 1.08µm, excepté pour les observations acquises lors de la tempête globale de poussière de 2007. Afin d'atténuer les effets de ces aérosols, nous avons de plus moyenné les valeurs d'albédo pour chaque observation passant au-dessus du même pixel. La carte d'albédo obtenue est présentée

sur la Figure 55a et montre une couverture de 96.6%. Cette couverture globale est nettement plus importante que celle de la carte d'albédo obtenue en 2007 (Figure 11a) après une année martienne d'observation, qui n'était également pas corrigée des aérosols. Toutes les observations cartographiées sur cette carte d'albédo sont utilisables pour l'étude minéralogique de la surface en utilisant éventuellement la correction atmosphérique mise au point par *Vincendon et al.,* [2007, 2010] afin de corriger les spectres affectés par les effets des aérosols.

Les grandes tendances de cette carte d'albédo dans le proche IR sont en accord avec celle de *Poulet et al.* [2007] ainsi qu'avec celles des cartes d'albédo visibles et bolométriques [carte MOC (Figure 9, section 1.2.2.3) *Geissler 2005, Szwast et al., 2006 ; Mellon et al., 2000 ; Ruff and Christensen 2002*]. Ces cartes ayant été produites à partir de données acquises pour différentes saisons et années, leurs similitudes suggèrent que les limites des régions claires et des régions sombres sont stables dans le temps, du moins à grande échelle. Les régions claires sont localisées au niveau de Tharsis, d'Arabia Terra et d'Elysium avec des valeurs moyennes allant de ~0.4 à ~0.47. Dans l'hémisphère sud, les régions de plus grand albédo sont situées au niveau du bassin d'Hellas et dans la région de Promethei. Les régions de faibles albédos sont principalement situées dans l'hémisphère sud avec la valeur la plus faible de ~0.10 mesurée dans la région de Syrtis Major. Des régions de faible albédo sont également détectées dans l'hémisphère nord au niveau de Chryse et d'Acidalia Planitia, ainsi qu'au nord d'Utopia Planitia.

Poulet et al., [2007] a montré que les plus grandes valeurs d'albédo, proche de ~0.45 étaient environ 10% plus importantes que celles trouvées par Pathfinder à 1.0μm [*Bell et al., 2000*], nettement plus importante que la réflectance maximale de 0.38 obtenue depuis les télescopes terrestres [*Bell, 1992 ; Murchie et al., 2000*], mais en accord avec la carte d'albédo à 0.98μm obtenue par *De Grenier and Pinet* [1995]. Les différences existantes pourraient être dues à des effets physiques tels que des effets photométriques dus à différentes géométries d'observations, ou à la présence d'aérosols qui peuvent augmenter ou baisser l'albédo dans les régions claires. Les observations affectées par les aérosols étant plus nombreuses sur 3 années martiennes que sur une seule, les effets de ces derniers peuvent avoir été amplifiés dans cette étude par rapport à celle de 2007. Ces différences pourraient également être dues à des effets d'étalonnage, mais elles restent plus petites que la barre d'erreur mesurée lors de l'étalonnage absolu d'OMEGA (<20% d'après *Bonello et al.,* [2005]). Les plus faibles valeurs d'albédo sont elles proches des valeurs obtenues pour l'unité la plus sombre du site d'atterrissage de Pathfinder [*Bell et al., 2000*] et de celles issues des obervations antérieures [*De Grenier and Pinet, 1995 ; Murchie et al., 2000*]

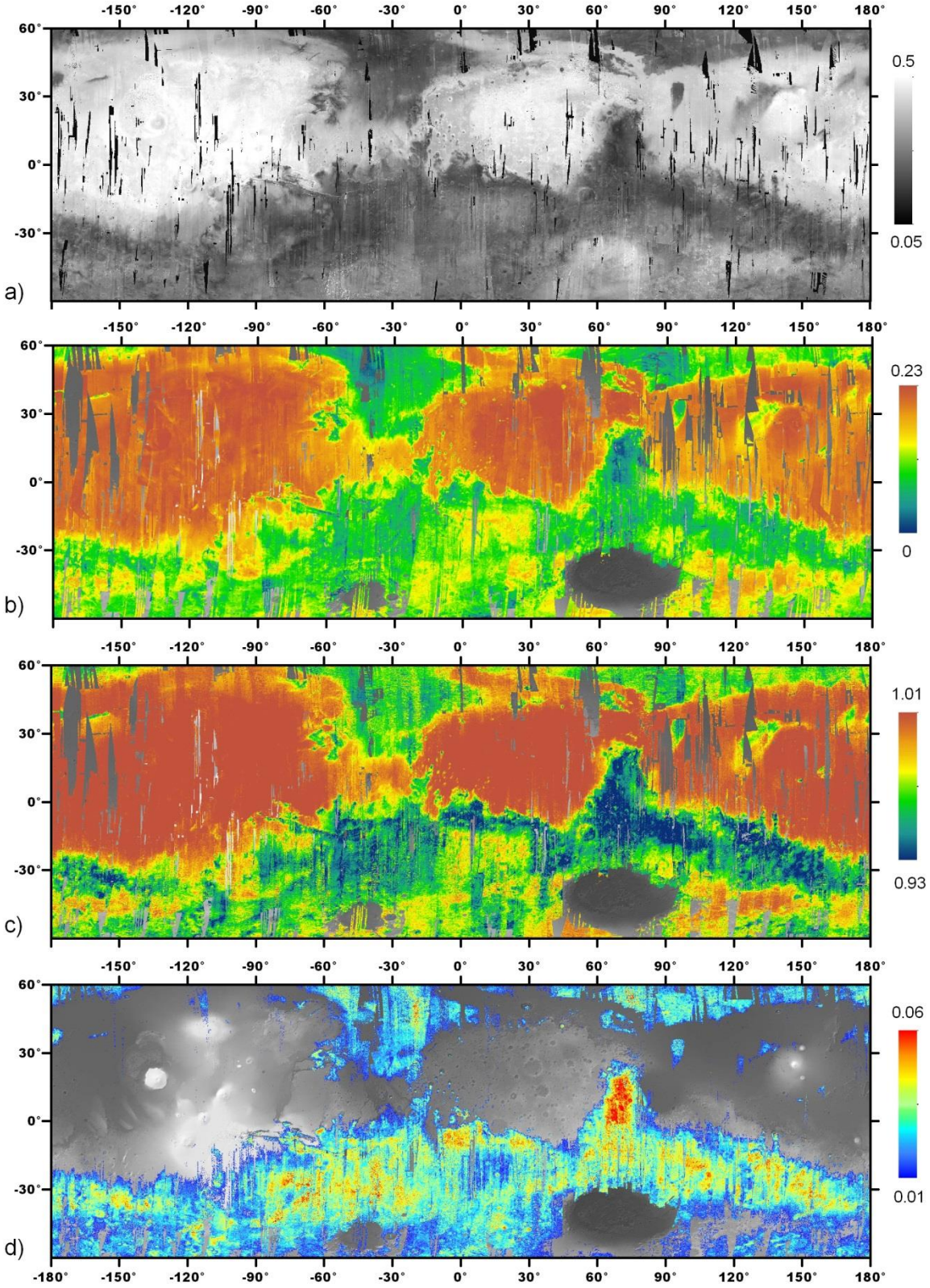


Figure 55. Cartes globales à moyennes et faibles latitudes [-60° ; +60°] d'albédo (a), de Fe3+ (b), d'oxydes ferriques nanophase ou de poussière (c) et de pyroxène (d) construites avec le jeu de données, les critères spectraux et la méthode de cartographie décrites dans les sections précédentes (sections 3.2, 3.3, 3.4). Ces cartes sont superposées à la carte d'altimétrie MOLA.

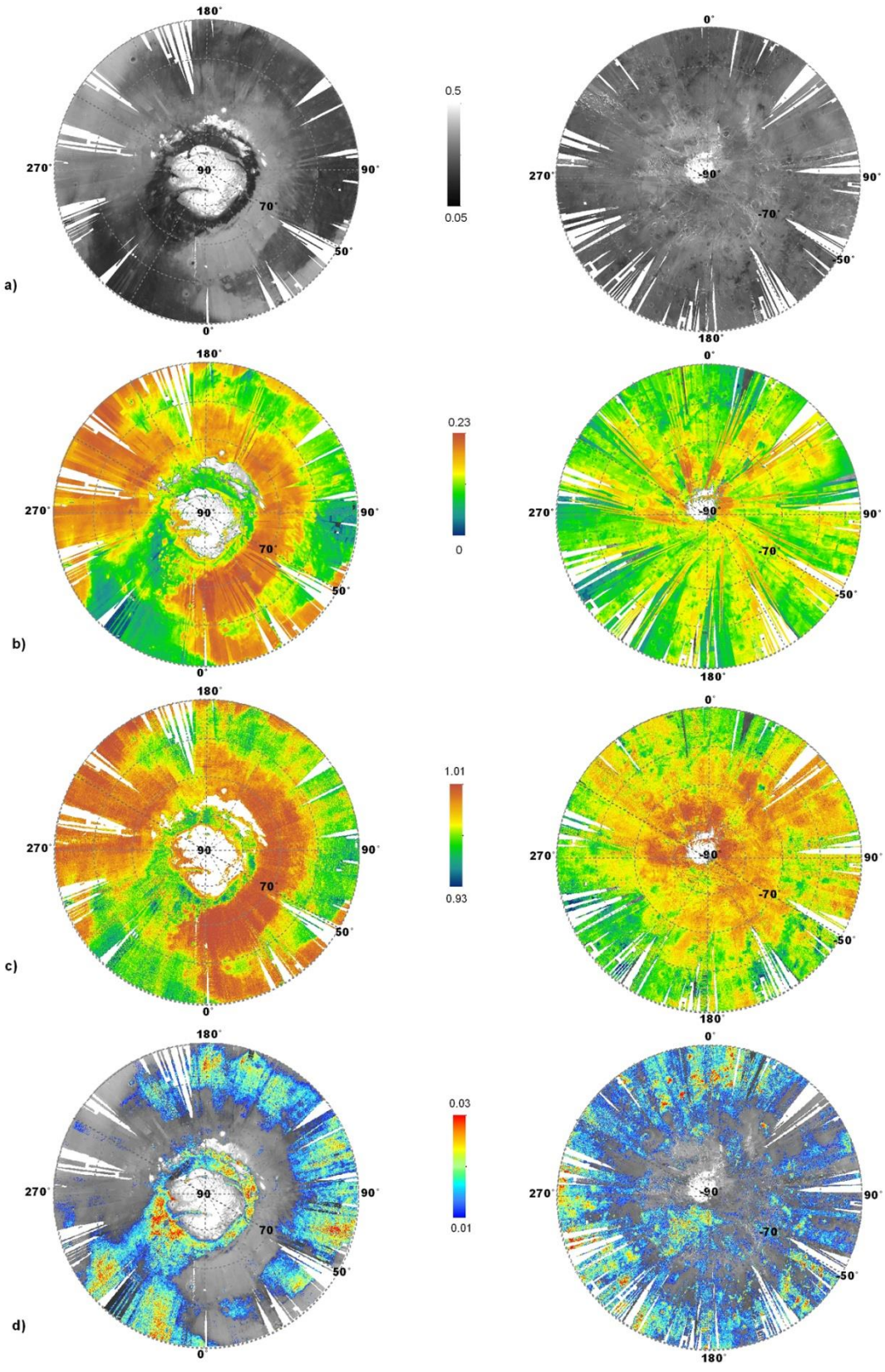


Figure 56. Cartes des régions polaires nord et sud [<-50° ; >50°] d'albédo (a), de Fe3+ (b), d'oxydes ferriques nanophase ou de poussière (c) et de pyroxène (d) construites avec le jeu de données, les critères spectraux et la méthode de cartographie décrites dans les sections précédentes (sections 3.2, 3.3, 3.4). Les cartes minéralogiques sont superposées à la carte polaire d'albédo présentée en (a).

3.5.2 Oxydes de fer

Les cartes globales des critères de Fe^{3+} et des oxydes ferriques nanophases sont présentées sur la Figure 55 (b et c) et la Figure 56 (b et c).

Les valeurs du critère de Fe^{3+} sont positives pour l'ensemble des pixels, elles montrent cependant des variations importantes indiquant des taux d'oxydation différents à la surface de Mars. Ces variations peuvent refléter l'existence de phases minérales distinctes ayant des compositions et des origines différentes. On peut remarquer que ces variations sont très bien corrélées à celle de la carte d'albédo présentée sur la Figure 55a.

Les valeurs du critère de Fe^{3+} au niveau des régions claires de Mars (Tharsis, Arabia Terra et Elysium) varient typiquement entre 0.2 et 0.23 avec les plus importantes mesurées à ~ 0.25 dans la région de Tharsis. Ces valeurs sont systématiquement plus faibles que celles obtenues en 2007 à cause de la nouvelle fonction de transfert visible. Elles restent cependant en très bon accord avec les valeurs obtenues des analogues terrestres des oxydes ferriques nanophases mesurées par *Morris et al.,* [2000]. En plus d'un critère de Fe^{3+} élevée, les régions claires montrent aussi des valeurs pour le critère des oxydes ferriques nanophases supérieures à 1, indiquant que les régions claires de Mars sont spectralement dominées par la présence de ces oxydes, ce qui est en accord avec les résultats de 2007. Pour rappel, *Bibring et al.,* [2009] a montré que les oxydes ferriques cristallins étaient localisés dans de rares régions de faibles étendues telles que Terra Meridiani, Aram Chaos, Candor Chasma et Capri Chasma [*e.g. Bibring et al., 2009 ; Arvidson et al., 2006a*].

Des oxydes ferriques avec des grains très fins de l'ordre du nanomètre semblent être un composant important de la poussière martienne recouvrant les régions claires de Mars. Ceci est en accord avec les données *in situ* provenant des différents atterrisseurs et rovers (voir section 1.2.2). Ces données *in situ* ainsi que les données TES dans l'infrarouge thermique ont également mis en évidence la présence de plagioclase en grande quantité ainsi que celle de magnétite associée à cette poussière [*Bandflield and Smith, 2002 ; Ruff, 2004 ; Hamilton et al., 2005*]. Ces minéraux ne présentant pas de signatures fortes dans le visible et le proche infrarouge, ils ne peuvent pas être détectés par OMEGA. Le critère spectral des oxydes ferriques nanophases peut donc être considéré comme un bon indicateur de la présence de poussière à la surface de Mars dans le proche infrarouge. Ceci est confirmé par la très bonne corrélation entre la carte globale issue de ce critère (Figure 55c) et les faibles valeurs de l'inertie thermique (<120 tiu) mesurées par TES [*Putzig and Mellon et al., 2007*] au niveau des trois principales régions riches en oxydes ferriques nanophases: Tharsis, Arabia Terra et Elysium, qui suggèrent une surface composée de grains de ~6µm ou moins (Figure 16) [*Presley and Christensen*, 1997], ainsi qu'avec la carte de poussière obtenue à partir des spectres TES dans l'infrarouge thermique [Figure 57, *Ruff and Christensen,* 2002]. La carte globale des oxydes ferriques nanophases fournit donc une bonne illustration de la répartition spatiale de la poussière à la surface de Mars et permet de localiser les régions dont la minéralogie est obscurcie par cette dernière. Elle sera notamment utilisée dans l'étude de la répartition globale des autres minéraux, hydratés [*John Carter* 2011] et mafiques (cette thèse) afin de mettre en évidence des biais/corrélations potentiels.

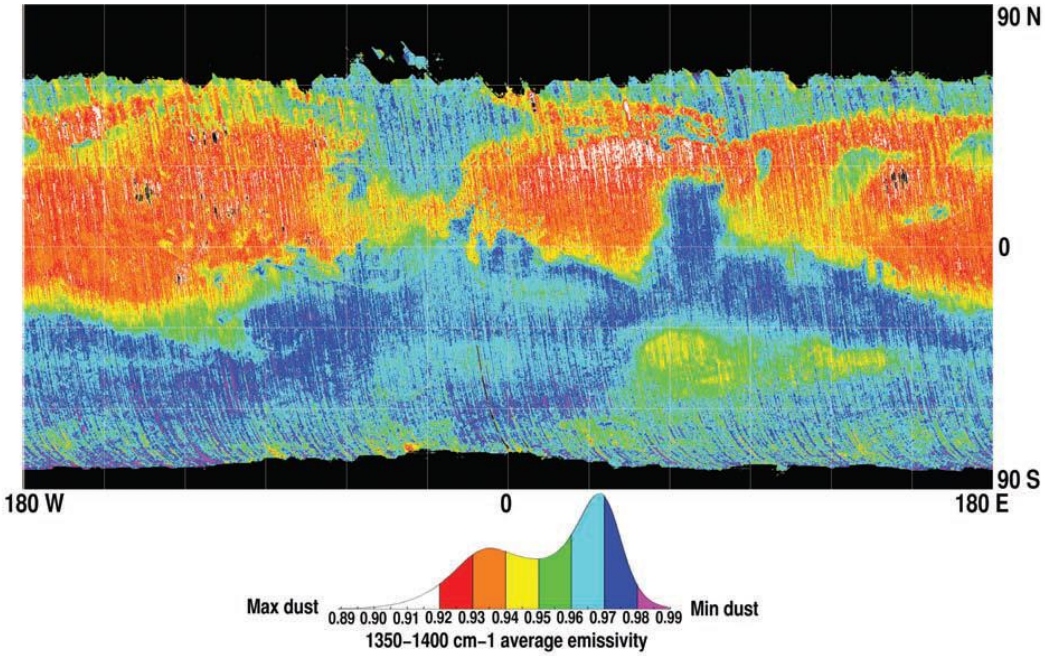


Figure 57. Carte de poussière issue des données TES [*Ruff and Christensen, 2002*]. Cette carte est basée sur un critère spectral sensible aux effets de la taille des grains des silicates présents dans la poussière martienne. Les régions oranges, rouges et blanches correspondent aux régions recouvertes de poussières, les régions en bleu et magenta correspondent aux régions sans poussières. La table de couleur est un histogramme des valeurs du critère spectral.

On peut remarquer que les régions obscurcies par la poussière ne semblent pas se limiter aux trois grandes régions poussiéreuses de Tharsis, Arabia Terra et Elysium. En effet, les terrains globalement sombres de l'hémisphère sud présentent aussi des régions plus claires ayant des valeurs des critères de Fe^{3+} et d'oxydes ferriques nanophases plus élevées que la moyenne dans ces régions (~0.17 et ~0.98 pour les critères de Fe^{3+} et d'oxydes ferriques nanophases respectivement, contre ~0.10-0.12 et ~0.93-0.95 dans les régions d'albédo sombres). Ces régions peuvent être interprétées comme étant recouvertes d'une fine couche de poussière qui obscurcit en partie la minéralogie de la surface sous-jacente.

La distribution spatiale de cette poussière, mise en évidence sur la Figure 55c, n'est pas uniforme sur toute la surface de Mars mais semble relativement stable avec le temps (sur plusieurs années martiennes) au moins à grande échelle. Cette distribution pourrait être due à une formation préférentielle de cette poussière dans certaines régions de Mars ou à des processus éoliens. L'uniformité des signatures spectrales de la poussière dans le visible et le proche infrarouge, en accord avec le fait que la composition de la poussière obtenue à partir des mesures *in situ* acquises sur les différents sites d'atterrissage soit la même [*e.g. Bell et al., 2008 ; Ruff et al., 2008*], suggère une similitude dans la composition de ses précurseurs dans le cas d'une formation *in situ* et/ou une redistribution globale de cette poussière par les vents sur toute la planète.

Une étude des processus de déposition et de soulèvement en fonction de l'obliquité de la planète a été faite par *Newman et al.,* [2005] à partir du modèle de climatologie martienne MGCM très similaire à celui décrit dans *Forget et al.,* [1999]. Ce modèle montre que pour l'obliquité actuelle, la poussière qui a été au préalable mélangée dans l'atmosphère martienne a tendance à se déposer dans l'hémisphère sud à l'ouest du basin d'Hellas, ce qui est en accord avec les observations, mais ne permet pas de modéliser l'accumulation de poussière au niveau des régions de Tharsis, d'Arabia Terra et d'Elysium. Une accumulation au niveau de Tharsis et d'Arabia est modélisée pour une obliquité importante (>35°), suggérant que ces régions

poussiéreuses auraient pu principalement se former au cours d'une période de haute obliquité (il y a 500 milles ans). Dans les mêmes conditions, ce modèle montre aussi que la poussière aurait tendance à être soulevée dans certaines régions du sud telles que Terra Sirenum, Syrtis Major, et Terra Cimmeria ainsi que dans la région d'Acidalia Planitia ce qui est en très bon accord avec les observations. Cependant même avec une obliquité importante, il est nécessaire de modéliser une circulation atmosphérique très importante pour accumuler de la poussière dans les régions d'Elysium et d'Amazonis, qui montrent pourtant une couverture de poussière importante. Bien que la présence de poussière dans Elysium et Amazonis ne soit pas bien modélisée, ces simulations suggèrent néanmoins que la distribution de la poussière à la surface de Mars soit en majeure partie explicable par des processus de soulèvement et de déposition agissant préférentiellement dans certaines régions de Mars et toujours de la même manière et qui ont permis d'accumuler cette poussière dans les terrains clairs de la surface de Mars sur des épaisseurs de plusieurs mètres.

L'absence de la bande d'hydratation à 1.9μm dans les spectres OMEGA des régions claires martiennes, soutient le fait que les oxydes ferriques qui composent en partie la poussière soient anhydres. Il a donc été proposé que ces oxydes ferriques se soient formés par un processus d'oxydation lent par l'atmosphère n'impliquant pas la présence d'eau liquide. On peut cependant noter ici que même si la bande à 1.9μm typique des minéraux hydratés n'est pas observable, la bande à 3μm qui est due à la présence d'eau sous toutes ces formes est présente avec une grande profondeur de bande dans tous les spectres des régions claires martiennes [*Jouglet et al., 2007; Milliken et al., 2007*]. Cette bande d'absorption a cependant été attribuée à la présence d'eau absorbée par la surface et non à la présence d'un groupement OH dans la structure cristalline des minéraux comme c'est le cas pour les minéraux hydratés.

Pour finir, on peut noter que la présence de ces oxydes ferriques nanophases en très faible quantité dans les terrains les plus sombres, n'obscurcissant pas les signatures à 1μm des minéraux mafiques, mais créant une bande à 0.53μm, pourrait également expliquer le fait que le critère de Fe^{3+} reste positif dans ces régions. Ceci est d'ailleurs en accord avec les observations des rovers qui montrent que même les sols sombres sont en fait un mélange de sable de composition mafique avec une petite quantité de poussière [e.g. *Bell et al., 2008*]. On ne peut cependant pas exclure que ces signatures proviennent de phases ferriques présentes dans la roche.

La Figure 56b montre que le critère de Fe^{3+} est également positif pour tous les pixels OMEGA aux latitudes polaires impliquant que l'oxydation de la surface et/ou la redistribution de la poussière soient globales et non restreintes aux latitudes moyennes. De plus, la corrélation entre les régions d'albédo élevé et les zones présentant un fort de critère de Fe^{3+} ainsi qu'un critère d'oxydes ferriques nanophases > 1 est encore très visible dans la région polaire nord suggérant que la poussière soit également présente aux très hautes latitudes. Les aérosols, qui ne sont pas filtrés excepté pour les observations acquises durant la tempête globale de 2007, ne semblent pas affecter de façon importante les cartes des régions polaires nord. Ceci peux s'expliquer par le fait que, en raison des variations saisonnières des glaces d'eau et de CO_2, les observations utilisées dans la confection des cartes de la région polaire nord sont restreintes aux saisons printemps, soit Ls = [45°, 160°], qui correspondent à une période d'opacité optique plutôt faible (voir Figure 26). À l'inverse les saisons de printemps et été dans l'hémisphère sud, soit Ls = [220°, 330°], correspondent à une période de haute opacité optique. Les critères dans le visible étant les plus affectés par les aérosols, les cartes du Fe^{3+} et en moindre mesure celle des oxydes ferriques nanophases dans la région polaire sud montrent des grandes variations dues aux aérosols qui se matérialisent par des stries radiales sur les cartes et rendent difficile leurs interprétations. Néanmoins ont peut de nouveau observer une corrélation entre le critère

d'oxydes ferriques nanophases >1, celui de Fe^{3+} et les régions d'albédo élevé impliquant la présence de poussière également dans la région polaire sud.

3.5.3 Pyroxène

Les cartes de pyroxène présentées sur les Figure 55d et Figure 56d sont nettement plus complètes que celles présentées dans *Poulet et al.,* [2007] et *Poulet et al.,* [2008a]. La présence de pyroxène est corrélée avec les régions de faible albédo de l'hémisphère sud et de l'hémisphère nord ainsi que celle des régions polaires, ceci ne signifiant pas forcément que les surfaces sous-jacentes des régions claires soient pauvres en pyroxène. La présence de terrains riches en pyroxène sous la poussière qui recouvre les régions claires de Mars est d'ailleurs appuyée par le fait que deux de ces régions, Tharsis et Elysium sont de grandes régions volcaniques et donc de composition basaltique [*Baratoux et al., 2011*]. De plus, les quelques fenêtres non poussiéreuses que nous avons de ces régions telles que la région au sud-ouest d'Arabia Terra ou la région d'Alcyonius dans Utopia [*Geissler 2005*] montrent des valeurs positives pour le critère de pyroxène (Figure 58).

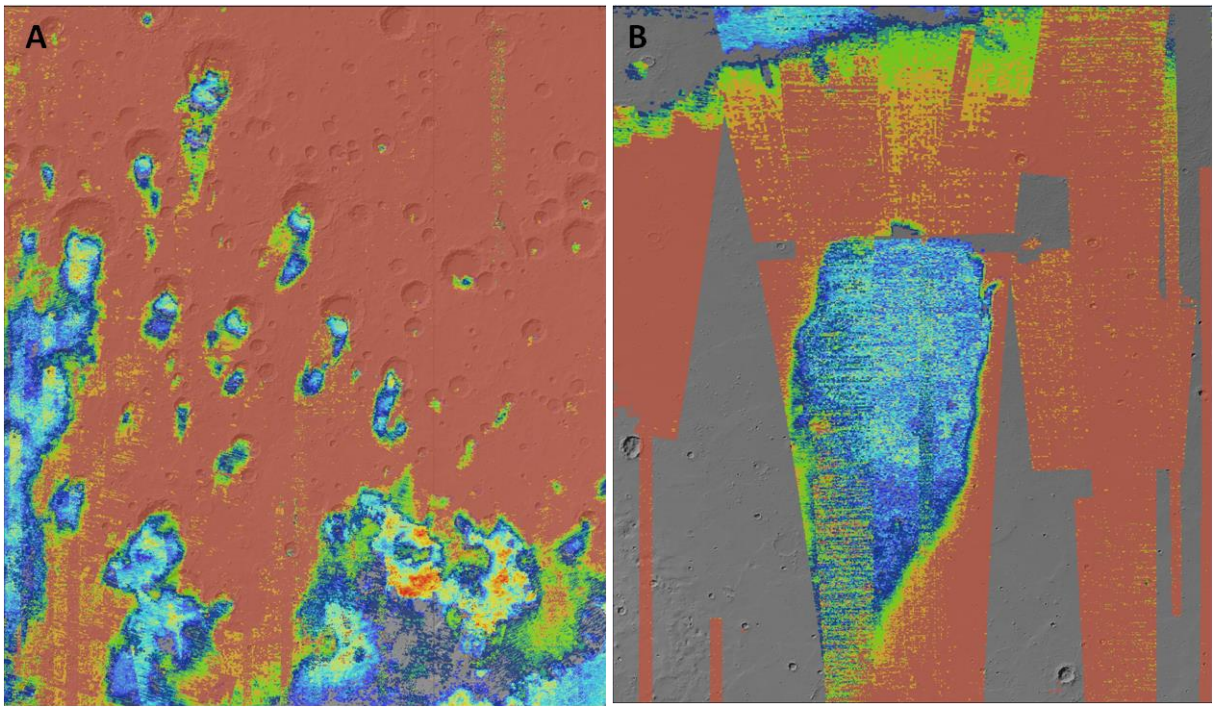


Figure 58. Illustrations de fenêtre non poussiéreuses laissant apparaître la surface enrichie en pyroxène sous-jacent dans les régions claires martiennes. A) Région nord de Terra Meridiani dans Arabia Terra [-6°E ; 11.3°N]. B) Région d'Alcyonius dans Utopia Planitia [95°E ; 30.7°N]. Pour les deux figures A et B la carte est une superposition de la carte globale de pyroxène (critère compris entre 0.01 et 0.06) et celle d'oxydes ferriques nanophases (critère compris entre 0.97 et 1.0).

La méthode de cartographie, qui consiste à ne cartographier que la plus haute valeur du critère parmi toutes les observations qui passent au-dessus du même pixel a permis de faire ressortir les régions de fortes profondeurs de bandes à 2µm. Ces régions sont principalement situées dans les régions les plus sombres montrant de faibles valeurs pour les critères de Fe^{3+} et d'oxydes ferriques nanophases. À l'inverse les zones moins sombres de l'hémisphère sud, montrant des valeurs pour les critères de Fe^{3+} et d'oxydes ferriques nanophases un peu plus élevées (Sud de Terra Sirenum, nord de Noachis Terra, et Promethei Terra), montrent un critère

de pyroxène plus faible, ce qui est en accord avec la présence d'une petite quantité de poussière qui masque en partie les signatures spectrales de la surface sous-jacente. Parmi les principales régions de critère de pyroxènes élevé on trouve Syrtis Major avec les plus grandes profondeurs de bande autour de 5-6%, Hesperia Planum et Thaumasia Planum qui sont toutes les trois des régions volcaniques (grandes plaines ou paterae) datant de l'Hesperien, indiquant un volcanisme de composition principalement basaltique dans ces régions. On trouve également les régions de Terra Sirenum, les régions au nord d'Argyre et à la limite sud d'Arabia Terra, Terra Cimmeria.

Dans les régions sombres de l'hémisphère nord, le critère de pyroxène est plus faible, de l'ordre de 2-3% avec certaines zones pouvant aller jusqu'à environ 4% dans certaines régions très localisées. *Poulet et al.,* [2007] a montré que les spectres dans cette région présentaient une pente très bleue (diminution de la réflectance avec la longueur d'onde) avec une signature à 2μm très faible en accord avec les petites valeurs du critère spectral et une signature à 1μm inexistante. L'absence de la bande d'hydratation à 1.9μm dans ces régions suggère qu'elles ne soient pas altérées chimiquement et conduit *Poulet et al.,* [2007] à proposer que ces régions soient de composition basaltique, mais recouvertes d'un revêtement de poussière ou d'un vernis, assemblages qui présentent les mêmes propriétés spectrales que celles observées dans ces régions [*Singer and Roush*, 1983]. Du fait de la géologie complexe de ces régions, il est cependant difficile de contraindre l'origine exacte de ce pyroxène. Il pourrait être directement relié aux laves qui auraient d'après certaines études remplies les plaines du nord durant le début de l'Hesperien [*Head et al., 2002*] (section 1.3.3) mais aussi refléter la composition des sédiments qui recouvrent ces régions par endroits [*Head et al., 2002 ; Tanaka et al., 1992*]. Cependant, dans ce dernier cas la composition basaltique de ces régions restreint l'origine de ces sédiments à une origine volcanique (cendres volcaniques, laves transformées en régolite, déposition du pyroxène provenant des latitudes moyennes par divers processus). *Catling et al.,* [2011 ; 2012] suggère à partir d'une étude morphologique de certains cratères (cratères de diamètre compris entre 20 et 200m, 200 et 2000m et supérieurs à 2000m) présents dans la région de Vastitas Borealis, que cette région soit composée de laves recouvertes de 10 à 20 m de régolites lissés par de la glace. Cette interprétation permettrait de réconcilier l'aspect sédimentaire de ces régions avec une origine volcanique locale et une composition basaltique.

Cette carte globale de pyroxène est en accord avec celle obtenue à partir des données TES [*Bandfield et al., 2002*], bien qu'elles présentent des détections plus fortes associées aux plaines du nord.

Les régions polaires nord et sud présentent également du pyroxène associé aux régions sombres de faible albédo avec les plus grosses signatures observées au niveau des dunes qui entourent la calotte polaire nord. Ce pyroxène peut provenir d'un volcanisme local comme l'indique la présence de structures volcaniques dans ces régions ou avoir été transporté depuis les moyennes latitudes par divers processus.

3.5.4 Olivine

Les deux cartes globales d'olivines à petites et moyennes latitudes produites dans cette étude sont présentées sur les Figure 59 et Figure 60. Les nouvelles données utilisées dans cette étude ont permis de doubler le nombre de détection d'olivine par rapport à l'étude de 2007. Cette augmentation dans le nombre de détections a fourni une nouvelle vision de la distribution globale de l'olivine à la surface de Mars et celle-ci sera donc étudiée plus en détail dans cette section et dans la partie suivante.

Bien que les deux cartes d'olivine montrent des résultats similaires, la plupart de l'étude présentée ici sera basée sur la deuxième carte (Figure 60, 40pixels/°) qui permet une

identification plus robuste des différents dépôts d'olivines et notamment ceux avec une faible étendue spatiale qui ne sont pas visibles sur la première carte. Cependant la première carte (Figure 59, 32pixels/°) reste intéressante puisqu'elle permet d'avoir une vision réaliste de la taille des dépôts d'olivine à la surface de Mars.

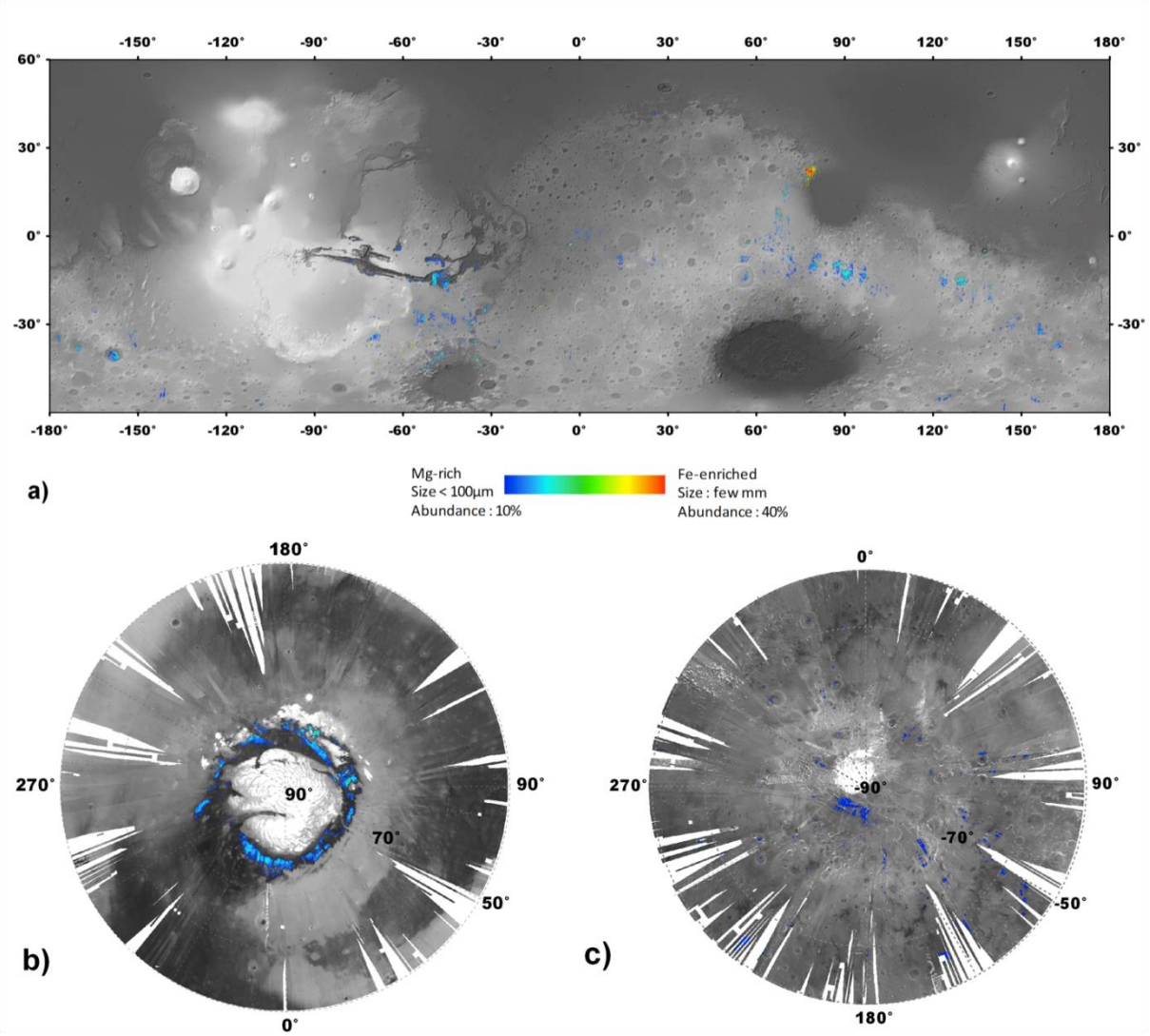


Figure 59. Cartes d'olivine à moyennes et faibles latitudes [-60° ; +60°] et pour les régions polaires nord (b) et sud(c). Les détections sont superposées à la carte d'altimétrie MOLA entre [-60° ; +60°] et à la carte d'albédo OMEGA pour les régions polaires afin de mettre en évidence l'emplacement des dépôts d'olivine.

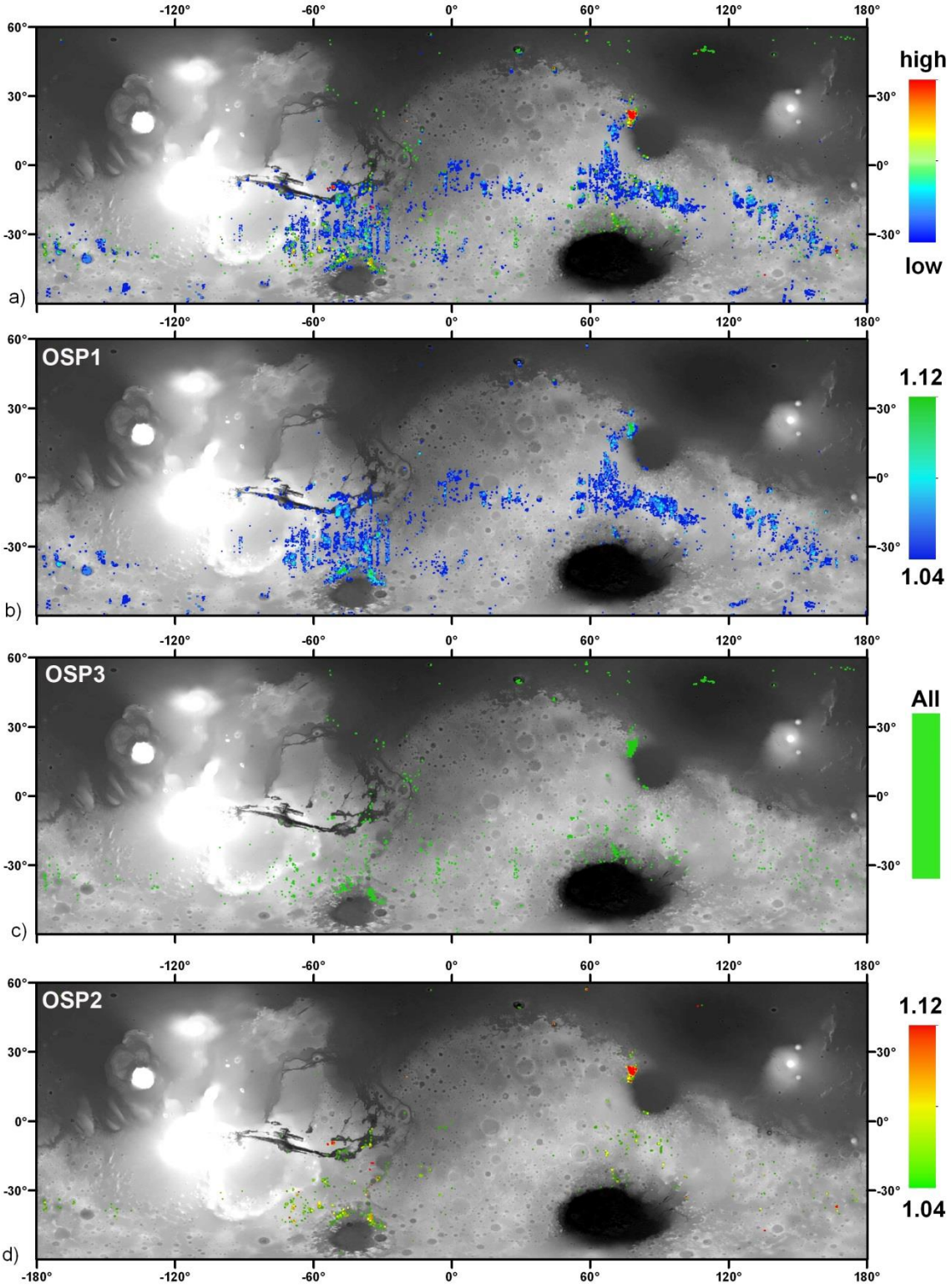


Figure 60. Cartes globales d'olivine issues des trois critères spectraux décrits dans la section 3.3. La carte globale d'olivine présentée en (a) est construite à partir des trois autres cartes présentées en (b), (c) et (d) : d'abord la carte d'olivine basée sur le critère OSP1 cartographié du bleu jusqu'au vert (b), ensuite la carte basée sur le critère OSP3 entièrement cartographié en vert (c) et pour finir la carte basée sur le critère OSP2 cartographié du vert jusqu'au rouge (d). L'échelle de couleur final du bleu jusqu'au rouge peut donc être interprétée comme une augmentation de la teneur en Fer et/ou de la taille des grains et/ou de l'abondance de l'olivine. Pour les quatre cartes, les détections d'olivines sont toutes cartographiées sur la carte d'altimétrie MOLA. Les dépôts d'olivines sont ici 1.5 à 5 fois plus grands que leur étendue réelle.

3.5.4.1 Deux types de signatures d'olivine à 1µm : Type 1 et Type 2

Les cartes globales d'olivine sont toutes les deux construites à partir d'une superposition des trois cartes globales issues des trois critères spectraux utilisés pour détecter l'olivine dans cette étude : en premier la carte du critère OSP1 avec les valeurs du critère cartographiées du bleu jusqu'au vert, ensuite la carte du critère OSP3 entièrement cartographiée en vert puis la carte du critère OSP2 avec les valeurs des critères cartographiés du vert jusqu'au rouge (voir section 3.4). Les trois cartes issues des trois critères spectraux avec leurs échelles de couleur respective sont également présentées sur la Figure 60 afin de mettre en évidence les contributions de chaque critère. En se basant sur le type d'olivine détecté par chaque critère spectral, l'échelle de couleur du bleu jusqu'au rouge sur la carte globale finale peut être interprétée comme une augmentation de la teneur en fer et/ou de la taille des grains et/ou de l'abondance de l'olivine détectée. Les détections bleues correspondent aux plus faibles valeurs du critère OSP1 et donc à des signatures d'olivine plutôt faibles correspondant à des olivines plutôt pauvres en fer avec des petits grains (<100µm) et en abondance faible ou moyenne (~10%) (voir section 3.3.3). Cependant, nous avons vu dans la section 2.2.3, que la présence de pyroxène et/ou de poussière pouvait diminuer les signatures d'olivines. Le pyroxène étant très présent dans les terrains de faible albédo où sont aussi détectés la plupart des dépôts d'olivine (voir section 3.5.3 et section 3.5.4.2), nous ne pouvons donc pas exclure que les faibles détections cartographiées en bleu puissent correspondre à une olivine riche en fer et/ou avec des gros grains, mais associée à une forte abondance en pyroxène (et autres minéraux également présents en surface), ou éventuellement recouverte d'une fine couche de poussière. Ces détections cartographiées en bleu seront par la suite appelées les olivines de **type 1**. Les détections cartographiées en rouge correspondent à des signatures à 1µm très fortes et donc à des olivines plutôt riches en fer et/ou avec des gros grains (>100µm) et avec une grande abondance pouvant aller jusqu'à 40% (voir section 3.3.3). Les détections cartographiées en vert correspondent aux olivines détectées avec des hautes valeurs du critère OSP1 (>1.07), des valeurs faibles à moyennes du critère OSP2 ou avec le critère OSP3. Ces détections sont interprétées comme ayant une composition intermédiaire en termes de teneur en fer, de taille de grain et d'abondance. Ces détections cartographiées en vert et en rouge qui présentent donc des signatures plus importantes sont regroupées sous le terme d'olivine de **type 2**. Ce type d'olivine présente généralement des signatures moins affectées par la présence de pyroxène et/ou de poussière et est donc plus apte à contraindre la composition réelle de l'olivine présente. Des signatures spectrales typiques des détections bleues sont observées dans Terra Tyrrhena (type 1), la terrasse d'Argyre pour les détections vertes (type 2) et Nili Fossae pour les détections rouges (type 2), les spectres correspondants sont donnés sur la Figure 53.

Les cartes globales d'olivine présentées dans cette étude permettent de mettre en évidence des régions présentant une composition plus riche en olivine que la composition moyenne de la surface de Mars et révèlent la diversité de cette olivine en terme de teneur en fer, de taille de grain et d'abondance. Cependant, comme nous l'avons déjà signalé dans la section 3.3.3, on ne peut pas exclure que des régions pour lesquelles les critères d'olivine sont sous leur seuil de détection contiennent en réalité jusqu'à 20% d'olivine pauvre en fer et à petits grains (<10µm) et jusqu'à 5% d'olivine riche en fer et/ou avec des gros grains dans un mélange basaltique. De plus, la présence de poussière, même en faible quantité, va diminuer les signatures spectrales de l'olivine et peut faire passer les critères de détection sous leur seuil.

3.5.4.2 Analyse globale de la distribution d'olivine

Les cartes globales à moyennes et faibles latitudes présentées sur les Figure 59 et Figure 60 montrent que l'olivine est principalement détectée dans les vieux terrains de l'hémisphère sud avec quelques détections dans les plaines du nord. Toutes les régions précédemment identifiées comme étant enrichies en olivines sont observées : Nili Fossae, Terra Tyrrhena, Terra Cimmeria, Valles Marineris, Arres Vallis, Chryse Planitia , Syrtis Major, les terrasses des bassins Argyre et Hellas et le sud du bassin d'Isidis [*eg. Bandfield, 2002; Christensen et al., 2003, Hoefen et al., 2003; McSween et al.,2006; Hamilton and Christensen, 2005; Mustard et al., 2005; Poulet et al., 2007, 2009a, Koeppen and Hamilton, 2008; Edwards et al., 2008; Salvator et al., 2010, Rogers and Fergason, 2011, Loizeau et al., 2012*, voir section 1.2.2.3 et ses références]. L'olivine de type 1 est principalement détectée dans les régions de faible albédo de l'hémisphère sud avec une distribution spatiale non homogène. Ces détections sont regroupées sous la forme de dépôts eux-mêmes regroupés dans certaines régions telles que Terra Sirenum, Terra Cimmeria, Sinus Meridiani, dans la région au nord du bassin d'Argyre, et dans la région allant de Terra Sabea à Hesperia Planum incluant la région de Terra Tyrrhena. Quelques dépôts sont également observés dans les provinces volcaniques de Syrtis Major, Thaumasia Planum et Hesperia Planum. L'olivine de type 2 est également observée associée à ces dépôts à travers tous les terrains du sud. Cependant, elle n'y apparaît que sur des étendues spatiales très faibles correspondant à certaines zones précises de ces dépôts. L'olivine de type 2 est observée de manière plus fréquente autour des trois bassins géants Argyre, Hellas et Isidis. De l'olivine est également détectée (en grande partie grâce au critère spectral OSP3) dans les plaines du nord où elle est principalement associée à des cratères et à un dépôt étendu dans Utopia Planitia.

Une comparaison entre ces cartes globales d'olivine et celle du pyroxène (Figure 55d), montre que les dépôts d'olivine sont fréquemment associés aux régions riches en pyroxènes. La Figure 61 présente une carte d'olivine où seules les détections sans pyroxènes (profondeur de bande à 2µm < 1%) sont cartographiées. Ces dépôts d'olivine pauvres en pyroxènes sont très bien corrélés aux détections d'olivine de type 2 (détections rouges et vertes sur les cartes des Figure 59 et Figure 60) avec des détections principalement observées dans la région de Nili Fossae, sur les terrasses d'Argyre et d'Hellas, dans le sud d'Isidis, dans la région de Valles Marineris ainsi que dans les plaines du Nord. La plupart des petites zones d'olivine de type 2 associées aux plus larges dépôts de type 1 situés dans les terrains du sud sont également visibles sur cette carte. Cette corrélation entre les détections d'olivine de type 2 et les zones pauvres en pyroxène illustre certainement la présence de pyroxène sur la signature à 1µm de l'olivine. Ceci est appuyé par la Figure 62 qui montre la corrélation entre les valeurs du critère OSP1 et OSP2 et les valeurs du critère de pyroxène et dont on peut extraire deux observations principales : (1) le critère d'olivine semble diminuer avec l'augmentation du critère de pyroxène, particulièrement à partir de 0.05, (2) le critère OSP1 permet de détecter de l'olivine pour des valeurs du critère de pyroxène supérieures à ~0.07, ce qui n'est pas le cas du critère OSP2. Contrairement au critère OSP2, le critère OSP1 semble donc permettre de détecter de l'olivine quand celle-ci est en présence d'une quantité importante de pyroxène. Le seul grand dépôt d'olivine de type 1 est trouvé dans la région de Terra Méridiani. Cette détection est en accord avec la petite quantité d'olivine détectée sans signature de pyroxène dans cette région au niveau de l'unité Ph [*Poulet et al., 2008b, Ardvinson et al., 2006a*]

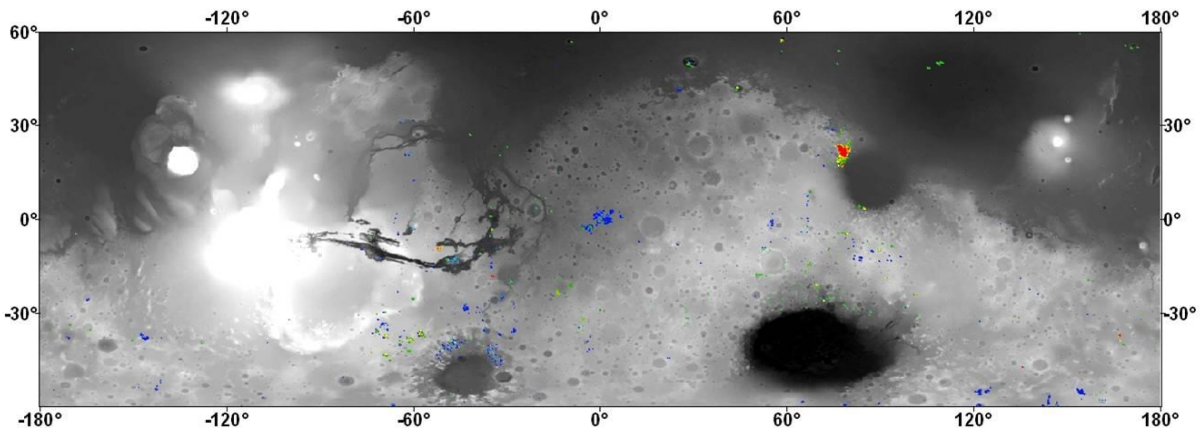


Figure 61. Carte des détections d'olivine sans pyroxène (critère de pyroxène inférieur à 1%). Le code de couleur est le même que pour la Figure 60.

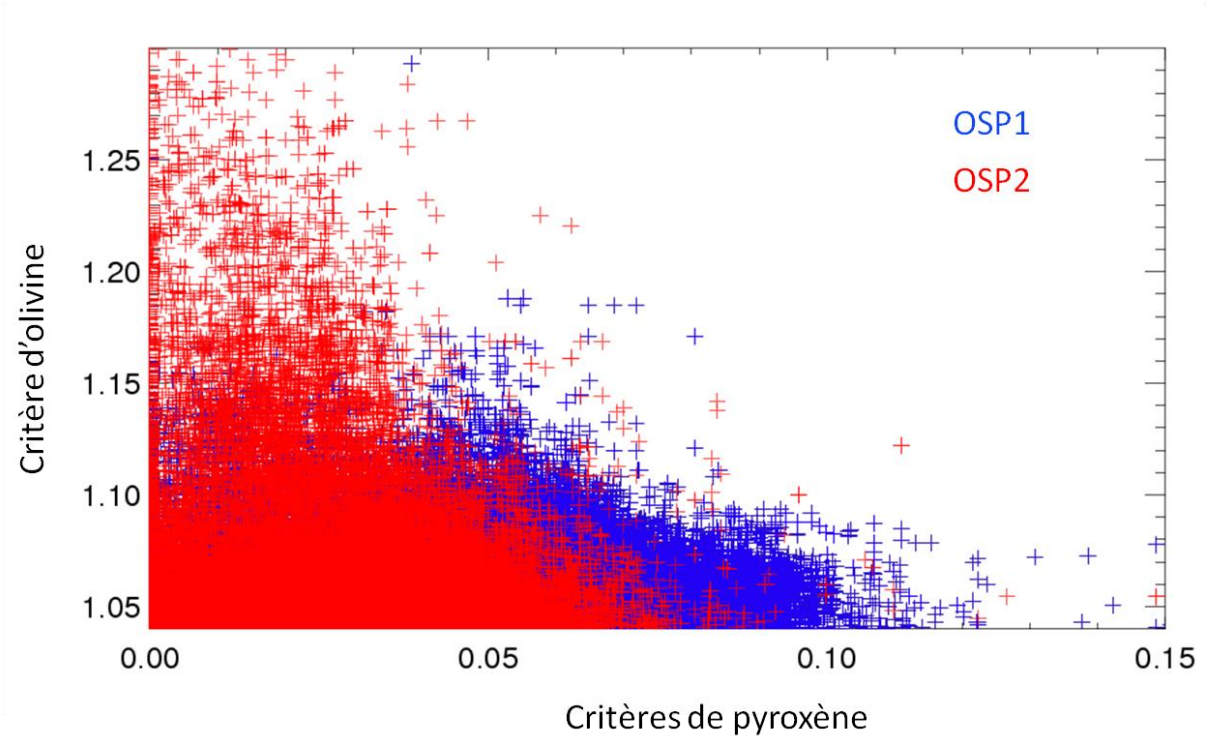


Figure 62. Variation des critères spectraux d'olivine OSP1 (bleu) et OSP2 (rouge) en fonction du critère spectral du pyroxène.

La distribution d'olivine montre également une forte anticorrélation avec les zones poussiéreuses présentes dans les terrains du sud. La poussière ayant pour effet de diminuer les critères d'olivine, il est possible que des dépôts d'olivine soient présents dans ces régions, mais que la valeur des critères étant trop faibles ils ne soient pas cartographiés sur les cartes globales, ce qui peut entraîner un biais dans la distribution globale des détections d'olivines. Nous verrons qu'en faisant une étude plus détaillée de ces régions poussiéreuses, on peut effectivement mettre en évidence des régions enrichies en olivine.

Une comparaison entre ces cartes globales issues des données OMEGA et les cartes globales d'olivine issues des données TES présentées sur la Figure 10, montre une bonne corrélation entre les détections TES faites avec des critères spectraux (Figure 10A) et les détections d'olivine de type 2 issues des données OMEGA. On retrouve ainsi les détections autour des trois grands bassins Argyre, Hellas et Isidis incluant la région de Nili Fossae, ainsi que

les détections dans les régions de Valles Marineris et d'Ares Vallis et quelques dépôts dans les plaines du Nord et dans les terrains du sud. On peut noter que les critères spectraux utilisés pour ces détections ont été établis pour détecter de l'olivine avec une composition allant de Fo100 à Fo58. Les signatures de l'olivine dans l'infrarouge lointain étant moins sensible à la taille des grains, cela suggère que les olivines de types 2 soient plutôt des olivines riches en magnésium et avec des gros grains plutôt que des olivines riches en fer. La distribution globale de l'olivine issue des données OMEGA montre cependant une distribution plus hétérogène, avec des dépôts plus localisés, que la distribution globale d'olivine dérivée de la déconvolution des spectres TES (Figure 10B) qui montre une abondance positive (au moins 5-10%) et homogène sur l'ensemble des terrains du sud. Les régions montrant une abondance > 10-15% sont cependant en très bon accord avec la distribution d'olivine OMEGA. Il est de plus possible que des terrains contenant de l'olivine pauvre en fer et avec des petits grains en faible abondance (<20%) soient en dessous des seuils de détection des critères utilisés dans la confection des cartes OMEGA.

Au niveau des régions polaires, l'olivine est aussi détectée dans les dunes de faible albédo et riches en pyroxène qui entourent la calotte polaire nord comme ce fut déjà observé par *Poulet et al.,* [2008a]. Cela suggère que l'altération et l'érosion de la surface qui résultent de la déposition et de la sublimation des glaces saisonnières dans ces régions n'ont pas suffi à altérer l'olivine. Dans la région polaire sud, quelques détections très faibles sont observées principalement associés au fond de certains cratères. L'analyse détaillée de l'olivine sera concentrée sur les moyennes et faibles latitudes [-60°; +60°] et les détections d'olivines au niveau des régions polaires ne seront donc pas étudiées plus en détail dans la suite.

La suite de cette section sera consacrée à une étude statistique détaillée de cette distribution globale d'olivine en fonction de plusieurs paramètres physiques tels que l'altitude, la latitude, l'âge des terrains où l'olivine est observée ou encore leur inertie thermique. Ceci a pour but de mettre en évidence des tendances possibles qui pourraient permettre de relier les détections d'olivine à des contextes géologiques particuliers et de mieux contraindre leurs origines.

3.5.4.3 Distribution de l'olivine en fonction de l'altitude et de la latitude

Afin de mettre en évidence des corrélations possibles entre les détections d'olivine et la topographie et/ou stratigraphie de la surface de Mars, nous avons reporté dans un histogramme toutes les détections supérieures à leur seuil de détection en fonction de l'altitude MOLA. La carte MOLA à 32 pixel/° a été rééchantillonée à la résolution de la carte d'olivine OMEGA à 40°/pixels et ces deux cartes ont été corrélées pixel par pixel. Afin d'éviter tout biais dû à la topographie de la surface martienne, nous avons normalisé le nombre de détections d'olivine obtenu pour chaque intervalle d'altitude par le nombre total de pixels à cette altitude. L'histogramme obtenu présenté en noir sur la Figure 63A représente donc le pourcentage de pixels ayant un critère d'olivine positif par rapport au nombre total de pixels présents dans le même intervalle d'altitude (intervalles de 100m). On peut observer que la distribution d'olivine se répartit selon 4 intervalles d'altitudes distincts dont les régions et détections associées sont mises en évidence sur la Figure 63C. L'intervalle regroupant le plus de détections se situe entre 0 et 3 km d'altitude et inclut principalement les dépôts d'olivine localisés dans les terrains du sud ; le deuxième intervalle, entre 0 et -2.5km d'altitude, est principalement constitué des détections d'olivine observées sur les terrasses des trois grands bassins Argyre, Hellas et Isidis, ainsi que de quelques détections observées dans les larges cratères présents dans les terrains du sud ; l'intervalle entre -2.5 et -5km correspond à de l'olivine détectée dans le fond de Valles Marineris, dans la bordure interne de Isidis et d'Hellas et à celle détectée dans les plaines du nord (dépôts

et petits cratères) ; pour finir, le dernier intervalle d'altitude, situé entre -5 et -7km, regroupe les détections d'olivine principalement associées à des dépôts présents dans les grands cratères des plaines du nord.

Afin de voir comment se répartissent ces intervalles d'altitudes en fonction du type d'olivine observée, nous avons séparé les contributions des olivines types 1 et olivines type 2 en deux histogrammes distincts, respectivement bleu et rouge sur la Figure 63A. Afin d'être en accord avec la définition de l'olivine type 1 donnée précédemment (section 3.5.4.1), ce type d'olivine correspondra, dans cet histogramme et dans la suite, aux olivines détectées avec le critère OSP1, mais pas avec les critères OSP2 et OSP3. La répartition spatiale de ces deux types d'olivine est illustrée avec le même code de couleur que pour les histogrammes sur la Figure 63C. On peut observer que la plupart des détections dans l'intervalle d'altitude [0,3km] correspondent à des olivines de type 1, quelques détections d'olivines de type 2 étant quand même observables ce qui est en accord avec les observations faites dans la section 3.5.4.2. Comme cela a également déjà été observé dans la section 3.5.4.2., l'intervalle entre 0 et -2.5km correspondant aux terrasses des trois grands bassins, incluant la région de Nili Fossae, montre de nombreuses détections d'olivine de type 2. L'olivine détectée dans l'intervalle [-2.5, -5km], correspondant principalement à la région de Valles Marineris, est dominée par une composition de type 1. Quelques détections de type 2 sont associées à des dépôts de très faibles étendues dans Valles Marineris et à des petits cratères dans les plaines du nord. Les dépôts observés dans les grands cratères des plaines du nord ([-5, -7km]) sont également dominés par une olivine de type 2. Les détections dans les plaines du nord sont principalement détectées par le critère OSP3 moins sensible aux perturbations atmosphériques et à la pente importante des spectres observés dans ces régions.

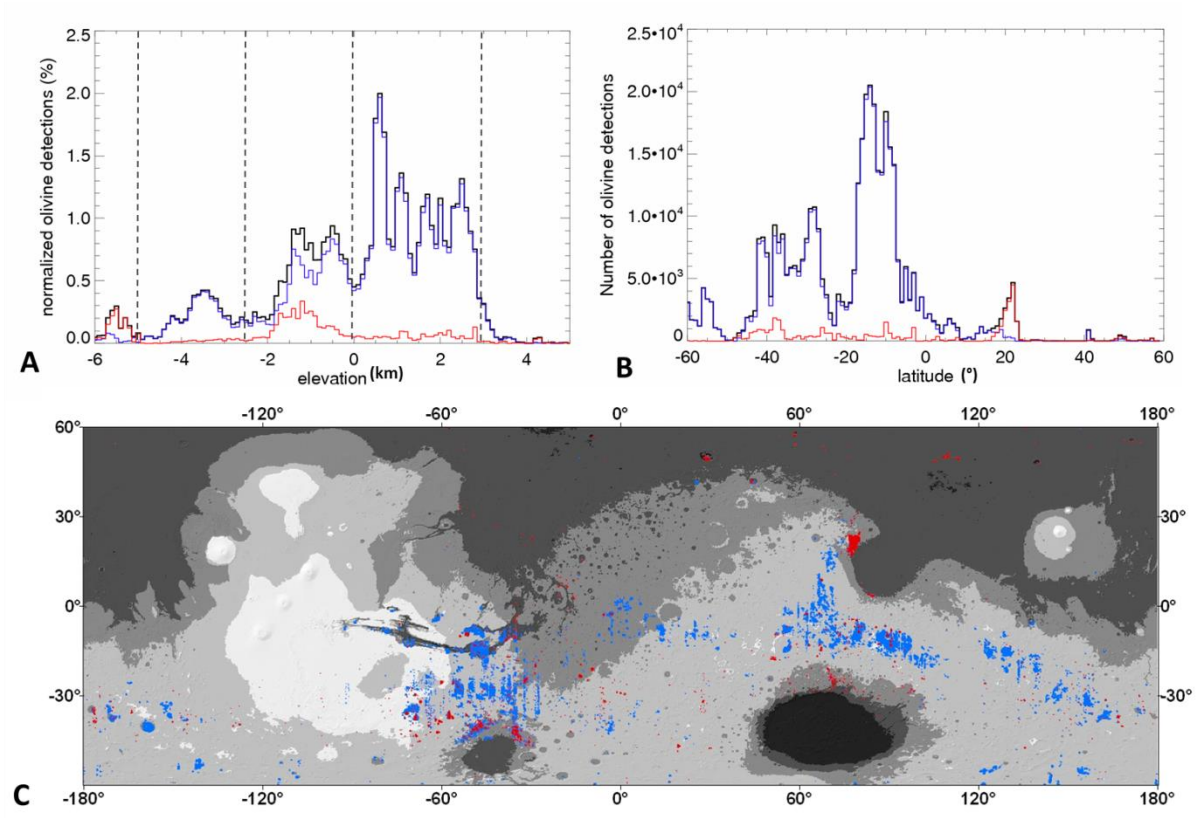


Figure 63. Histogramme représentant la distribution de l'olivine en fonction de l'altitude (A) et de la latitude (B) pour toutes les détections (noir), les détections de type 1 (bleu) et les détections de type 2 (rouge). Ces détections sont représentées avec le même code de couleur sur la carte globale en C.

Edwards and Christensen, [2011] ont proposé en se basant sur les données TES qu'une couche globale d'olivine entre -3600 et -3900 m était présente sur une grande partie de la planète et en partie mise à jour en certains endroits incluant le fond du canyon de Valles Marineris, la bordure interne des bassins d'Hellas, Isidis et Argyre, la région de Chryse Planitia et certaines détections dans les plaines du nord. On peut remarquer ici que l'intervalle situé entre -2.5 et -5km présente un pic à -3600 m qui pourrait être assez proche de l'intervalle suggéré par les données TES. Cet intervalle inclut de plus les détections d'olivine OMEGA dans la région de Valles Marineris, dans les bordures internes des bassins Isidis et Hellas et certaines détections dans les plaines du nord ce qui est en accord avec *Edwards and Christensen,* [2011]. Cependant, la distribution des détections d'olivine OMEGA centrée sur ce pic est beaucoup plus large que celui représenté par une couche étroite entre -3600 et -3900 m. Il n'y a donc rien qui indique la présence d'une couche fine et globale dans notre étude. Nous verrons de plus dans la suite que les détections observées sur les bordures internes des bassins peuvent être interprétées de manière totalement indépendante à la présence d'une couche étroite d'olivine. Cette couche pourrait néanmoins exister dans la région de Valles Marineris et de Chryse Planitia.

La même analyse statistique a été réalisée en fonction de la latitude afin de mettre en évidence les influences possibles du climat, de la poussière ou des structures géologiques sur la distribution globale de l'olivine. L'histogramme regroupant le nombre de pixels avec des détections d'olivine positives pour chaque intervalle de latitude (1° de latitude par intervalle) est présenté sur la Figure 63B. On peut observer que les détections d'olivines sont principalement localisées entre 10°N et 60°S, zone correspondant aux terrains peu poussiéreux de l'hémisphère sud. L'olivine de type 1 est présente dans les terrains du sud selon trois intervalles de latitudes : (1) entre 10°N et 25°S, ce qui correspond principalement aux régions de Terra Tyrrhena, Terra Meridiani et Valles Marineris ; (2) entre 25°S et 50°S, intervalle qui regroupe les détections dans la région au nord et à l'est d'Argyre, dans Terra Sirenum et Terra Cimmeria et sur les terrasses des bassins Argyre et Hellas ; (3) entre 50°S et 60°S qui inclut les dépôts au sud de Terra Cimmeria et de Terra Sirenum ainsi que quelques détections sur la bordure sud du bassin d'Argyre. Le pic de détection centré à 22°N correspond à la région de Nili Fossae et regroupe la majorité des détections de type 2. Le reste des détections d'olivine de type 2 se trouvent en faible quantité à toutes les latitudes à travers les terrains de l'hémisphère sud entre 10°N et 50°S, ainsi que dans certains spots aux hautes latitudes [40°N, 60°N] correspondant aux détections dans les plaines du nord, en accord avec les observations précédentes. On peut noter un léger pic à -40°S correspondant aux détections au niveau de la terrasse d'Argyre.

Les différents intervalles de latitude mis en évidence semblent simplement retracer les latitudes des principaux dépôts d'olivine observés dans la section 3.5.4.2. Le climat et notamment les conditions particulières à proximité des régions polaires ne semblent pas avoir une grande influence sur cette distribution étant donné que des détections d'olivine sont observées aux grandes latitudes (>50°N et <50°S). De plus nous avons vu dans la section 3.5.4.2 que des signatures d'olivines sont également observables dans les dunes entourant la calotte polaire nord ainsi que dans la région polaire sud. *Williams et al.,* [2010] a également observé des signatures d'olivine dans les provinces volcaniques au sud-ouest du bassin d'Hellas. L'espace entre 45°S et 55°S est en partie dû à la présence des deux grosses structures géologiques que sont les bassins d'impacts géants Argyre et Hellas ; le pic centré à 22°N est également corrélé à la structure géologique très caractéristique de Nili Fossae. La distribution globale de l'olivine en fonction de la latitude semble cependant être principalement contrôlée par la distribution de la poussière. En effet, sa présence en grande quantité entre 0° et 50°N sur la majeure partie de Mars empêche toute détection dans ces régions. Cette poussière est également en grande partie

responsable de l'absence d'olivine entre 45°S et 55°S puisqu'elle recouvre toute la région située à l'ouest et dans une moindre mesure la région située à l'est du bassin d'Hellas, ainsi qu'une partie de la région de Terra Sirenum. On peut aussi remarquer que cette dichotomie dans la distribution d'olivine entre l'hémisphère sud et l'hémisphère nord est amplifiée par le fait que l'olivine ne soit que très peu détectée dans les régions sombres des plaines du Nord contrairement au pyroxène.

Des histogrammes ont également été obtenus à partir des données TES [*Koeppen and Hamilton, 2008*] et montrent une distribution des détections d'olivine en fonction de l'altitude et de la latitude beaucoup plus homogène que les distributions issues des détections OMEGA.

3.5.4.4 Distribution de l'olivine avec l'âge

Afin de replacer les différents dépôts d'olivine dans l'histoire de Mars, nous avons aussi corrélé la carte globale d'olivine issue de cette étude avec la carte géologique fournie par l'USGS (Figure 5, voir annexe 2). Les différentes détections d'olivine ont été classées en trois catégories selon l'époque d'appartenance des terrains dans lesquelles elles sont observées, une quatrième classe est destinée aux détections associées aux éjectas ou fond de certains gros cratères qui ne sont pas datés. L'histogramme obtenu est présenté sur la Figure 64. Une des principales observations que l'ont peut faire est que les détections associées aux terrains amazoniens sont très peu nombreuses (~2%), ceci étant en accord avec le fait que la plupart de ces terrains à moyennes et faibles latitudes sont recouverts d'une grande quantité de poussière rendant impossible toute détection des minéraux composant la surface sous-jacente. Le pourcentage de détections d'olivine dans les terrains noachiens et les terrains hesperiens est très similaire et ils regroupent chacun entre 45 et 47% des détections. Les olivines de types 2 semblent toutefois plus présentes dans les terrains noachiens que dans les terrains hespériens. Cependant, nous verrons lors de l'analyse plus détaillée des dépôts d'olivine (chapitre 4), que cette distribution entre les terrains noachiens et les terrains hesperiens est en grande partie fausse. En effet, cette analyse montrera que les dépôts d'olivine dans les terrains du sud sont très localisés et associés à des unités géologiques peu étendues. La carte des âges géologiques USGS utilisée ici est basée sur les données Viking qui n'ont pas la résolution nécessaire pour dater ces petites unités et les différencier des plus grandes unités les contenant. Les terrains du sud étant en grande partie noachien, beaucoup des unités enrichies en olivines ont donc également été datées du Noachien. Nous verrons que ces dépôts d'olivines sont en fait typiquement hespériens. Les détections noachiennes sont donc en réalité beaucoup plus rares que ce que montre l'histogramme de la Figure 64 et se restreignent principalement aux détections autour des bassins incluant la région de Nili Fossae. On peut également observer sur cet histogramme qu'un nombre non négligeable de détections est observé en association avec des cratères. Nous verrons que ce type de contexte géologique pour les détections d'olivine est en réalité très courant.

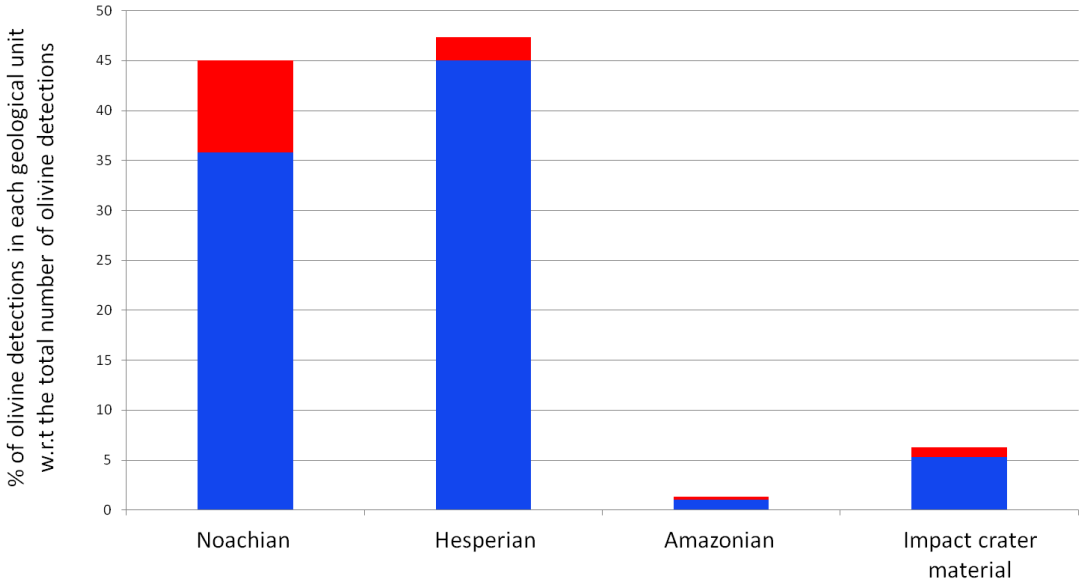


Figure 64. Histogramme illustrant la distribution des détections d'olivine en fonction de l'âge des terrains dans lesquels elles sont observées. On peut y lire le pourcentage de détections d'olivine de type 1 (bleu), de type 2 (rouge) et des deux (somme des zones rouges et bleu) observée dans les unités appartenant aux trois grandes périodes géologiques par rapport au nombre total de détections d'olivine. Une quatrième catégorie regroupe les détections associées aux éjectas et fonds de certains gros cratères qui ne sont pas datés.

3.5.4.5 Distribution de l'olivine avec l'inertie thermique

Le but de cette section est de mettre en évidence d'éventuelles tendances au niveau des propriétés physiques des terrains dans lesquels l'olivine est détectée. À cette fin, nous avons corrélé la carte globale d'olivine produite dans cette étude à la carte globale de l'inertie thermique à 20pixels/° issue des données TES présentée et détaillée dans la section 1.2.3 (*Putzig and Mellon, 2007*, Figure 16). De la même manière que dans le cas de la carte MOLA, cette carte d'inertie thermique a été rééchantillonnée à la résolution de 40°/pixel de la carte d'olivine OMEGA et ses deux cartes ont été corrélées pixel par pixel afin de construire un histogramme regroupant le nombre de détections d'olivine en fonction de l'inertie thermique (Figure 65A). Pour la comparaison, les histogrammes de la surface de Mars dans sa totalité (en noir) ainsi que celui des régions riches en pyroxènes, mais ne présentant pas de détections d'olivines (composition typique des régions sombres de Mars, en bleu) sont également présentés. Chacun de ces histogrammes est normalisé par le nombre total de détections pour chaque distribution.

On observe que la distribution en inertie thermique des terrains enrichis en olivine s'étend de ~100 à ~550 tiu avec la plupart des détections entre 200 et 300 tiu. Ces valeurs sont typiques des régions basaltiques de faible albédo, comme le montre la distribution en inertie thermique des régions riches en pyroxène (histogramme bleu), et sont cohérentes avec un sol sablonneux [*Fergason et al.,* 2006]. Environ 25% des détections d'olivines présentent cependant des inerties plus élevées comprises entre 300 et 600 tiu. Ces détections peuvent êtres interprétés comme associées à des terrains formés de gros grains d'une taille uniforme de l'ordre du millimètre et/ou à des terrains plus rocheux, mais recouverts de particules plus fines telles que de la poussière. Bien qu'elles ne soient pas visibles sur les histogrammes, des détections d'olivines sont également observées avec OMEGA dans des régions de très haute inertie thermique (>1200 tiu) comme ce fut déjà observé avec TES et THEMIS dans des études antérieures [e.g. *Edwards et al.,* 2009]. Cependant ces détections ne représentent que quelques

dizaines de pixels très localisés sur la bordure d'Argyre et dans la région de Valles Marineris et sont donc peu significatives statistiquement.

On peut remarquer que la distribution des régions enrichies en olivine est légèrement décalée vers les grandes valeurs d'inertie thermique par rapport à celle des régions riches en pyroxène (et sans olivine). Les valeurs moyennes d'inertie thermique de ces deux distributions sont respectivement de 250±67 tiu pour les régions riches en pyroxènes et 269±69 tiu pour les régions riches en olivine (croix sur la Figure 65). Cette différence de ~20 tiu est très faible et inférieure aux incertitudes et est donc peu significative. Elle suggère toutefois que les régions enrichies en olivine ont une inertie thermique en moyenne plus élevée que celle des régions de faible albédo. Cette tendance est en accord avec différentes études indiquant que les signatures d'olivine sont souvent associées à des terrains d'inertie thermique élevée [*Bandfield et al., 2011 ; Bandfield and Rogers, 2008 ; Edwards et al., 2008 ; Rogers et al., 2009 ; Rogers and Fergason, 2011*]. En plus d'être détectée associée à des terrains d'inertie thermique plus élevée, l'olivine semble aussi moins détectée dans les terrains d'inertie thermique faibles (<250tiu). Cependant, cette différence de seulement 20 tiu reste très faible et n'est pour l'instant pas suffisante pour prouver l'existence d'une relation à l'échelle globale entre la force des signatures d'olivine, les terrains de haute inertie thermique et des processus d'altération mécaniques. À ce point de l'analyse, nous considèrerons donc qu'une étude plus détaillée est nécessaire pour permettre de mieux comprendre les propriétés physiques des terrains enrichis en olivine et les relations qui les lient aux terrains plus pauvres en olivine.

Les histogrammes respectifs pour l'olivine de type 1 et l'olivine de type 2 sont présentés sur la Figure 65B. La comparaison de ces deux histogrammes suggère que l'olivine de type 2 est trouvée plus fréquemment dans des terrains à plus haute inertie thermique que l'olivine de type 1. Étant donné qu'une grande partie des olivines de type 2 sont trouvées dans la région de Nili Fossae, nous avons construit un troisième histogramme en enlevant leur contribution afin de mettre en évidence la distribution en inertie thermique des autres détections de type 2. La distribution résiduelle obtenue, présentée sur la Figure 65B en pointillés rouges, est beaucoup plus proche de celle des olivines de type 1, suggérant que la plupart des olivines de types 2 présentant une forte inertie thermique soient situées dans la région de Nili Fossae. Ceci est en accord avec une taille de grain d'olivine de plusieurs millimètres obtenue dans cette région grâce à un modèle de transfert radiatif [*Poulet et al.,2009a*] et/ou à sa forte inertie thermique déterminée par TES [*Putzig and Mellon 2007 ; Bandfield et al., 2011*]. Néanmoins, la distribution résiduelle des olivines de type 2 reste légèrement décalée vers les hautes inerties thermiques par rapport à la distribution des olivines de type 1 avec un écart d'environ 25 tiu entre leurs deux inerties thermiques moyennes (croix sur la Figure 65B). Cette petite différence entre les deux distributions pourrait nous donner une idée sur l'origine de la différence entre les olivines de type 1 et les olivines de type 2 (teneur en fer/taille de grain/abondance), comme nous allons le voir dans la suite.

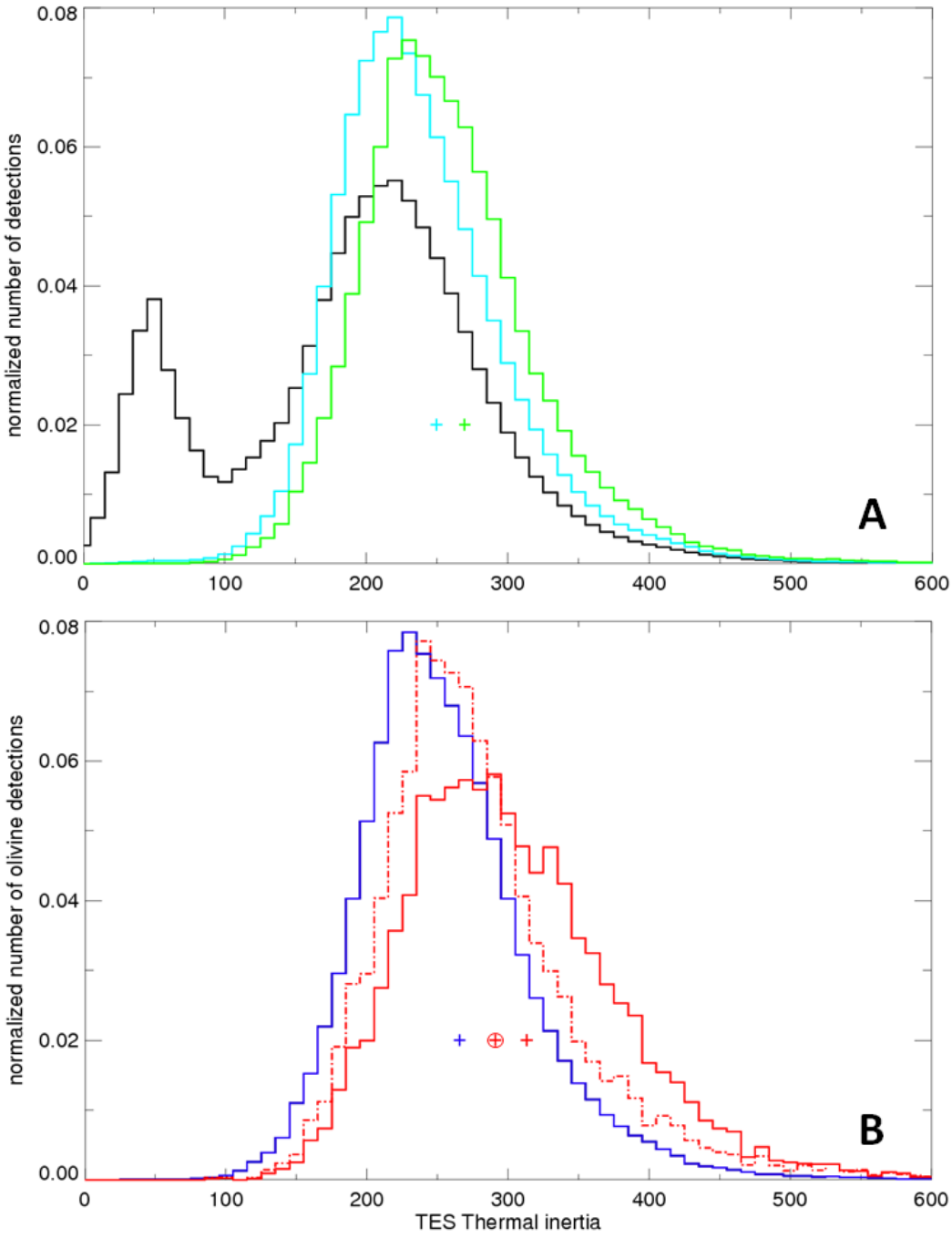


Figure 65. A. Histogrammes illustrant la répartition des détections d'olivine (vert) en fonction de l'inertie thermique des terrains dans lesquels elles sont trouvées. Les histogrammes pour tous les pixels de la carte (noir) ainsi que pour les détections de pyroxène sans olivine (bleu) sont aussi présentés pour comparaison. Les croix représentent les valeurs moyennes d'inertie thermique des distributions qui sont 250±67 tiu pour la distribution de pyroxène (croix bleue) et 269±69 tiu pour la distribution d'olivine (croix verte). B. Idem pour les détections d'olivines de type 1 (266±66 tiu, histogramme et croix bleue), de type 2 (313±81 tiu histogramme et croix rouge) et de type 2 sans les olivines détectées dans la région de Nili Fossae (291±80 tiu histogramme en pointillés rouges et croix rouge encerclée). Afin de permettre une meilleure comparaison, chacun de ces histogrammes est normalisé par le nombre total de détections pour chaque distribution.

Une taille de grain plus importante pour l'olivine de type 2 pourrait expliquer à la fois la plus haute inertie thermique et les signatures plus importantes que présentent ce type d'olivine. Cependant, en se basant sur la relation définie par *Pelkey et al.* [2001] reliant l'inertie thermique

à la taille des grains, une différence d'inertie thermique de 25 tiu entre ~270 et ~291tiu peut être extrapolée à une taille de grains passant de ~500µm à 700µm, ce qui ne peut en aucun cas refléter le passage des signatures d'olivine de type 1 aux signatures de type 2. En effet, même pour les olivines les plus pauvres en fer, une taille de grains de 500 µm entrainerait des signatures spectrales de type 2 (voir Figure 32). Cette relation entre l'inertie et la taille des grains dépend cependant de beaucoup de facteurs et ne marche que dans le cas idéal où tous les dépôts d'olivine sont observés sous la forme de grains de sable de taille régulière ce qui n'est presque jamais le cas dans la réalité. On ne peut donc pas exclure ici que la taille des grains joue un rôle dans la différence de signatures et d'inertie thermique entre les deux types d'olivine bien que d'autres facteurs semblent intervenir.

Nous avons vu précédemment que la présence de poussière ou de pyroxène associé à l'olivine avait pour effet de diminuer la signature de l'olivine et pouvait donc transformer une signature d'olivine de type 2 en une signature d'olivine de type 1. Localement, une fine couche de poussière, ou de particules de pyroxène recouvrant les dépôts d'olivine pourrait donc expliquer à la fois les différences de signatures entre les deux types d'olivine au sein d'une même unité géologique et leur différence en inertie thermique. Les olivines de type 1 étant principalement trouvées dans les terrains du sud riche en pyroxène et en associations avec des olivines de type 2, on peut ici proposée que la plus faible inertie thermique et la plus faible signature des olivines de type 1 proviennent principalement de la présence de pyroxène et/ ou d'un peu de poussière sur les dépôts d'olivine dans ces régions. Cependant, la présence d'une couche de matériau mobile (poussière ou fines particules de pyroxène) ne permet pas d'expliquer les variations dans les signatures d'olivine entre les grandes unités géologiques mises en évidence plus haut à partir de leurs géographies, altitudes et morphologies particulières.

Mieux contraindre leurs différences de composition va nécessiter l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif comme celui décrit dans *Poulet et al.,* [2009b]. Ce modèle sera utilisé dans l'étude détaillée des dépôts d'olivine qui constituera le chapite suivant de cette thèse, afin de contraindre plus en détail la composition de certains dépôts d'olivine.

3.6 Conclusion

Les cartes globales présentées dans cette étude sont basées sur 3.6 années martiennes d'observations OMEGA, soit la totalité du jeu de données dans le proche infrarouge [1.0-2.7µm]. Ce jeu de données est composé de 9618 cubes de données dont 6653 sont sélectionnés pour cartographier la minéralogie de la surface martienne. Parmi ces observations environ ~11% des pixels sont exclus à cause de déficiences ou de défauts instrumentaux et ~54% à cause de conditions atmosphériques ou surfaciques particulières (présence de glace ou d'aérosols). Au final, ~23% du jeu de données initial composé des 9618 observations sont utilisés lors de la construction des cartes globales, ce qui représente environ 170 millions de spectres. Mon travail de thèse a amélioré le processus de filtrage essentiellement au niveau du filtre sur les aérosols qui n'avait pas été implémenté pour la construction des cartes globales de 2007, celles-ci ne se basant que sur une seule année martienne. Le jeu final de données permet de couvrir 90% de la surface de Mars et 97% si on n'applique pas le filtre sur les aérosols, permettant des cartes globales bien plus complètes qu'en 2007. La méthode de cartographie utilisée dans cette étude a permis d'obtenir des cartes globales homogènes et d'y faire ressortir les zones à forts critères spectraux.

Les cartes globales obtenues sont en accord avec les cartes globales issues *de Poulet et al.,* [2007] ainsi que celles des études antérieures. Les régions claires de Mars semblent dominées par des signatures d'oxydes ferriques nanophases qui apparaissent donc comme un

composant important de la poussière martienne, avec le plagioclase et la magnétite détectés par les données MERs et TES [*Bandflield and Smith, 2002 ; Ruff, 2004 ; Hamilton et al., 2005*]. Cette carte des oxydes ferriques nanophases est en accord avec la carte d'inertie thermique et la carte de poussière issues des données TES et peut donc être également utilisée comme une carte de la distribution de la poussière à la surface de Mars. Les régions sombres semblent dominées par la présence de pyroxène reflétant une composition principalement basaltique de la croûte primitive martienne et/ou du volcanisme plus récent la resurfaçant. La présence de pyroxène dans les plaines du nord ainsi que dans les régions polaires est confirmée, son origine entre volcanisme local et déposition est cependant encore mal contrainte.

L'étude de la carte d'olivine a permis de mettre en évidence différents types de signatures qui varient en fonction de la teneur en fer mais également en fonction de la taille des grains, de l'abondance et de la présence éventuelle de minéraux tels que le pyroxène et la poussière. Ces signatures ont été classées en deux types : l'olivine de type 2 correspond à des signatures plutôt fortes et donc à des olivines plutôt riches en fer et/ou avec des gros grains et/ou en grande abondance ; l'olivine de type 1 correspond aux signatures plus faibles qui représentent des olivines plutôt pauvres en fer avec des petits grains et en faibles abondances. Ces détections peuvent cependant correspondre à des olivines de types 2, mais recouvertes de poussière et/ou associées à du pyroxène. Ceci est également suggéré par la carte des détections d'olivine sans pyroxène qui est très similaire à celle des détections de type 2 ainsi que par la corrélation entre les critères d'olivine et de pyroxène qui montre que les détections de type 1 sont associées à des critères de pyroxène plus élevés que les olivines de type 2.

La distribution globale de l'olivine mise en évidence par les cartes globales ainsi que par sa corrélation avec l'altitude et la latitude a permis de classer les détections d'olivine selon 4 contextes géologiques distinctes. (1) Les terrains du sud avec les deux types de composition : les olivines de type 1 sont détectées dans des dépôts principalement localisés dans les régions de Terra Cimmeria, Terra Sirenum, Sinus Meridiani, dans la région entre Argyre et Valles Marineris et entre Terra Sabea et Hesperia Planum incluant la région de Terra Tyrrhena. Les olivines de types 2 sont détectées dans les mêmes régions, mais dans des zones beaucoup plus restreintes que les olivines de type 1. (2) Les bordures de Argyre, Hellas et Isidis, incluant la région de Nili Fossae qui présentent de nombreuses détections d'olivines de type 2. (3) Les plaines du nord avec des détections principalement associées à des cratères et à un dépôt dans Utopia Planitia. (4) Dans la région de Valles Marineris avec des détections principalement de type 1. Des olivines de type 2 sont cependant également détectées avec de fortes signatures dans des zones très localisées.

Cette distribution globale semble être à grande échelle contrôlée principalement par la poussière qui empêche toute détections dans les trois grandes régions poussiéreuses qui sont Tharsis, Arabia Terra et Elysium ainsi que dans plusieurs régions des terrains du sud principalement comprises entre 40°S et 50°S.

L'olivine semble être détectée dans des terrains d'inertie thermique en moyenne plus élevée que les terrains pauvres en olivine. La différence en inertie thermique des olivines de type 1 et de type 2 ne peut pas être interprétée seulement en terme de taille de grains. La présence de fines particules de poussière et/ou de pyroxènes sur les dépôts d'olivine pourrait expliquer cette différence en inertie thermique et également la différence de signature entre les olivines de type 1 et de type 2 a l'échelle locale. Cependant ces fines particules ne peuvent pas expliquer les variations des signatures à grande échelle entre plusieurs unités géologiques distinctes.

Les quatre contextes géologiques ainsi que les différents types de signatures mis en évidence dans cette étude suggèrent des origines diverses pour expliquer la présence d'olivine à la surface de Mars. Afin de mieux contraindre cette origine, il est nécessaire de répondre à

plusieurs questions : au sein de ces quatre grands contextes géologiques, dans quelles unités géologiques précises sont trouvées les détections d'olivine ? Quels sont les liens de ces unités entre elles et avec les unités pauvres en olivine alentour ? Quels sont les âges de ces unités et quelle est leur place dans l'histoire géologique de Mars ? On peut aussi se demander quel est le lien entre les olivines de type 1 et les olivines de type 2 au sein d'un même grand contexte géologique, est ce qu'elles appartiennent à des unités distinctes et ont donc potentiellement des origines différentes ou est ce qu'elles témoignent de variations de la signature d'olivine au sein d'une même unité, variations pouvant être dues à la présence d'une couche de poussière ou de fines particules riches en pyroxène. Répondre à ces questions nécessite une analyse plus poussée et à plus haute résolution qui sera faite dans le chapitre suivant.

4 Analyse détaillée des dépôts d'olivine : origine et implication

Nous avons vu dans la section 1.3, que la formation de la croûte martienne pourrait inclure la formation d'une croûte primitive à partir de la cristallisation d'un océan de magma et de son overturn (section 1.3.2), le resurfaçage de cette croûte par un volcanisme plus récent (section 1.3.3), et sa modification par des impacts ainsi que par des processus éoliens et d'altération aqueuse et/ou non aqueuse (section 1.3.4). Ces processus forment à la surface de Mars des assemblages de minéraux différents qui peuvent permettre de retracer leur évolution ainsi que l'histoire géologique, climatique, et interne de la planète.

Parmi les minéraux formés, l'olivine est l'un des plus intéressants pour étudier l'évolution volcanique et interne de Mars. En effet, dans un magma c'est le premier minéral à cristalliser et le dernier à entrer en fusion (T°>1000°C). Sa présence dans les laves est donc souvent interprétée comme le signe d'un magma provenant directement du manteau sans avoir subi un fractionnement important au cours de son trajet vers la surface. La composition et l'abondance de l'olivine dans ces laves peuvent donc être directement reliées à la composition et aux conditions physiques (température, pression) du manteau martien. De plus, l'olivine est également un des premiers minéraux à s'altérer et sa présence, ou son absence, dans certaines régions martiennes peut témoigner de l'évolution des conditions présentes à la surface de Mars.

L'analyse globale de la distribution des détections d'olivine à la surface de Mars a été présentée dans la section précédente (section 3.5.4). Cette étude a permis de mettre en évidence des variations dans la signature spectrale à 1 μm de l'olivine réparties sur 4 contextes géologiques majeurs : (1) les terrains du l'hémisphère sud, (2) les terrasses des bassins géants Argyre, Hellas et Isidis incluant la région de Nili Fossae, (3) les plaines du nord associées à des cratères ou à des affleurements, (4) la région de Valles Marineris. Ces quatre contextes géologiques suggèrent que l'olivine observée à la surface de Mars est le résultat d'origines diverses.

Ce chapitre sera consacré à l'étude détaillée des dépôts d'olivine associés à ces différents contextes géologiques. Cette étude commencera par une vérification manuelle et une augmentation de l'échantillon de détections fournies par la carte globale d'olivine OMEGA présentée dans la section 3. La méthode utilisée, qui sera décrite dans ce chapitre, permettra de mettre en évidence de l'olivine associée à des blocs rocheux particuliers autour du bassin d'Hellas, ce qui constituera un cinquième contexte géologique. Suivra une analyse locale et poussée de la morphologie, de la stratigraphie et des propriétés physiques des terrains dans lesquels l'olivine est observée et leur comparaison avec les propriétés des terrains adjacents pauvres en olivine. L'âge de ces terrains ainsi que leur appartenance à une unité géologique précise sera également étudié afin de les relier à d'autres structures géologiques et de les replacer dans l'histoire de Mars. En nous basant sur les résultats de ces études, nous proposerons un processus de formation à l'origine de ces dépôts d'olivine et nous discuterons de son implication sur l'évolution du manteau et de la croûte martienne. En raison de la complexité de sa détermination (section 3.5.4), la composition de l'olivine ne fera pas toujours l'objet d'une analyse particulière dans cette étude qui sera plutôt portée sur l'étude géologique des terrains. Cette composition sera néanmoins contrainte plus en détail pour certains dépôts d'olivine d'intérêt particulier.

Ces analyses vont demander l'utilisation d'un grand nombre de jeux de données différents qui seront mis en commun afin de pouvoir être comparés entre eux.

4.1 Méthode

Cette section est consacrée à la description de la méthode utilisée dans cette étude afin de (1) vérifier et augmenter l'échantillon de détection obtenu grâce à la méthode de détection automatique décrite dans le chapitre 3 , (2) déterminer leur composition, (3) contraindre le contexte géologique précis et la morphologie de ces dépôts, (4) dater leur période de formation.

4.1.1 Vérification et augmentation de l'échantillon de détections d'olivine

La méthode de détection décrite dans le chapitre 3 a permis de mettre en évidence la répartition de l'olivine sur la planète de manière rapide et automatique cependant elle présente deux désavantages : (1) certaines détections peuvent être de fausses détections dues à des artéfacts instrumentaux non répertoriés ou à la présence d'autres minéraux présentant une bande à 1μm comme le pyroxène ; (2) le seuil de détection à 1.04 a été choisi de manière très restrictive afin d'éviter la plupart de ces fausses détections, cependant cela peut avoir comme conséquence de ne pas détecter certains terrains enrichis en olivine dont la signature peut être affaiblie par la présence de poussière par exemple.

La vérification des détections se fera à partir d'une inspection manuelle des spectres OMEGA associés aux dépôts d'olivine observés sur la carte globale. Afin de mettre en évidence les signatures d'olivine on utilisera la méthode des rapports de spectre qui consiste à diviser le spectre étudié et contenant la signature d'olivine par un spectre obtenu dans un terrain adjacent de signatures spectrales proches, mais ne contenant à priori pas d'olivine (Figure 66). Cette méthode permet de supprimer les signatures spectrales des autres minéraux présents tels que le pyroxène ou la poussière et d'isoler la signature de l'olivine. Elle permet aussi de supprimer les artéfacts et/ou effets de l'atmosphère résiduels. Pour un ratio convaincant, il est préférable d'avoir une valeur moyenne à 1 ce qui reflète un albédo et donc des propriétés spectrales très similaires, et un spectre plat après 1.7 μm signe que les signatures des minéraux ont bien été enlevées. L'olivine étant très souvent associée au pyroxène, cela permet aussi de vérifier que le type de pyroxène (HCP/LCP) présent dans les deux spectres utilisés est bien le même, le contraire pouvant créer de fausses bandes à 1μm et 2μm. À partir du rapport de spectre obtenu, on peut déterminer si la signature détectée est bien celle de l'olivine et avoir une indication sur le type d'olivine observé grâce à la forme de sa bande d'absorption (teneur en fer/taille de grain). Bien que ces rapports de spectres soient souvent nécessaires pour mettre en évidence les signatures d'olivine, notamment dans les régions avec des conditions surfaciques et atmosphériques difficiles telles que dans les plaines du nord, ils peuvent être affectés par des effets de pentes induits principalement par la présence de poussières. Cet effet est particulièrement important dans les plaines du nord pouvant conduire à de fausses détections, tel que l'a montré *Salvator et al.,* [2010]. Bien que nous nous appliquerons dans ces régions à baser notre identification sur les zones présentant le moins de poussière (albédo le plus faible) et à ne prendre en considération que les zones montrant des rapports de spectres répondant aux conditions énoncées précédemment (valeur moyenne à 1 et spectre plat après 1.7μm), certaines signatures interprétées ici comme étant celles de l'olivine resteront à la limite de la détection et pourront être ambiguës. Quand cela est possible, il est donc cependant préférable de pouvoir détecter la présence d'olivine visuellement sans rapport de spectres grâce aux effets qu'elle a sur les signatures de pyroxène comme illustré sur la Figure 66 : décalage de l'aile droite de sa bande d'absorption à 1μm vers les grandes longueurs d'onde et diminution de la profondeur de sa bande à 2μm.

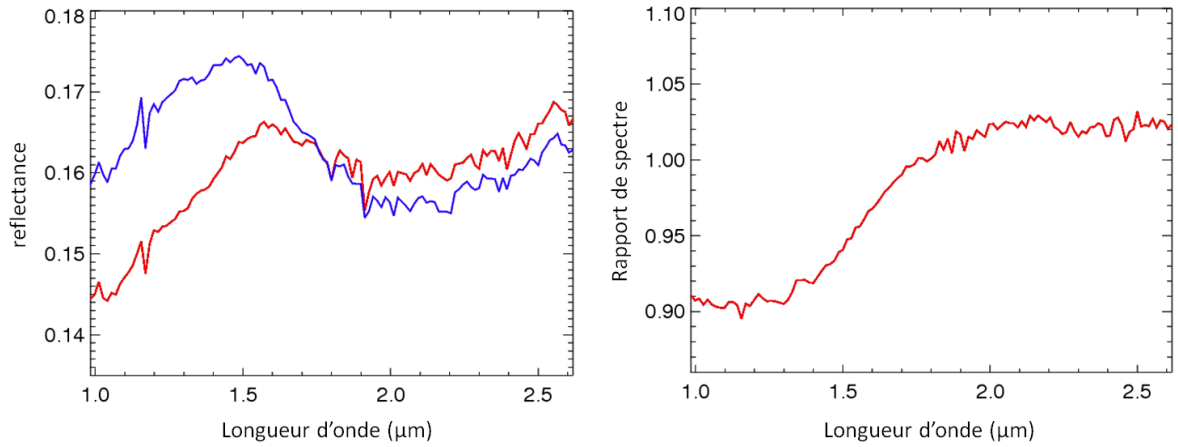


Figure 66. Illustration de la méthode des rapports de spectre. A) Spectres issus d'une région riche en pyroxène et pauvre en olivine (bleu) et d'une région enrichie en olivine, mais présentant également du pyroxène (rouge). B) Rapport de spectre entre les deux spectres présentés en A et laissant apparaitre une bande claire d'olivine à 1 µm et un spectre plat après 1.7µm.

Afin d'utiliser cette méthode de manière efficace et rapide nous utilisons un logiciel créé par John Carter durant sa thèse qui permet de visualiser instantanément les spectres ou rapports de spectre des pixels de l'observation étudiée. Le spectre utilisé en dénominateur dans le cas d'un rapport peut être également choisi au préalable dans l'observation. De cette façon, les signatures spectrales de la plupart des dépôts d'olivine détectés de manière automatique, et principalement ceux montrant des signatures très faibles et/ou composés de seulement quelques pixels positifs, ont été vérifiés.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, les seuils des critères d'olivine ont été choisis dans le chapitre 3 afin d'éviter toute fausse détection lors d'une détection globale et systématique, ce qui a pour contrepartie la possibilité de ne pas détecter certaines zones enrichies en olivine. Dans le cas d'une analyse locale, le nombre d'observations utilisé est moindre et les spectres peuvent être vérifiés à la main selon la méthode décrite ci-dessus. Le seuil utilisé peut donc être ajusté manuellement afin de mettre en évidence la totalité du dépôt d'olivine. Le réajustement du seuil de détection a permis de redélimiter l'étendue spatiale de chaque dépôt d'olivine et également d'en détecter de nouveau. De plus, dans le cas où peu de données sont disponibles, il arrivera que des données affectées par des glaces ou des aérosols par exemple soient quand même utilisées, les détections étant au préalable vérifiées manuellement.

Dans cette étude, seul le critère OSP2 sera utilisé afin d'illustrer les dépôts d'olivine ainsi que les variations de signatures spectrales associées. En effet, celui-ci prend mieux en compte la forme de la bande d'absorption à 1µm de l'olivine et notamment sa courbure entre 1.4 et 1.5µm ce qui le rend moins sensible aux autres minéraux tels que les pyroxènes ou les oxydes ferriques. Baisser le seuil de ce critère est donc moins risqué que pour les deux autres critères. De plus, avec un seuil réajusté, ce critère peut détecter tous les types d'olivines, des signatures les plus faibles aux signatures les plus importantes qui ne peuvent pas être détectées avec OSP1 (voir section 3.3.3).

4.1.2 Composition

La composition de l'olivine en termes de teneur en fer et de taille de grain est très difficile à déterminer à partir de la valeur des critères spectraux et même à partir de l'inspection visuelle de la forme de la bande elle-même (section 3.5.4). Lorsque la détermination précise de

la composition sera jugée importante, nous utiliserons le modèle de transfert radiatif déjà présenté dans la section 2.3 [*Poulet and Erard, 2004*]. Dans le but de reproduire le spectre d'un mélange basaltique, ce modèle simule le mélange intime entre du pyroxène (HCP et LCP), du plagioclase et de l'olivine. Dans cette étude trois mélanges initiaux sont utilisés afin de séparer les effets de la taille des grains et de la teneur en fer : la première ne fait intervenir que de l'olivine type forsterite avec une taille de grain en paramètre libre, la deuxième est identique, mais pour une olivine de type fayalite, la troisième fait intervenir les deux types d'olivine, mais fixe la taille des grains à 100µm. Parmi ces trois conditions initiales, seule la modélisation avec le meilleur ajustement sera prise en compte.

4.1.3 Détermination du contexte et des propriétés physiques

Afin de mieux contraindre l'origine des dépôts d'olivine il est souvent nécessaire d'étudier leurs contextes géologiques, leurs morphologies et leurs stratigraphies à différentes échelles, ainsi que les propriétés physiques des terrains dans lesquels ils sont observés. Ceci se fera grâce à différents jeux de données dont les caractéristiques sont appropriées à l'étude de chacune de ces propriétés. Les principales caractéristiques de ces instruments sont également détaillées dans l'annexe 2.

Les propriétés physiques des terrains seront contraintes en grande partie grâce aux données infrarouges de l'imageur multispectral **THEMIS**, qui sont acquises avec une résolution de 100m/pixel de façon complémentaire de jour comme de nuit [*Christensen et al., 2004c*]. Ces données seront particulièrement utilisées pour différencier des surfaces formées de laves qui ont une grande inertie thermique, des surfaces sableuses ou formées de régolites. Elles permettent également d'identifier des affleurements de roches peu poussiéreux qui peuvent montrer des signatures d'olivines importantes. Dans certains cas, la carte d'inertie thermique **TES** pourra être utilisée afin de quantifier l'inertie thermique de la surface observée.

De par leur résolution spatiale plus faible que celle d'OMEGA, qui est de ~400m/pixels au minimum, les données THEMIS permettent également de fournir un contexte géologique relativement précis aux dépôts d'olivine observés. Les données THEMIS IR de jour montrent de plus un fort contraste entre les pentes éclairées par le soleil qui ont une température élevée et les pentes à l'ombre qui ont une température faible et sont donc très utiles pour étudier la topographie de la surface.

Certains dépôts d'olivine nécessiteront cependant une analyse à plus haute résolution spatiale que celle permise avec THEMIS. Dans ce cas, nous utiliserons principalement les données de la caméra **CTX** (Context Camera, *Malin et al., 2007*) à bord de MRO qui permet d'observer la surface à une résolution de 6m/pixels. Les observations CTX permettent de mettre en évidence la morphologie et la texture des terrains observés ainsi que leur relation stratigraphique avec les terrains adjacents, ce qui n'est pas toujours évident à déterminer avec THEMIS. Certains dépôts seront également étudiés grâce à la caméra à très haute résolution spatiale **HiRISE** (High Resolution Imaging Science Experiment, *McEwen et al., 2007*) qui a permis d'imager certaines régions très localisées de la surface de Mars à une résolution allant jusqu'à 25m/pixel. Cependant, du fait de leur très faible résolution spatiale par rapport aux données OMEGA, les variations en termes de textures ou de morphologies mises en évidence par ces données seront cependant difficiles à mettre en relation avec des variations dans les signatures spectrales d'OMEGA.

Pour finir, les données d'altimétrie **MOLA** seront également utilisées afin de contraindre l'altitude de certains dépôts.

4.1.4 Détermination de la période de formation

Il existe plusieurs méthodes pour déterminer l'âge de formation d'une unité particulière. À l'échelle locale, et même à l'échelle globale pour les grosses structures, l'analyse stratigraphique peut permettre de contraindre une chronologie relative dans la formation des différentes unités qui composent la surface. Cette chronologie se base sur le principe de superposition qui postule qu'une unité est plus récente que celle qu'elle recouvre, mais plus ancienne que celle qui la recouvre. Cependant la chronologie obtenue reste relative et restreinte à l'unité elle-même et à la surface directement adjacente. Elle ne permet donc pas de replacer l'unité étudiée dans un contexte historique global. De plus, sa précision va dépendre de la qualité des images disponibles pour cette analyse ainsi que de la complexité des morphologies, certaines affectées par plusieurs milliards d'années d'érosion.

Une méthode plus précise consiste à utiliser la carte géologique produite par l'USGS à partir des données Viking [*Skinner et al., 2006*], qui a déjà été utilisée lors de l'analyse de la distribution globale de l'olivine dans la section 3.5.4 (annexe 2). Cette carte répertorie toute la surface de Mars selon plusieurs unités géologiques en se basant sur leurs morphologies (plaines, cratères, réseaux fluviaux, etc..) et leur appartenance à telle ou telle structure géologique importante (Tharsis, Elysium, hauts plateaux de l'hémisphère sud, bassin d'impact, etc..) et rattache ces unités à une des trois grandes périodes martiennes : Noachien, Hesperien et Amazonien grâce à un processus de comptage de cratère. Cette carte permet donc non seulement de replacer la formation des dépôts d'olivine dans l'histoire de Mars, mais également de les relier à une unité géologique dont les caractéristiques ont déjà été étudiées et répertoriées, ce qui nous facilitera l'interprétation de nos résultats.

Cependant, cette carte n'est parfois pas assez précise pour contraindre l'âge de certains dépôts de faibles étendues spatiales. En effet, les données Viking n'ont pas la résolution spatiale nécessaire pour différencier l'âge de certaines petites unités très localisées des grandes unités les contenant. Dans certains cas, quand la stratigraphie et la morphologie des dépôts étudiés montreront clairement qu'ils forment des unités distinctes d'âge différent que celles répertoriées par la carte USGS, nous redaterons ces dépôts grâce a une au comptage de cratères, mais en nous basant sur des données plus appropriées ou à plus hautes résolutions spatiales. Ainsi pour les dépôts d'étendue spatiale élevée, les données de THEMIS IR de jour seront utilisées. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, ces données permettent de mettre en valeur la topographie et sont donc bien appropriées au comptage et la détermination du diamètre des cratères nécessaires pour dater les terrains. Quand les dépôts à dater sont moins étendus spatialement, ce qui est souvent le cas dans cette étude, la datation se basera sur les données CTX ou les données de la caméra HRSC (High Resolution Stereo Camera*, Jauman et al., 2007*, annexe 2). Ces dernières seront cependant peu utilisées, les données CTX étant la plupart du temps disponibles et mieux adaptées. Afin de déterminer l'âge des terrains, nous avons procédé à des comptages de cratère sur certaines unités géologiques uniforme pour déterminer la distribution en taille des cratères présents. Cette étude a été réalisée par Damien Loizeau en utilisant le logiciel « *craterstats2* » développé par *Michael and Neukum* [2010]. L'âge des terrains est obtenu en ajustant la distribution de cratères observée par une fonction de production issue de *Ivanov* [2001], et en utilisant la chronologie de *Hartmann et Neukum* [2001] pour traduire cette distribution de cratère en des âges absolus. Dans le cas où une déviation de la distribution en taille des cratères est observée pour les petits diamètres par rapport à la fonction de production en accord avec les grands diamètres, nous avons également testé les scénarios de resurfaçage (également avec « *craterstat2* »). Étant donné que nous nous interressont ici à l'âge de formation du fond des cratères et plaines qui est fourni par la distribution en taille des plus gros cratères, cet âge de resurfaçage ne sera cependant pas pris en compte dans cette étude et

nous ne considèrerons pas les plus petits cratères pour la détermination des âges (cratères de diamètres < 500m avec les images CTX et HRSC et <800m avec les images THEMIS).

4.1.5 Mise en commun des données

Afin de corréler les différentes informations, morphologiques comme minéralogiques, apportées par les données décrites précédemment, ces différentes images doivent être téléchargées puis assemblés et/ou superposées. Cet assemblage peut se faire en regroupant toute les données dans un Système d'Information Géographique appelé SIG (GIS en anglais). Un SIG est un logiciel permettant de gérer, d'analyser et d'éditer plusieurs types de données dans un même espace géographique défini par un système de coordonnées géographique et une projection. Dans ces logiciels, les différentes données sont alors considérées comme des couches reliées entre elles par leur appartenance au ce même espace géographique. Dans cette étude, les données seront comparées et analysées grâce aux outils puissants fournis par le logiciel GIS ArcGIS. Certaines analyses se feront cependant au préalable sous JMARS qui permet une visualisation rapide de toutes ces données (sauf les observations OMEGA) sans avoir besoin de les télécharger ou de les traiter (voir après).

Un récapitulatif des données utilisées dans cette étude indiquant la forme sous lesquelles elles sont utilisées sous ArcGIS (carte globale, observation individuelles), ainsi qu'un rappel de leur résolution spatiale et de leurs principales applications est donné dans le Tableau 6 .

Tableau 6. Récapitulatif des caractéristiques des données utilisées dans cette étude.

Données	Mission	Résolution spatiale (m/px)	Forme	Source	Application
OMEGA	Mars Express	300-4000	Observations individuelles	IAS	Minéralogie
Inertie thermique TES	MGS	3000	Carte globale	PIGWAD	Propriétés physiques de la surface
THEMIS IR nuit	Mars Odyssey	200	Cartes globale	PIGWAD	Propriétés physiques de la surface
THEMIS IR jour	Mars Odyssey	200	Cartes globale	PIGWAD	Propriétés physiques de la surface Morphologie Datation
CTX	MRO	6	Observation individuelles	PDS Geosciences Node	Morphologie Datation
HiRISE	MRO	0.25	Observations individuelles	PDS Geosciences Node	Morphologie
HRSC	Mars express	10	Observations individuelles	PDS Geosciences Node	Datation
MOLA	MGS	110-460	Carte globale	PIGWAD	Topographie
Carte géologique USGS	Viking		Carte globale	PIGWAD	Géologie Datation

Afin de pouvoir être affichées dans un logiciel SIG, ces données doivent être d'abord géoréférencées, i.e. associées à un système de coordonnées géographiques, puis projetées. Ces systèmes de coordonnées et projections doivent être identiques pour toutes les données si on veut pouvoir les comparer entre elles. Dans cette étude nous avons utilisé le système

géographique appelé Mars_2000_Sphère [*Seidelmann et al., 2002*] et la projection « simple cylindrical" (ou "equirectangular" ou "equidistant cylindrical") qui permettent de représenter Mars selon un rectangle formé d'une grille d'intervalles constants : tous les méridiens sont verticaux et équidistants et tous les parallèles sont horizontaux et équidistants, les angles étant donc tous égaux à 90°. Le cylindre étant choisi tangent à l'équateur, cette projection n'entrainera que peu de déformations dans les régions équatoriales et aux moyennes latitudes où se trouvent la grande majorité des dépôts d'olivine.

Les cartes globales fournies par PIGWAD sont déjà géoréférencées et pourront donc être directement insérées sous ArcGIS.

Bien que les détections d'olivine OMEGA peuvent être corrélées aux autres données grâce à la carte globale déjà géoréférencée présentée dans le chapitre 3, il sera souvent plus efficace de n'utiliser qu'une seule observation OMEGA (ou deux si nécessaire) d'un dépôt donné afin d'en obtenir une image plus claire. En effet, celui-ci ne sera alors formé que de détections acquises selon les mêmes conditions photométriques et atmosphériques, ce qui n'est pas le cas dans les cartes globales, les variations dans les valeurs du critère d'olivine (OSP2) pourront donc être directement interprétées comme des variations de la signature spectrale. L'utilisation des données OMEGA va donc nécessiter que les observations utilisées soient géoréférencées et projetées une à une. Les cartes de critères d'olivine obtenues à partir de chaque observation utilisée sont facilement géoréférencées grâce au logiciel ENVI à partir des paramètres de latitudes et longitudes associées à chaque pixel de chaque observation OMEGA. Les cartes géoréférencées sont ensuite enregistrées au format GeoTIFF ce qui crée deux fichier : un fichier .tiff contenant l'image avec la valeur du critère enregistrée pour chaque pixel et un fichier .tfw qui contient les informations géographiques de l'image.

Les données CTX sont fournies non géoréférencées et non projetées et nécessitent en plus des étapes de traitements supplémentaires telles qu'une calibration radiométrique et la suppression de bandes noires présentes sur les observations. L'ensemble de ces traitements peut être mené à bien grâce au logiciel ISIS qui regroupe tous les programmes nécessaires. En sortie les données sont fournies au format GéoTIFF comme les données OMEGA.

Les images HiRISE ne seront jamais utilisées sur ArcGIS, celles-ci ayant dans tout les cas des résolutions spatiales trop élevées pour être corrélées aux données OMEGA. Ces images seront donc étudiées directement sur JMARS où elles n'ont pas besoin d'être géoréférencées.

Après l'insertion des données sous ArcGIS, des décalages peuvent cependant subsister entre les images qui peuvent être gênants pour l'interprétation des données. Le logiciel ArcGIS permet alors de réaliser des points de calage afin de réajuster les images entre elles. Quand peu de données sont utilisées et que les contextes sont assez évidents, il est cependant souvent plus simple d'utiliser un logiciel de traitement d'image afin de réajuster ces images.

4.2 Etude détaillée des dépôts d'olivine

La méthode décrite dans la section précédente a été appliquée à tous les dépôts d'olivine détectés dans la section 3.5.4 (et ceux détectés après manuellement) afin de contraindre leurs contextes géologiques, morphologies, propriétés physiques et âges de formation particuliers. Ces contextes sont répertoriés sur la Figure 67 et seront détaillés dans les sections suivantes. Il est important de préciser ici que certains dépôts présentant des signatures d'olivine à la limite de détection ont quand même été répertoriés sur cette carte principalement en se basant sur la similarité de leur morphologie et de leurs propriétés physiques avec les dépôts montrant de fortes signatures d'olivine dans la même région. Dans les terrains du sud, les détections d'olivine sont principalement associées à des plaines et à des fonds de cratères plats hespériens (carrés roses et ronds rouges) ainsi qu'à quelques éjectas de cratères (ronds jaunes). Des buttes

noachiennes enrichies en olivine sont également observées autour du bassin d'Hellas (étoiles violettes) et feront l'objet d'une section particulière. Dans les plaines du nord, l'olivine est principalement associée à des éjectas de cratères (ronds jaunes) et à des dunes présentes aux fonds de ces cratères (ronds bleus) ainsi qu'à de grands affleurements rocheux (étoiles vertes). Les dépôts d'olivine sur les terrasses des trois basins Argyre, Hellas et Isidis ainsi que dans Valles Marineris sont clairement visibles sur cette carte et nous n'avons donc pas utilisé de symbole précis pour les représenter.

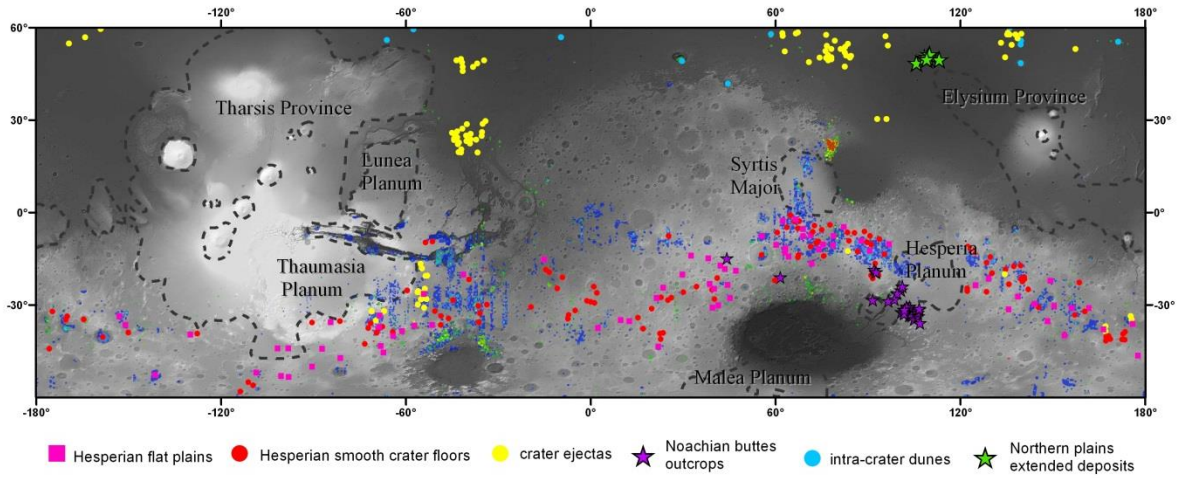


Figure 67. Localisation des dépôts enrichis en olivine étudiés en détail dans cette partie, superposés à la carte d'altimétrie MOLA. Les régions volcaniques définies par Werner et al., [2009] sont délimitées en trait pointillé noir pour pouvoir comparer leurs localisations à celles des dépôts d'olivine.

4.2.1 Dépôts d'olivines dans les anciens terrains de l'hémisphère sud

4.2.1.1 Contexte géologique

L'analyse à l'échelle locale des dépôts d'olivine détectés dans les terrains de l'hémisphère sud a montré que ces derniers étaient principalement associés à des plaines et à des fonds de cratères plats et à l'aspect lisse à grande échelle souvent associés géographiquement (« smooth plains » et « smooth crater floor »). Ces plaines et fonds de cratères sont essentiellement observés dans les régions riches en pyroxènes et peu poussiéreuses mentionnées dans la section 3.5.3. Cependant, d'autres ont été identifiés dans des régions plus poussiéreuses telles que Noachis Terra et Aonia Terra en diminuant le seuil de détection du critère d'olivine. L'olivine est également associée à des éjectas de cratères dans les régions de Bosporos Planum, Protei Planum et Terra Cimmeria. Ces éjectas de cratères enrichis en olivine sont toujours associés à des plaines lisses du même type que les précédentes, mais pouvant montrer des signatures d'olivine faibles ou inexistantes. Des éjectas de cratères enrichis en olivine sont également détectés dans les régions volcaniques de Syrtis Major, de Thaumasia Planum et d'Hesperia Planum mais leur relation avec les autres n'étant pas claire ils ne seront pas étudiés. Nous considèrerons ici que les cratères, plaines et éjectas de cratères enrichis en olivine observés dans les terrains du sud ne sont pas en relation avec les provinces volcaniques majeures mises en évidence par *Werner et al.,* [2009] (Figure 67).

Des exemples d'observations OMEGA pour deux plaines enrichies en olivine sont présentés sur les Figure 68 et Figure 69. Une comparaison avec la carte géologique de l'USGS montre que ces plaines sont souvent associées aux unités hespériennes Hr, Hpl3 et Hplm. L'unité Hr a déjà été présentée dans les sections 1.2 et 1.3.3.2 comme correspondant à des

plaines ridées d'origine volcanique ("ridged plains unit") observables un peu partout dans les terrains de l'hémisphère sud (Figure 4) et présentant des rides de compressions typiques des régions volcaniques [*Leverington and Maxwell, 2004 ; Skinner et al., 2006*]. Les unités Hpl3 et Hplm sont des unités très proches morphologiquement bien qu'elles ne présentent pas de rides de compressions et sont définies comme des plaines lisses ("smooth plains unit"). Certaines de ces plaines sont également observées dans des terrains répertoriés comme Noachien par la carte USGS [*Skinner et al., 2006*]. Toutes ces plaines, même celles associées à des unités noachiennes, semblent cependant moins cratérisées que les terrains adjacents stratigraphiquement plus hauts et plus dégradés. De plus, ces plaines semblent épouser ces terrains en certains endroits (Figure 68E et Figure 69E). Ces observations suggèrent que ces plaines se soient formées à partir d'un matériau enrichi en olivine ayant rempli les dépressions présentes dans les terrains sous-jacents plus vieux.

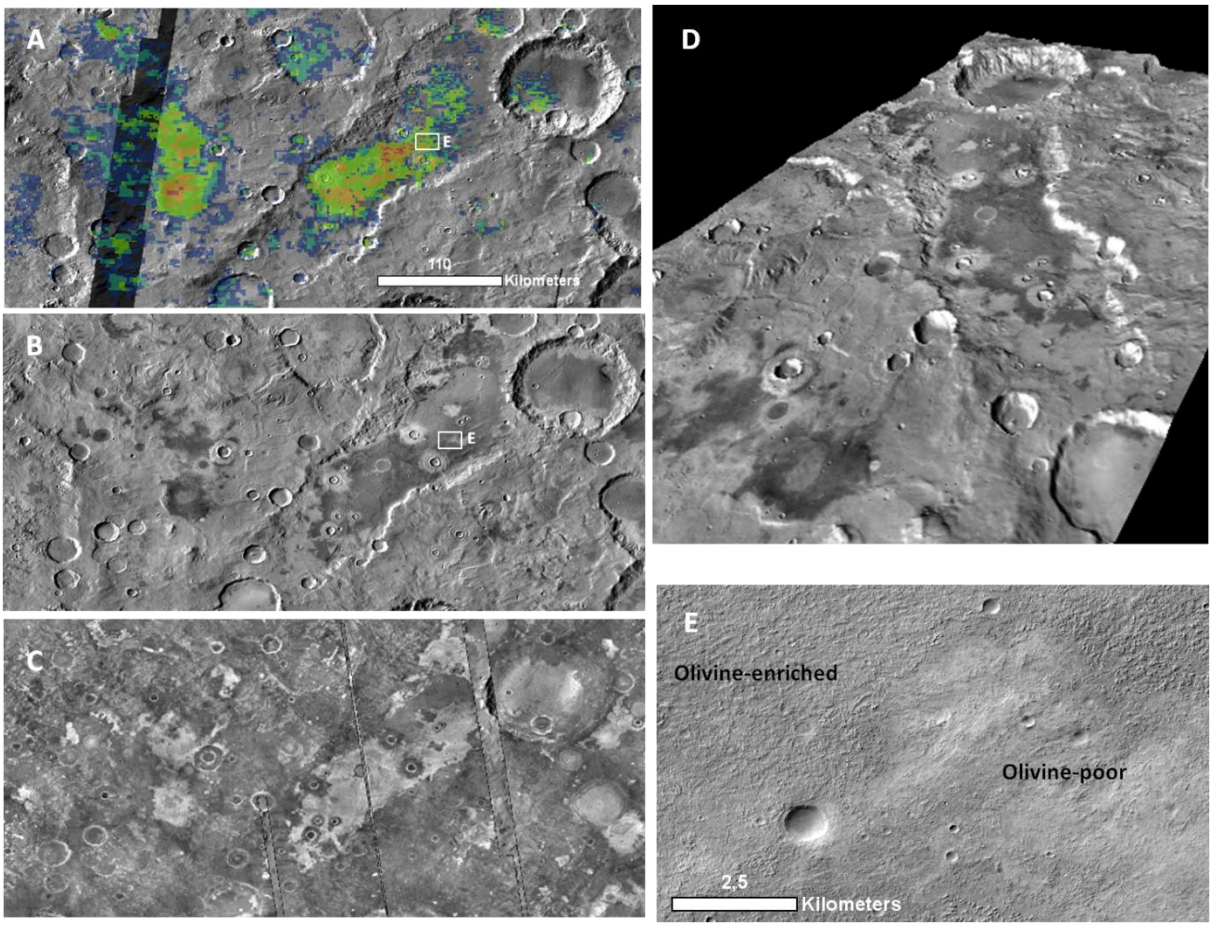


Figure 68. Exemple de plaine (unité Hplm) et de fonds de cratères enrichis en olivine dans les terrains de l'hémisphère sud [12.55°E, 35.4°S]. (A) Détections d'olivine superposées à la mosaïque THEMIS de jour ; (B) Mosaïque THEMIS IR de jour ; (C) Mosaïque THEMIS IR de nuit ; (D) Vue 3D de cette région avec une exagération verticale de 5 ; (E) Gros plan CTX de la zone encadrée en blanc sur les figure (A) et (B) et illustrant la transition entre un terrain enrichi en olivine et un terrain pauvre en olivine.

Ces plaines sont très bien caractérisées sur les mosaïques THEMIS IR par des températures plus faibles de jour et plus importantes de nuit que les terrains environnants, suggérant une inertie thermique plus importante que ces derniers (Figure 68B et C et Figure 69B et C). Cette inertie thermique plus élevée est en accord avec la morphologie plutôt incompétente et la texture rugueuse et criblée qu'on peut observer à haute résolution spatiale sur les images CTX, ainsi qu'avec l'absence ou la quasi-absence de matériau éolien (Figure 68E

et Figure 69E). Ce type de texture a déjà été observé dans de nombreux endroits dans les terrains du sud [*Edwards et al., 2009*] ainsi que dans Eos Chasma, Ares vallis, dans le cratère de Gusev et dans le sud du bassin d'Isidis toujours associé à une plus forte inertie thermique que les terrains voisins [*Edwards et al., 2008; Rogers et al., 2005; Ruff et al., 2007; Tornabene et al., 2008*].

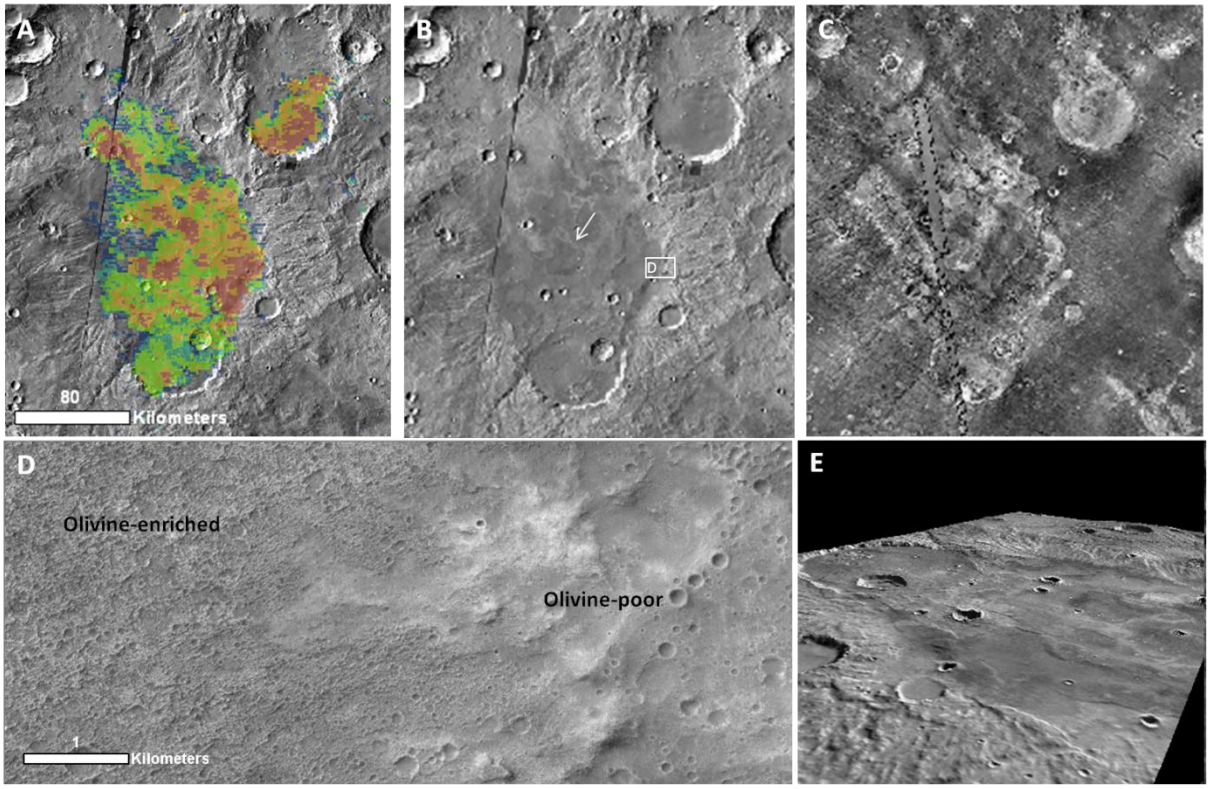


Figure 69. Illustration d'une plaine ridée (Hr) et d'un fond de cratère enrichi en olivine dans les terrains de l'hémisphère sud [128.9°E, 21.6°S]. (A) Détections d'olivine superposées à la mosaïque THEMIS IR de jour ; (B) Mosaïque THEMIS de jour ; (C) Mosaïque THEMIS IR de nuit ; (D) Vue 3D de cette région avec une exagération verticale de 5 ; (E) Gros plan CTX de la zone encadrée en blanc sur la figure (B) et illustrant la transition entre un terrain enrichi en olivine et un terrain pauvre en olivine. La flèche blanche sur la figure (B) indique la présence d'une ride de compression formée par des contraintes tectoniques et typique des régions volcaniques.

On peut observer que les variations dans les signatures d'olivine observables sur ces plaines sont généralement bien corrélées aux petites variations de sa température de nuit THEMIS, les plus fortes signatures étant associées aux plus fortes températures. Ceci peut suggérer une différence dans le degré d'érosion de la surface et/ou la présence d'une couverture de matériau non consolidé pauvre en olivine.

Ces variations sont parfois très importantes et certaines plaines ne semblent que partiellement enrichies en olivine. La Figure 70 illustre une plaine ridée (unité Hr), située juste sous Valles Marineris, qui ne présente des signatures d'olivine importantes que pour des petites zones bien définies à plus haute température de nuit et faible température de jour i.e à plus haute inertie thermique. Les autres parties de la plaine montrent des signatures d'olivine très faibles ou inexistantes et des propriétés physiques similaires à celles des terrains noachiens adjacents. L'image CTX présentée sur la Figure 70E montre que les zones à haute inertie thermique et fortes signatures d'olivine ont une texture rugueuse et criblée similaire à celle des plaines illustrées sur les Figure 68 et Figure 69. Les zones pauvres en olivine montrent une texture moins rugueuse suggérant qu'elles correspondent à des zones moins érodées et/ou recouvertes d'un matériau formé de fines particules. Les deux régions enrichies ou pauvres en

olivine illustrées sur cette image CTX semblent avoir un taux de cratérisation similaires et donc un âge similaire confirmant qu'elles appartiennent bien toutes les deux à la même unité i.e. plaine ridée hespérienne. Ces observations suggèrent que la plaine entière pourrait être enrichie en olivine et que les signatures soient masquées en certains endroits par un matériau formé de particules fines moins riches en olivine provenant probablement des terrains noachiens. Cette hypothèse est appuyée par la présence d'éjectas de cratères riches en olivine dans les régions pauvres en olivine, confirmant la présence d'olivine dans le sous-sol de ces régions (Figure 70F). Des plaines montrant les mêmes caractéristiques sont couramment observées dans les terrains de l'hémisphère sud et nous considérons ici qu'elles sont toutes entièrement enrichies en olivine et que leurs signatures sont en partie masquées par des fines particules moins riches en olivine provenant des terrains environnants.

Un autre exemple de plaine enrichie en olivine illustré sur la Figure 71 montre cependant que la corrélation entre forte signature d'olivine et haute inertie thermique n'est pas toujours vraie. En effet, cette plaine montre à l'inverse de celles précédemment décrites des signatures d'olivine importantes associées à la région de plus faible température de nuit. Cette région est située au centre de la plaine et est entourée d'une bordure de plus haute température de nuit montrant des signatures d'olivine plus faibles. Ceci implique que dans ce cas l'olivine est associée à un terrain moins consolidé ou formé de matériau granuleux. Ceci est confirmé par la présence sur la surface de petites dunes ondulées appelées "ripples dunes" (Figure 71D). Ces petites dunes ondulées se forment en général sur place à partir de l'érosion de la surface sous-jacente. Dans ce cas, elle serait donc le résultat de l'érosion de la plaine enrichie en olivine et de haute inertie thermique telle qu'on l'observe dans les régions externes non recouvertes de dunes. Cet exemple démontre que contrairement à ce qui est suggéré par *Bandfield et al.,* [2011], les sols sablonneux ne sont pas toujours plus pauvres en olivine que les roches dont ils sont issus. Cet enrichissement en olivine dans le sable relativement à sa source est également observable en Islande et pourrait s'expliquer par un mécanisme de ségrégation préférentiel de l'olivine dans le sable par rapport aux autres minéraux (plagioclase, pyroxène) du fait de la taille et de la forme initiale des grains dans la roche, de sa dureté et de sa densité [*Mangold et al., 2011*].

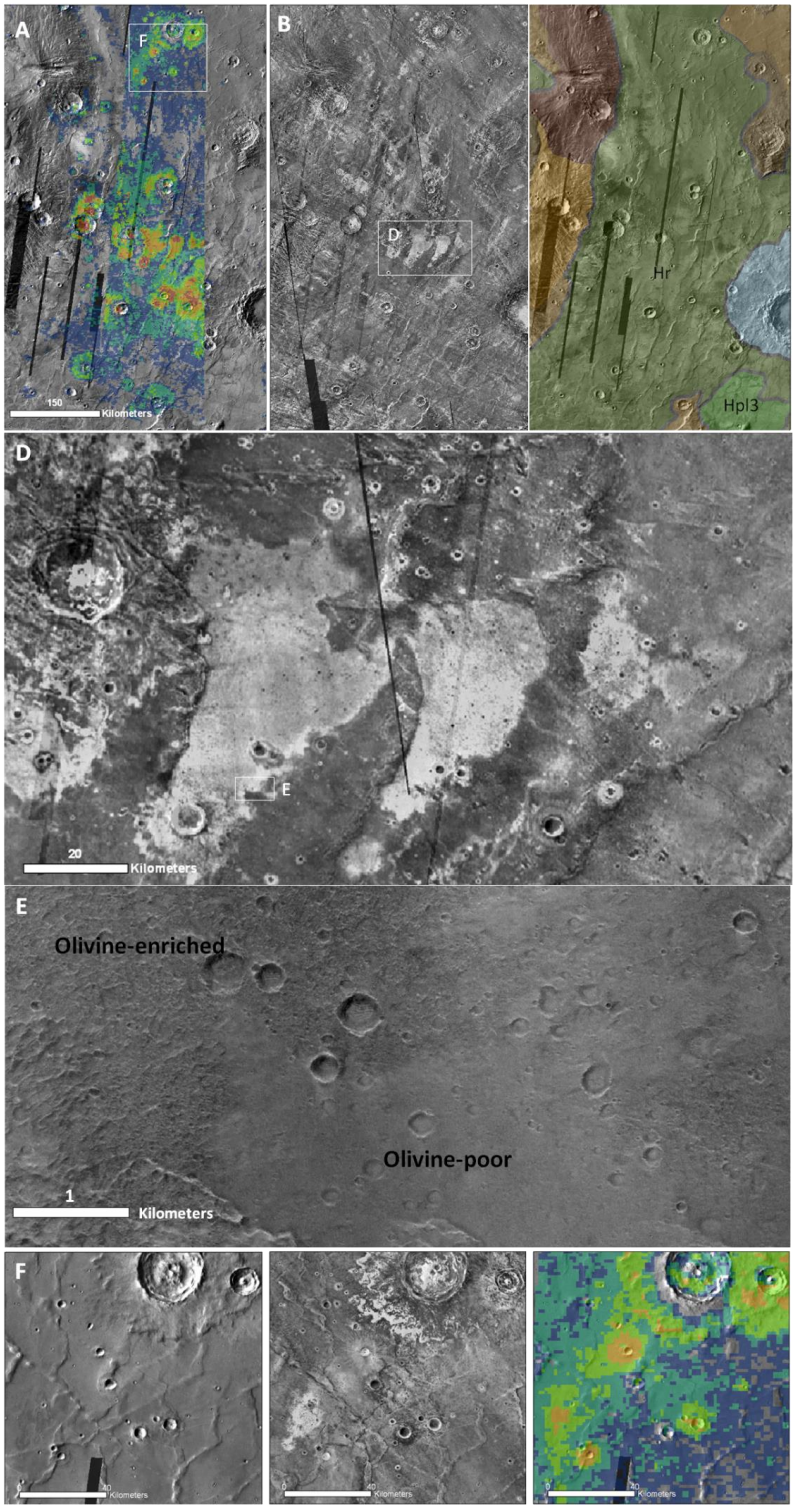


Figure 70. Plaines ridées (Hr) montrant des variations importantes dans les signatures d'olivines associées aux variations d'inertie thermique [-54.1°E, 23.4°S]. (A) Détections d'olivine superposées à la mosaïque THEMIS IR de jour ; (B) Mosaïque THEMIS IR de nuit ; (C) Carte géologique USGS montrant les différentes unités présentes dans cette région (vert : plaines ridées hespériennes (Hr) et plaines lisses hespériennes (Hpl3) ; marron : Unités noachiennes ; gris : matériau relié à l'impact [Skinner et al., 2006] ; (D) gros plan sur la zone encadrée en blanc sur la mosaïque THEMIS IR de nuit (figure (B)) ; (E) Gros plan CTX sur la limite entre les terrains enrichis en olivine et les terrains montrant des très faibles signatures (encadré blanc sur la figure (D)) ; (F) de gauche à droite, gros plan sur la mosaïque THEMIS IR de jour , la mosaïque THEMIS IR de nuit et la carte d'olivine au niveau des éjectas enrichis en olivine situés au nord de cette plaine (encadré blanc sur la figure (A)).

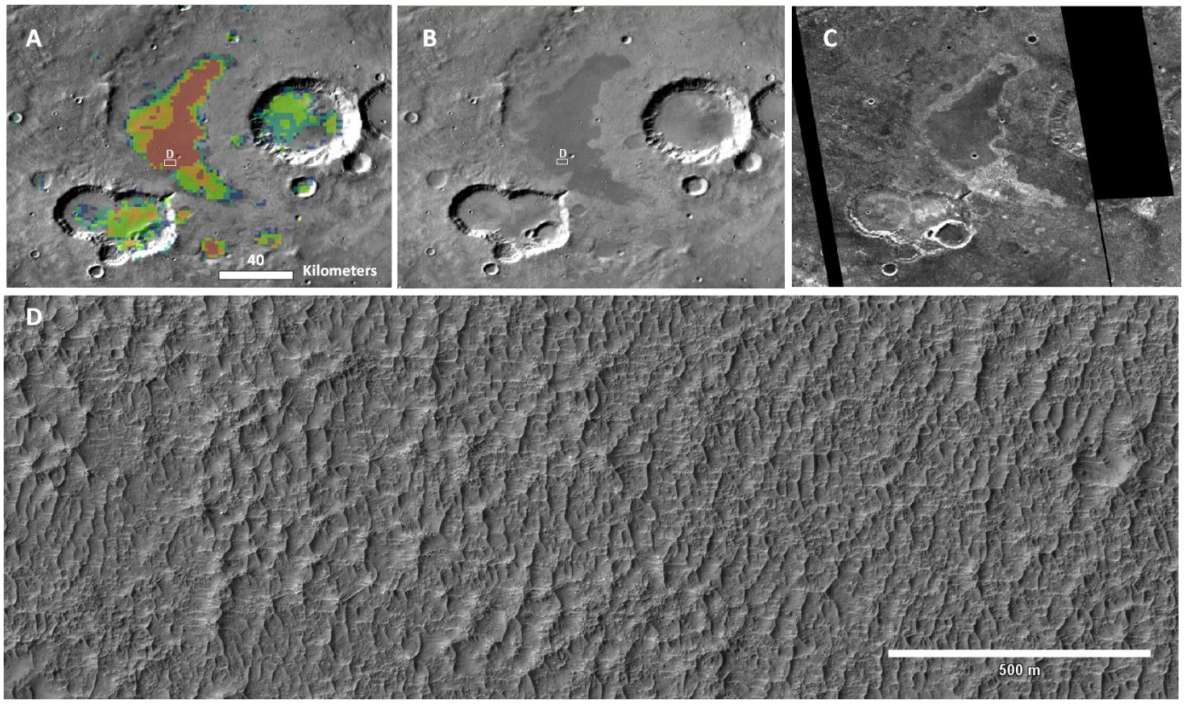


Figure 71. Illustration d'une plaine (unité Hpl3) montrant une faible inertie thermique et de fonds de cratères enrichis en olivine dans les terrains de l'hémisphère sud [291.2°E, 37.2°S]. (A) Détections d'olivine superposées à la mosaïque THEMIS IR de jour ; (B) Mosaïque THEMIS de jour ; (C) Mosaïque THEMIS IR de nuit ; (D) Gros plan HiRISE sur la zone encadrée en blanc sur les figures (A) et (B) située dans la zone à faible inertie thermique et montrant des petites dunes ondulées présentes sur la surface (« ripples dunes »)

Ces plaines enrichies en olivine sont souvent observées à proximité de cratères à la morphologie particulière présentant un fond plat sans pic central et partiellement ou entièrement enrichi en olivine. Ces cratères sont observés à travers tous les terrains de l'hémisphère sud avec un diamètre allant de 10 à plus de 400 kilomètres de diamètre (rond rouge sur la Figure 67). Ils sont principalement détectés dans les terrains Noachiens ou dans des unités géologiques définies comme étant des fonds de cratères lisses (« smooth crater floor », unité « s »), mais non datées. Les fonds de ces cratères semblent cependant moins cratérisés que les terrains noachiens dans lesquels ils sont observés suggérant un âge plus jeune. Ils sont de plus généralement caractérisés par une forte température de nuit et une faible température de jour et donc une grande inertie thermique. Ce type de cratères enrichis en olivine a déjà été observé dans certaines régions des terrains du sud à partir des données TES, THEMIS et CRISM [*Koeppen and Hamilton, 2008 ; Rogers and Fergason, 2011 ; Goudge et al., 2011*].

Un exemple typique de ces cratères est illustré sur la Figure 72. Son fond plat montre une texture consolidée et rugueuse très similaire à celle observée sur les plaines présentées précédemment et aucune dune n'est observée à la résolution CTX (Figure 72D). On peut observer la présence de rides de compression au centre du cratère et de lobes à la périphérie qui sont indiqués sur la Figure 72 par des flèches. De même que pour les plaines, le matériau formant le fond du cratère semble épouser la bordure du cratère (Figure 72D). Une vue 3D de ce cratère est présentée sur la Figure 72C et montre que la profondeur du cratère est très faible par rapport à sa taille. En effet, d'après la relation de *Smith et al.,* [2001][2] ce cratère de ~76km de diamètre devrait avoir une profondeur d'environ 3km, contre seulement 800m mesurée avec

[2] Relation reliant la profondeur du cratère d à son diamètre D d'après *Smith et al.,* [2001] : $d=0.33D^{0.53}$

MOLA. Ceci suggère qu'il ait été rempli par du matériau sur environ 2km, recouvrant le fond du cratère originel ainsi que la totalité du pic central et formant ainsi la surface plate observée. Cette faible profondeur est une caractéristique commune à tous les cratères montrant un fond plat enrichi en olivine suggérant que leur remplissage ait été le résultat d'un processus global.

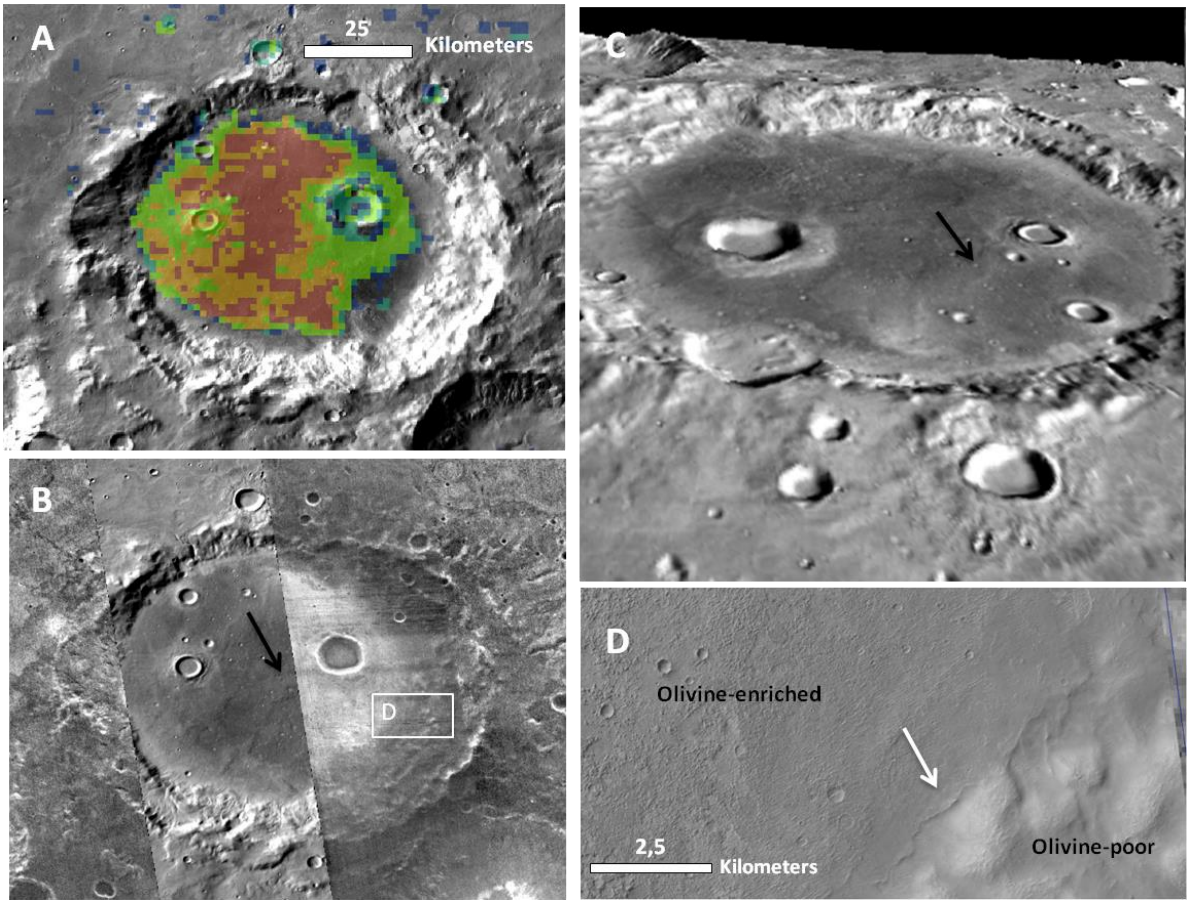


Figure 72. Illustration des caractéristiques typiques des fonds de cratères enrichis en olivine observés dans les terrains de l'hémisphère sud [-71.6°E, 36°S]. (A) Détections d'olivine superposées à la mosaïque THEMIS IR de jour ; (B) Mosaïque THEMIS de nuit sur la partie droite du cratère et mosaïque THEMIS IR de jour sur la partie gauche. (C) Vue 3D du cratère avec une exagération verticale de 5. Une ride de compression est indiquée par une flèche noire ; (C) Gros plan CTX sur la transition entre le fond du cratère enrichi en olivine et le bord du cratère pauvre en olivine. Un lobe à la périphérie du cratère est indiqué avec une flèche blanche.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, certains de ces cratères à fond plat et peu profond ne montrent des signatures d'olivine que pour certaines portions de leur surface et ne semblent donc que partiellement enrichis en olivine. Sur le cratère illustré sur la Figure 73 par exemple, les signatures d'olivine sont restreintes au croissant qui forme la partie externe ouest de son fond. Cette zone montre une température de nuit élevée et une température de jour faible résultant d'une forte inertie thermique en accord avec l'aspect très érodé et la texture rugueuse que montrent les images CTX (Figure 73E). La partie centrale du cratère, pauvre en olivine et d'albédo sombre, semble surélevée par rapport au croissant ouest enrichi en olivine (Figure 73D) et montre une texture plus lisse. Cette zone présente également une inertie thermique plus faible suggérant la présence d'une couche de matériau non consolidé et/ou formé de particules plus fines. Ce matériau est également observé au niveau des dépressions dans le croissant érodé et enrichi en olivine. La partie centrale d'aspect plus lisse pourrait donc représenter une zone moins érodée de la surface enrichie en olivine formant le fond du cratère et dont les signatures

seraient masquées par la présence d'une couche de matériau de plus faible inertie thermique provenant probablement des terrains environnants moins riches en olivine. Ce matériau étant concentré dans les dépressions au niveau de la zone érodée, il laisse apparaître les signatures de l'olivine présente sur les sommets. Dans ce cas, ce cratère pourrait donner une limite inférieure à l'épaisseur de la couche d'olivine suggérant que celle-ci ne soit pas uniquement superficielle. Cependant, cette couche centrale peut aussi être interprétée comme étant formée d'un manteau épais et résistant pauvre en olivine qui se serait formé sur la couche d'olivine. Ce manteau aurait été ensuite en partie érodé, laissant apparaître à l'ouest le fond du cratère enrichi en olivine. Quelle que soit l'hypothèse, ces observations suggèrent que les variations dans les signatures d'olivine ne sont pas le résultat d'un remplissage partiel du cratère par du matériau enrichi en olivine, mais plutôt celui d'un remplissage de la totalité du cratère qui a ensuite été en partie recouvert.

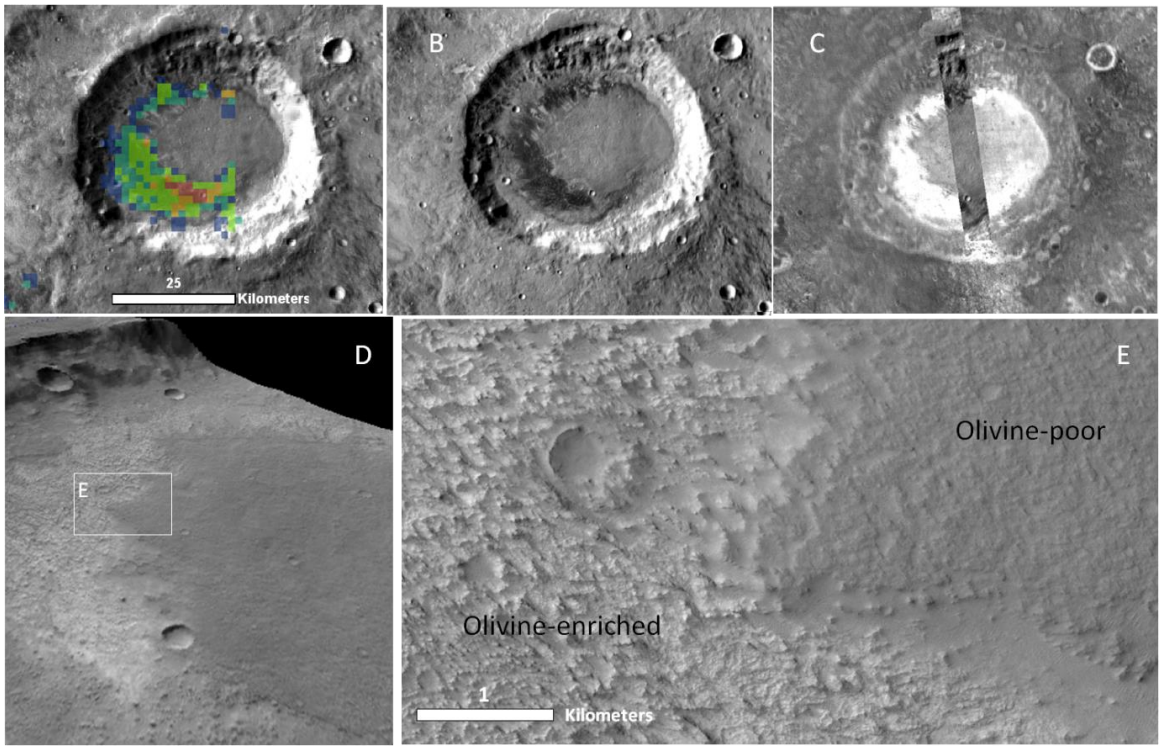


Figure 73. Exemple d'un fond de cratère à haute inertie thermique enrichi en olivine en partie recouvert par du matériau à plus faible inertie thermique. (A) Détections d'olivine superposées à la mosaïque THEMIS de jour ; (B) Mosaïque THEMIS de jour ; (C) Mosaïque THEMIS IR de nuit ; (D) Vue 3D de la partie ouest du fond du cratère avec une exagération verticale de 15 ; (E) Gros plan CTX illustrant la transition entre la zone enrichie en olivine à haute inertie thermique et la zone pauvre en olivine à faible inertie thermique.

Certains de ces cratères présentent de l'olivine associée à des bancs de sables ou à des dunes relativement sombres par rapport aux autres dépôts d'olivine (Figure 74). Le fait que de l'olivine soit également détectée associée à une plaine présente juste a coté du cratère et visible en haut à gauche de la Figure 74A pourrait suggérer que le sable riche en olivine présent dans le cratère provienne de l'érosion de cette plaine et ait été transporté jusque dans le cratère. Cependant une étude de *Tirsch et al.,* [2011] a montré que la plupart des dunes ou bancs de sables sombres présents dans les cratères avaient une origine locale provenant de l'érosion d'une couche ou d'affleurements présents dans les murs ou dans le fond du cratère. Bien que les signatures soient difficilement vérifiables visuellement à cause de la présence d'eau et de poussière, les rapports de spectres indiquent qu'une petite zone localisée à l'opposé des dunes

ou bancs de sables pourrait être enrichie en olivine (Figure 74C), ce qui soutiendrait l'hypothèse d'une origine locale. Cette zone montre une texture plus rugueuse et plus érodée que le reste du la surface formant le fond du cratère et pourrait donc, bien qu'aucun lien direct ne soit visible, être la source du sable enrichi en olivine. On peut également observer ce type de surface érodée au même endroit que le champ de dunes observé sur la Figure 74B, cependant à la résolution d'OMEGA il n'est pas possible de déterminer si les signatures d'olivine dans cette région proviennent de cette surface érodée, des dunes ou des deux. Bien que le lien ne soit pas prouvé ici, nous considèrerons néanmoins que le sable riche en olivine présent dans ce cratère ainsi que dans tous les cratères au fond plat et peu profond sont d'origine locale et formé à partir de l'érosion du matériau enrichi en olivine qui aurait rempli le cratère. Le fait que l'olivine ne soit associée qu'au sable ou à des zones érodées suggère que le fond visible du cratère est en partie recouvert d'une couche plus ou moins épaisse et consolidée de matériau pauvre en olivine provenant des terrains dégradés environnants comme observés dans l'exemple de la Figure 73.

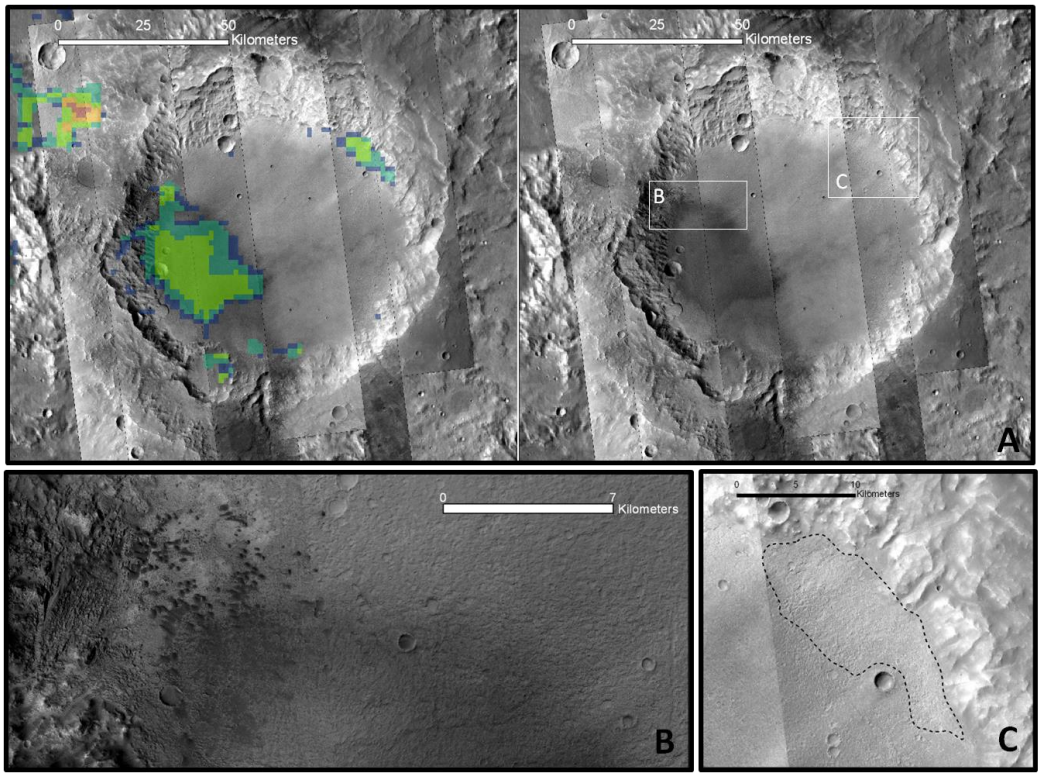


Figure 74. Exemple de dunes et d'un banc de sable enrichis en olivine accumulés au fond d'un cratère localisé dans la région de Terra Tyrrhena [67.7°E, 2.9°S]. (A) Détections d'olivine superposées à une mosaïque d'images CTX et comparées à la mosaïque CTX seule ; gros plans CTX sur les deux zones enrichies en olivines encadrées en blanc sur la figure (A) : dunes et banc de sable (B), zone érodée (C).

Ces trois exemples de cratères résument les principales morphologies observées pour les cratères enrichis en olivine détectés dans les terrains du sud. Un schéma résumant les processus interprétés comme étant à l'origine de leur formation est présenté sur la Figure 75.

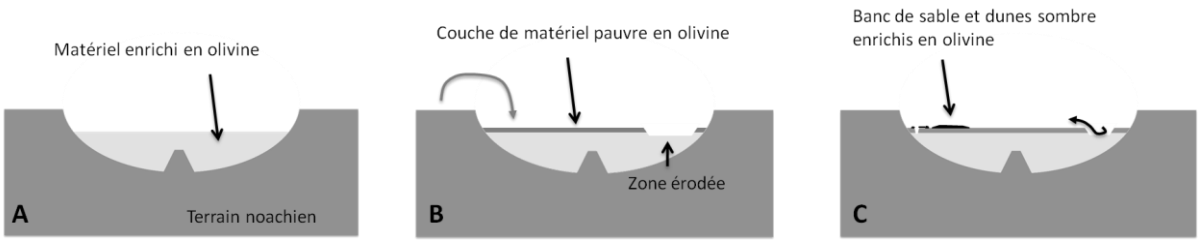


Figure 75. Schémas illustrant les trois principaux types de dépôts d'olivine observés dans les fonds de cratères des terrains de l'hémisphère sud ainsi que les processus impliqués dans leur formation. (A) : remplissage du cratère par un matériau enrichi en olivine à la morphologie résistante (morphologie du cratère de la Figure 72). Ici, nous faisons l'hypothèse que tout le cratère est rempli par du matériau enrichi en olivine mais il serait également possible que ce matériel ne forme que la couche supérieur est soit supperposé à du matériau d'une origine différente qui aurait rempli le cratère au préalable; (B) : (A) + formation d'une couche de matériau pauvre en olivine provenant probablement des terrains environnants sur le fond de cratère enrichi en olivine. Cette couche est ensuite en partie érodée et laisse apparaître le matériau enrichi en olivine sous-jacent (morphologie du cratère de la Figure 73); (C) : (B) + Formation de dunes et de banc de sable à partir du matériau érodé depuis la zone enrichie en olivine (morphologie du cratère de la Figure 74).

4.2.1.2 Période de formation

Nous avons vu dans la section précédente que les dépôts d'olivine observés dans l'hémisphère sud pouvaient être associés à deux types de terrains: des terrains hespériens au travers des unités Hr, Hpl3 et Hplm auxquelles sont associées la plupart des plaines enrichies en olivine, mais également à des terrains datés du Noachien par *Skinner et al.,* [2006] dans lesquels sont observées quelques plaines et la plupart des cratères enrichis en olivine. Cependant, nous avons également observé que tous ces terrains enrichis en olivine, quelle que soit la période géologique à laquelle ils sont associés, montraient un taux de cratérisation assez similaire et plus faible que les terrains noachiens suggérant un âge plus jeune. Comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, la carte géologique USGS sur laquelle est basée cette étude a été construite à partir des données Viking qui n'étaient pas appropriées pour faire une datation précise de si petites surfaces. Cette datation étant maintenant possible grâce aux données à haute résolution acquises depuis, nous avons décidé de dater de façon précise un échantillon de ces dépôts selon la méthode détaillée dans la section 4.1.4. Cette méthode de datation est illustrée sur la Figure 76 pour des cratères et des plaines enrichis en olivine de la région de Terra Tyrrhena. On peut observer que quelque soit l'unité à laquelle sont rattachés ces terrains enrichis en olivine, ils ont tous un âge autour de ~3.7 Ga ce qui correspond à la période du début Hespérien et est en accord avec l'âge des unités Hr, Hpl3 et Hplm dans lesquelles les plaines sont observées. La Figure 77 répertorie les âges calculés pour les 18 cratères (croix rouge) et les 8 plaines (croix bleues) enrichies en olivine qui ont été datés dans cette étude en fonction de leur longitude. Cette figure montre la même tendance que la Figure 76 avec des âges principalement compris entre 3.6 et 3.8 Ga soit le début de l'Hespérien. Certains fonds de cratères sont cependant datés jusqu'à 3.9-4.0 Ga et 3.5 Ga suggérant que certains de ces dépôts se soient formés pendant la fin du Noachien et pendant le milieu de l'Hespérien. Cet intervalle d'âge de formation semble être le même pour les plaines et les cratères et aucune tendance dans l'âge de ces unités n'est observée avec la longitude. Ces résultats suggèrent que ces plaines et ces fonds de cratère enrichis en olivines se soient formés à la même époque et reflètent un processus planétaire.

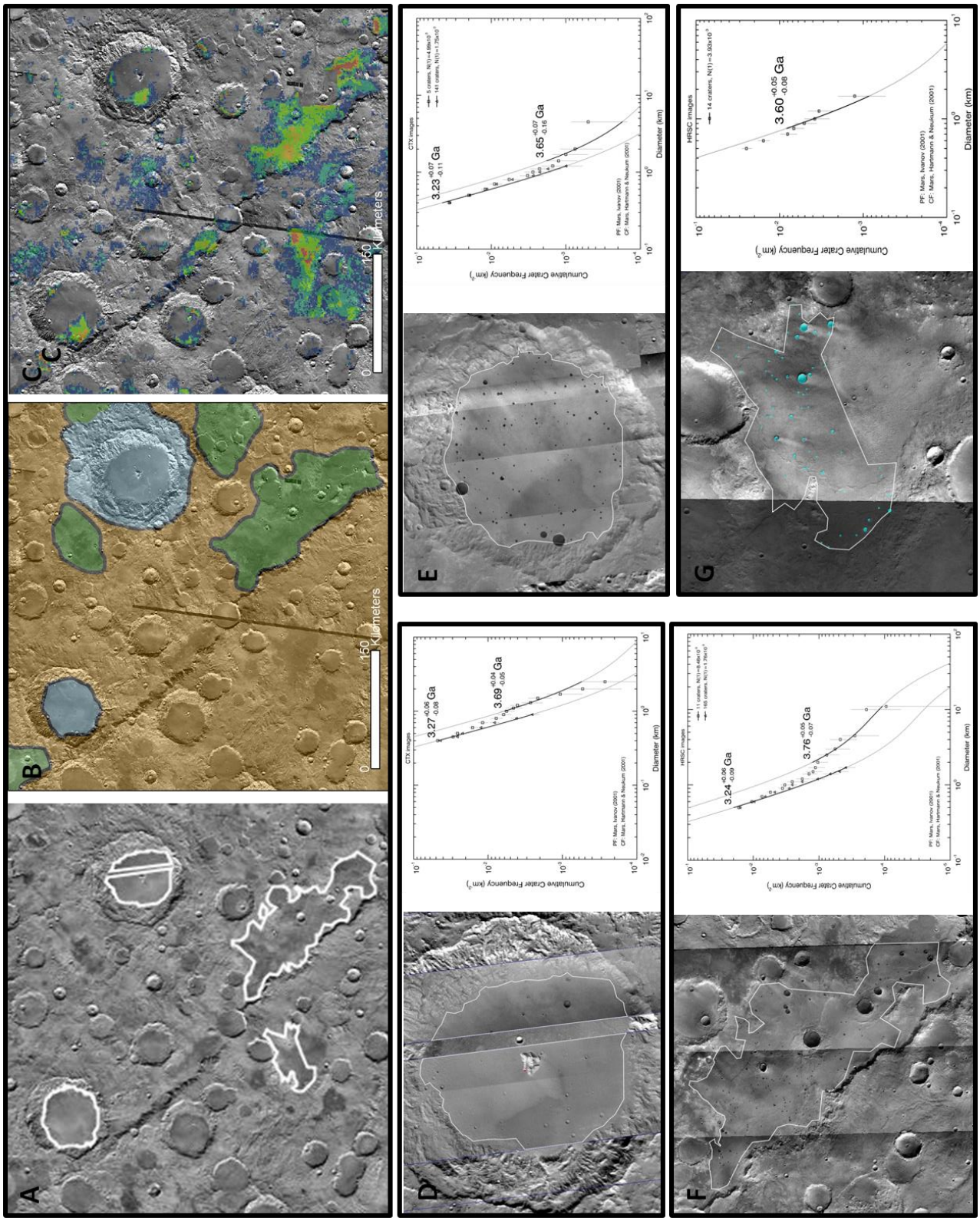


Figure 76. Exemples de datation par la méthode du comptage de cratères pour des plaines et de fonds de cratère enrichis en olivine dans la région de Terra Tyrrhena. (A) Mosaïque THEMIS de jour avec les plaines et fond de cratères datés entourés en blanc ; (B) Carte géologique USGS dans la même région avec en marron les unités noachiennes, en vert les unités hespériennes et en gris les terrains reliés à du matériau volcanique [*Skinner et al., 2006*].

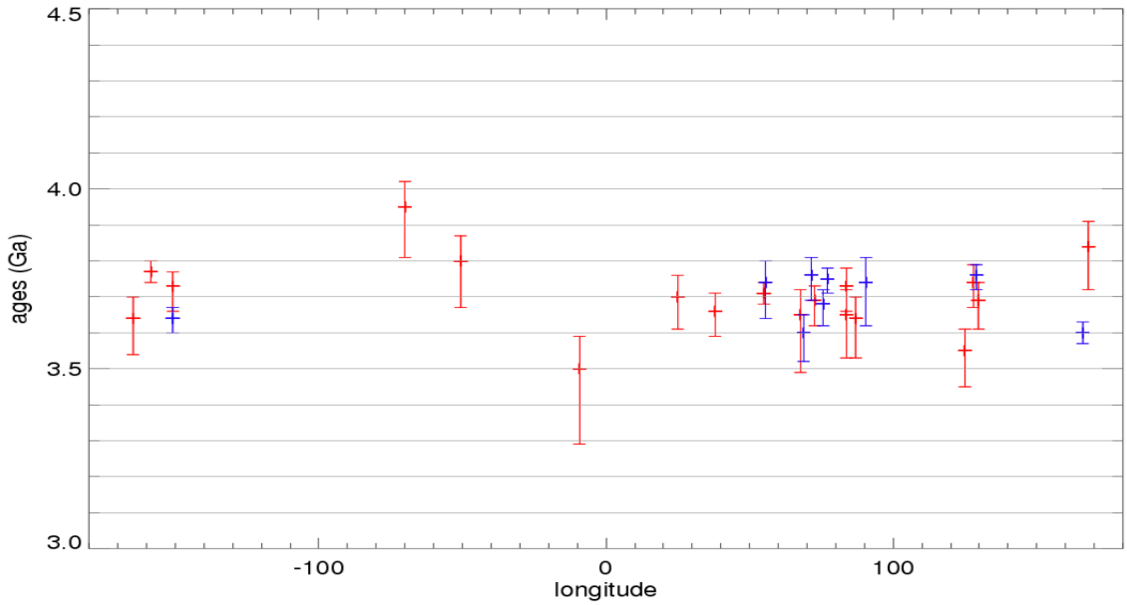


Figure 77. Age des plaines (croix bleue) et des fonds de cratère (croix rouge) enrichis en olivine datés dans cette étude en fonction de leur longitude.

4.2.1.3 Composition

Nous avons vu dans la section 3.5.4 que les dépôts d'olivine observés dans les terrains de l'hémisphère sud présentaient les deux types 1 et 2 de composition (définis dans la section 3.5.4.1). L'étude détaillée de ces dépôts a montré que les deux types de composition étaient associés aux mêmes unités i.e fonds de cratères et plaines, les zones montrant une composition de type 2 étant des petites régions de ces unités. Nous avons vu dans les sections 3.3.3 et 3.5.4 que ces variations pouvaient être interprétées en matière de teneur en fer et/ou taille de grain et/ou abondance. Les régions localisées de type 2 montrent souvent une texture plus rugueuse et plus érodée que les régions de plus faibles signatures, mais semblent être faites du même matériau, la taille des grains et/ou la teneur en fer de l'olivine devraient donc être identiques pour les régions de faibles et de fortes signatures d'olivine et ne sont donc pas responsables de ces variations. De manière générale, les régions de type 2 montrent une inertie thermique plus importante que les régions de type 1 suggérant la présence d'un matériau non consolidé et/ou formé de petites particules sur ces dernières. En se basant sur ces observations, nous attribuons les variations des signatures d'olivine observables sur la majorité des dépôts de l'hémisphère sud à un effet d'abondance, non pas au niveau de l'abondance en olivine du matériau formant les dépôts, mais résultant de la présence sur ces dépôts d'une couche hétérogène de fines particules pauvres en olivine et/ou enrichies en pyroxène provenant des terrains noachiens environnants. En effet, nous avons vu à plusieurs reprises dans les sections précédentes que le pyroxène avait pour effet de déformer et de diminuer la profondeur de bande de la bande d'absorption à 1µm de l'olivine. Un bon exemple pour illustrer ces variations spectrales est la plaine hespérienne enrichie en olivine déjà présentée sur la Figure 70 qui montre des variations claires dans ses signatures d'olivine très bien corrélées aux variations d'inertie thermique. L'évolution des signatures spectrales quand on passe des régions pauvres en olivines aux régions enrichies en olivine de cette plaine est illustrée sur la Figure 78. On peut remarquer que tous les spectres issus de cette plaine ainsi que celui issu des terrains noachiens adjacents montrent une signature de pyroxène centrée à ~2.2 µm indiquant que les variations de la bande à 1µm observables ne sont pas dues à des variations dans le type de pyroxène, mais bien à la présence d'olivine. Cette évolution met clairement en évidence l'anticorrélation entre la force de la bande à 2µm du pyroxène et celle de la bande d'absorption à 1µm de l'olivine

confirmant le rôle majeur du pyroxène dans les variations de la signature d'olivine. Ainsi les régions de types 2 (fort critère OSP2 (Figure 78A) ou détections rouges (Figure 78B)) montrent une forte inertie thermique, une profondeur de bande à 2μm très faible et une bande d'absorption à 1 μm importante (spectre rouge) suggérant qu'elles ne soient pas ou très peu recouvertes de particules de pyroxène. A l'inverse les terrains de type 1 (moyennes à faibles valeurs de OSP2 (Figure 78A) ou détections bleues (Figure 78B)) montrent une inertie thermique plus faible ainsi qu'une augmentation de la profondeur de bande à 2μm et une diminution de la profondeur de bande à 1μm qui est décalée vers les petites longueurs d'onde (spectre verte). Ceci suggère la présence de particules de pyroxène en plus grande quantité que pour les régions de type 2. Ces effets s'amplifient quand on observe les zones de très faibles valeurs du critère OSP2 (sous le seuil de détection à 1.04, spectre violet), résultant d'une quantité très importante de fines particules de pyroxène. La différence entre le spectre issu de ces régions (spectre violet) et le spectre issu des terrains noachiens reste néanmoins discernable. Les rapports de spectres issus de ces trois types de régions sont présentés sur la Figure 78D et confirment la présence d'olivine même dans les régions aux très faibles valeurs de critère OSP2 (spectre violet). Pour ne pas alourdir cette section ainsi que les figures présentées précédemment, nous avons mis les rapports de spectres des différents dépôts d'olivine illustrés dans cette section dans l'annexe 1. Les évolutions spectrales issues de la plupart de ces dépôts ainsi que de la plupart des dépôts hespériens enrichis en olivine étudiés mais non illustrés dans cette thèse montrent les mêmes tendances que celles illustrées sur la Figure 78.

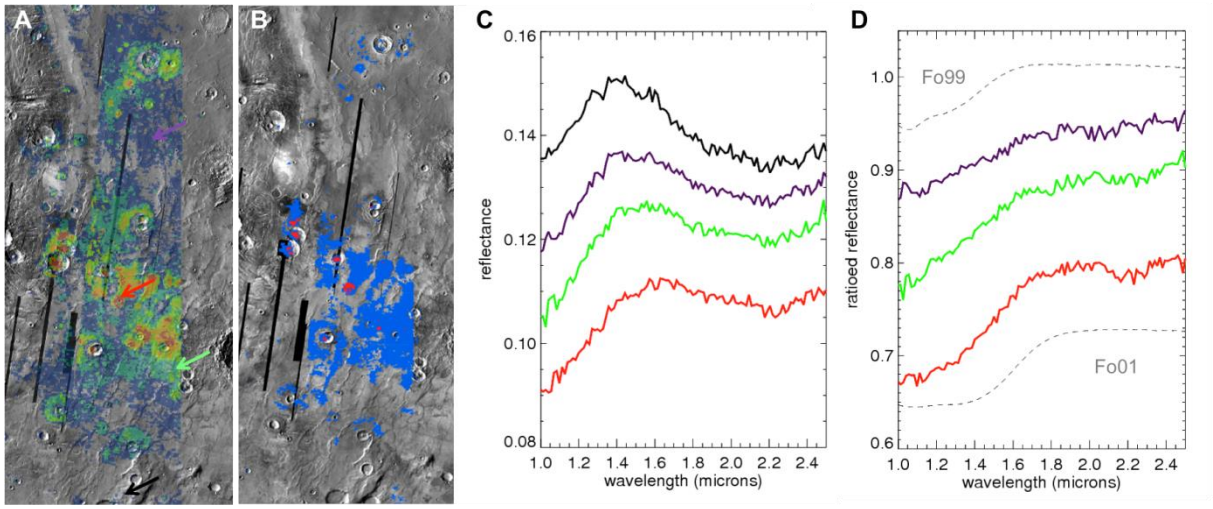


Figure 78. (A) Détections d'olivine (critère OSP2) superposées à la mosaïque THEMIS de jour autour d'une plaine ridée située au sud de Valles Marineris ; (B) même région, mais avec les olivines de type 1 (OSP1) cartographiées en bleue et les olivines de type 2 en rouge (OSP2 et OSP3) pour la comparaison, ici seules les détections au-dessus du seuil de détection à 1.04 sont cartographiées; (C) spectres issus des régions indiquées avec des flèches de la couleur correspondante sur la figure (A) ; (D) Rapports de spectres obtenus en divisant les spectres de la figure (C) par le spectre noir issu de la zone pauvre en olivine située au sud de la plaine.

Les zones de type 2 observées dans certains dépôts d'olivine de l'hémisphère sud sont donc interprétées comme étant peu ou pas recouvertes de fines particules de pyroxène provenant des terrains adjacents. On peut donc considérer que les spectres issus de ces régions correspondent à la composition réelle du matériau enrichi en olivine qui a formé ces dépôts durant le début de la période hespérienne. Ceci implique que contrairement à ce qui est observé à l'échelle globale, tous les dépôts d'olivine des terrains de l'hémisphère sud seraient plutôt de composition de type 2 i.e. avec une teneur en fer et/ou une taille des grains et/ ou une abondance importante. Ces spectres montrent en général une signature de pyroxène à 2 μm très

faible suggérant une abondance relative en olivine importante et donc une composition mafique à ultramafique du matériau composant ces dépôts (spectres rouges Figure 78)

4.2.1.4 Origine et implications

L'olivine détectée dans les terrains de l'hémisphère sud est principalement associée à des plaines de morphologie lisse (à faible résolution) et à des cratères au fond plat et peu profond. Ces unités montrent généralement une inertie thermique plus importante que les terrains environnants suggérant une plus forte inertie thermique en accord avec leurs textures rugueuses et criblées observées sur les images CTX et HiRISE. Ces plaines et ces fonds de cratères montrent un taux de cratérisation plus faible que les terrains noachiens adjacents suggérant qu'ils soient plus jeunes. Ceci est confirmé par leurs datations précises issues d'une méthode de comptage de cratère qui délimite leurs périodes de formation à la fin Noachien-début Hespérien (3.6-3.8 Ga). La faible profondeur de ces cratères ainsi que les images CTX des plaines, qui montrent qu'elles recouvrent et enveloppent par endroits le terrain sous-jacent, suggèrent de plus que ces unités résultent du remplissage des dépressions et des cratères présents dans les terrains Noachiens. Ces unités ont donc deux origines possibles, une origine sédimentaire ou une origine magmatique. Une origine sédimentaire pour ces dépôts nécessiterait l'existence d'une source de matériau enrichi en olivine à proximité. Or ces dépôts sont observés au milieu de terrains de composition pauvre en olivine et aucune formation enrichie en olivine n'est observée dans les terrains environnants. L'origine sédimentaire pour ces dépôts est donc peu probable. Ces dépôts pourraient s'être formés à partir du magmatisme selon deux processus : des écoulements de laves en surface, ou des laves intrusives ayant formé des dépôts d'olivine sous la surface ensuite mis à jour par divers mécanismes d'érosion. Les observations faites de ces dépôts sont cependant plus en faveur de la première hypothèse. En effet, certaines de ces observations montrent des caractéristiques morphologiques telles que des rides de compressions et des lobes aux périphéries des dépôts d'olivine qui sont très similaires aux caractéristiques des mers lunaires considérées comme étant formée à partir de volcanisme fissural [*Leverington and Maxwell*, 2004]. Cette formation par coulées de laves extrusives est également en accord avec la définition des unités Hr associées à une grande partie des plaines enrichies en olivine et définies comme des plaines volcaniques. De plus, la composition particulière de ces dépôts, montrant un enrichissement en olivine, suggère que les laves soient arrivées en surface directement depuis le manteau sans trop de fractionnement, ce qui est en faveur d'un volcanisme fissural (voir section 1.3.1). Ces dépôts d'olivine pourraient donc s'être formés à partir d'écoulement de laves enrichies en olivine, arrivés en surface directement depuis le manteau au travers de fissures, probablement formées par les impacts durant le grand bombardement final, et qui auraient rempli les cratères ainsi que les dépressions du terrain. Cette formation par volcanisme fissural a également été proposée par *Rogers And Fergason* [2011] pour expliquer l'observation avec THEMIS d'olivine associée à des cratères et à des plaines, mais dans la région de Terra Tyrrhena seulement. Ces cratères et ces plaines enrichis en olivine, également détectés avec OMEGA, montrent des morphologies similaires à ceux étudiés dans cette étude et sont répertoriés sur la Figure 67. On peut également relier les fonds de cratères plats et enrichis en olivine observés dans cette étude au cratère de Gusev étudié en détail par le rover Spirit. En effet, bien que la grande quantité de poussière qui recouvre le cratère de Gusev rende difficile la détermination de sa minéralogie à partir des données OMEGA, ce cratère montre une morphologie très similaire à celle des cratères enrichis en olivine observés dans cette étude et les résultats des différentes études ont montrés qu'il était rempli de laves enrichies en olivines datées à ~3.65 Ga [*Greeley et al., 2005;* section 1.2.2.2]. En extrapolant la composition des roches de Gusev à tous les dépôts hespériens enrichis en olivine, les laves

qui les ont formées pourraient s'être formées à ~75km de profondeur à partir de 20% de fusion du manteau martien [*Monders et al., 2005 ; McSwenn et al., 2006;* section 1.2.2.2].

Une information supplémentaire majeure qu'apporte notre étude se situe au niveau de son aspect global. En effet, cette étude montre que ce processus de remplissage des dépressions par volcanisme fissural, formant des dépôts à la composition minéralogique enrichie en olivine, n'est pas restreint à certaines régions localisées de Mars mais semble agir à une échelle globale au moins dans les terrains de l'hémisphère sud et permet d'expliquer la plupart des dépôts d'olivine détectés dans cet hémisphère. De plus, la période de formation de ces dépôts majoritairement restreinte entre 3.8 et 3.6 Ga suggère qu'ils se soient formés pendant un seul et même événement de volcanisme durant la fin du Noachien et le début de l'Hespérien. Cet événement volcanique global montre des caractéristiques très similaires à celui qui est à l'origine de la formation des mers lunaires survenue principalement entre 3.3 et 3.7 Ga et résultant du chauffage du manteau lunaire par les éléments radiactifs U, K, Th présent [*Schultz and Spudis, 1983 ; Hiesinger et al., 2003 ; Wieczorek and Philips, 2000*]. Les éléments radioactifs présents dans le manteau martien pourraient donc être également à l'origine du volcanisme fissural enrichi en olivine.

Cet événement de volcanisme hespérien à l'échelle globale dans l'hémisphère sud peut être relié au pic de volcanisme hespérien discuté en section 1.3.3 et dont a résulté la formation des plaines volcaniques Hr auxquelles sont associés beaucoup des plaines enrichies en olivine ainsi que probablement le remplissage des plaines du nord par des laves [*Head et al., 2002, Tanaka et al., 1988*]. Cet événement de volcanisme à l'échelle globale dans l'hémisphère sud mis en évidence dans cette étude pourrait donc être planétaire et également responsable du remplissage des plaines du nord. Il sera d'ailleurs évoqué dans les sections suivantes pour expliquer une partie des dépôts d'olivine détectés dans les plaines du Nord ainsi qu'éventuellement dans Valles Marineris. Une conséquence importante de ces résultats est qu'ils augmentent le taux de resurfaçage volcanique durant le début de l'époque hespérienne par rapport à celui calculé par *Tanaka et al.,* [1988] qui ne prenait pas en compte les cratères et la plupart des plaines à l'origine volcanique mis en évidence dans cette étude. Ceci pourrait avoir des répercussions importantes sur nos connaissances du climat martien à travers un dégazage plus important que celui estimé par *Craddock and Greeley*, [2009] (section 1.3.3.4) ainsi que sur la dynamique interne de la planète.

Un point important de cette étude est la différence de composition entre les plaines et fonds de cratères hespériens qui montrent un enrichissement en olivine et le régolite pauvre en olivine formant les terrains noachiens. Cette tendance a déjà été mise en évidence dans *Rogers and Fergason* [2011] dans la région de Terra Tyrrhena mais notre étude montre que cette tendance est commune à tous les terrains de l'hémisphère sud. Cette différence peut avoir deux origines : une différence dans la composition originelle du matériau ayant formé ces deux types de terrains, et/ou une différence dans leur altération et/ ou dans leur resurfaçage. Ainsi il est possible que la déficience en olivine du régolite noachien par rapport aux terrains hespériens résulte de leur formation à partir d'une surface originellement pauvre en olivine. La surface de Mars étant principalement formée à partir de matériaux volcaniques (chapitre 1), ceci implique que les laves arrivées en surface à l'époque Noachienne soient moins riches en olivine que les laves hespériennes. De l'olivine a néanmoins été détectée dans les pics centraux et dans les éjectas de certains cratères observés dans les terrains noachiens [*Skok et al. 2011 ; Loizeau et al., 2012*] suggérant que la croûte noachienne sous-jacente soit enrichie en olivine au moins en certains endroits. De l'olivine a également été détectée dans des unités géologiques noachiennes avec OMEGA (voir section 4.2.5). Cette variation de la teneur en olivine des laves au cours de l'histoire de Mars pourrait permettre de poser de nombreuses contraintes sur la composition du manteau martien ainsi que sur sa dynamique (évolution de la température et de la pression,

source de chaleur). Ainsi, l'olivine étant le minéral qui fond à plus haute température (voir section 1.3.1.1), on pourrait se demander si cette variation ne pourrait pas refléter un refroidissement du manteau pendant le Noachien puis une réaugmentation de sa température pendant l'Hespérien entrainant une fusion partielle suffisante pour faire passer l'olivine du manteau dans le magma. Cette évolution thermique pourrait indiquer un changement des sources de chaleur du manteau, à savoir de l'accrétion aux éléments radioactifs (voir section 1.3.1). Cependant, nous avons vu dans la section 1.3.1.2 que sur Mars la présence d'olivine dans le magma pourrait dépendre en grande partie de la pression de fusion et moins de la température. Dans ce cas, la variation de la teneur en olivine dans les roches Noachienne et Hespérienne pourrait être due à une différence dans la profondeur de formation de leur magma source.

Une autre hypothèse possible serait que les terrains noachiens se soient formés à partir de laves plus évoluées arrivées en surface au travers d'un volcanisme explosif [*Bandfield et al., 2011*]. Ce volcanisme aurait pu former une couche de matériau volcanique non consolidé et pauvre en olivine sur l'ensemble des terrains noachiens et se serait alors plus facilement transformé en régolite par la suite que des laves denses telles que celle observée dans l'Hespérien [*Bandfield et al., 2011*].

De manière alternative, *Bandfield et al.,* [2011] propose que les terrains Noachiens aient été beaucoup plus enrichis en olivine dans le passé et que cette olivine ait en partie disparu à la suite d'une altération mécanique et chimique globale au cours de l'histoire de Mars telle que cela a été observé dans le cratère de Gusev [*e.g. McSween et al., 2006*]. Une dissolution en milieu acide et avec un rapport eau/roche assez faible associé à une altération mécanique transformant la roche en sable a été proposée pour expliquer la faible abondance d'olivine sur la surface des roches et dans les sols par rapport à l'intérieur des roches observées dans Gusev. *Bandfield et al.,* [2011] observe que, quels que soient les types de processus mis en jeu, ce type de relation qui montre une diminution de la quantité d'olivine en passant de la roche à haute inertie thermique au sol à faible inertie thermique est courante à la surface de Mars (e.g. Nili Fossae, Terrace d'Argyre, sud d'Isidis) et pourrait donc éventuellement impliquer une altération globale de l'ensemble des terrains noachiens. Cependant, nous avons vu que cette corrélation n'était pas toujours aussi claire, en effet certaines plaines enrichies en olivine analysées dans cette étude montrent des signatures d'olivine associées au sable plus fortes que celles associées à la roche dont il est issu. De plus, de par sa période de formation, sa morphologie et sa composition enrichie en olivine déterminée par les analyses in situ, le cratère de Gusev est très semblable aux cratères enrichis en olivine observés dans cette étude. Ces fonds de cratères auraient donc pu subir eu aussi une altération du même type ayant eu pour effet de diminuer leur abondance d'olivine. L'olivine est cependant détectée depuis l'orbite dans ces cratères hespériens mais pas dans les terrains noachiens suggérant que si ces derniers ont en effet été altérés, cette altération ait été plus importante que dans les terrains hespériens. On peut également noter que l'altération observée dans Gusev est superficielle, l'érosion de terrains noachiens ou les impacts devraient donc révéler des signatures d'olivine appartenant au sous-sol supposé enrichi en olivine. Or, on n'observe pas de banc de sable ou de dunes enrichies en olivines comme dans les terrains hespériens et bien que quelques éjectas de cratères enrichis en olivine soient observés dans des terrains noachiens, ceux ci sont très peu nombreux et ne suggèrent donc pas que ces terrains noachiens aient été dans leur ensemble enrichis en olivine dans le passé [*Loizeau et al., 2012*]. Si la faible abondance en olivine des terrains noachiens est bien due à une altération globale de ces terrains, il est donc nécessaire qu'ils aient été altérés en profondeur afin d'être en accord avec les observations. La faible différence d'âge entre les terrains hespériens datés entre ~3.6 et 3.8 et celles des terrains noachiens datés entre ~3.8 et 4 Ga est cependant trop faible pour expliquer une telle différence dans l'importance et la profondeur de l'altération si on

considère comme seul processus d'altération celui qui a eu lieu dans Gusev. Ceci suggère que si la déficience en olivine des terrains noachiens est bien due à un effet d'altération, cette altération ait été plus importante et plus profonde que celle observée dans Gusev et probablement liée aux conditions environnementales qui ont prévalu durant le Noachien.

Pour finir, on peut remarquer que les grandes plaines volcaniques hespériennes Hesperia Planum et Thaumasia Planum ainsi que la patera Syrtis Major qui sont également reliées au volcanisme hespérien ne montrent pas un enrichissement en olivine similaire aux petites plaines et fonds de cratères hespériens observés dans les terrains de l'hémisphère sud. On peut cependant observer dans ces grands massifs volcaniques de l'olivine associés à des éjectas de cratères comme ce fût déjà mentionné dans la section 4.2.1.1, ainsi qu'à la caldera de Syrtis Major [*Poulet et al., 2009a, Mustard et al., 2005, Tornabene et al., 2008*]. Ceci suggère que ces plaines et paterae aient pu connaitre au début de leur formation un stade de volcanisme enrichi en olivine suivi par des éruptions de laves moins riches en olivine qui les auraient recouvertes comme proposé par *Tornabene et al.,* [2008] dans le cas de Syrtis Major. Ceci est en accord avec une initiation du volcanisme dans ces régions du à du volcanisme fissural qui auraient amené en surface des laves enrichies en olivine provenant directement du manteau. L'observation de chambres magmatiques sous Tyrrhena Patera et Syrtis Major [*Kiefer, 2003, 2004* ; section 1.3.3], pourrait expliquerait l'éruption de laves plus évoluées moins riches en olivine par la suite. Les autres massifs volcaniques similaires, tels que Lunae Planum, Solis Planum ou Malea Planum, sont soit recouverts de poussière soit présents à de très faibles latitudes rendant difficile la détermination de leur composition.

4.2.2 Dépôts d'olivine associés aux trois grands bassins d'impacts

4.2.2.1 Contexte géologique

L'analyse globale des dépôts d'olivine détectés avec OMEGA a montré que plusieurs de ces dépôts étaient observés sur la bordure des trois grands bassins d'impacts : Isidis, Argyre et Hellas.

L'olivine autour du bassin d'Isidis est observée dans des contextes géologiques assez particuliers qui ont déjà été analysés par de nombreuses études [*Hoefen et al., 2003 ; Hamilton and Christensen, 2005 ; Mustard et al., 2007, 2009 ; Tornabene et al., 2008 ; Poulet et al., 2009a*] et ne seront donc que succinctement présentés et analysés dans cette thèse. Ainsi l'olivine sur la bordure du bassin d'Isidis est principalement observée au nord-est, dans la région de Nili Fossae. Cette région s'étend sur plus de 30 000 km^2 (Figure 79A) et regroupe les plus grands affleurements de roches riches en olivine observées sur Mars avec des signatures très fortes. De l'olivine est aussi détectée sur la bordure ouest et sud d'Isidis à la limite entre la région de Lybia Montes et l'intérieur du bassin (Figure 79B). Cette zone enrichie en olivine montre une forte inertie thermique et une texture rugueuse et consolidée (Figure 79C, D, *Bishop et al., 2012*) assez similaires à celles observées sur les plaines enrichies en olivines de l'hémisphère sud (section 4.2.1).

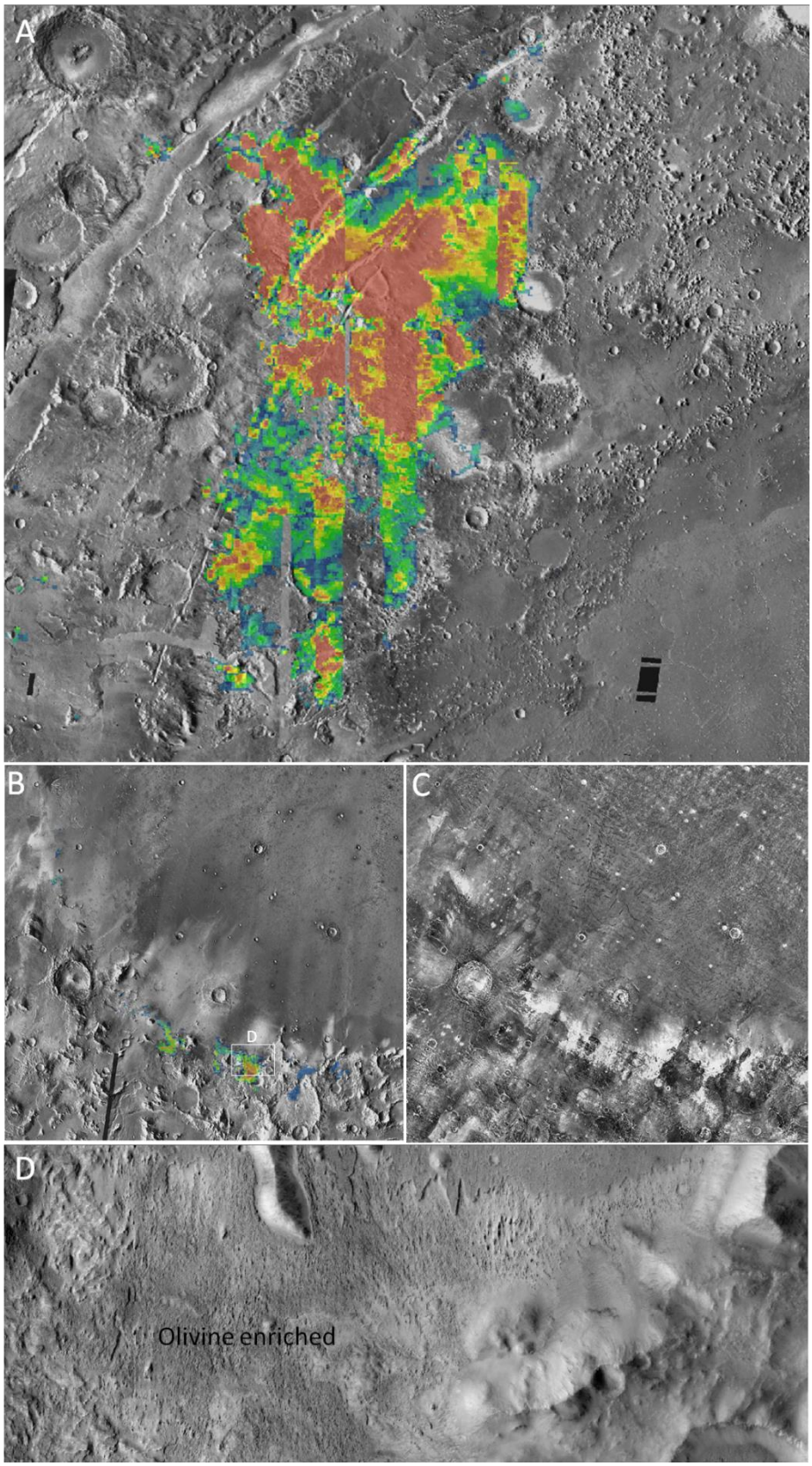


Figure 79. Illustration de la distribution de l'olivine dans la région de Nili Fossae (A) et dans l'ouest et le sud du bassin d'Isidis (B). (C) Mosaïque THEMIS IR de nuit dans la région d'Isidis. (D) Gros plan CTX sur une des zones enrichies en olivine dans le sud d'Isidis montrant une texture rugueuse (zone encadrée en blanc sur la figure B).

Les dépôts d'olivine autour d'Argyre et d'Hellas montrent une distribution et une morphologie très différentes de celles observées autour du bassin d'Isidis. La Figure 80 montre que ces dépôts sont localisés sur la terrasse de ces deux bassins et principalement dans la partie nord bien que quelques détections soient également observées sur la bordure sud d'Argyre. Cette dichotomie entre la terrasse nord et la terrasse sud de ces bassins peut résulter d'une présence importante de glaces et de poussières aux très basses latitudes ainsi qu'à des processus de resurfaçage qui peuvent masquer les signatures d'olivines.

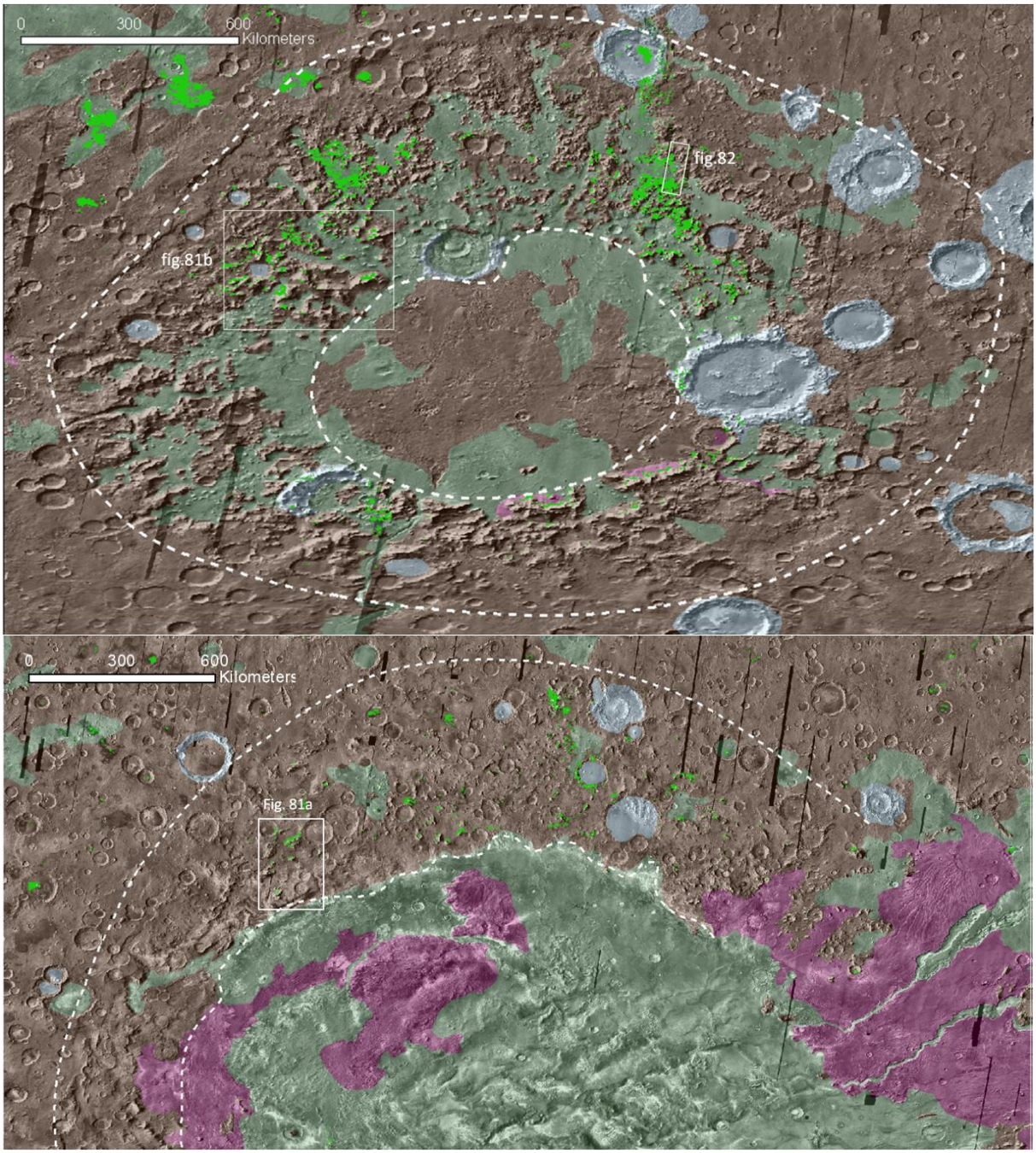


Figure 80. Détections d'olivine (en vert) sur la terrasse d'Argyre (A) et sur la partie nord de la terrasse d'Hellas (B) superposées à la carte géologique USGS avec en marron les unités Noachiennes, en vert les unités hespériennes et en gris les unités associées à du matériau associé aux impacts. Les lignes pointillées blanches délimitent approximativement les limites des terrasses des deux bassins.

Au niveau de la terrasse d'Argyre, les dépôts d'olivines sont clairement associés à des sortes de petites buttes plus ou moins isolées et dispersées un peu partout sur la terrasse du bassin. Ces buttes sont associées à une unité Noachienne « Nplh » définie comme étant une surface vallonnée et formée de débris d'impact (Figure 80A et Figure 81B, *Skinner et al., 2006*). La Figure 81C montre que les signatures d'olivines sont très bien corrélées aux zones de ces buttes montrant les températures THEMIS de nuit les plus élevées. Ceci est en accord avec l'image CTX (Figure 81D) qui montre que ces régions enrichies en olivines sont associées à une surface rocheuse érodée et visible en certains endroits au travers d'une couche plus ou moins importante de sable ou de particules plus fines. Cette couche de sable peut masquer en partie les signatures d'olivine de la surface rocheuse et explique la faible inertie thermique et les faibles signatures d'olivine observables en certains endroits. *Bandfield and Rogers* [2008] a mesuré une inertie thermique maximale de 550 tiu pour ces buttes, ce qui est en accord avec la présence d'une quantité significative d'affleurements rocheux. Ces buttes enrichies en olivine sont entourées de plaines hespériennes d'unité Hpl3 qui montrent également des signatures d'olivine. Ces plaines pourraient donc être reliées aux plaines hespériennes enrichies en olivine détectées dans tous les terrains de l'hémisphère sud (section 4.2.1). Cependant, on ne peut pas exclure ici que ces signatures d'olivine soient associées à du matériau érodé des buttes enrichies en olivine et transporté sur ces plaines hespériennes [*Bandfield and Rogers, 2008*].

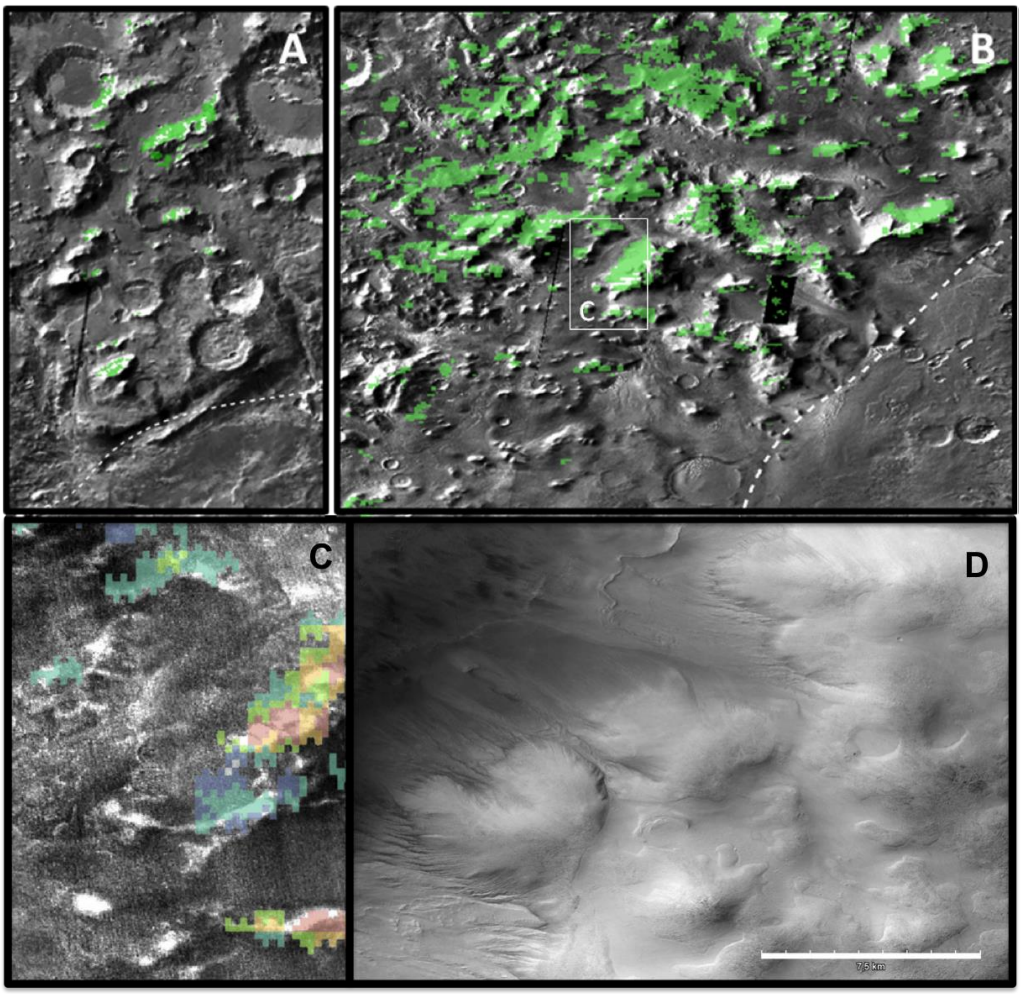


Figure 81. Détections d'olivine (en vert) observées sur les terrasses d'Hellas (A) et d'Argyre (B) et superposées à la mosaïque THEMIS IR de jour. (C) Image THEMIS IR de nuit de la zone encadrée en blanc sur la figure (B) avec l'olivine cartographiée du bleu jusqu'au rouge (critère OSP2).

La distribution des détections d'olivine autour du bassin d'Hellas n'est pas aussi claire que celle autour d'Argyre. En effet, ces détections sont moins nombreuses et montrent des signatures d'olivine souvent à la limite de détection. Cette distribution plus complexe peut s'expliquer par l'intense resurfaçage que cette région a subi et qui a pu affecter de façon importante sa morphologie ainsi que sa composition, ainsi que par la présence de poussière. Néanmoins, on retrouve sur la terrasse d'Hellas des détections d'olivines associées aux mêmes structures en forme de buttes que celles observées sur la terrasse d'Argyre (Figure 81A). Ces buttes sont également principalement associées à une unité Noachienne « Nh1» définie comme étant la bordure du bassin d'Hellas.

Certaines des détections d'olivine autour des deux basins Hellas et Argyre ont déjà été reportées par des études basées sur les données TES et THEMIS [*Koeppen and Hamilton, 2008 ; Bandfield ans Rogers, 2008 ; Lane and Goodrich, 2010* ; section 1.2.2.3]. La Figure 82 compare les détections d'olivine issues d'une observation THEMIS IR (cartographiées en violet) et celles issues d'une observation OMEGA (cartographiées en vert) pour une même région localisée au nord-est de la terrasse d'Argyre. On peut observer que ces détections sont en parfaite corrélation et confirment la localisation de l'olivine sur de petites buttes entourées de plaines sans signature d'olivine.

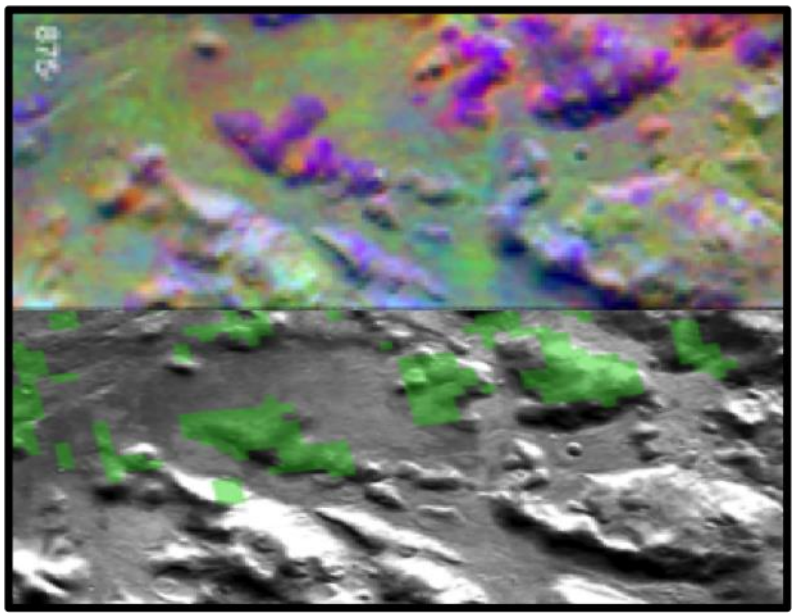


Figure 82. Comparaison entre les observations THEMIS IR et OMEGA pour une même région localisée au nord-est de la terrasse d'Argyre. (haut) Observation THEMIS SDC scène I08016003, l'olivine apparaît en violet [*Lane and Goodrich, 2010*]. (bas) Observation OMEGA avec les détections d'olivine en vert superposées sur la mosaïque THEMIS de jour.

4.2.2.2 Période de formation

Ces dépôts d'olivine étant associés à des petites buttes de faibles étendues spatiales, la datation par la méthode des comptages de cratères n'est pas applicable sur ces petites unités. Nous considèrerons donc ici que ces dépôts d'olivine ont l'âge des unités dans lesquelles ils sont contenus (Nplh et Nh1) i.e. Noachien.

4.2.2.3 Composition

En se basant sur les valeurs des critères spectraux, ces détections d'olivine autour des bassins d'Hellas, Argyre et Isidis ont plutôt une composition de type 2 (section 3.5.4).

Les détections d'olivine dans la région de Nili Fossae montrent des signatures très importantes en accord avec une olivine très riche en fer et/ou avec des gros grains. *Poulet et al.,* [2009b] a montré que l'olivine observée dans cette région présentait une teneur en fer intermédiaire avec un rapport Mg/Mg+Fe ~ 0.5, une taille de grain de plusieurs millimètres et une abondance d'environ 40 %.

Les détections autour des bassins d'Hellas et d'Argyre montrent des signatures moins importantes que dans Nili Fossae en accord avec une composition plutôt intermédiaire en termes de teneur en fer et/ou taille de grain et/ou abondance (voir rapport de spectre annexe 1). Nous avons décidé d'utiliser le modèle de transfert radiatif (section 2.3) afin d'avoir des contraintes plus précises sur la composition de l'olivine dans ces régions. Cette analyse est basée sur 12 spectres extraits des terrasses d'Argyre et d'Hellas sur lesquels ont été testés les trois mélanges initiaux présentés dans la section 4.1.2. Les abondances issues de ces modélisations montrent une abondance moyenne de 12 et 27 % d'olivine mélangée avec ~30 % de pyroxène et ~40-50% de plagioclase. Les meilleurs ajustements ont été obtenus avec le troisième mélange qui fait intervenir les deux types d'olivine, fayalite et forsterite, avec une taille de grain fixée à 100μm. L'abondance obtenue pour la forsterite étant cependant toujours plus élevée que celle obtenue pour la fayalite indiquant un rapport Mg/Mg+Fe supérieur à 1 (Fo >50). Des ajustements satisfaisants ont également été obtenus en utilisant uniquement la forsterite (premier mélange), mais avec une taille de grains > 100μm. Bien qu'il soit délicat de déduire une composition exacte de l'olivine à partir de sa bande d'absorption à 1 μm, il semblerait que les critères spectraux ainsi que les modélisations de transfert radiatif soient tous les deux en faveur d'une composition intermédiaire ou légèrement enrichie en magnésium (mais avec des gros grains). Cette composition semble cependant être moins riche en magnésium que celle obtenue avec les données TES qui détectent de l'olivine avec des compositions allant jusqu'à Fo90 dans ces régions [*Koeppen and Hamilton, 2008 ; Lane and Gooldrich, 2010*].

4.2.2.4 Origine et implications

Les contextes très particuliers dans lesquels est observée l'olivine dans la région de Nili Fossae ainsi que dans le sud du bassin d'Isidis en comparaison de ceux observés autour des deux autres grands bassins Argyre et Hellas suggèrent des origines différentes. Trois grandes hypothèses ont été proposées pour expliquer la formation de ces dépôts d'olivine, chacune plaçant leurs formations à une époque différente par rapport à la formation du bassin d'Isidis. La première hypothèse propose que ces dépôts se soient formés à partir d'une couche intrusive riche en olivine présente sous la surface avant l'impact et ayant été mise à jour par ce dernier et la tectonique qui lui est associée [*Hoefen et al., 2003 ; Hamilton and Christensen, 2005*]. La deuxième hypothèse proposée par *Mustard et al.,* [2007] se base sur la stratigraphie de la région de Nili Fossae qui montre que le dépôt d'olivine est placé au-dessus d'un dépôt de phyllosilicates. *Mustard et al.,* [2007] propose alors que ces dépôts d'olivine se soient formés pendant l'impact et représentent de la roche fondue puis recristallisée. En se basant sur l'étude du dépôt d'olivine sur la bordure sud d'Isidis, *Tornabene et al.,* [2008] propose comme troisième hypothèse que ces dépôts se soient formés après l'impact par remplissage du bassin d'Isidis par des laves enrichies en olivine provenant de Syrtis Major, Tyrrhena Patera ou de failles présentes sous le bassin. Ces laves enrichies en olivine auraient par la suite été recouvertes par d'autres coulées de laves moins riches en olivine.

L'étude des nombreux dépôts d'olivine observés dans les terrains de l'hémisphère sud ayant fait du volcanisme fissural une des principales sources de matériau enrichi en olivine dans ces régions, nous considèrerons dans cette thèse qu'une formation après l'impact par l'éruption de laves enrichies en olivine provenant de fractures sous le bassin d'Isidis (ou éventuellement

des premiers stades de volcanisme dans Syrtis Major, *Tornabene et al.,* [2008]) est le processus de formation le plus en accord avec nos observations, au moins pour le dépôt d'olivine dans le sud d'Isidis. Cette hypothèse est appuyée par la texture du matériau enrichie en olivine dans cette région qui est très similaire à celle observée dans les plaines et les fonds de cratères hespériens résultant du volcanisme fissural dans l'hémisphère sud. Cependant, les fortes signatures d'olivine observées dans la région de Nili Fossae, résultant de la taille millimétrique des grains d'olivine et de son abondance importante (~40 %), sont uniques sur Mars et diffèrent significativement des signatures observées dans les dépôts hespériens de l'hémisphère sud. Comme cela a déjà été discuté dans *Poulet et al.,* [2009a], ces mégacristaux d'olivine sont plus en accord avec une cristallisation en profondeur. Les roches volcaniques extrusives n'étant en général que la partie émergée des dépôts, il est possible que le dépôt de Nili Fossae représente la contrepartie intrusive du volcanisme ayant formé le dépôt observé sur la bordure sud. Cependant il est également possible que ces deux dépôts aient des origines totalement décorrélées du fait de leur possible différence d'âge.

Les détections d'olivine autour des bassins Hellas et Argyre prennent la forme de petites tâches discontinues dispersées sur la partie nord de leurs terrasses. Ces détections sont associées à des petites buttes plus ou moins isolées et associées aux unités Nplh et Npl1 qui sont parmi les plus anciennes de la surface de Mars (début à milieu Noachien) et déposées lors de l'impact. Cette distribution particulière ainsi que l'âge et la définition des unités auxquelles elles sont associées suggère fortement que ces buttes enrichies en olivine se soient formées pendant l'impact. Des simulations numériques ont montré que certains impacts pouvaient être assez importants pour excaver la croûte lunaire ainsi qu'une partie du manteau supérieur [*Stewart 2011*]. Les éjectas de croûte fondue et de manteau supérieur formeraient alors des petits « patches » dispersés sur la terrasse du bassin final (Figure 83) dont la distribution serait très similaire à celle des détections d'olivine observées autour d'Argyre et d'Hellas. Bien que ces résultats étaient à l'origine obtenus pour les bassins lunaires, *Stewart* [2011] a montré qu'ils pouvaient êtres extrapolés aux bassins géants martiens, suggérant que les buttes enrichies en olivine des terrasses des bassins Argyre et Hellas soient formées de matériau excavé de manteau supérieur et de la croûte inférieure pendant l'impact.

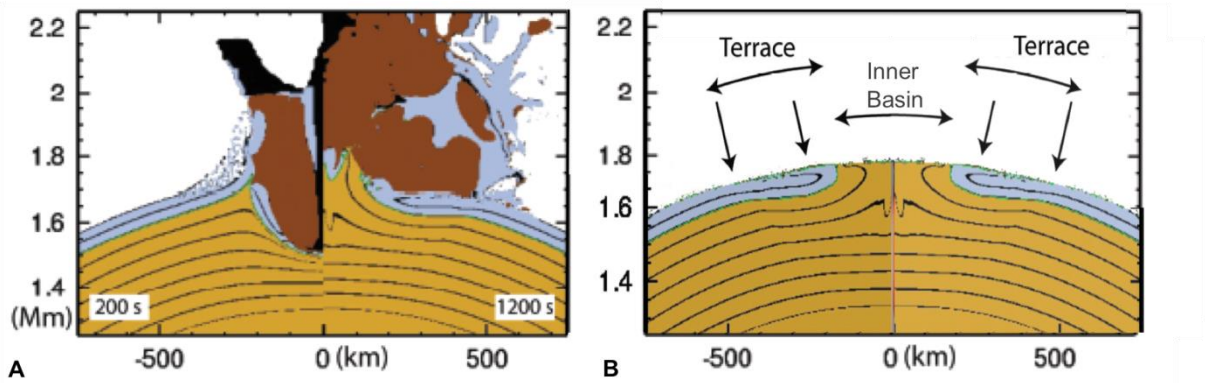


Figure 83. Simulation de l'impact ayant formé le bassin Oriental sur la Lune (projectile de 100 km arrivant à une vitesse de 10.6 km/s sur une croûte de 60 km d'épaisseur). (A) Instantanée à 200 sec et 1200 sec après l'impact montrant la profondeur de la cavité transitoire et le soulèvement maximal du manteau (marron : manteau, bleu : croûte, marron foncé : projectiles, vert : mélange de croûte fondue et de manteau). (B) Stratigraphie finale du bassin après l'impact. Les éjectas de croûte fondue et de manteau, représentés en vert, sont dispersés sous la forme de petites tâches sur la terrasse du bassin (issue de Stewart [2011]).

Dans cette hypothèse, l'enrichissement en olivine de ces buttes reflèterait la composition du manteau supérieur. Ceci est en accord avec la composition générale du manteau obtenue à

partir des météorites martiennes [*Wanke and Dreibus, 1985 ; Bertka and Fei, 1998a ; Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a*] qui prévoit qu'il soit riche en olivine (section 1.3.2). La composition exacte de ce manteau supérieur dépend de la façon dont il a cristallisé. Si on considère qu'il a cristallisé à partir d'un océan de magma, la composition de l'olivine dans la partie supérieure de manteau devrait être riche en fer dans le cas d'une cristallisation sans overturn et riche en magnésium dans le cas d'une cristallisation avec overturn [*Elkins-Tanton et al., 2003, 2005a* ; voir section 1.3.2]. La composition plutôt enrichie en magnésium de l'olivine observée sur les buttes autour des bassins d'Argyre et d'Hellas, interprétées comme étant du matériau mantellique, est donc plus en accord avec une cristallisation suivie d'un overturn. L'abondance de cette olivine, calculée entre 12 et 27 %, est cependant beaucoup plus faible que celle prédite par les modèles qui est de ~ 60 % [*Elkins-Tanton, 2005a*]. Ceci peut s'expliquer par le fait que ces buttes ne sont probablement pas formées que de matériau mantellique, mais d'un mélange avec du matériau provenant de la croûte inférieure qui a pu diminuer l'abondance totale de l'olivine.

4.2.3 Les dépôts d'olivine dans les plaines du nord

4.2.3.1 Contexte

Dans les plaines du nord, les conditions atmosphériques variables combinées à la présence de poussières et de glaces saisonnières peuvent masquer en partie les signatures des minéraux présents à la surface et rendre plus difficiles leur détection, leur identification et leur cartographie. Nous avons vu dans la section 3.5.3, que ces régions présentent des spectres très bleus dans le proche infrarouge avec une bande à 2µm très faible et une bande à 1µm presque inexistante suggérant la présence de pyroxène en petite quantité probablement recouvert d'un vernis d'oxydes de fer [*Poulet et al., 2007*]. Une inspection plus précise des régions montrant des détections d'olivine (principalement détectées avec le critère OSP3 qui est moins sensible à cette pente bleue) a révélé que leurs spectres montraient une pente moins pentue particulièrement entre 1.0 et 1.6-1.7µm signe d'une absorption dans cet intervalle de longueur d'onde que nous avons interprétée comme étant due à la présence d'olivine (Figure 84). Des rapports de spectres issus de ces régions sont présentés en annexe 1 pour chaque dépôt discuté dans la suite.

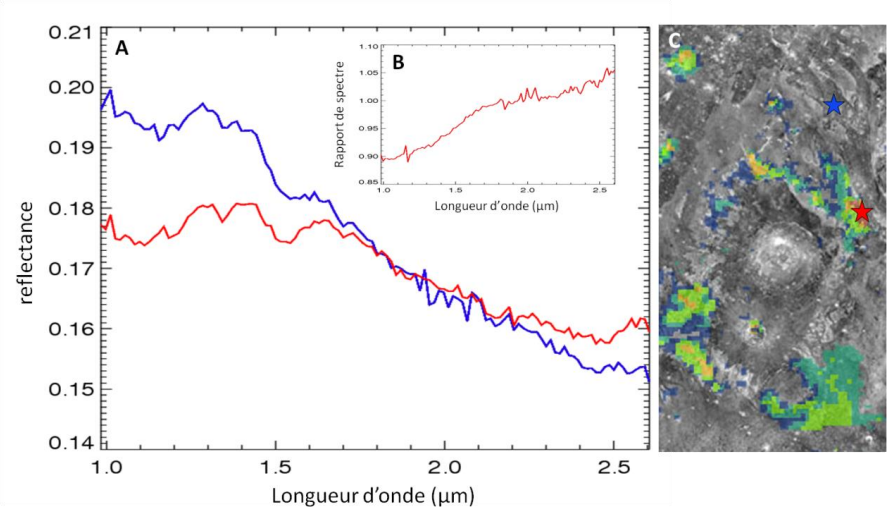


Figure 84. Exemple de spectre observé dans les plaines du nord. Ici le spectre rouge en (A) est extrait d'un plateau enrichi en olivine observé dans la région de Chryse Planitia et indiqué avec une étoile rouge sur la figure (C). Le rapport de spectre montré en (B) est obtenu en divisant le spectre rouge par le spectre bleu qui est issu d'une région pauvre en olivine (étoile bleue en (C)) et est typique des spectres à forte pente observés dans les plaines du nord.

Les dépôts d'olivine détectés dans les plaines du nord et particulièrement dans les régions de Chryse Planitia, Acidalia Planitia et Utopia Planitia, sont répartis selon trois contextes géologiques différents : des éjectas de cratères de tailles variées ; des dunes et des bancs de sable sombre accumulés au fond de grands cratères ; des affleurements rocheux très étendus (Figure 85).

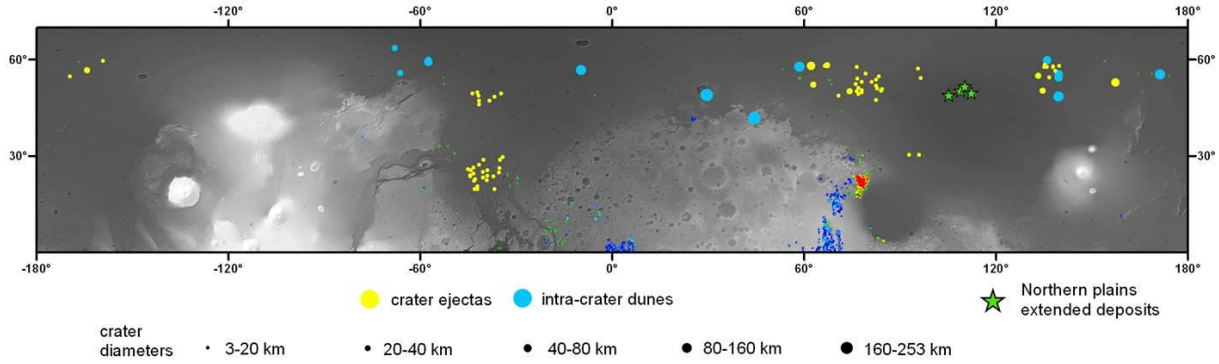


Figure 85. Détections d'olivine dans les plaines du nord superposées à la carte d'altimétrie MOLA avec la localisation des principaux contextes observés : éjectas de cratères, dunes et bancs de sable dans le fond des cratères, dépôts étendus dans la région d'Utopia Planitia. Les symboles ronds qui représentent les dépôts associés aux cratères ont un diamètre qui dépend du diamètre de cratère. À noter que certains gros cratères présentant des dunes ou bancs de sable enrichis en olivine dans leur fonds (indiqués avec un rond bleu) montrent également des signatures d'olivine dans leurs éjectas.

La Figure 86 est centrée dans la région de Chryse Planitia. Cette région est une des régions les moins poussiéreuses des plaines du nord et il est donc plus facile d'accéder à sa minéralogie mafique. Les signatures d'olivine observées sur cette figure sont principalement associées à des éjectas de cratères au diamètre relativement faible de 3-10km pour la plupart. Ces éjectas de cratères enrichis en olivine montrent une température THEMIS de nuit élevée et de jour faible indiquant une surface plus rocheuse et/ou moins poussiéreuse que la surface juxtaposée. À l'inverse, les éjectas de cratères qui ne montrent pas de signatures d'olivine montrent des températures THEMIS de nuit faibles et de jour élevées similaires aux terrains environnants pauvres en olivine. Ceci pourrait résulter de la présence de poussières sur ces éjectas expliquant en même temps l'absence de signatures d'olivine. La taille relativement faible de ces cratères suggère que la couche d'olivine qu'ils excavent se situe relativement proche de la surface. La Figure 86B montre des signatures d'olivine associées à un double éjecta lobé formé autour d'un cratère de plus gros diamètre d'environ 20 km. Cette olivine est cependant localisée sur le lobe extérieur de cet éjecta (le plus éloigné du cratère), le lobe intérieur ne montrant pas de signature d'olivine. Cette formation particulière permet de sonder la stratigraphie de la surface sous-jacente qui semble donc formée d'une couche enrichie en olivine proche de la surface superposée à une couche pauvre en olivine (section 1.3.4).

Dans la partie la plus à l'est de cette zone, l'olivine est également observée associée à un dépôt assez large centré en -34.6°E et 22°N et recouvert par des éjectas de cratères. [*Edwards and Christensen, 2011*] reporte pour ce dépôt une inertie thermique de ~820 tiu en accord avec un substrat rocheux en partie exposé. Cette interprétation est en accord avec les images CTX qui montrent une sorte de plateau d'albédo clair qui semble avoir été mis à jour après l'érosion de la surface environnante, ceci suggérant une consistance plus résistante pour ce plateau qui a mieux résisté à l'érosion (Figure 86C). Cette unité pourrait donc représenter l'affleurement d'une couche enrichie en olivine plus étendue présente dans cette région et peut être connectée à la couche mise à jour par les éjectas de cratères observés à ~ 100m à l'ouest.

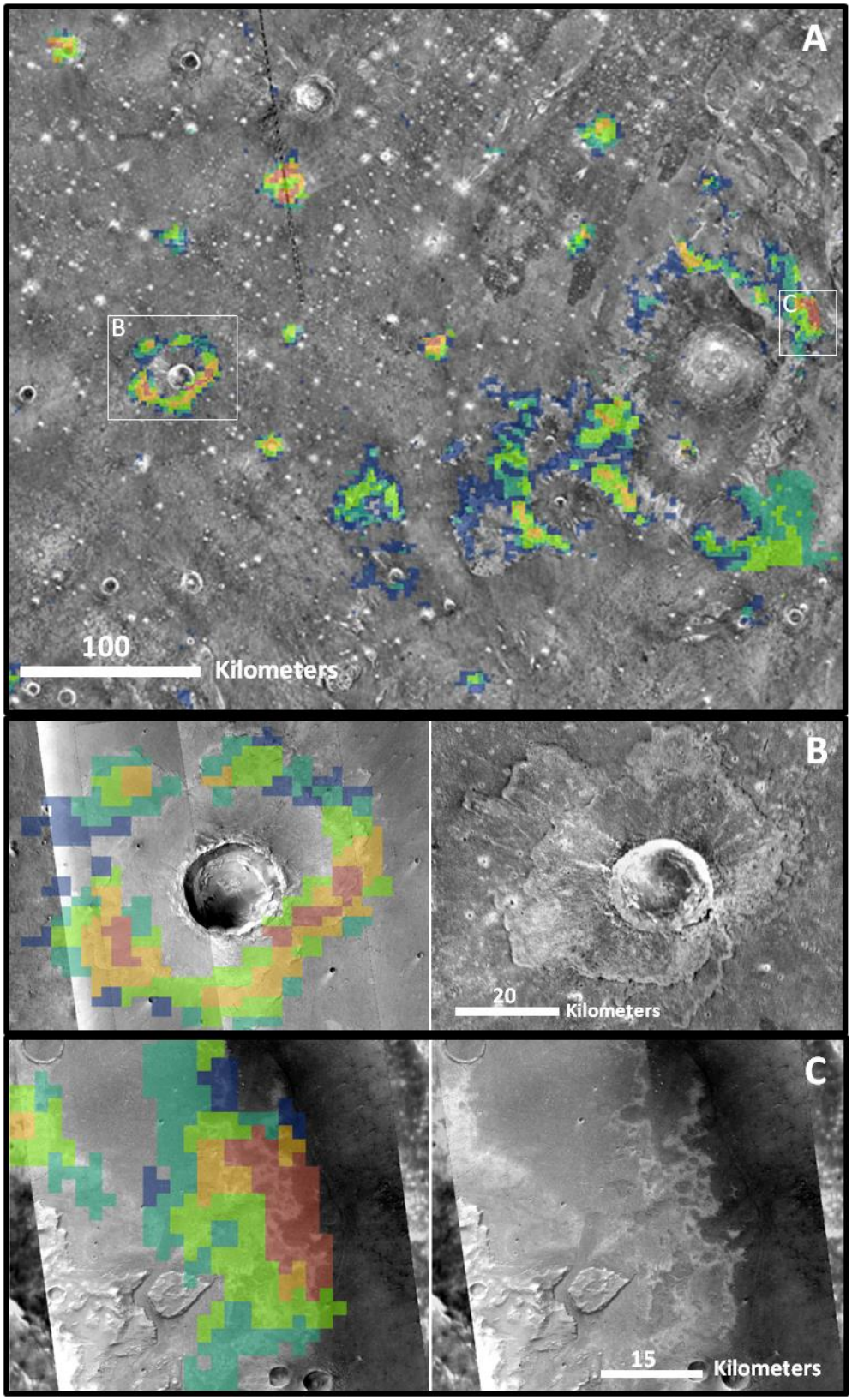


Figure 86. (A) Détections d'olivine dans la région de Chryse Planitia [-37.5°E, 23.9°N] superposées à la mosaïque THEMIS IR de nuit. (B) Gros plan sur un double éjecta lobé : (gauche) détections d'olivine sur une mosaïque CTX, (droite) même zone avec la mosaïque THEMIS IR de nuit. (C) Gros plan sur une zone du plateau enrichi en olivine : (gauche) détections d'olivine sur une mosaïque CTX, (droite) mosaïque CTX seule.

Bien qu'ambigues à cause de la présence de poussière et des spectres très pentus de ces régions, de faibles signatures spectrales (à la limite de la détection) interprétées dans cette étude comme résultant de la présence d'olivine, ont été détectées dans des éjectas lobés de petits cratères (<20kms) dans Acidalia Planitia ainsi que dans la région de faible albédo située au nord-ouest d'Utopia Planitia (Figure 85 et Figure 87). Ces signatures suggèrent que ces régions présentent également une couche de composition basaltique enrichie en olivine juste sous la surface.

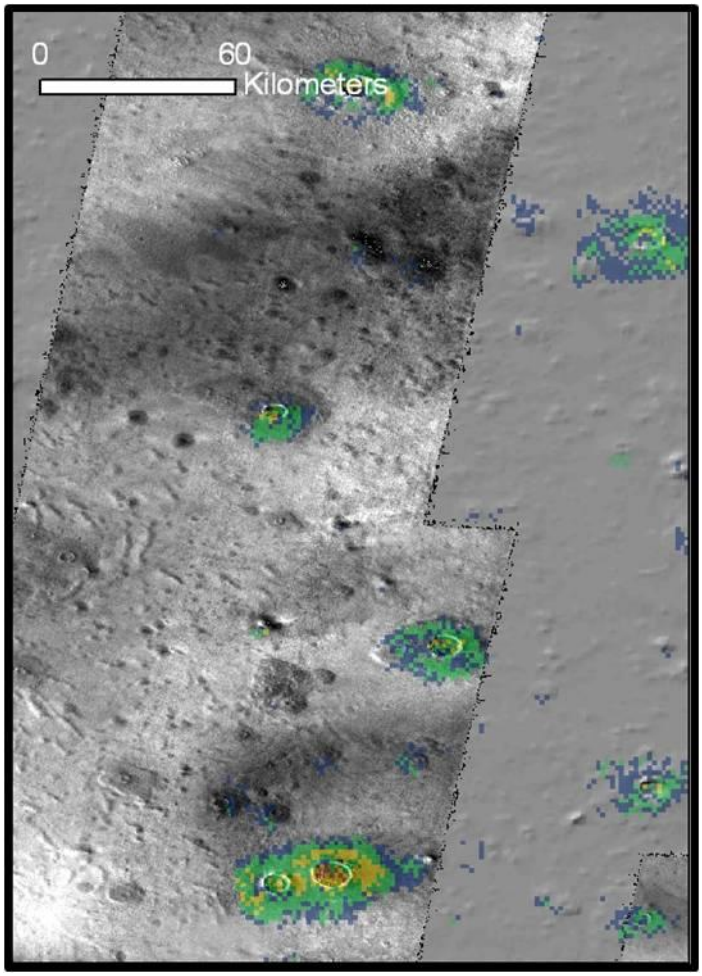


Figure 87. Détections d'olivine associée à des éjectas de petits cratères (<20km) dans l'ouest d'Utopia Planitia [76°E, 52.6°N] superposées à la mosaïque THEMIS IR de jour.

De l'olivine a également été détectée dans des éjectas de cratères de grand diamètre [>20km] présents aux hautes latitudes (Figure 85 et Figure 88). L'image HiRISE présentée sur la Figure 88B illustre une zone enrichie en olivine d'un de ces éjectas qui montre des motifs allongés habituellement associés à des éjectas lobés fluides bien conservés [*Mangold et al., 2007*]. Étant donné la taille importante de ces cratères, l'olivine excavée par ces impacts peut cependant provenir d'une couche bien plus profonde que celle excavée par les petits cratères dans les régions de Chryse Planitia, Acidalia et Utopia Planitia, très certainement de la croûte primitive ou des laves noachiennes. À ces hautes latitudes, certains grands cratères montrent également de l'olivine associée à des dunes et des bancs de sable sombre accumulés sur leur fond (Figure 89). L'image CTX illustrée sur la Figure 89B montre que ces dunes semblent provenir d'un affleurement rocheux probablement associé au pic central de ce cratère. On peut noter que ce type de cratère a également été observé par CRISM [*Carter et al., 2010*].

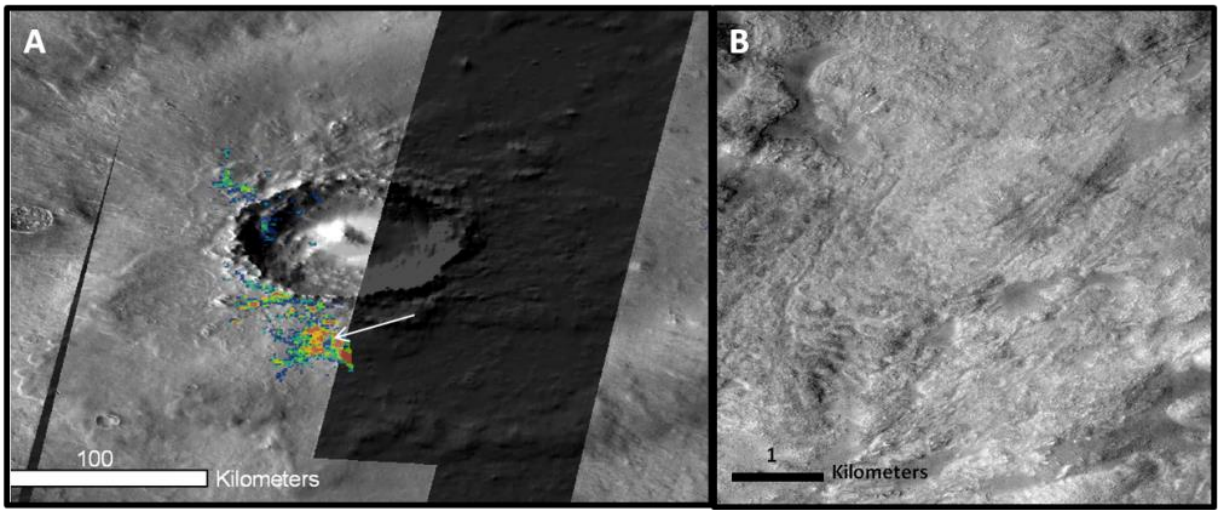


Figure 88. (A) Détections d'olivine associées à un éjecta de grand cratère situé à [58.5°E, 58°N] superposées à la mosaïque THEMIS IR de jour. (B) Zoom HiRISE montrant une zone d'éjecta lobé fluide (indiqué par une flèche blanche sur la figure (A)).

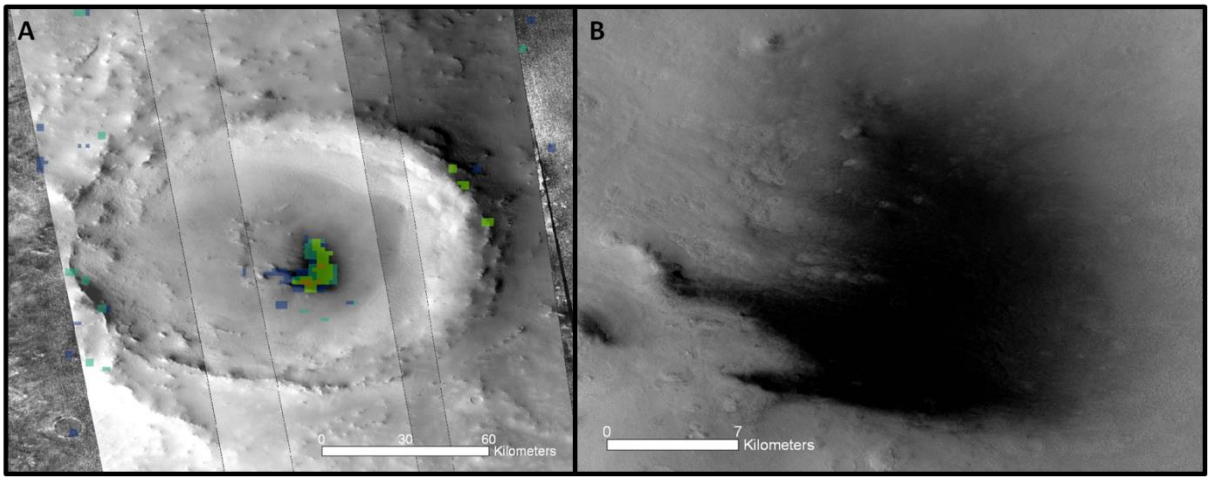


Figure 89. (A) Détections d'olivine associées à un banc de sable accumulé dans le fond d'un grand cratère (~100km) localisé en [139.7°E, 48°N] et superposées à une mosaïque CTX. (B) Gros plan CTX sur le banc de sable enrichi en olivine. On peut observer que le sable sombre semble provenir d'un affleurement localisé au centre du cratère et probablement associé à son pic central.

Un dépôt d'olivine au contexte unique est observé dans la région de faible albédo d'Utopia Planitia (Figure 85 et Figure 90). Ce dépôt s'étend sur plus de 500 km et montre des propriétés distinctes de la surface environnante : plus forte température THEMIS de nuit associée à un faible albédo et à une texture rugueuse et criblée de trous similaire à celle observée dans les dépôts de l'hémisphère sud et typique des laves érodées (Figure 90C et D). À l'inverse, la surface environnante pauvre en olivine montre une faible température THEMIS de nuit, un albédo élevé et une texture plutôt lisse suggérant qu'elle soit formée ou recouverte de particules plus fines ou de poussières. Ces particules ou poussières semblent également être présentes dans les dépressions observables sur le dépôt sombre enrichi en olivine. Ces observations suggèrent que la surface peu consolidée d'albédo élevé ait été en partie érodée pour laisser apparaître les laves enrichies en olivine d'albédo sombre sous-jacentes.

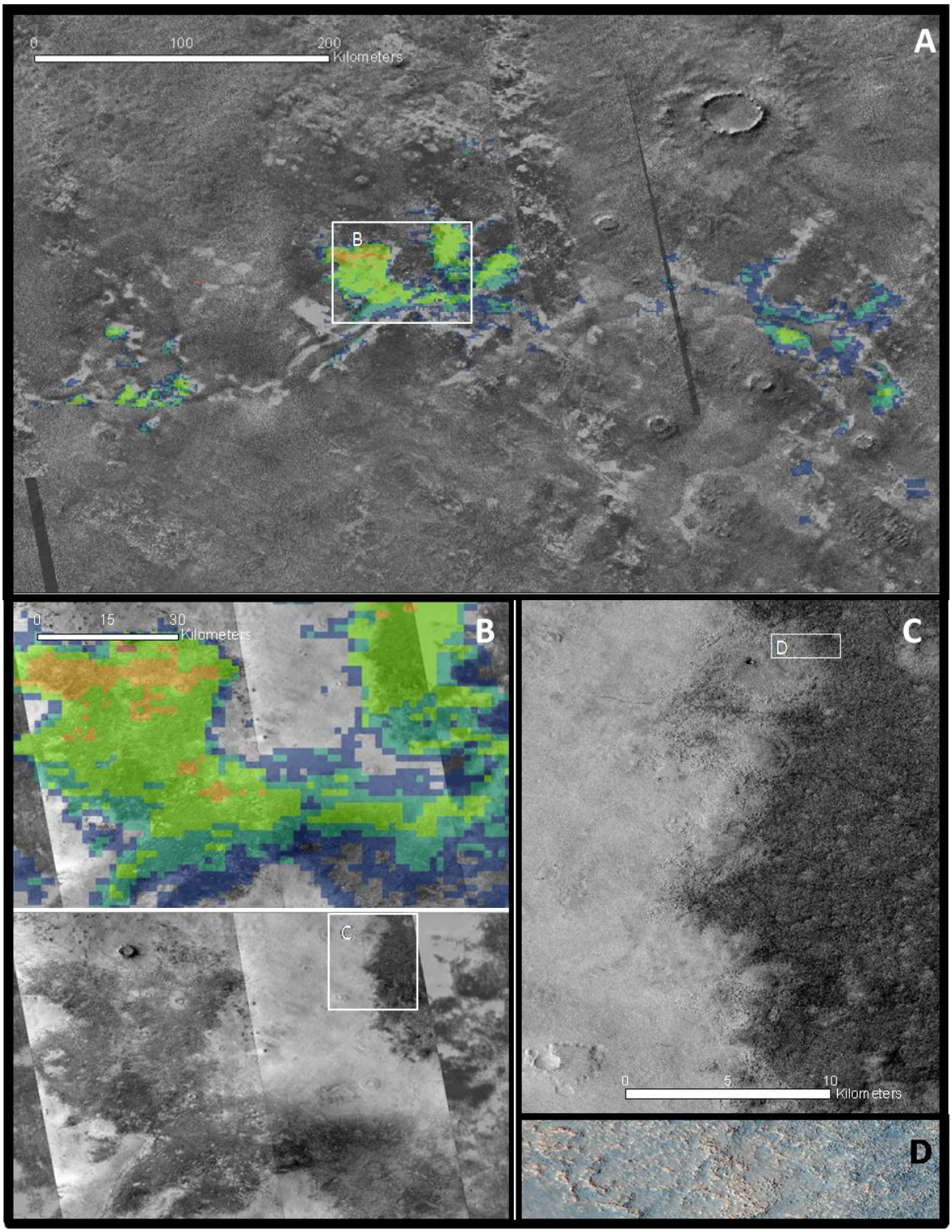


Figure 90. (A) Détections d'olivine associées au dépôt étendu présent dans la région d'Utopia Planitia [110.8°E ; 49.3°N] superposées à la mosaïque THEMIS de nuit. (B) Gros plan sur une partie de ce dépôt (encadré en blanc sur la figure (A)) avec les détections d'olivine (haut) superposées à une mosaïque CTX (bas). (C) Gros plan CTX sur la transition entre les terrains enrichis en olivine de faible albédo et les terrains pauvres en olivine d'albédo élevé.

4.2.3.2 Période de formation

L'âge des couches enrichies en olivine excavées par les impacts ne peut être déterminé ni grâce à la carte géologique USGS, ni par une méthode de comptage de cratère. Une estimation de leur âge peut néanmoins se faire de manière relative : plus le cratère est gros, plus la couche excavée est profonde et plus le matériau est a priori ancien. Les régions dans lesquelles sont détectés ces cratères étant principalement hespériennes, nous considèrerons que les petits cratères (< 20 km) excavent du matériau hespérien, les gros cratères (>20kms) du matériau noachien enfoui (voir après).

Le dépôt étendu d'olivine observé dans Utopia Planitia est localisé à la limite entre une unité géologique amazonienne associée à la région volcanique d'Elysium (Ael3) et une unité géologique hespérienne associée à la formation de Vastistas Borealis (Hvm, Hvg) rendant l'estimation de sa période de formation difficile à déterminer. On peut cependant noter ici que l'unité amazonienne Ael3 est considérée par *Werner et al.,* [2009] comme étant la dernière grande effusion de laves dans la région d'Elysium datée entre 3.3 et 3.4 Ga (voir section 1.3.3.2)

4.2.3.3 Composition

Les conditions difficiles présentes dans les plaines du nord altèrent considérablement les spectres issus de ces régions compliquant leur analyse spectrale et plus encore l'application du modèle de transfert radiatif. Ce modèle ne sera donc pas appliqué dans cette section pour déterminer la composition et l'abondance de l'olivine observée dans les dépôts. Cependant, les rapports de spectres présentés en annexe montrent pour la plupart des dépôts présentent des signatures larges avec une aile droite proche de 1.7μm plus en accord avec une olivine de type 2 i.e. enrichie en fer et/ou avec des gros grains.

4.2.3.4 Origines et implications

Les plaines du nord montrent une géologie complexe et encore mal contrainte. Elles sont formées d'un socle noachien et semblent avoir été ressurfacées et modifiées par du volcanisme, des dépôts sédimentaires et des processus géologiques secondaires, ainsi que par les effets des variations climatiques, durant les périodes hespériennes et amazoniennes. Les proportions de chacun de ces processus de resurfaçages sont cependant encore débattues.

L'olivine associée à des petits éjectas dans la région de Chryse Planitia pourrait provenir d'une couche sous-jacente enrichie en olivine dans cette région. Étant donné la taille des cratères, de 3-10 km pour la plupart, cette couche est proche de la surface. Ceci est soutenu par la présence d'un double éjecta associé au cratère de plus gros diamètre (~20kms) observé dans la même région et qui montre de l'olivine uniquement sur l'éjecta externe, suggérant que la couche d'olivine ne soit profonde que de quelques centaines de mètres. La présence de cette couche est appuyée par le plateau enrichi en olivine observé à ~100m à l'est de ces éjectas et qui pourrait représenter un affleurement de cette couche mis à jour par l'érosion. Ces observations, ainsi que celles des petits éjectas de cratères enrichis en olivine dans le nord d'Acidalia Planitia, sont en accord avec les observations de *Salvatore et al.,* [2010] faites avec CRISM qui reportent des signatures d'olivine dans les éjectas, les murs et les pic centraux de nombreux cratères dans les régions d'Acidalia et de Chryse Planitia. *Salvatore et al.,* [2010] conclut que ces détections résultent de la présence d'une unité basaltique juste sous la surface dans ces régions, recouverte par une couche d'altération et/ou de sédiments. Bien que les signatures soient proches de la limite de la détection, l'olivine détectée dans les éjectas de petits cratères (<20 km) au nord-ouest d'Utopia Planitia suggère que la couche enrichie en olivine observée dans Chryse et

Acidalia Planitia pourrait s'étendre bien plus loin dans les plaines du nord. Ceci est en accord avec un remplissage de la quasi-totalité des plaines du nord par des laves durant le début de l'époque hespérienne comme cela a été proposé par *Head et al.,* [2002]. La composition enrichie en olivine de ces laves, mise en évidence dans cette étude, renforce la relation déjà proposée dans la section 4.2.1 entre le remplissage des plaines du nord et la formation à la même époque des plaines et fonds de cratères enrichis en olivine observés dans les terrains de l'hémisphère sud. Ceci est en faveur d'un événement de volcanisme fissural enrichi en olivine à l'échelle planétaire au début de l'Hespérien.

Ces nouveaux indices en faveur d'un remplissage des plaines du nord par des laves soutiennent l'hypothèse que le pyroxène observé dans les régions sombres de l'hémisphère nord puisse avoir une origine associée à du volcanisme local i.e la même que celle de l'olivine.

La petite taille de certains de ces cratères (<10 km), indiquant la présence de cette couche enrichie en olivine juste sous la surface, suggère de plus que cette couche de sédiments basaltiques soit peu épaisse au moins dans ces régions, ce qui est en accord avec les estimations de *Head et al.,* [2002] et de *Catling et al.,* [2011 ; 2012] qui déterminent l'épaisseur de cette couche à moins de ~100 m.

Les dunes ainsi que les éjectas enrichis en olivine en association avec les larges cratères (>20 km) présents aux hautes latitudes dans la région de Vastistas Boréalis, ont pour certains déjà été observés par des études antérieures [*Rogers and Christensen, 2003 ; Bibring et al., 2005*]. On ne peut pas totalement exclure ici que les dunes proviennent de matériau issu des terrains enrichis en olivine dans les terrains de l'hémisphère sud, cependant les grandes distances qui séparent ces cratères des régions basaltiques les plus proches rendent ce scénario peu probable dans les conditions atmosphériques actuelles [*Rogers and Christensen, 2003*]. De plus, le fait que l'on n'observe pas de matériau de composition similaire sur la surface présente entre ces cratères et les moyennes latitudes, ou aux environs proches des cratères [*Tirsch et al.,* 2011], renforce le fait que ces dunes sont principalement formées de matériau provenant de l'intérieur du cratère. *Head et al.,* [2002] estime à ~900 m l'épaisseur des laves qui ont rempli les plaines du nord et à ~100 m celle de la couche de sédiment qui les recouvre ce qui fait une épaisseur d'environ 1 km sur la croûte Noachienne. Ces cratères de diamètre supérieur à 20 km sont donc assez grands pour avoir excavé cette ancienne croûte. L'excavation de la croûte Noachienne à déjà été proposée par *Carter et al.,* [2010] pour expliquer l'observation avec CRISM d'affleurements enrichis en olivine associés à des phyllosilicates dans les pics centraux de certains grands cratères [20-230km] des plaines du nord. Certains de ces cratères montrent également des dunes ou des bancs de sable enrichis en olivine à proximité de ces affleurements suggérant qu'ils aient été formés à partir de matériau érodé et transporté depuis ces affleurements. Ceci est en accord avec l'observation CTX présentée sur la Figure 89 qui suggère que le sable sombre enrichi en olivine présent dans le fond du cratère provienne d'un affleurement issu de ce qui semble être son pic central. Bien qu'à la résolution d'OMEGA il ne soit pas possible de contraindre la composition des petits affleurements présents au niveau des pics centraux, compliquant la mise en évidence d'un lien direct avec les bancs et dunes de sable sombre enrichis en olivine présents à côté, nous considèrerons ici que ces derniers sont toutefois formés à partir de matériau excavé de la croûte noachienne pendant l'impact puis érodé. L'olivine associée aux éjectas de certains de ces grands cratères a très probablement la même origine primitive, bien qu'on ne puisse pas exclure qu'une partie soit reliée aux laves hespériennes enrichies en olivine.

Le grand dépôt enrichi en olivine observé dans la région d'Utopia Planitia montre une texture rugueuse similaire à celles observées au niveau des plaines et des fonds de cratères hespérien enrichis en olivine de l'hémisphère sud et correspondant à des laves érodées. Ce dépôt pourrait donc être un affleurement des plaines volcaniques hespériennes enrichies en

olivine mises en évidence par les petits cratères présentés plus haut et qui auraient rempli la région d'Utopia Planitia. Il serait dans ce cas un autre témoin de cet épisode de volcanisme intense pendant le début de la période hespérienne. Cependant, sa localisation particulière dans l'unité amazonienne d'Elysium Planitia (Ael3) définie comme étant d'origine volcanique [*Skinner et al., 2006 ; Werner et al., 2009*] suggère que ce dépôt puisse être relié a un épisode de volcanisme dans la région d'Elysium survenu entre 3.3 et 3.4 Ga (section 1.3.3.2). Ceci en ferait le seul dépôt enrichi en olivine de cette étude associé à du volcanisme amazonien et suggèrerait que la composition enrichie en olivine des laves ne soit pas restreinte à la période du début Hespérien. Si tel est le cas, ceci repose la question de la différence de composition entre les terrains Noachiens et les terrains plus jeunes.

4.2.4 Dépôts d'olivine dans Valles Marineris

4.2.4.1 Contexte géologique

Deux types de dépôts d'olivine sont observés dans la région de Valles Marineris : des dépôts plutôt étendus avec des signatures faibles de type 1, et des dépôts très localisés avec des signatures fortes de type 2 (Figure 91) (voir annexe 1 pour les rapports de spectres).

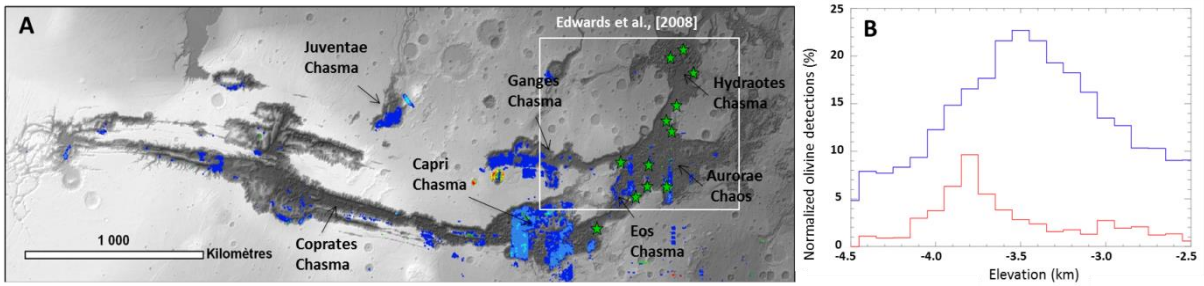


Figure 91. (A) Carte régionale des détections d'olivine dans la région de Valles Marineris. Les étoiles vertes représentent les affleurements montrant de fortes signatures d'olivine (type 2). La région encadrée en blanc correspond à celle étudiée par *Edwards et al.*, [2008]. (B) Histogramme regroupant les détections d'olivine de type 1 (bleu) et de type 2 (rouge) en fonction de leur altitude (l'histogramme des détections de type 2 est multiplié par 10 pour une meilleure visualisation).

Les dépôts localisés et de fortes signatures de type 2 sont observés dans le fond du canyon : sur les bords et dans les terrains chaotiques au niveau de Aurorae Chaos, ainsi que dans Eos, Ganges et Hydraotes Chasmata (étoiles vertes sur la Figure 91). Certains de ces dépôts ont déjà été observés auparavant par *Christensen et al.,* [2003] et *Edwards et al.,* [2008] grâce aux données THEMIS dans leur région d'étude encadrée en blanc sur la Figure 91. Un des plus gros de ces dépôts, déjà observé par *Edwards et al.,* [2008], situé près de la paroi nord d'Aurorae Chasma est présenté sur la Figure 92. Ce dépôt d'olivine, comme les autres de fortes signatures présents dans Valles Marineris, montre un albédo plus clair que la surface environnante et une température THEMIS de nuit importante suggérant une inertie thermique élevée. Cette inertie thermique, calculée à 600 tiu par *Edwards et al.,* [2008] est en accord avec l'aspect de socle rocheux observé sur les images CTX (Figure 92) comparée à la morphologie non consolidée de la surface qui l'entoure. Ces observations suggèrent que ces dépôts appartiennent à un sous bassement rocheux en partie mis à jour dans le fond de Valles Marineris et entouré de matériau mobile.

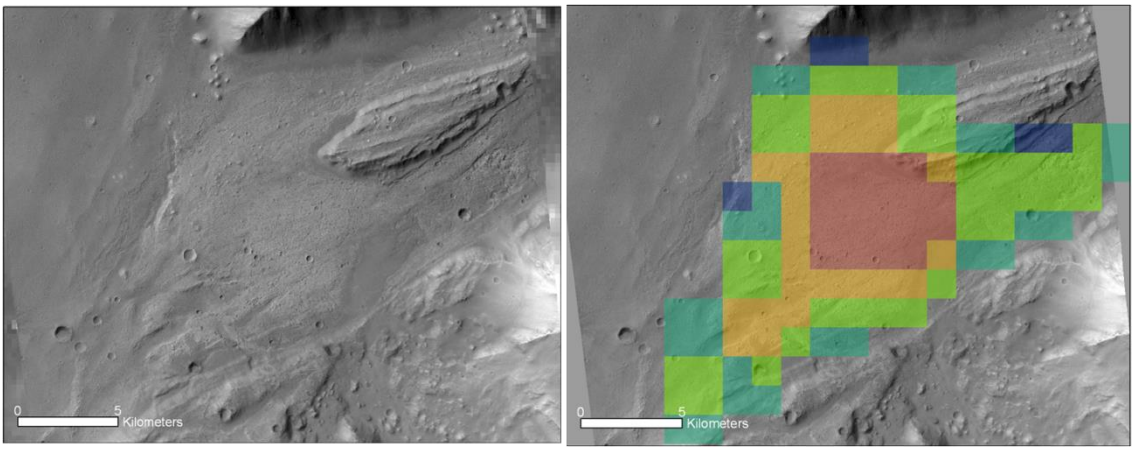


Figure 92. Exemple d'affleurement enrichi en olivine localisé près de la paroi nord d'Aurorae Chasmas dans le fond de Valles Marineris [-34.6°E, 3.2°S]. On peut observer l'albédo plus clair et la morphologie rugueuse de cet affleurement.

La Figure 93 montre un gros plan sur une zone localisée dans les terrains chaotiques au sud d'Aurorae Chaos. Dans cette région, l'olivine est associée à l'unité sablonneuse qui entoure les sortes de buttes et petites mesas qui composent ces terrains chaotiques. Cependant, les plus fortes signatures sont observées sur des affleurements qui semblent associés à ces buttes et qui présentent des caractéristiques assez similaires au dépôt étudié précédemment dans le nord d'Aurorae Chaos i.e. un albédo plutôt clair, une température THEMIS de nuit relativement élevée et une texture rugueuse et consolidée. Ces affleurements ressemblent à des sortes de terrasses rocheuses qui peuvent être recouvertes de petits monticules pauvres en olivine (Figure 93B et C). Ils n'apparaissent qu'à une certaine altitude de -3770 et -3760 m respectivement pour les deux affleurements présentés sur les Figure 93B et C comparés à -3940 m pour la base. Cette morphologie suggère que ces dépôts enrichis en olivine soient présents à la base des buttes et qu'ils aient été en partie mis à jour après l'érosion de la partie supérieure de ces dernières pauvres en olivine. Des morphologies similaires sont observées dans la région de Hydraotes Chasmas, située à environ 700 km des dépôts précédents, et où l'olivine est associée à des affleurements qui apparaissent à la base des buttes chaotiques à une altitude d'environ -3900 m contre environ -4300 m pour le sol. Afin de mettre en évidence une tendance générale au niveau de l'altitude de ces affleurements, nous avons regroupé toutes les signatures d'olivines observées uniquement dans Valles Marineris dans un histogramme en fonction de leurs altitudes MOLA (Figure 91B). Cet histogramme montre que les fortes signatures de type 2 principalement associées à ces affleurements enrichis en olivine, sont majoritairement détectées entre -3600 et -3900 m. Ceci est en accord avec nos observations ainsi qu'avec celles d'*Edwards et al.,* [2008] qui a trouvé la même tendance et proposé que ces affleurements représentent des portions d'une couche plus large et continue de matériau enrichi en olivine s'étendant dans les régions d'Aurorae Chao et d'Eos, Ganges et Hydroates Chasmata. On peut cependant remarquer ici qu'un nouveau dépôt a été détecté par OMEGA en dehors de la zone étudiée par *Edwards et al.,* [2008], à l'extrémité ouest d'Eos Chasmas, suggérant que cette couche puisse être encore plus étendue.

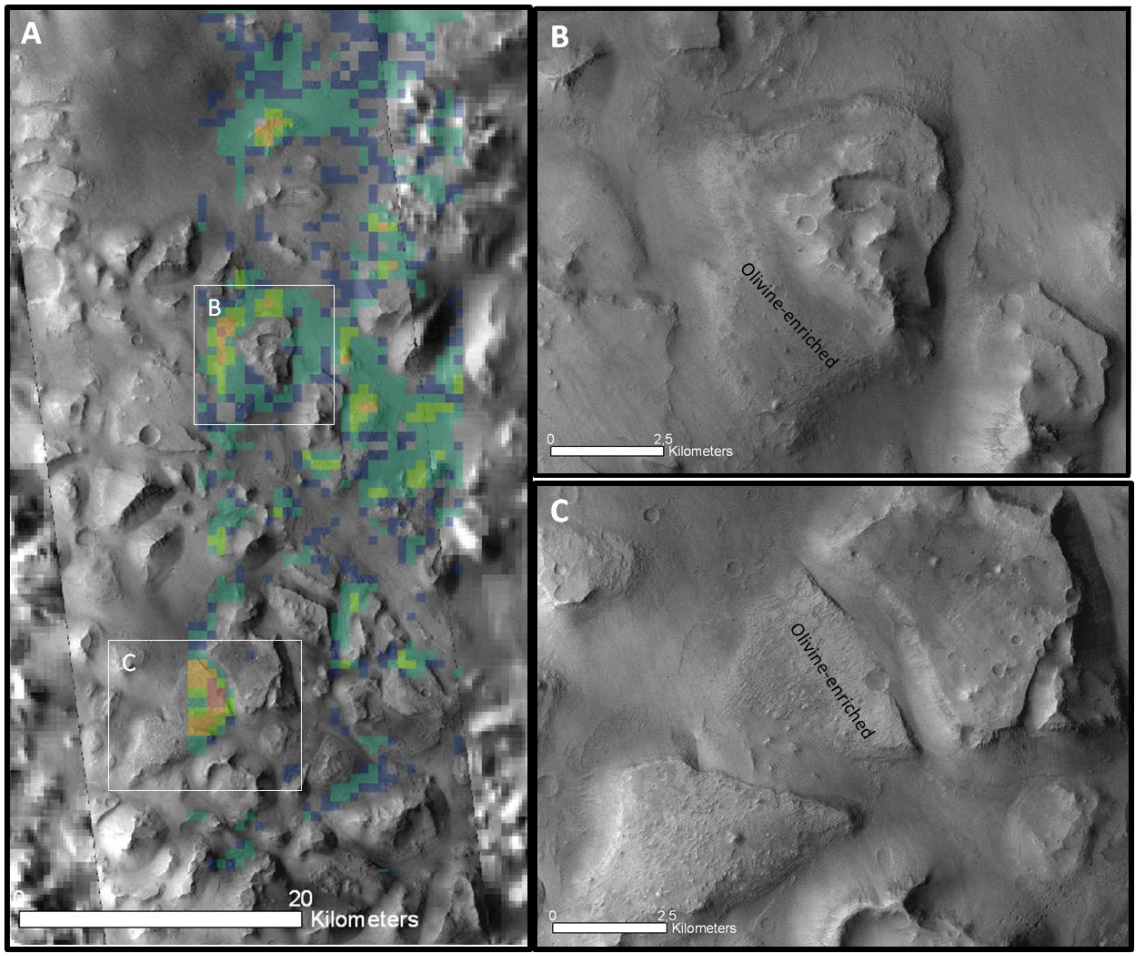


Figure 93. (A) Détections d'olivine associées à des affleurements dans une région chaotique au sud d'Aurorae Chaos [-32.2°E, 10.6°S]. (B) et (C) Gros plan CTX sur les deux affleurements encadrés en blanc sur la figure (A).

Les dépôts étendus et de faibles signatures d'olivine (type 1) sont principalement observés dans Capri Chasma, l'est de Ganges chasma et Juventae Chasma (dépôts cartographiés en bleu sur la carte de la Figure 91). Cependant leurs signatures d'olivine sont plutôt associées au sable accumulé sur le sol plutôt qu'à des affleurements rocheux (Figure 94). Dans ces trois régions, les plus fortes signatures étant principalement associées aux terrains chaotiques, il est cependant possible que ce sable provienne de l'érosion d'une couche enrichie en olivine présente à la base des buttes chaotiques comme proposée pour les régions au sud d'Aurorae Chaos et dans Hydraotes Chasma. Cependant, cette éventuelle couche enrichie en olivine n'est pas observée ni avec OMEGA et THEMIS, ni à plus haute résolution avec CRISM [*Flahaut, communication personnelle*] dans ces régions, laissant l'origine de ce sable enrichi en olivine non contrainte.

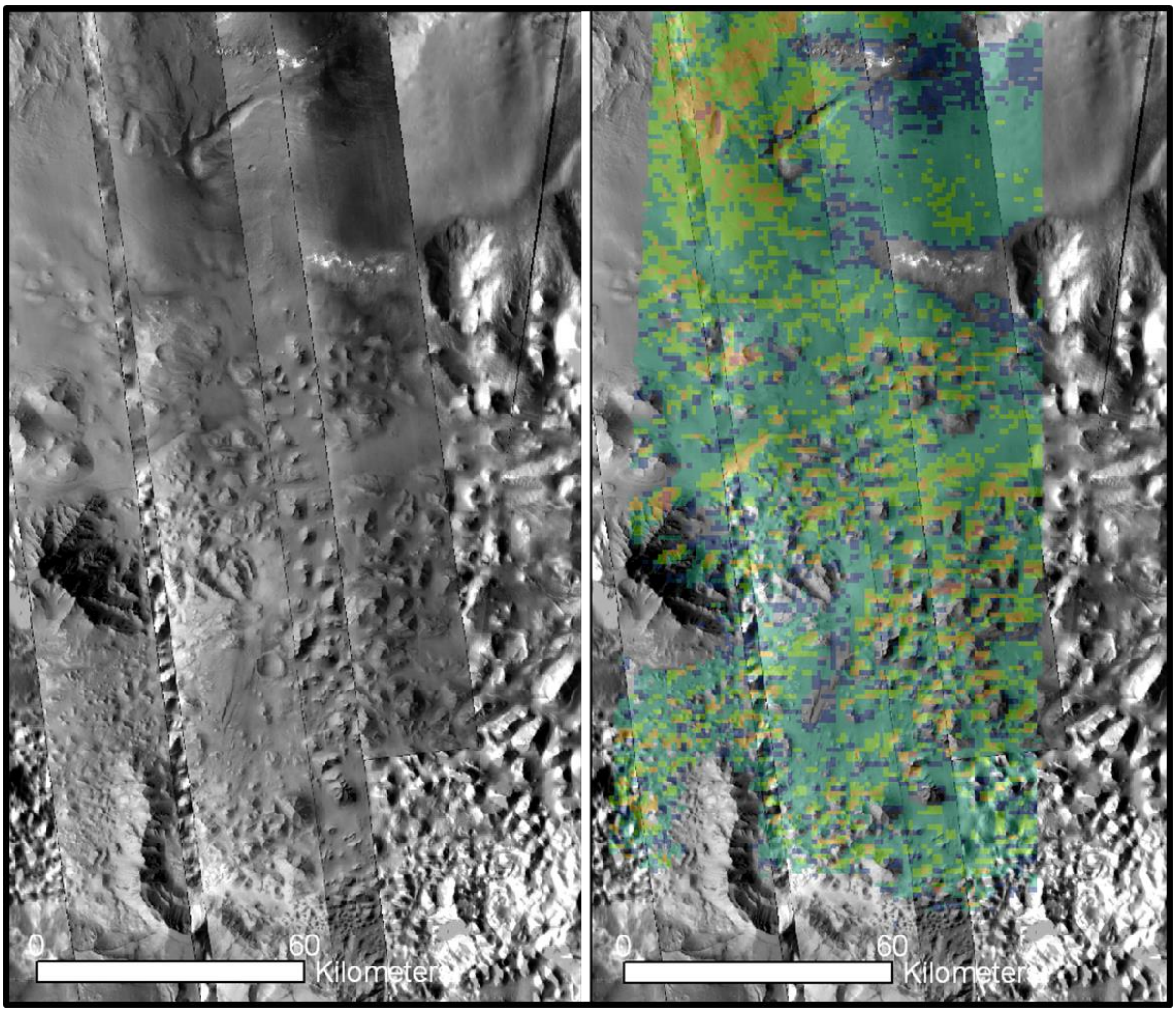


Figure 94. Détections d'olivines associées à du sable accumulés entre les buttes formants les régions chaotiques dans la région de Capri Chasma [-48.8°E, 16°S].

On peut observer sur la Figure 91 que des dépôts d'olivine de type 1 sont également détectés dans certaines régions à l'ouest de Valles Marineris, le long du canyon de Coprates Chasma et dans Noctis Labyrintus. Cependant ces dépôts sont observés à une altitude bien plus élevée que celle de la couche d'*Edwards et al.,* [2008] et dans des contextes à première vue différents, ces dépôts n'ont pas été étudiés dans cette thèse.

4.2.4.2 Origines et implications

Les détections d'olivine observées dans les régions d'Aurorae Chaos, de l'ouest de Ganges Chasma et d'Eos et hydroates Chasmata sont toutes associées à des affleurements montrant des caractéristiques morphologiques, thermophysiques et stratigraphiques similaires : albédo clair, température THEMIS de nuit plutôt élevée, texture rugueuse et consolidée indiquant une surface plutôt rocheuse, et une surface exposée à une altitude principalement comprise entre -3600 et -3900 m suivant les dépôts. Ces observations suggèrent que ces affleurements fassent partie d'une couche très étendue enrichie en olivine et exposée à cet intervalle d'altitude dans les régions d'Aurorae Chao et d'Eos, Ganges et Hydroates Chasmata comme proposé par *Edwards et al.,* [2008]. L'étendue de cette couche a été estimée par *Edwards et al.,* [2008] à 6.6 x 10^5 km^2 , cependant l'observation par OMEGA d'un nouveau dépôt similaire à l'extrémité ouest d'Eos Chasma ainsi que la présence de sable enrichi en olivine dans les régions de Capri, Ganges et Juventae Chasmata provenant peut être de l'érosion d'une couche

sous-jacente enrichie en olivine, indique que cette couche puisse être bien plus étendue dans le canyon de Valles Marineris.

Edwards et al., [2008] a proposé plusieurs origines pour expliquer la présence de cette couche. L'hypothèse retenue propose que cette couche résulte d'écoulements de laves primitives enrichies en olivine reliées aux premiers stades du volcanisme dans Tharsis (section 1.3.3). Ces laves auraient par la suite étaient recouvertes par des laves plus évoluées et plus différenciées et donc plus pauvres en olivine. Une hypothèse similaire a été proposée par *Tornabene et al.,* [2008] et reprise dans la section 4.2.1.4 pour expliquer la présence d'olivine au sud d'Isidis, ainsi que dans les éjectas de cratères au niveau des grandes plaines hespériennes et de Sytis Major, qui serait le résultat de l'éruption de laves enrichies en olivine dans les premiers stades de volcanisme au niveau de ces régions volcaniques. Cependant, dans le cadre de cette hypothèse, on peut s'étonner d'observer la plupart des détections d'olivine dans la partie est de Valles Marineris et non dans la partie ouest qui est la plus proche du dôme de Tharsis. De plus, *Flahaut et al.,* [2012] a montré que les empilements de laves provenant de Tharsis s'arrêtaient principalement au niveau de Coprates Chasma, rendant difficile l'interprétation des affleurements enrichis en olivine présents dans Hydraotes Chasma, situés à plus de 1500 km de Coprates Chasma, comme résultants de ces écoulements de laves.

Les résultats précédents ont montré que la plupart des dépôts enrichis en olivine observés à la surface de Mars pouvaient être expliqués par une origine commune identifiée comme étant un épisode intense de volcanisme fissural enrichie en olivine durant le début de l'Hespérien. En plus d'avoir rempli les dépressions et les cratères de l'hémisphère sud ainsi qu'une grande partie des plaines du nord, ce volcanisme pourrait donc être également responsable de la formation de cette couche enrichie en olivine dans la région de Valles Marineris. Cette hypothèse est appuyée par les nombreuses plaines et fonds de cratères enrichis en olivine observés sur le plateau de Valles Marineris. Il se pose cependant la question d'une origine intrusive ou extrusive de cette couche. En effet, l'ouverture de Valles Marineris à ~3.5 Ga est contemporaine de cet épisode de volcanisme hespérien qui a rempli certaines plaines et cratères de l'hémisphère sud jusqu'à cette époque (Figure 77). Des laves auraient donc tout aussi bien pu recouvrir le fond de Valles Marineris après et/ou pendant son ouverture, que former une couche plus ou moins horizontale entre -3700 et -3900 km sous la surface, couche qui aurait été mise à jour lors de l'ouverture du canyon de Valles Marineris et de l'érosion de sa base.

Pour finir, on peut noter que le plateau enrichi en olivine détecté dans la région de Chryse Planitia et étudié dans la section 4.2.3 (Figure 86), montre des propriétés et une altitude d'affleurement similaires à celles des affleurements enrichis en olivine détectés dans l'est de Valles Marineris. Ce plateau se situe dans la prolongation de Valles Marineris à une distance d'environ 1200 km d'Hydraotes Chasma ce qui est relativement proche quand on considère la taille minimale de 1100 km de la couche d'olivine détectée dans Valles Marineris [*Edwards et al., 2008*]. Ceci suggère que le plateau observé dans la région de Chryse Planitia et originellement associé aux détections des plaines du nord puisse faire partie de la même couche enrichie en olivine que celle détectée dans Valles Marineris, appuyant l'hypothèse que les plaines du nord et cette couche d'olivine puissent avoir une origine commune associée à l'épisode de volcanisme global hespérien.

4.2.5 Affleurements enrichis en olivine dans l'hémisphère sud

Comme nous l'avons mentionné plus haut, l'inspection plus détaillée des détections d'olivine faites en baissant le seuil du critère OSP2 a permis de détecter de l'olivine associée à des petites buttes observées autour du bassin d'Hellas (Figure 95A). Ces buttes sont néanmoins

situées en dehors de la terrasse d'Hellas, certaines bien plus loin que celles discutées dans la section 4.2.2. Elles ont l'aspect de blocs rocheux et montrent une texture rugueuse dans les zones non recouvertes par du matériau formé de particules plus fines (Figure 95D). Comme dans le cas des buttes observées sur les terrasses d'Argyre et d'Hellas, ces blocs montrent les plus fortes signatures d'olivine associées aux régions à plus haute température THEMIS de nuit qui correspondent principalement aux pentes où la roche affleure, suggérant que l'olivine soit associée à la roche. La plupart de ces buttes sont localisées à la limite extérieure est de la terrasse d'Hellas dans des unités exclusivement noachiennes appelées « mountainous material (Nm) » [*Skinner et al., 2006*] et entourées par les plaines volcaniques d'Hesperia Planum. Cette unité Nm est définie comme étant du matériau très ancien provenant de la croûte et remonté à la surface pendant l'impact. Les autres buttes sont observées dans le nord, nord-est et nord-ouest du bassin d'Hellas associées à des unités noachiennes (Npld et Npl2) [*Skinner et al., 2006*] et présentent des morphologies et propriétés similaires à celles observées dans les unités très anciennes Nm, suggérant qu'elles puissent être également formées de matériau crustal remonté à la surface pendant l'impact.

Si ces dépôts d'olivine correspondent effectivement à du matériau crustal remonté à la surface pendant l'impact, ils représentent les seuls témoins observés par OMEGA de matériau d'âge Noachien enrichi en olivine dans les terrains de l'hémisphère sud. D'autres témoins ont peut être été observés par CRISM, qui a détecté du matériau enrichi en olivine dans les pics centraux de certains cratères de l'hémisphère sud, interprété comme étant du matériau crustal noachien excavé pendant l'impact [*Skok et al., 2011*]. Ces observations, en plus des dunes sombres et éjectas enrichis en olivine associés aux larges cratères des plaines du nord, appuient l'idée que la croûte Noachienne très ancienne puisse être, au moins en certains endroits, enrichie en olivine. Étant donné la taille du bassin d'Hellas, on ne peut cependant pas exclure ici que ces buttes enrichies en olivine soient des éjectas de croûtes et de manteau éjectés pendant l'impact similaires à celles observées sur la terrasse d'Hellas et d'Argyre.

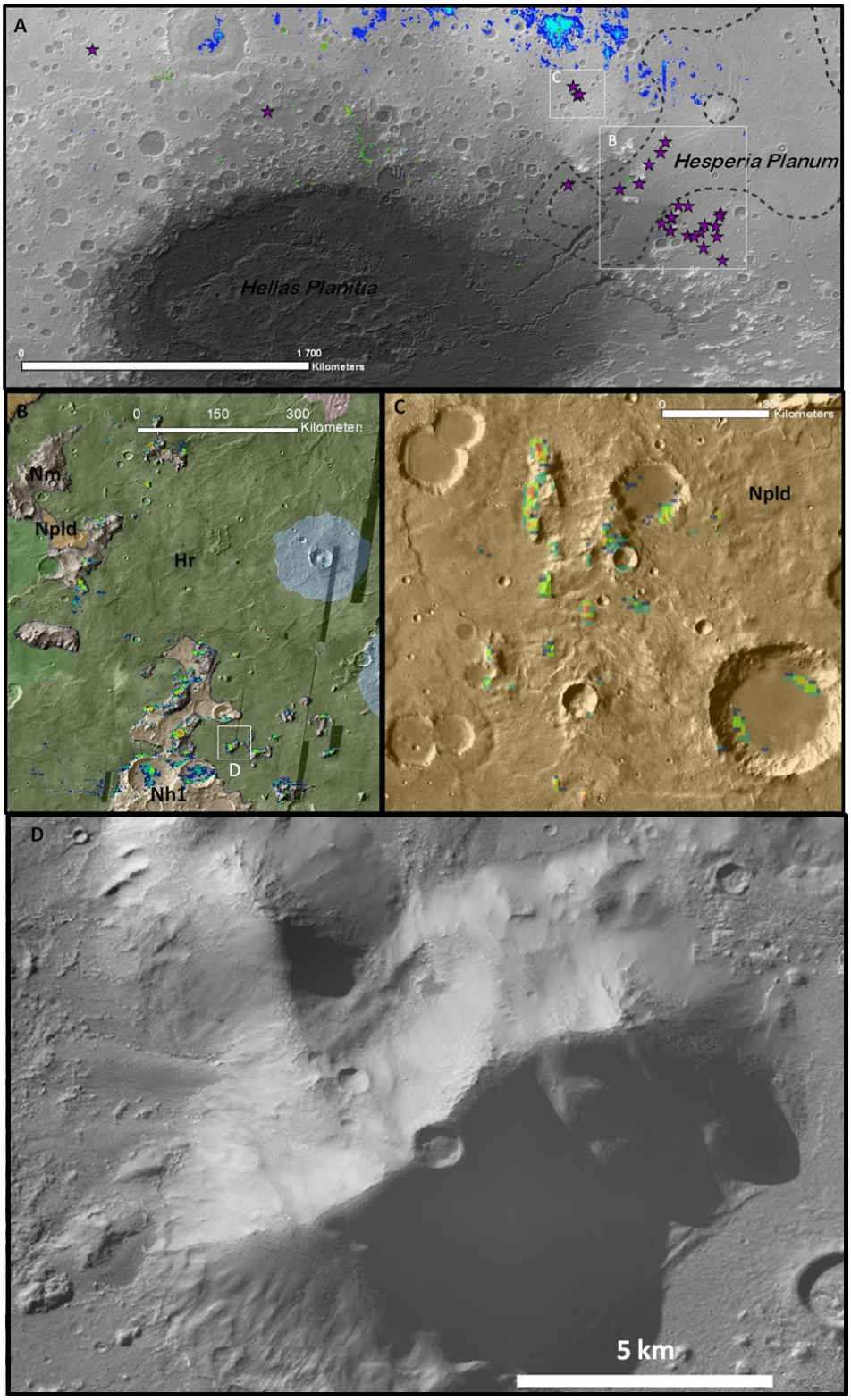


Figure 95. (A) Cartes d'olivine indiquant la localisation des buttes noachiennes enrichies en olivine observées autour du bassin d'Hellas (étoile violette). (B) Gros plan sur certaines de ces buttes avec la carte géologique USGS en fond : (marron) unités Noachiennes Nh1, Npld et Nm (« mountainous material », marron foncé) ; (vert) unité hespérienne Hr. Les détections d'olivine sont exclusivement localisées sur les unités Nm définies comme étant du matériau crustal remonté à la surface pendant l'impact. (C) Idem pour d'autres buttes enrichies en olivine observées dans une unité Noachienne et montrant la même morphologie que celles observées dans les unités Nm. (D) Gros plan CTX sur une des buttes enrichies en olivine (encadrée en blanc sur la figure (B))

4.3 Conclusion

Les principaux résultats et implications de cette étude sont discutés en détail dans chaque section et sont résumés sur la Figure 96.

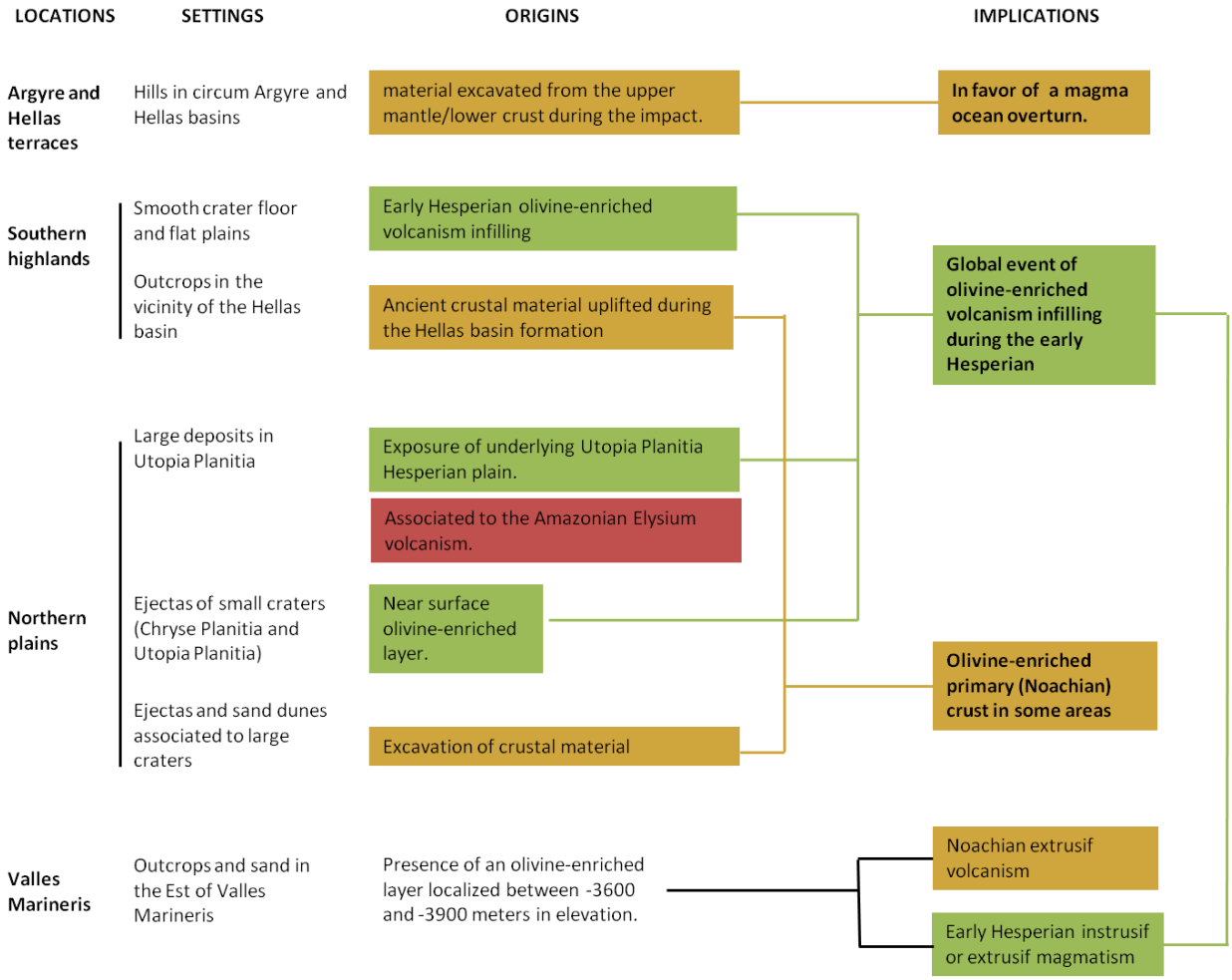


Figure 96. Résumé des résultats obtenus dans cette étude et de leurs implications. Les couleurs correspondent à l'époque de formation de ces dépôts (marron : Noachien ; vert : Hespérien ; rose : Amazonien).

Un des principaux résultats de cette étude est la mise en évidence d'un événement de volcanisme planétaire enrichi en olivine durant la période du début Hespérien. Cet événement a rempli certains cratères et dépressions présents dans l'hémisphère sud ainsi qu'une partie des plaines du nord avec des laves enrichies en olivine. Ces résultats obtenus à partir d'une étude minéralogique indépendante confirment les études géologiques antérieures qui prédisaient la formation de plaines volcaniques ridées (unité Hr) dans l'hémisphère sud ainsi que dans une grande partie des plaines du nord au début de l'Hespérien *[Tanaka et al., 1988, Head et al., 2002*]. L'enrichissement en olivine des laves qui ont à la fois rempli les cratères et dépressions de l'hémisphère sud et celles qui ont recouvert les plaines du nord renforce le lien entre le remplissage de ces régions des deux hémisphères et suggère une remontée globale de magma par volcanisme fissural, i.e. directement depuis le manteau au travers de fractures présentes dans la croûte. Cet événement peut être assimilé à celui ayant permis la formation des mers lunaires et résultant du chauffage du manteau par les éléments radioactifs présents. Cette étude a montré que cet évènement aurait également pu être à l'origine de la couche d'olivine dans la région de Valles Marineris ainsi que des premiers stades de volcanisme dans les grands massifs

volcaniques hespériens tels que Syrtis Major, Hesperia Planum et Thaumasia Planum. En se basant sur les études géologiques, *Head et al.* [2002] ont suggéré que cet événement volcanique majeur datant du début de l'Hespérien, aurait recouvert environ 30 % de la surface de Mars. Les nouveaux dépôts d'olivine mis en évidence dans cette étude augmentent de façon significative ce taux de ressurfacage, ce qui pourrait avoir des conséquences majeures sur l'évolution du climat martien. On peut d'ailleurs se demander ici si cet évènement de volcanisme planétaire pourrait être à l'origine du changement climatique globale qui eu lieu entre l'époque Noachienne et l'époque hespérienne [*Phillips et al., 2001 ; Bibring et al., 2006*]. La composition particulière de cet événement de volcanisme, qui semble montrer une composition mafique à ultramafique, ainsi que son ampleur planétaire, pourrait également permettre de poser des contraintes importantes sur la composition du manteau martien, sa stratigraphie ainsi que sur l'évolution de l'activité interne de la planète.

L'enrichissement en olivine des laves hespériennes remet en question l'absence de signatures d'olivine dans les terrains noachiens formant la majeure partie des terrains de l'hémisphère sud. Ceci pourrait provenir d'une différence dans la composition originelle des laves noachiennes qui seraient alors moins riches en olivine que les laves hespériennes et que les laves primitives (voir plus bas). Ceci pourrait indiquer une évolution de la température du manteau, avec son refroidissement durant le Noachien et la réaugmentation de sa température au début de l'Hespérien, suggérant un changement dans ses sources de chaleur, ou une évolution dans la profondeur de formation du magma. *Bandfield et al.* [2011] propose cependant deux solutions alternatives : (1) que cette croûte noachienne visible en surface ait été formée à partir de laves plus évoluées et donc moins riches en olivine probablement déposées au travers d'un volcanisme explosif ; (2) qu'elle ait subi une altération mécanique et chimique l'ayant appauvrie en olivine comme cela est observé dans le cratère de Gusev. L'absence d'olivine dans les éjectas de cratères et dans les produits de l'érosion de ces terrains noachiens, ainsi que le fait que les plaines et fonds de cratères hespériens enrichis en olivine ne montrent pas de traces importantes d'altération, suggèrent cependant que si altération il y a eu, celle-ci aurait agi principalement pendant l'époque noachienne en altérant en profondeur les terrains.

La petite taille (<10 km) de certains des cratères présentant des éjectas enrichis en olivine dans les plaines du nord (Chryse, Acidalia et Utopia Plabitia) suggère que les laves, qui ont en grande partie resurfacé ces régions durant l'Hespérien, soient présentes à de faibles profondeurs sous la surface. Ceci a deux implications principales : (1) la couche de sédiments que les recouvrent est peu épaisse (<100 m) au moins dans ces régions ; (2) ces sédiments basaltiques pourraient être en partie formés localement à partir de l'altération mécanique des laves sous-jacentes en accord avec certaines études morphologiques [*Catling et al., 2001 ; 2012*]. On peut également noter que l'olivine étant un minéral qui s'altère très vite, sa présence dans les éjectas de cratères (petits et gros) et dunes dans les plaines du nord, la faible épaisseur des sédiments présents, leur composition basaltique et l'absence de bande à 1.9 µm sont des arguments qui vont à l'encontre de la présence d'une grande quantité d'eau (« ocean ») dans ces régions après la formation de ces cratères (Hespérien-Amazonien) comme cela avait été suggéré par certaines études pour expliquer l'aspect sédimentaires de ces régions (morphologie lisse, caractéristiques diélectriques, topographie, radar, etc…) [*e.g. Mouginot et al., 2012*].

Les gros cratères présents dans ces régions étant assez gros pour avoir excavé de la croûte primitive et/ou noachienne, l'olivine observée sur les éjectas de certains de ces cratères et dans des dunes accumulées dans leurs fonds suggère que cette croûte ancienne puisse être enrichie en olivine au moins en certains endroits, en accord avec les observations CRISM [Carter et al., 2010]. Les buttes enrichies en olivine détectées autour du bassin d'Hellas, définies comme étant du matériau crustal remonté à la surface pendant l'impact [*Skinner et al., 2006*], ainsi que les pics centraux enrichis en olivine observés par CRISM dans certains cratères de l'hémisphère sud, pourraient être des témoins de cette croûte primitive enrichie en olivine dans cette région. On peut cependant se poser la question ici de l'absence d'éjectas enrichis en olivine associés aux nombreux grands cratères de l'hémisphère sud comme cela est observé dans les plaines du nord. Ceci pourrait être expliqué par un enrichissement en olivine non homogène de cette croûte primitive et/ou noachienne, ou par un enfouissement de cette croûte plus en profondeur dans

l'hémisphère sud. De manière alternative, cet enrichissement en olivine pourrait être plus spécifique à la croûte primitive et/ou noachienne présente dans les plaines du nord et être le résultat des processus à l'origine de la dichotomie globale (impact géant, processus de formation de la croûte primitive, etc..).

Enfin, les buttes enrichies en olivines observées sur les terrasses des bassins Argyre et d'Hellas ont été interprétées comme étant des éjectas de manteau et de croûte fondue éjectés pendant l'impact. Si cette interprétation est juste, ces petites buttes seraient les seuls témoins directs de la composition du manteau qui a jusqu'ici été principalement contraint à partir de celle des météorites martiennes. L'enrichissement en olivine de ces petites buttes est en accord avec les modèles qui prévoient que le manteau supérieur de Mars soit riche en olivine. Les signatures spectrales et les résultats des modélisations indique une composition plutôt forstéritique et une abondance de l'ordre de 15-20% en moyenne. Cette composition est en accord avec les données TES et THEMIS, et suggère que le manteau supérieur de Mars soit composé d'olivine plutôt pauvre en fer. En se référant aux travaux *d'Elkins-Tanton et al.* [2003, 2005a], ces résultats suggèrent que la croûte primitive de Mars se soit formée par cristallisation du manteau suivit d'un retournement (overturn). L'abondance de cette olivine reste cependant plus faible que celle prévue par les modèles qui est plutôt de l'ordre de 60 %, ce qui pourrait s'expliquer par un mélange avec de la croûte fondue.

5 Régions sources des météorites martiennes

Les météorites martiennes sont les seuls échantillons de la planète Mars dont nous disposons. Ces météorites ont été caractérisées en détail grâce aux instruments disponibles sur Terre. Cependant, bien que plusieurs éléments nous indiquent que ces météorites viennent de Mars, leur source exacte à la surface nous est encore inconnue. Ne pas pouvoir replacer ces météorites dans leur contexte géologique nous empêche d'exploiter totalement les informations qu'elles nous fournissent sur la composition et l'évolution de la surface de Mars et de son manteau. Plusieurs études ont déjà tenté d'identifier la provenance de ces météorites en utilisant leurs âges ainsi que nos connaissances sur la dynamique des impacts pour contraindre géologiquement et chronologiquement les terrains et les cratères martiens appropriés [*Nyquist 1983 ; McSween 1985 ; Mouginis-Mark et al., 1992 ; Treiman 1995 ; Barlow 1997 ; Rice 1997 ; Nyquist et al., 1998*]. *Hamilton et al.,* [2003] se sont basés sur la comparaison entre les propriétés spectrales dans l'infrarouge thermique des météorites martiennes et celles des spectres TES de la surface de Mars afin d'identifier des régions sources possibles. L'étude présentée ici propose une approche similaire, mais en se basant sur les données OMEGA dans l'infrarouge proche. Nous avons vu que ces données permettent une couverture quasi globale de la surface de Mars à une résolution allant de la centaine de m au km rendant possible l'identification et la cartographie à un niveau global des régions de propriétés spectrales similaires aux météorites martiennes. Sans avoir l'ambition de retrouver la source exacte des météorites martiennes, cette étude peut nous donner une idée du type de contextes géologiques et de terrains dans lesquels ces météorites auraient pu être formées. Suivant l'âge des terrains où elles sont observées et le nombre de régions identifiées, cette étude pourrait également poser des contraintes sur l'âge de ces météorites, qui varient de <175 Ma à <4.1 Ga suivant la méthode de datation dans le cas des shergottites, ainsi que sur leur représentativité qui sont des sujets encore débattus.

La première partie de cette section sera consacrée à la description et à la validation de la méthode utilisée afin d'identifier et de cartographier les régions de la surface de Mars de propriétés spectrales similaires à celles des météorites martiennes choisies. La deuxième partie sera consacrée aux résultats et la troisième à une discussion sur l'implication de ces résultats et sur leurs limites.

5.1 Méthode

5.1.1 Description

Cette étude est basée sur les spectres dans l'infrarouge proche [1.0-2.5µm] de 6 météorites martiennes appartenant aux 4 familles énoncées dans la section 1.2.2.1 [McFadden and Cline, 2005]: deux shergottites basaltiques (Los Angeles, Shergotty), une shergottite lherzolitique (ALH A77005), une Nakhlite (Nakhla), une Chassignite (Chassigny) et l'orthopyroxénite ALH84001 (Figure 97). Ces spectres sont issus de *McFadden and Cline* [2005] et les principales caractéristiques des échantillons de météorites dont ils sont issus sont données dans le Tableau 7. Un spectre de la lithologie A de la météorite EET79001 aurait également pu être utilisé dans cette étude afin de représenter la famille des shergottites enrichies en olivine. Cependant cette lithologie est la seule parmi les trois lithologies observées dans cette météorite qui contient de l'olivine, et ne représente donc pas la composition de cette météorite dans son ensemble. De plus, aucune bande d'olivine n'est détectée dans les spectres issus de cet échantillon obtenus par *McFadden and Cline*, [2005]. Pour ces raisons nous avons décidé de ne pas intégrer cette météorite dans l'analyse présentée dans ce chapitre.

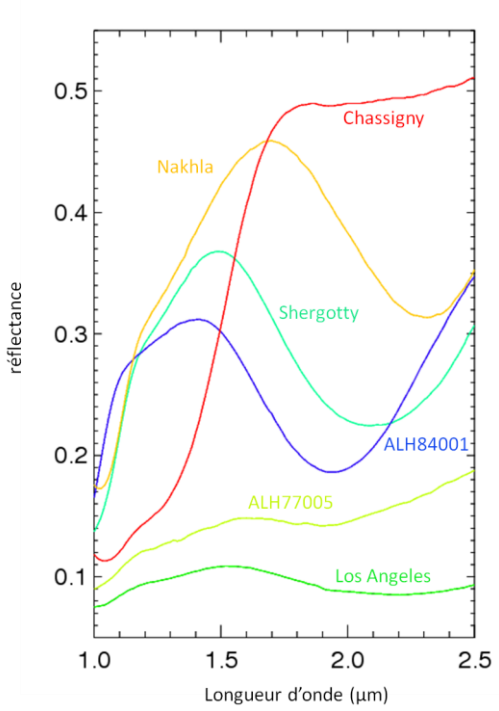


Figure 97. Spectres des différentes météorites martiennes utilisées dans cette thèse, issus de *McFadden and Cline, [2005].*

Tableau 7. Récapitulatif des échantillons de météorites utilisés et de leur composition*

Météorite	Description de l'échantillon	RELAB ID/File	Composition				Age
			Pyroxène	Olivine	Plagioclase	Autre	
Los Angeles	Poudre <1000µm	MT-JFM-005/C1MT05	40% composition intermédiaire En50-6 Fs81-33Wo12-41	2.3% Fayalite (Fo4)	48% maskelynite	Silice, verre de feldspath riche en K	575-165 Ga [*Nyquist et al., 2001*] 4.1 Ga [*Bouvier et al., 2009*]
Shergotty	Poudre <125µm	LM-LAM-021/C1LM21	36% pigeonite 33% augite		23.3% maskelynite		575-165 Ga [*Nyquist et al., 2001*] 4.1 Ga [*Bouvier et al., 2009*]
ALH77005	Poudre <150µm	McFadden&Cline, [2005] Submetted to PDS	26% principalement LCP orthopyroxène [$En_{82}Fs_{16}Wo_{12}$ – $En_{58}Fs_{30}Wo_{12}$]	61% Fo72	10% maskelynite		575-165 Ga [*Nyquist et al., 2001*] 4.1 Ga [*Bouvier et al., 2009*]
ALH84001	Poudre <125µm	MT-TXH-002-3/C3MT02	97% othopyroxène			Augite Maskelynite	4.5 Ga [*Jagoutz et al., 1994*] 4.09 Ga [*Bouvier et al., 2009; Lappen et al., 2010*]
Nakhla	Poudre ~ 300µm	MR-MJG-102/MGP071	74% augite	15% Fo32Fa68	7% plagioclase		1.3 Ga [*Nyquist et al., 2001; Bouvier et al., 2009*]
Chassigny	Poudre < 300µm	MR-MJG-104/MGP075	3% augite	93% Fo68	3% plagioclase		1.3 Ga [*Nyquist et al., 2001; Bouvier et al., 2009*]

* Issu de McFadden and Cline, [2005] et de Lodders [1998] et des références associées

Le jeu de données OMEGA utilisé est celui décrit dans la section 3.2 auquel ont été ajoutées les observations acquises en mode 16. Il correspond à 7731 cubes de données et 3.6 années martiennes d'observation. Les cubes de données acquis en mode 16 ayant une meilleure résolution spatiale, ils ont l'avantage de capter les signatures spectrales de zones plus localisées, où peuvent être potentiellement observées les signatures particulières des météorites, sans que celles-ci soient perdues dans les signatures spectrales de la surface environnante. De la même façon que pour les cartes globales présentées dans le chapitre 3, ces données sont filtrées afin d'exclure les spectres affectés par les artéfacts instrumentaux ainsi que par la présence de glace ou d'une trop grande quantité d'aérosols. Afin de réduire l'échantillon de spectres OMEGA à comparer aux spectres des météorites, nous avons fait une présélection selon leurs propriétés spectrales et celles de la météorite martienne étudiée. Ainsi, les météorites Los Angeles, Shergotty, Nakhla et ALH84001 montrant des signatures importantes de pyroxène, nous n'avons sélectionné que les spectres présentant un critère spectral de pyroxène supérieur à 1 %. De même, les spectres des météorites Chassigny et ALH77005 ne seront comparés qu'aux spectres présentant un critère spectral d'olivine OSP2 supérieur à 1.0. De plus, certains spectres principalement acquis en mode 16, montrant des albédos très faibles (<0.06) correspondant à des pixels couvrant une zone d'ombre, sont exclus.

La comparaison entre les propriétés spectrales des météorites martiennes et celles de la surface de Mars se fera par un ajustement des spectres des météorites sur les spectres OMEGA. À l'inverse des spectres acquis en laboratoires, les spectres de la surface de Mars peuvent être affectés par différents facteurs observationnels tels que la présence de poussière ou d'aérosols, les mélanges intimes et spatiaux, ainsi que les effets photométriques. Afin de prendre en compte ces effets, nous avons décidé d'ajuster les spectres des météorites en faisant varier trois paramètres selon l'équation 9 : un paramètre d'échelle (**E**), un paramètre de pente (**P**) et un « offset » (**O**).

$$\mathbf{F} = \mathbf{E} * \mathbf{Spectre_{SNC}} + \mathbf{O} + \mathbf{P} * \lambda \qquad \textbf{éq. 12}$$

Bien que ces paramètres soient empiriques, nous pouvons leur attribuer un sens physique. Le paramètre de pente est principalement utilisé afin de prendre en compte les effets des aérosols et de la poussière qui vont avoir tendance à bleuir les spectres i.e augmenter sa réflectance aux courtes longueurs d'onde. Afin que ce paramètre reste cohérent avec les effets des aérosols et de la poussière, nous avons cependant limité ce paramètre aux pentes négatives. Des tests préliminaires réalisés avec la météorite Los Angeles ont de plus montré qu'appliquer une pente positive sur son spectre avait l'effet non désiré d'augmenter relativement la profondeur de bande à 1 µm et par rapport à la bande à 2 µm, lui permettant de s'ajuster parfaitement à des spectres modélisés comme correspondant à un mélange pyroxène-olivine avec plus de 15 % d'olivine alors que cette météorite n'en contient qu'environ 2 %.

Le paramètre d'échelle va permettre de faire varier la profondeur de bande des spectres de météorites. En effet, pour certaines météorites (Shergotty, Nakhla, ALH84001 ou Chassigny) la profondeur de leurs bandes d'absorption peut atteindre plus de 30 %, le paramètre d'échelle est donc nécessaire si on veut ajuster ces spectres aux spectres de la surface de Mars dont les profondeurs de bande ne dépassent que très rarement les 10 %. Cette différence de profondeur de bande peut être due à plusieurs facteurs comme la méthode d'acquisition des spectres de météorite en laboratoire ; les conditions observationnelles lors de l'acquisition des spectres OMEGA (incidence, aérosols, etc.) ; l'état et l'exposition de la surface ; une différence dans la taille des grains ; ainsi que les mélanges avec du matériau sans signature dans l'infrarouge, tel que la poussière, la magnétite, ou des composants spectralements neutres (plagioclase, phases riches en silices, etc.). Nous ne pouvons donc pas exclure que les spectres de la surface de Mars

identifiés avec cette méthode comme ayant des signatures spectrales similaires aux météorites aient en fait une abondance en minéraux neutres différente de celle des météorites. Le facteur d'échelle ne joue cependant pas sur les positions des bandes d'absorption. Le facteur de pente peut lui légèrement jouer sur leur position, mais que très faiblement, d'autant plus que nous verrons dans la suite que les ajustements satisfaisants sont généralement obtenus pour les valeurs de ce paramètre les plus faibles (sauf pour la météorite ALH84001). Le type de pyroxène et d'olivine, ainsi que leurs proportions relatives seront donc globalement préservées. On peut cependant noter qu'appliquer un facteur d'échelle trop petit peut complètement aplatir le spectre et lui permettre d'ajuster des spectres de la surface de Mars ayant des signatures faibles, mais pas forcément similaires à celles des météorites. Cependant, afin d'éviter de rejeter de bons ajustements, nous avons décidé dans un premier temps de ne pas appliquer de limite sur le paramètre d'échelle. Si nécessaire, cette limite sera déterminée et imposée au cas pas cas pour chaque météorite après l'étude de plusieurs de leurs ajustements.

Une fois le spectre de météorite modifié par les paramètres de pente et d'échelle, l' « offset » permet de réajuster son niveau de réflectance moyen sur celui du spectre OMEGA. Étant donné les petites valeurs du paramètre d'échelle qui seront nécessaires pour ajuster les spectres de météorites, divisant par 2 à ~20 fois sa réflectance moyenne, cet offset sera environ égal à l'albédo du spectre OMEGA.

Afin de quantifier de manière automatique la qualité de l'ajustement, nous calculons pour chaque ajustement un χ^2 selon la formule suivante :

$$\chi^2 = \sqrt{\frac{\sum(\mathbf{Spectre_{SNC} - Spectre_{OMEGA}})^2}{\mathbf{N}}} \qquad \textbf{éq. 13}$$

avec N le nombre de longueurs d'onde sur lesquelles sont basées l'ajustement. Cet ajustement ne prenant en compte uniquement les spectels OMEGA non défectueux, N va diminuer avec le numéro de l'orbite.

Cette méthode est appliquée de façon automatique sur tous les spectres OMEGA appartenant au jeu de données décrit précédemment. Les valeurs du χ^2 sont ensuite cartographiées selon la même méthode que celle utilisée pour la confection des cartes globales (section 3.4), à la différence près que ce sont les valeurs de χ^2 les plus faibles qui sont ici sélectionnées dans le cas où plusieurs orbites passent au dessus du même pixel. Pour chaque météorite, une carte globale du χ^2 à une résolution de 40pixel/° est ainsi obtenue et permet de mettre en évidence la distribution des régions ayant à priori des propriétés spectrales similaires à celles de la météorite étudiée.

Nous verrons dans la section suivante que la majorité des valeurs de χ^2 obtenues pour la météorite Los Angeles, qui a été utilisée pour tester cette méthode, sont comprises entre 0.002 et 0.004. Les valeurs χ^2 peuvent donc êtres considérées comme étant faibles pour des $\chi^2 < 0.002$. Ceci est en accord avec des ajustements de spectres de laboratoires sur les données OMEGA dans le cadre du modèle de transfert radiatif qui montre que des χ^2 inférieurs à 0.002 pouvaient être considérées comme correspondant à de bons ajustements [*Poulet et al., 2009b*]. Des exemples d'ajustements pour des valeurs de $\chi 2$ de 0.001, 0.002 et 0.003 sont présentés sur laFigure 98. On peut observer qu'un χ^2 de 0.001 représente un excellent ajustement dont la valeur résulte uniquement du bruit de l'instrument. Un χ^2 de 0.002 représente par contre un ajustement peu satisfaisant, mais il permet encore de rendre compte de la forme générale du spectre de la météorite. Bien que les valeurs de χ^2 pour les autres météorites, hormis la Shergotty, soient en moyenne plus élevées, nous avons choisi de prendre cette valeur de χ^2 à 0.002 comme seuil pour toutes les météorites, les valeurs supérieures à ce seuil ne seront pas cartographiées.

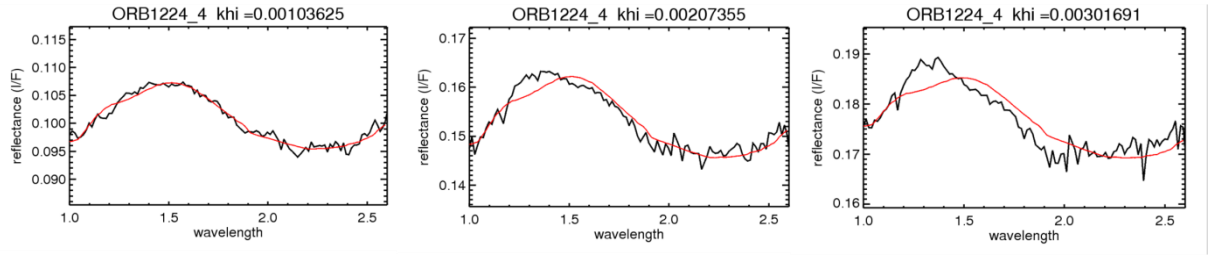


Figure 98. Exemple d'ajustement avec le spectre de la météorite Los Angeles pour 3 valeurs de χ^2

Les valeurs du χ^2 pouvant être affectées par de nombreux facteurs, il sera tout de même nécessaire, afin de valider les ajustements, de les étudier au cas par cas pour chaque météorite. Au préalable, nous avons vérifié que la méthode utilisée n'introduisait pas de biais dans les valeurs de χ^2 et que les paramètres introduits dans l'ajustement (P, O, E) ne faisaient pas varier ces valeurs de façon incohérente. Les résultats de ces tests sont présentés dans la section suivante.

5.1.2 Validation

Afin de valider cette méthode nous l'avons testée sur la météorite Los Angeles, qui de par la profondeur de ses bandes d'absorption et sa composition (pyroxène et un peu olivine), a les propriétés spectrales les plus similaires aux spectres de la surface de Mars observés avec OMEGA.

La première étape a été de vérifier si aucun biais systématique dans les valeurs du χ^2 n'est introduit par le bruit dans les spectres, par le vieillissement du détecteur ou par le mode d'acquisition des observations (mode 16, 32, 64, 128). Les résultats de ces tests sont présentés sur la Figure 99. La Figure 99A illustre l'évolution du χ^2 avec la valeur des données brutes (idat) à 1.7µm. Cette valeur du idat est proportionnelle au flux reçu par OMEGA et le rapport signal/bruit dans le spectre sera donc d'autant plus élevé que cette valeur est forte. Des faibles valeurs de χ^2 (typiquement <0.002) sont observées pour toutes les valeurs de idat excepté pour les plus faibles (<300) qui restent cependant très peu nombreuses. Le bruit ne semble donc pas affecter de manière significative le calcul du χ^2. Le vieillissement du détecteur, provoquant la défaillance de nombreux spectels au cours du temps, va entrainer une perte d'information dans l'ajustement et dans le calcul du χ^2. Cette perte d'information peut entrainer une augmentation de la valeur du χ^2. L'évolution de ces valeurs en fonction du numéro de l'orbite i.e en fonction du temps, ne semble cependant pas montrer d'augmentation significative et nous considèrerons donc que cet effet est peu important (Figure 99C). Les valeurs du χ^2 en fonction du mode d'acquisition des observations, qui va principalement jouer sur la taille du pixel à la surface, sont présentées sur la Figure 99B. On peut observer que les observations acquises en mode 32 et 64 sont les plus utilisées dans cette étude. La distribution des valeurs du χ^2 semble cependant identique pour les 4 modes et des faibles valeurs de χ^2 sont obtenues dans tous les cas. Le mode de l'observation i.e la résolution spatiale semble donc ne pas avoir d'effet sur la valeur du χ^2.

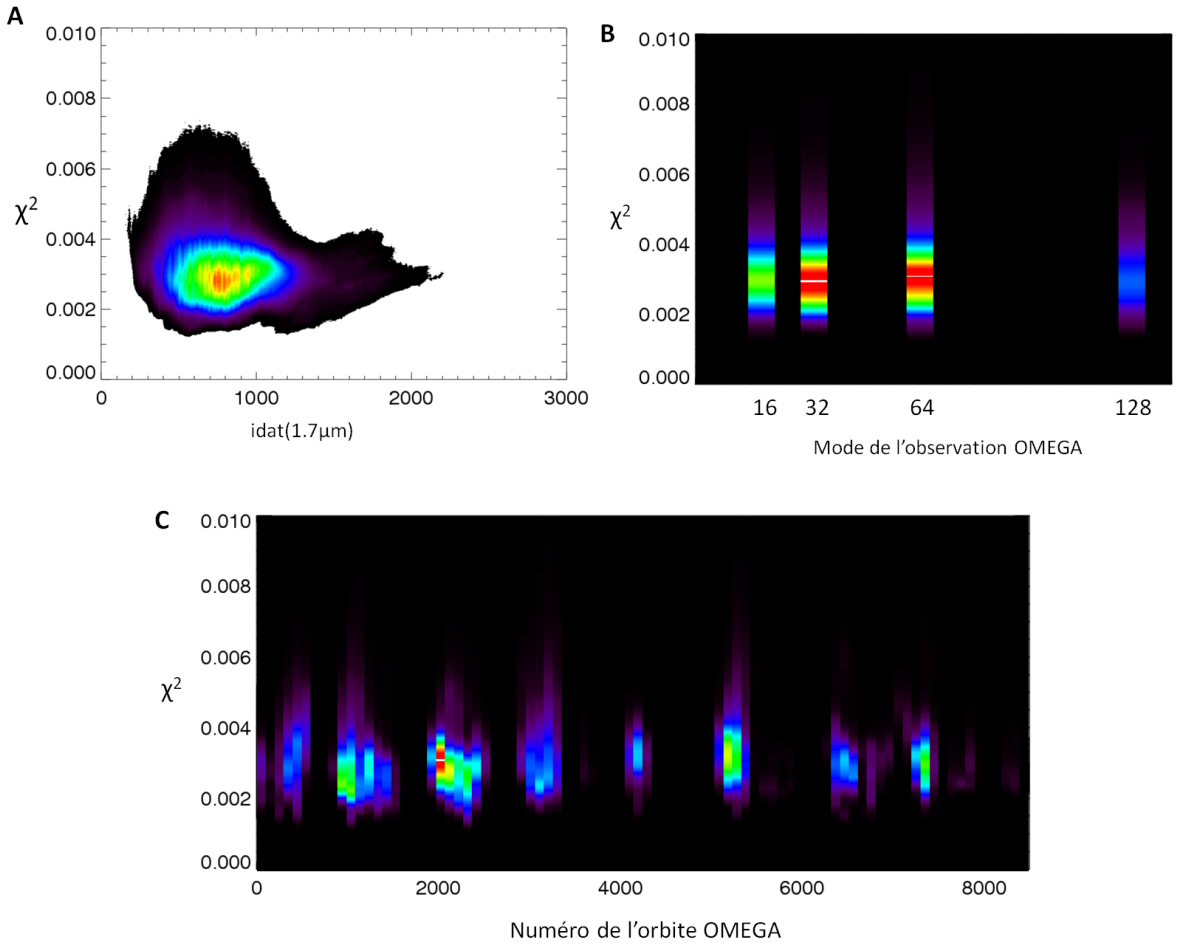


Figure 99. Variation du χ^2 en fonction de la valeur des données brutes (idat) à 1.7 µm (A), du mode de l'observation OMEGA (16, 32, 64, 128) (B) et du numéro de l'orbite (C).

Nous nous sommes ensuite intéressés à la variation des valeurs du χ2 avec les trois paramètres utilisés dans l'ajustement : les paramètres de pente, d'échelle et d'« offset » (Figure 100). Ces paramètres n'ont été que peu restreints dans cette méthode afin d'éviter d'exclure des bons ajustements, il est donc important de vérifier qu'ils n'ont pas introduit de biais ou permis des ajustements trop incohérents avec les propriétés spectrales de la météorite. On peut observer sur la Figure 100 que les petites valeurs de χ^2 (<0.002) sont obtenues pour des paramètres de pentes proches de 0 (0, -0.03) n'ayant donc que peu ou pas modifiés le continuum du spectre de la météorite. De même, ces petites valeurs de χ^2 présentent un « offset » inférieur à 0.2 ce qui est en accord avec la réflectance moyenne de la météorite Los Angeles (<0.09) et qui correspond aux valeurs d'albédo observées dans les terrains sombres de la surface de Mars. Bien que la plupart des petites valeurs de χ^2 soient observées pour des valeurs du paramètre d'échelle comprises entre 0.4 et 0.8, ce qui reste réaliste, ont peut remarquer qu'un petit groupe de valeurs de χ^2 légèrement supérieures à 0.002 présentant des valeurs de paramètre d'échelle entre 0 et 0.2, se détache (flèche sur la Figure 100C). Ce groupe de valeur de χ^2 est également observé sur la Figure 100A (flèche) pour des valeurs du paramètre de pente comprises entre -0.03 et -0.04. Ce petit groupe de χ^2 correspond principalement à des ajustements réalisés sur les spectres de plaines du nord présentant une pente bleue importante et des bandes d'absorption de pyroxène très faibles. Ces ajustements sur des spectres montrant une pente importante et/ou présentant peu de signatures spectrales sont assez fréquents pour toutes les météorites et peuvent présenter des valeurs de χ2 très faibles. Ils constituent le principal biais induit par cette

méthode et justifient la nécessité de faire une vérification visuelle des ajustements. Afin de repérer plus facilement ces ajustements, les valeurs des paramètres d'échelle, de pente et l' « offset » sont enregistrées avec les valeurs de χ^2.

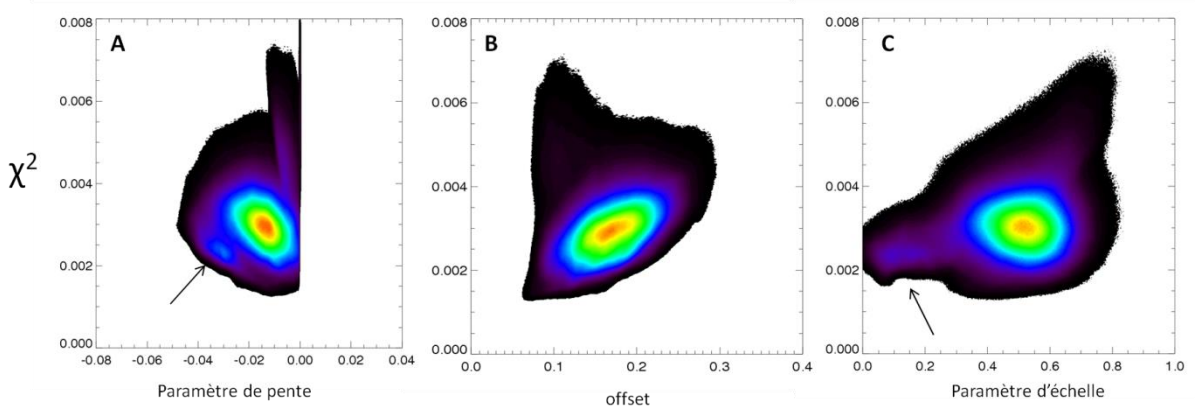


Figure 100. Variation du χ^2 en fonction du paramètre de pente (A), d'offset (B) et d'échelle (C).

5.2 Résultats

Les cartes globales de χ^2 obtenues pour chaque météorite étudiée dans cette thèse sont présentées sur la Figure 101, à l'exception de celle de la météorite ALH77005.

En effet, comme la météorite EET79001, la météorite ALH77005 montre plusieurs lithologies différentes [McFadden and Cline, 2005]. Bien que le spectre de l'échantillon de poudre utilisé dans cette étude semblait être le plus approprié pour représenter la composition de cette météorite dans son ensemble, il n'a montré aucun ajustement correct sur les spectres OMEGA. Les petites valeurs de χ^2 obtenues sont très rares et ne correspondent qu'à quelques pixels qui ne semblent pas associés à un contexte géologique particulier. De plus, ces ajustements ne sont pas observés dans des zones montrant un enrichissement important en olivine alors que cette météorite en est composée à 60 %. Ceci peut s'expliquer par le fait que la pente positive naturelle du spectre de cette météorite, qui est due à l'olivine, peut être compensée par le paramètre de pente utilisé dans cette étude pour prendre en compte l'effet des aérosols. Cette compensation permet à ce spectre de s'ajuster sur des spectres de la surface montrant des abondances en olivine beaucoup plus faible que 60 %. Pour ces raisons, nous avons décidé d'exclure cette météorite de nos résultats.

Pour toutes les cartes globales présentées sur la Figure 101 nous avons choisi de cartographier toutes les valeurs de χ^2 inférieurs à 0.002 afin de pouvoir les comparer entre elles et avoir une idée de la représentativité de chaque météorite. Ces valeurs sont cartographiées du rouge jusqu'au vert, les valeurs supérieures à 0.002 sont cartographiées en bleu afin d'illustrer la superficie couverte avec l'ajustement (zones riches en pyroxène pour toutes les météorites, sauf la Chassigny qui est restreinte aux zones enrichies en olivine). Des exemples d'ajustements pour des χ^2 de 0.001 (rouge), 0.002 (vert) et 0.003 (bleu) sont montrés sur la Figure 98. Les χ^2 inférieurs compris entre 0.0015 et 0.002 ne correspondant pas tous à des ajustements satisfaisants, chaque carte a fait l'objet d'une analyse détaillée et les bons ajustements ont été sélectionnés visuellement et indiqués par des ronds rouges. On peut observer que les shergottites basaltiques Los Angeles et Shergotty semblent avoir les propriétés spectrales les plus représentatives de celles observées à la surface de Mars.

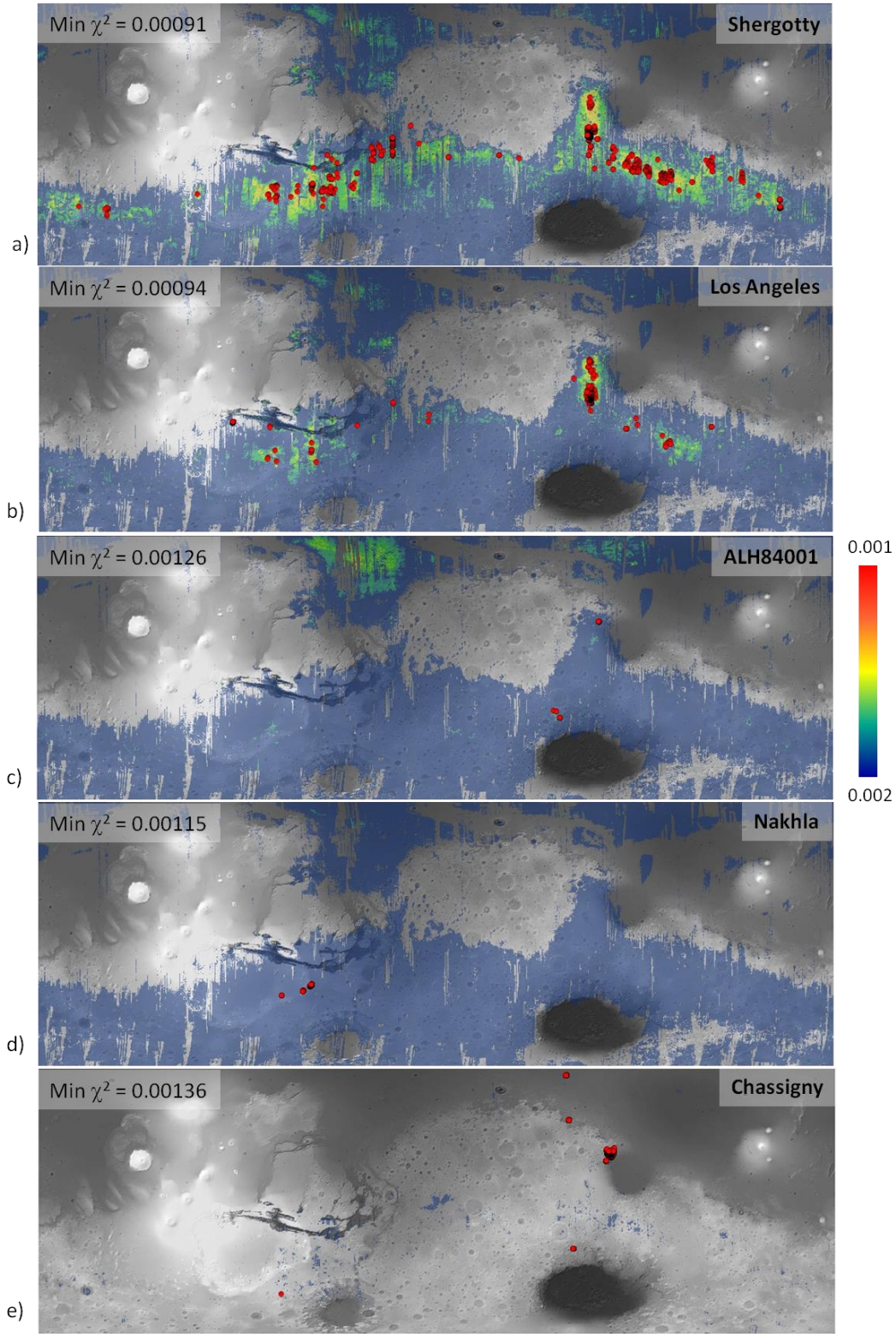


Figure 101. Cartes globale de χ^2 entre 0.001 et 0.002 pour chaque météorite. Les bons ajustements séléctionnés au cas par cas sont représentés avec des points rouges. Le χ^2 minimal obtenu pour chacune des météorites est également indiqué.

5.2.1 Les shergottites : Los Angeles et Shergotty

Les cartes globales de χ^2 présentées sur la Figure 101a,b, montrent que les signatures spectrales des shergottites basaltiques Los Angeles et Shergotty analysées dans cette étude sont assez communes à la surface de Mars et notamment dans les régions peu poussiéreuses des anciens terrains de l'hémisphère sud. Les χ^2 inférieurs à 0.002 observés dans les plaines du nord correspondent aux mauvais ajustements avec des très faibles facteurs d'échelle et forts facteurs de pente (section 5.1.2) et il ne faut donc pas les prendre en compte comme justifié précédemment (section 5.1.2). Afin de pouvoir analyser et comparer plus facilement la distribution des signatures spectrales similaires à ces deux shergottites nous avons regroupé les $\chi^2 < 0.0015$ de ces deux météorites sur la même carte globale: Los Angeles en rouge et Shergotty en vert, les meilleurs ajustements (<<0.0011) étant indiqués avec des ronds de couleur (Figure 102). Les régions volcaniques d'après *Werner et al.,* [2009] sont également représentées pour comparaison. On peut remarquer que les meilleurs χ^2 sont principalement observés au niveau des trois grands massifs volcaniques hespériens, Thaumasia Planum, Hesperia Planum et Syrtis Major. Certains bons χ^2 sont également obtenus dans la région de Terra Tyrrhena, dans la région au nord d'Argyre et dans celle de Valles Marineris, principalement en associations avec les terrains chaotiques à l'est. Dans chacune de ces régions, des signatures spectrales similaires aux deux shergottites sont observées, cependant celles de la Shergotty semblent être détectées sur de plus grandes étendues que celles de la Los Angeles.

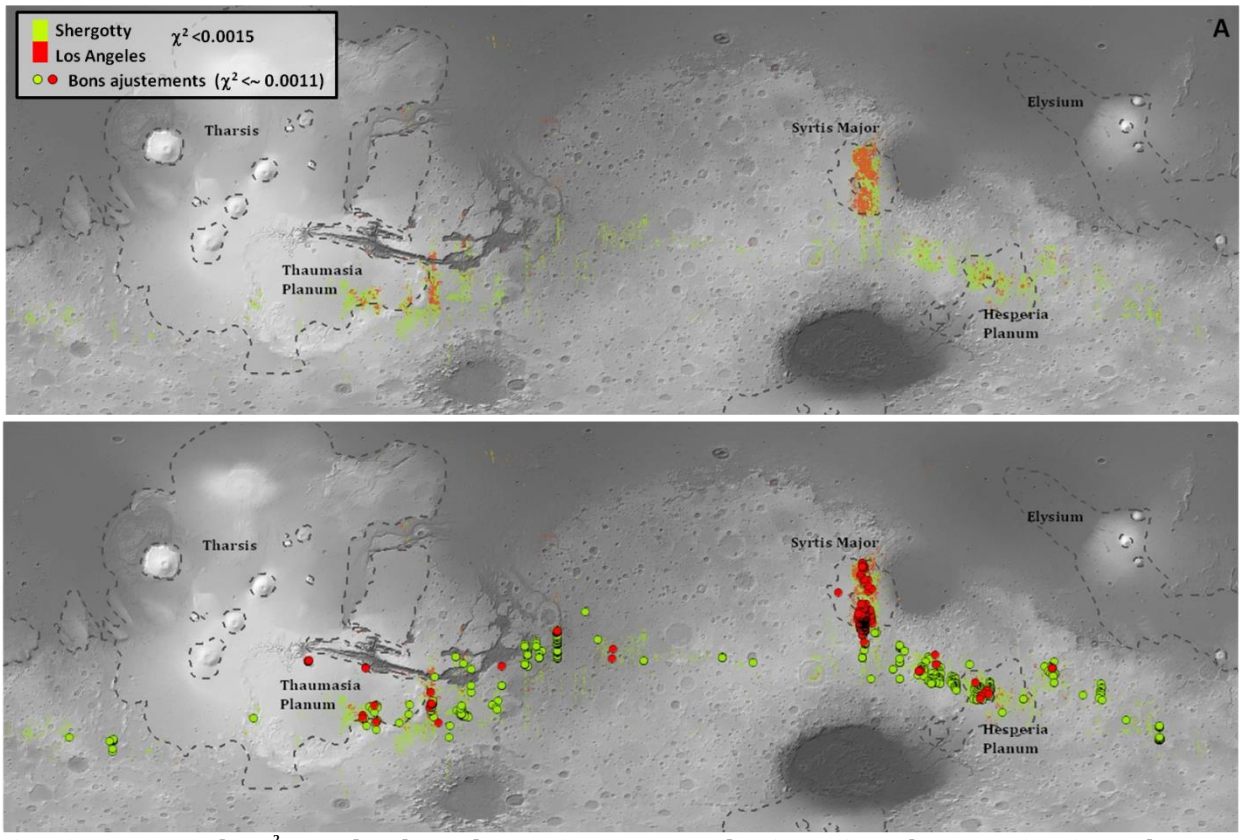


Figure 102. Carte des χ^2 pour les deux shergottites Los Angeles (rouge) et Shergotty (vert). Les bons ajustements sont représentés par des points de couleurs sur la carte du bas. Les provinces volcaniques d'après *Werner et al.*, [2009] sont également représentées.

Une comparaison entre des spectres issus de la région de Syrtis Major et les spectres de ces deux shergottites est illustrée sur la Figure 103. Ces spectres montrent un χ^2 inférieur à

0.0010 et sont parmi les meilleurs χ^2 obtenus dans cette étude. Un spectre extrait de la région au sud de Syrtis Major a également été comparé aux spectres des météorites et montre un mauvais ajustement (étoile bleue). Cette région illustre bien la différence mentionnée précédemment entre les distributions des signatures spectrales similaires à la Shergotty et celles similaires à la Los Angeles. En effet, la Figure 103 montre que les signatures spectrales de la Shergotty semblent être représentatives de celles des laves composant cette région, tandis que celles de Los Angeles semblent principalement associées aux éjectas de cratères présentant des petites signatures d'olivine. On peut cependant observer que les meilleurs χ^2 sont observés pour les parties de ces éjectas, généralement la partie externe, présentant les signatures d'olivine les plus faibles en accord avec la faible teneur en olivine (<2.3 %) mesurée par les analyses de laboratoire pour la météorite Los Angeles (Tableau 7). En, revanche, les régions présentant de trop fortes signatures d'olivine ne sont pas en accord avec les signatures spectrales de la météorite Los Angeles et montrent des χ^2 élevés. Cette corrélation entre les éjectas de cratères montrant de faibles signatures d'olivine et les signatures spectrales de la Los Angeles est également observée dans les deux autres massifs volcaniques hespériens Thaumasia et Hesperia Planum. À noter que la météorite Shergotty étant légèrement plus enrichie en LCP que la Los Angeles, les variations spectrales entre les signatures similaires à la météorite Los Angeles et celle similaires à la météorite Shergotty dans ces massifs volcaniques pourraient également être reliées à des variations dans la composition du pyroxène (HCP vs LCP) comme cela a été déjà observé par *Baratoux et al.,* [2007] dans la région de Syrtis Major. On peut également remarquer que pour les deux shergottites, les bons χ^2 sont clairement anticorrélés aux trainées de poussière que l'on peut observer dans l'alignement des petits cratères.

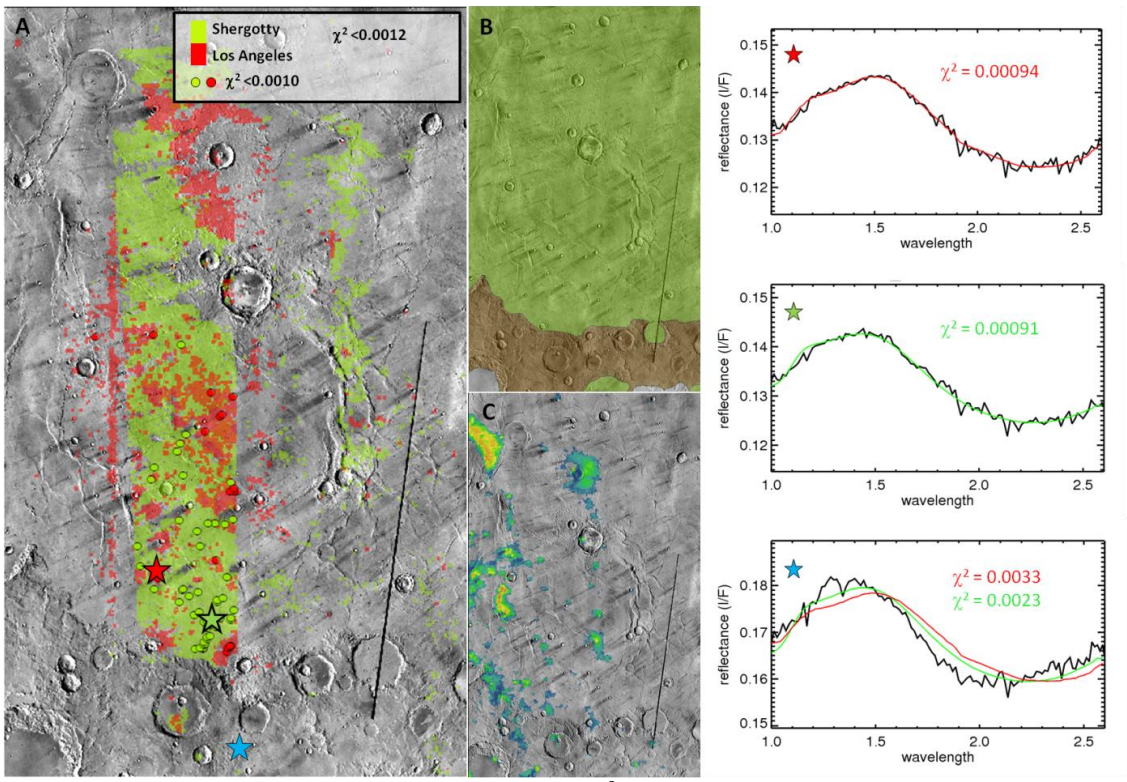


Figure 103. (A) Gros plan sur la distribution des χ^2 des deux shergotty Los Angeles (rouge) et Shergotty (vert) superposée à la mosaïque THEMIS de jour. Les points rouges et verts correspondent aux ajustements avec des χ^2<0.0010 donc similaires aux deux exemples donnés sur la gauche (étoile rouge pour la Los Angeles et étoile verte pour la Shergotty). L'ajustement correspondant à l'étoile bleue est issu d'une zone située sous Syrtis Major et a été présenté pour comparaison. (B) Même région que A mais avec la carte géologique de l'USGS (vert : Hespérien ; Marron : Noachien). (C) Même région que A mais avec la carte d'olivine (critère OSP2).

À l'est de Valles Marineris, des bons χ^2 principalement obtenus pour la météorite Shergotty sont observés dans les terrains chaotiques de Margaritifer Terra. Cependant, ces terrains ont une géologie complexe et il est difficile de relier ces signatures à des structures particulières (chaos, terrains entre les chaos, couche particulière) qui pourraient représenter une source possible pour cette météorite.

De même, de bons ajustements pour ces deux shergottites sont observés dans la région de Terra Thyrrena, ainsi que dans les régions de Terra Cimmeria et Terra Sirenum pour la météorite Shergotty. Cependant, dans ces régions, ces ajustements se trouvent exclusivement en bordure des plaines ou des fonds de cratères hespériens enrichis en olivine mis en évidence dans le chapitre 4, dans les zones où la signature d'olivine est très faible (signatures similaires à la Los Angeles) ou inexistante (signatures similaires à la Shergotty). Nous avons vu dans le chapitre 4 que ces régions présentaient de nombreuses variations spectrales dues à la présence d'une couche inhomogène de particules de pyroxène provenant des régions noachiennes adjacentes. Les signatures spectrales similaires à celles des shergottites ne semblant être associées ni aux plaines et cratères hespériens ni aux terrains noachiens, nous les interprétons ici comme reflétant les résultats d'un mélange entre du matériau provenant de ces deux régions plutôt que comme étant associées à une composition particulière. Nous considèrerons donc que ces régions ne peuvent pas être retenues comme étant des régions sources possibles pour ces shergottites.

On peut également noter que des signatures similaires à celles de la météorite Shergotty (χ^2 <0.0012-0.0014) sont observables au sud de Valles Marineris sur de petites zones associées à des terrains ou à des éjectas de cratères noachiens dont le contexte est mal défini et nécessite une étude plus approfondie.

Des signatures spectrales similaires à la météorite Los Angeles (χ^2 <0.0012) sont également observées dans un terrain amazonien formant le fond d'un grand cratère de la région de Valles Marineris à l'est de Noctis Labyrinthus (Figure 104) et plus spécifiquement dans un petit croissant dans la partie est de ce cratère. L'étude des images CTX, et des spectres associés à ce cratère montrent que ce croissant semble être la seule région du cratère non recouverte de poussière laissant apparaitre les signatures spectrales du matériau sous-jacent qui semble avoir rempli le cratère. La région située au nord-est de l'image CTX (Figure 104D), correspondant à une zone où ce matériau est érodé, montre que ce dernier a une morphologie plutôt résistante en accord avec des laves. Ce cratère est donc la seule région détectée dans cette étude où des signatures spectrales similaires à la météorite Los Angeles sont observées en association avec des laves amazoniennes.

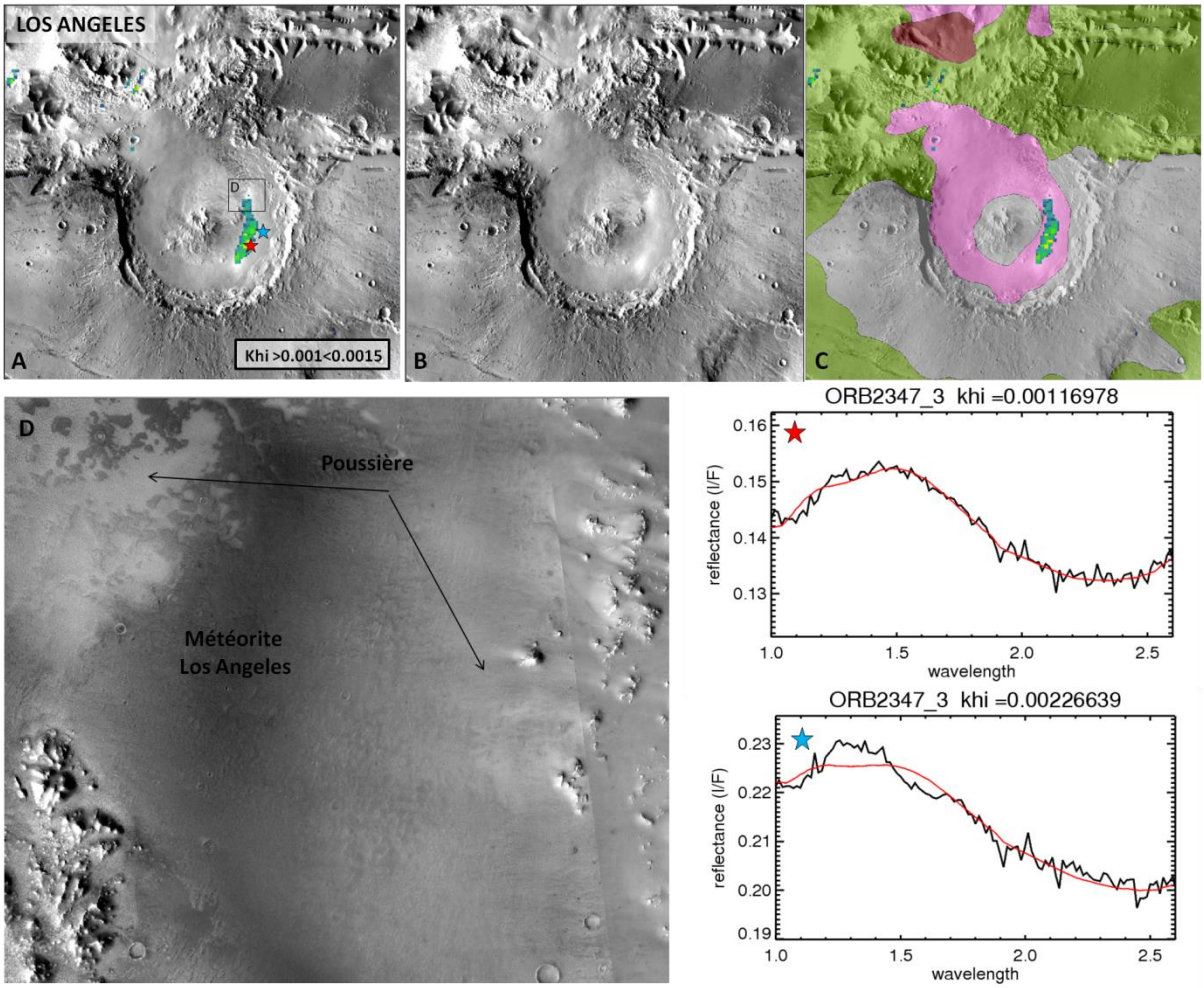


Figure 104. Cratère dans la région de Noctis Labyrinthus avec en (A) la carte des $\chi 2$ pour la météorite Los Angeles superposée à la mosaïque THEMIS de jour, en (B) la même région, mais avec la mosaïque THEMIS de jour seule et en (C) la carte géologique de l'USGS (rose : Amazonien, vert : Hespérien ; marron : Noachien, gris : ejecta de cratères). (D) Gros plan CTX sur la région encadrée en noir sur la figure A suggérant que les signatures similaires à celles de la météorite Los Angeles soient associées à un matériau à la texture résistante, probablement des laves, et en partie recouvert de poussière. L'ajustement correspondant à l'étoile rouge est le meilleur obtenu dans cette région.

5.2.2 ALH84001

La carte globale des $\chi 2$ obtenue après l'ajustement des spectres de la météorite ALH84001 sur les spectres OMEGA (Figure 101c) montre que cette météorite présente des signatures spectrales peu représentatives de celles observées à la surface de Mars. De même que pour les shergottites, les $\chi^2<0.002$ observés dans les plaines du nord correspondent à de mauvais ajustements et ne sont pas à prendre en compte ici. Des signatures spectrales comparables à celles de la météorite ALH84001 sont cependant repérées dans trois régions particulières : au sud-ouest (non indiqué sur la carte) et au nord d'Hellas, et au nord de la région de Syrtis Major.

Dans la région au sud-ouest d'Hellas, ces signatures spectrales sont cependant associées à des dunes dans le fond de cratères et ne sont donc pas forcément représentatives de la composition du matériau sous-jacent. On ne peut donc, dans ce cas, pas faire de lien direct entre ces signatures et une source possible pour cette météorite.

Des exemples d'ajustements correspondant aux meilleurs χ^2 obtenus, ainsi que les contextes géologiques dans lesquels ils sont observés pour les régions au nord d'Hellas et au nord de Syrtis Major sont montrés sur la Figure 105. Les meilleurs χ^2 obtenus se situent autour de 0.0013 ce qui est nettement plus élevé que dans le cas des shergottites. Les signatures spectrales de ces régions restent cependant en très bon accord avec celles de la météorite ALH84001 surtout au niveau de la bande de pyroxène à 2 µm. On peut observer sur la Figure 105 que dans ces trois régions, ces signatures sont exclusivement observées dans des terrains noachiens (unités Nple, Npl1, Npl2 et Npld) et en accord avec les régions précédemment identifiées comme présentant des signatures de LCP [*Mustard et al., 2005 ; Poulet et al., 2009c*]. Dans la région au nord d'Hellas, illustrée sur la Figure 105A, ces signatures semblent cependant associées à des terrains plus jeunes que les terrains noachiens voisins. Elles sont d'ailleurs en partie comprises dans l'unité noachienne Npl2 (« plateau séquence, subdued cratered unit ») qui est datée de la fin du Noachien.

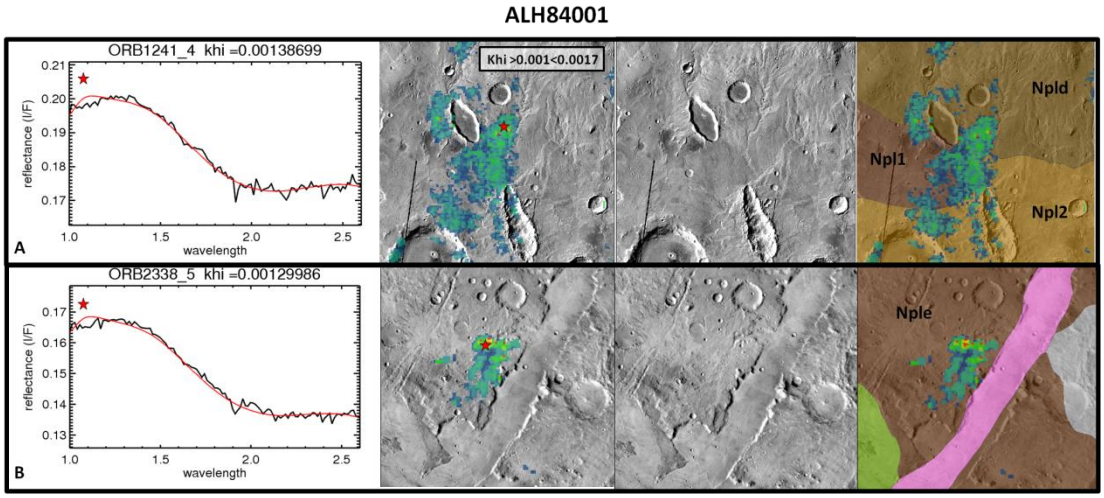


Figure 105. Exemple de bons ajustements obtenus avec le spectre de la météorite ALH84001 situés dans une région au nord d'Hellas (A) et au nord de Syrtis Major (B). Dans les deux cas sont représentés de gauche à droite : le meilleur ajustement obtenu dans ces région, la carte de χ2 superposée à la mosaïque THEMIS de jour, la mosaïque THEMIS de jour seule et la carte géologique USGS avec les unités noachiennes (marron) nommées (vert : unités hespériennes, rose : unités amazoniennes).

5.2.3 La Nakhla

La Nakhla semble avoir, parmi toutes les météorites étudiées dans cette thèse, les signatures les moins représentatives de la surface visible de Mars. Les seules régions montrant des signatures pouvant être comparables à celles de la Nakhla sont situées dans la région de Thaumasia Planum. Ces signatures spectrales sont associées à des zones enrichies en olivine présentes dans le fond de deux cratères assez proches dans le sud de Thaumasia Planum, et sur un éjecta de cratère présent sur la bordure est de cette région à la limite avec Proteï Planum. Bien que ces contextes soient associés à des cratères, ils ne semblent pas montrer de liens particuliers entre eux hormis leur enrichissement en olivine qui est en accord avec la composition de la Nakhla (15 % d'olivine Fa68). De plus, même pour ces ajustements montrant des valeurs de χ^2 entre 0.0012 et 0.0017, les spectres sont bruités et/ou les signatures spectrales semblent légèrement décalées par rapport à celles de la Nakhla. Bien que ces régions ne puissent pas être exclues, elles sont jugées ici comme peu convaincantes pour représenter des régions sources possibles de la météorite Nakhla.

5.2.4 Chassigny

Comme on pouvait s'y attendre, la Figure 101 montre que les signatures spectrales comparables à celles de la météorite Chassigny sont principalement regroupées dans la région riche en olivine de Nili Fossae. Bien que les spectres y soient très penchés, la signature à 1 µm de l'olivine observée dans ces régions s'ajuste très bien à celle de la météorite Chassigny. Ces signatures sont souvent associées aux plus grandes valeurs du critère d'olivine OSP2 et sont observables avec des ajustements satisfaisants ($\chi 2<0.0018$) au travers de toute la région (Figure 106).

De bons ajustements du même type sont également observés à ~1400 km au nord de la région de Nili Fossae associés à un ejecta de cratère de taille moyenne (~20km), ainsi qu'à plus hautes latitudes également associés à un ejecta de cratère, mais de plus grande taille (~100km) (Figure 106). Étant donné la proximité du premier cratère de taille moyenne avec les terrains noachiens et le grand diamètre du cratère présent à plus hautes latitudes (>50 km, même cratère que celui de la Figure 88), les signatures spectrales similaires à celles de la météorite Chassigny observées dans leurs ejecta proviennent très certainement d'un matériau d'âge noachien (voir section 4.2.3).

À l'ouest du bassin d'Argyre et au nord du bassin d'Hellas, des signatures spectrales très similaires à celles de la météorite Chassigny sont associées à des petits affleurements. Leurs proximités avec les deux grands bassins suggèrent que ces affleurements puissent être du matériau crustal remonté pendant l'impact, ou éventuellement des ejecta de manteau, similaires à ceux étudiés dans le chapitre 4 (section 4.2.2, 4.2.5).

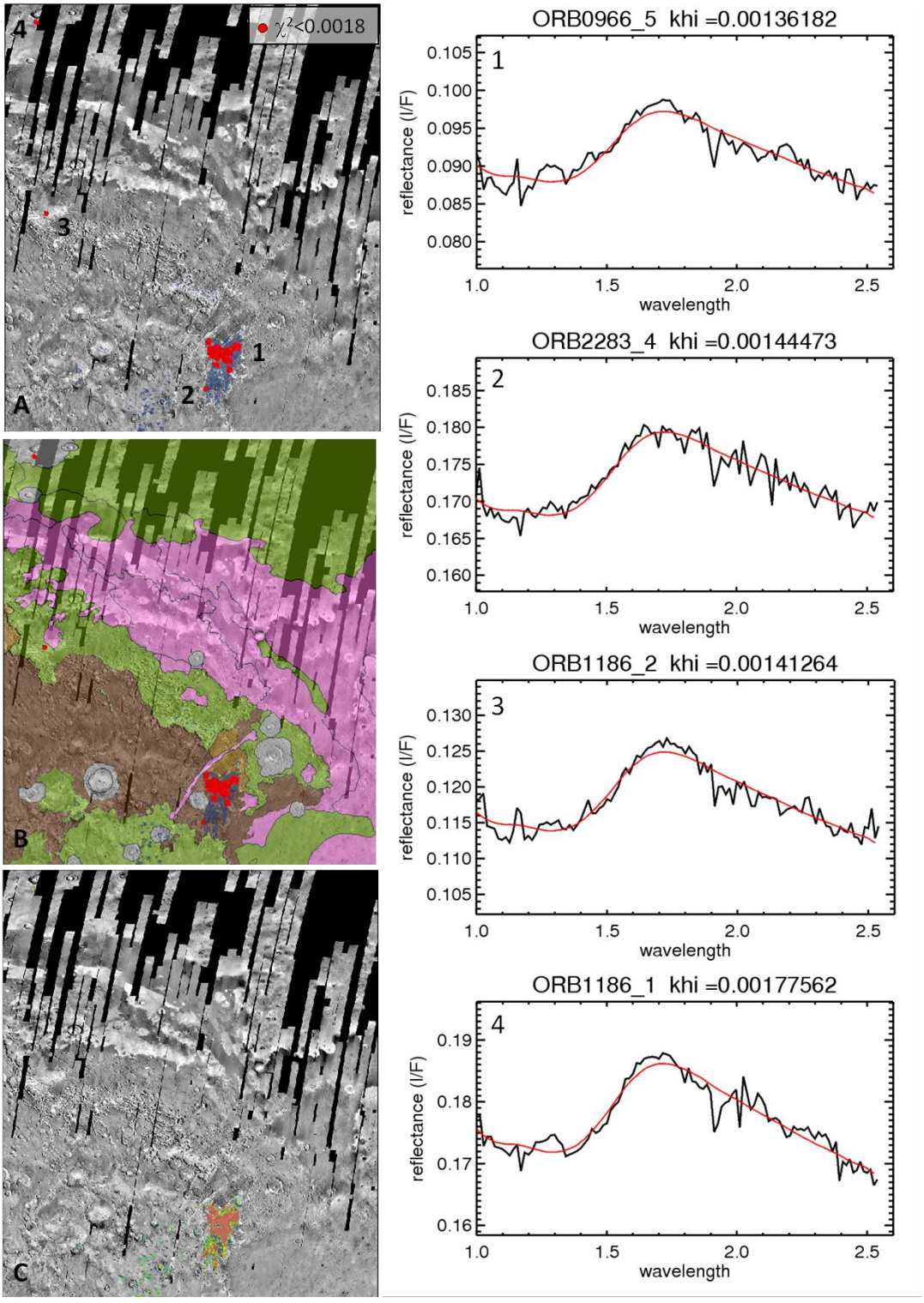


Figure 106. Illustrations des bons ajustements obtenus avec les signatures spectrales de la météorite Chassigny dans la région de Nili Fossae et dans les ejecta de deux cratères au nord de cette région. (A) carte des $\chi 2$ <0.0018 superposée à la mosaïque THEMIS de jour. (B) Même région, mais avec la carte géologique de l'USGS (rose : Amazonien, vert : Hespérien ; marron : Noachien, gris : éjectas de cratères). (C) Même région, mais avec la carte d'olivine (critère OSP2). Les ajustements illustrés sur la droite correspondent aux meilleurs $\chi 2$ obtenus dans chacune de ces régions, leurs numéros sont reportés sur la carte A.

5.3 Conclusion et Discussion

Parmi toutes les météorites martiennes étudiées dans cette thèse, les shergottites basaltiques semblent avoir les signatures spectrales les plus représentatives de celles observées à la surface de Mars. Excepté une petite zone amazonienne, ces signatures sont trouvées dans les terrains anciens de l'hémisphère sud principalement associées aux trois grandes structures volcaniques datant du début Hespérien, Syrtis Major, Hesperia Planum et Thaumasia Planum et à certains terrains noachiens dans le cas de la Shergotty. Cette corrélation avait déjà été suggérée par ISM/Phobos-II [*Mustard et al.,* 1993, *Mustard and Sunshine,* 1995, *Mustard et al.,* 1997] dont les spectres des régions sombres de Mars, et notamment ceux de Syrtis Major, étaient similaires à ceux des shergottites. Les résultats de l'étude réalisée par *Hamilton et al.,* [2003] ne montrent cependant aucune correspondance entre les spectres dans l'infrarouge thermique des shergottites et les spectres TES de la surface de Mars. Les signatures spectrales similaires aux shergottites détectées dans notre étude étant observées sur de grandes étendues, cette différence ne peut être expliquée par la différence de résolution spatiale entre TES et OMEGA. Le fait que de façon générale TES ne détecte que très peu de LCP à la surface de Mars [*Bandfield et al., 2002*], alors qu'ils sont détectés par les études dans le proche infrarouge [*Poulet et al., 2009a*] et présents en abondance non négligeable dans les shergottites, pourrait être une explication à cette absence de corrélation entre les spectres TES et ceux des shergottites. Les spectres TES sont principalement sensibles aux plagioclases, alors que ces derniers ne sont pas directement détectables dans l'infrarouge proche, une différence dans la teneur en plagioclase entre les shergottites et les terrains sombres de l'hémisphère sud pourrait également être une explication possible.

Il y a aujourd'hui une polémique sur l'âge des sergottites qui sont datées comme étant jeunes (575-165 Ga) par *Nyquist et al.,* [2001] et comme anciennes (4.1Ga) par *Bouvier et al.,* [2009]. Les résultats obtenus dans cette étude montrent que les signatures spectrales de deux de ces shergottites dans l'infrarouge proche sont en accord avec la composition de terrains anciens et donc avec un âge ancien de ces météorites. Au niveau des massifs hespériens, les signatures de la Shergotty semblent associées au matériau présent en surface tandis que celles de la Los Angeles semblent plutôt associées à du matériau excavé par des impacts. Comme proposés par *Tornabene et al.,* [2008] dans le cas de Syrtis Major, ces massifs pourraient donc avoir connu plusieurs stades de volcanisme pouvant refléter les variations en composition des différentes shergottites et faisant d'eux des régions intéressantes parmi les régions sources possibles de ces météorites. On peut cependant noter que la plupart des régions amazoniennes étant recouvertes de poussière, il nous est difficile de poser des contraintes quant à la représentativité des signatures spectrales de ces shergottites dans ces régions. L'unique exemple de bon ajustement obtenu entre les signatures spectrales de la shergottite Los Angeles et celles de laves amazoniennes suggère cependant que cette dernière puisse avoir une composition également représentative de certaines laves amazoniennes. Pour finir, on a s'est demandé dans la section 4.2.1 quelle pouvait être la cause de la différence de composition entre les terrains noachiens qui semblent pauvres en olivine et les plaines et fonds de cratères hespériens qui sont enrichis en olivine. Les similitudes entre les signatures spectrales de la shergottite Shergotty et celles de certains terrains noachiens pourraient, si cette météorite a effectivement un âge ancien, indiquer une composition originellement pauvre en olivine dans les terrains noachiens plutôt qu'un appauvrissement en olivine à la suite d'un processus d'altération.

Seulement deux régions à la surface de Mars semblent montrer des signatures spectrales similaires à la météorite ALH84001. Ces régions situées au nord de la région de Syrtis Major et du bassin d'Hellas sont bien corrélées avec les régions précédemment détectées comme montrant des signatures de LCP ce qui est en accord avec la composition de cette météorite qui

est composée à 97% d'orthopyroxène [*Poulet et al., 2009c, Clenet, 2009*]. Ces régions sont également exclusivement situées dans des terrains noachiens ce qui est en accord avec l'âge vieux de cette météorite. On peut noter qu'au nord de la région d'Hellas, ces signatures semblent associées à des laves plus jeunes et sont en partie comprises dans l'unité Npl2 qui est l'unité noachienne la moins ancienne. Cette observation serait donc éventuellement plus en faveur de la nouvelle datation de ALH84001 qui lui donne un âge plus jeune de 4.1Ga contre 4.5Ga avant. On peut noter que la zone dans Valles Marineris détectée avec TES par *Hamilton et al.,* [2003] comme ayant des propriétés spectrales dans l'infrarouge thermique similaire à celle de la météorite ALH84001 n'est pas détectée dans cette étude.

La Nakhla étant principalement composée de pyroxène et de 15 % d'olivine, on pourrait s'attendre à retrouver des signatures spectrales similaires à cette météorite dans la plupart des régions enrichies en olivine étudiées dans le chapitre 4. Les résultats présentés dans la section précédente montrent cependant que ce n'est pas le cas. La Nakhla semble au contraire très peu représentative de ces régions et des ajustements acceptables, mais peu convaincants ne sont obtenus que dans la région de Thaumasia Planum. Ceci est plutôt en accord avec l'étude de *Hamilton et al.,* [2003] qui ne détecte cette météorite que pour quelques zones et avec des abondances très faibles proches de la limite de détection. Si on observe le spectre de la Nakhla dans l'infrarouge proche, on peut voir qu'il est en fait très différent des spectres typiques observés dans les régions enrichies en olivine. En effet, il montre un pic entre ses bandes d'absorption à 1 et 2 µm à 1.7 µm ce qui est très peu observé à la surface de Mars même dans des régions montrant de fortes signatures d'olivine. De plus, dans les rares régions où les signatures d'olivine sont assez fortes pour décaler ce pic de façon aussi importante, la bande d'absorption du pyroxène à 2 µm est généralement très faible ou inexistante, ce qui n'est pas le cas sur le spectre de la Nakhla qui montre une bande à 2 µm très marquée. Pour finir cette bande montre un minima à 2.3 µm alors que la plupart des spectres observés dans ces régions montrent une bande plus large avec un minima situé entre 2 et 2.2 µm. Les signatures spectrales de la Nakhla sont dues à sa composition particulière composée d'olivine riche en fer (Fa68) et de 74 % de HCP. Le fait qu'elles ne soient pas ou très peu observées à la surface de Mars suggère que cette composition n'est pas représentative de celle des laves enrichies en olivine ayant formé les dépôts mis en évidence dans la section 4. Ces dépôts étant essentiellement noachiens et hespériens, ces résultats sont en accord avec l'âge amazonien (1.3 Ga) mesuré pour cette météorite [*Nyquist et al., 2001 ; Bouvier et al., 2009*]. Les signatures spectrales particulières de la Nakhla pourraient donc être typiques des laves amazoniennes qui sont sur Mars enfouies en grande partie sous la poussière. La Nakhla étant un cumulat, il est également possible que ce type de signature ne soit pas du tout observable à la surface. Ces résultats pourraient cependant suggérer une évolution dans la composition des laves entre le Noachien-début Hespérien et le milieu de l'Amazonien.

Les signatures spectrales de la météorite Chassigny dans le proche infrarouge sont dominées par la bande d'absorption à 1 µm de l'olivine (Fo68) dont elle est composée à 98 %. Des signatures similaires sont principalement observées dans la région de Nili Fossae, en accord avec l'étude de *Hamilton et al.,* [2003], ainsi que dans les éjectas de deux cratères au nord de cette région et au niveau d'affleurements à proximité des bassins d'Argyre et d'Hellas. Bien que ce soit peu probable pour les affleurements qui sont observés sur des étendues spatiales trop faibles, les régions impactées par ces cratères et celle de Nili Fossae pourraient représenter de bons candidats pour la région source de cette météorite. Ces trois types de contextes géologiques ont cependant été étudiés en détail dans le chapitre 4 (section 4.2.2, 4.2.3, 4.2.5) et les signatures d'olivines qui y sont associées ont été interprétées comme provenant d'un matériau d'origine noachienne, ce qui n'est pas en accord avec l'âge jeune de 1.3 Ga mesuré pour cette météorite [*Nyquist et al., 2001 ; Bouvier et al., 2009*]. De même que pour les autres

météorites, il est possible que du matériau de composition similaire à celle de la Chassigny soit présent dans les régions amazoniennes recouvertes de poussières donc non observables depuis l'orbite. Cette météorite étant un cumulat, il est également possible qu'elle ait été excavée d'une couche présente en profondeur qui ne soit pas du tout visible à la surface. Dans tous les cas, si cette météorite est effectivement amazonienne, ces résultats suggèrent néanmoins que cette composition très riche en olivine ne soit pas restreinte au matériau crustal comme cela pourrait être suggéré par les détections depuis l'orbite, et que du matériau de composition similaire se soit formé jusqu'à des époques très récentes.

Pour finir ce chapitre, il est nécessaire de rappeler que la méthode utilisée ici est sujette à certaines limites qui peuvent biaiser ces résultats. La plupart des régions amazoniennes présentes à la surface de Mars sont recouvertes de poussière rendant impossible la comparaison de leurs compositions avec celles des météorites au travers de leurs signatures spectrales acquises depuis l'orbite. De plus certains terrains peuvent avoir été altérés depuis leur formation, comme c'est le cas pour les régions sombres de l'hémisphère nord [*Poulet et al., 2007*] et éventuellement certains terrains noachiens (section 4.2.1). La composition de surface de ces terrains, observée depuis l'orbite, pourrait donc être différente de leur composition d'origine et de celle des météorites qui ont probablement été excavées depuis des couches plus profondes et donc peut être non altérées. Cette méthode est également basée sur des spectres obtenus d'après un échantillon précis de ces météorites et ne reflétant peut-être pas la composition de la météorite dans son ensemble. Ces échantillons ont de plus été réduits en poudre ce qui peut avoir des effets sur les signatures spectrales et particulièrement sur celles de la Chassigny dont la forme et la profondeur de la signature à 1 μm de l'olivine dépendent fortement de la taille de grains.

Conclusion

Dans ce travail de thèse, je me suis principalement intéressée à l'évolution du volcanisme et de l'activité interne de Mars. Ce travail s'est basé sur l'analyse minéralogique et morphologique de la surface de Mars en utilisant le jeu de données de l'imageur hyperspectral OMEGA dans le visible et le proche infrarouge. Ce jeu de données correspond à 3.6 années martiennes d'observations. Il donne accès à une couverture quasi globale (90 % à 97 % sans le filtre sur les aérosols) de la surface de Mars, à une résolution allant d'une centaine de mètres à quelques kilomètres. Il a ainsi permis la cartographie à l'échelle globale des principaux minéraux observables à la surface de Mars, avec une résolution permettant des analyses locales. Les minéraux étudiés et cartographiés dans cette thèse sont d'une part des constituants mafiques, pyroxènes et olivines, dont la distribution spatiale pose des contraintes fortes sur l'évolution volcanique et interne de Mars ; et d'autre part des phases ferriques, distinguant l'ensemble des minéraux contenant l'ion Fe^{3+} des oxydes ferriques nanophases. Elles permettent de jauger l'état d'oxydation de la surface et de tracer la présence de poussière. L'acquisition des données dans l'infrarouge proche ayant cessé depuis août 2010 pour des raisons techniques, les cartes globales construites lors de cette thèse représentent des produits complets et finaux ; ils sont disponibles sous ArcGIS, tant pour une utilisation à l'échelle globale que locale.

La construction de ces cartes a nécessité un travail lourd de sélection des données afin de prendre en compte le vieillissement du détecteur, les artéfacts instrumentaux ainsi que les conditions surfaciques (glaces d'eau et de CO_2) et atmosphériques (aérosols) qui peuvent affecter certaines observations. Cette étape de filtrage ainsi que la méthode de cartographie sont maintenant automatisées et pourront à l'avenir être appliquées de manière systématique à de nouveaux critères spectraux afin de générer de nouvelles cartes globales à partir des données OMEGA. Elles ont permis en particulier de cartographier les régions sources possibles de certaines météorites martiennes.

Ces doubles approches globale/locale et morphologie/minéralogie, que fournissent les données OMEGA, en replaçant les données minéralogiques et morphologiques dans leur contexte spatial et temporel, nous ont permis d'aborder certains aspects de l'évolution martienne avec une vision globale. Les principaux résultats obtenus ainsi que les perspectives qu'ils entrainent peuvent être regroupés en quatre sections, correspondant à quatre périodes jalonnant l'histoire de Mars : composition du manteau et formation de la croûte primaire ; composition de la croûte noachienne/primitive ; volcanisme durant l'Hespérien ; et époque amazonienne.

La composition du manteau et formation de la croûte primaire:

Les petites buttes enrichies en olivine observées sur la terrasse des deux bassins Argyre et Hellas, interprétées dans cette étude comme étant des matériaux du manteau et de la croûte fondue éjectés pendant l'impact, pourraient être les seuls témoins directs de la composition du manteau qui jusqu'ici a été principalement contrainte à partir de celle des météorites martiennes. La composition de ces buttes, déterminée d'après les signatures spectrales et un modèle de transfert radiatif, semble à dominante forstéritique. Ceci suggère que le manteau supérieur de Mars est composé d'olivine plutôt pauvre en fer, en accord avec une formation de la croûte primitive à partir de la cristallisation du manteau suivie de son overturn [*Elkins-Tanton et al., 2005a*].

La croûte noachienne ou primitive :

La croûte noachienne, qui forme la majeure partie des terrains anciens de l'hémisphère sud, apparaît depuis l'espace comme pauvre en olivine. Toutefois, certains grands cratères des plaines du nord capables d'excaver la croûte la plus profonde (noachienne ou primitive), ainsi que des petites buttes observées autour du bassin d'Hellas et interprétées comme étant du matériau crustal remonté à la surface pendant l'impact, montrent des signatures d'olivine. Ces observations, en accord avec les observations CRISM [*Carter et al., 2010 : Skok et al., 2011*],

suggèrent que cette croûte très ancienne a pu être enrichie en olivine au moins en certains endroits. La similarité entre certaines de ces détections et la météorite Chassigny suggère de plus que cette croûte ancienne pourrait avoir une composition similaire, plutôt pauvre en fer (Fo68). L'absence d'éjectas enrichis en olivine associés aux nombreux grands cratères de l'hémisphère sud, comme cela est observé dans les plaines du nord, soulève cependant certaines questions : cette croûte très ancienne pourrait-elle être enfouie plus profond dans les terrains de l'hémisphère sud ? Cet enrichissement en olivine n'est-il que local et présent dans certaines régions seulement ? Est-ce que cette croûte enrichie en olivine est plus spécifique aux plaines du nord et reliée aux processus à l'origine de la dichotomie globale ?

La présence de cette couche ancienne enrichie en olivine, enfouie en profondeur, pose la question de l'absence d'olivine dans la croûte noachienne, a priori plus jeune, qui compose la majeure partie des terrains de l'hémisphère sud et qui est visible depuis l'orbite. La composition pauvre en olivine de ces terrains noachiens pourrait refléter la composition originelle des laves noachiennes qui seraient appauvries en olivine, ce qui serait soutenu par un âge vieux de la météorite Shergotty. De manière alternative il est possible que ces terrains aient subi une altération importante et en profondeur, probablement pendant la période Noachienne. Une meilleure compréhension de l'environnement présent à l'époque noachienne, ainsi qu'une meilleure contrainte de l'âge des météorites martiennes pourrait donc permettre de mieux comprendre la faible teneur en olivine des terrains noachiens qui composent la majeure partie de l'hémisphère sud. Une étude plus approfondie des spectres typiques de ces régions, en essayant de mettre en évidence une évolution dans leur composition et dans leur altération éventuelle en fonction de l'âge des unités auxquels elles sont reliées, pourrait également apporter quelques éléments de réponse.

Le volcanisme durant l'Hespérien :

Un des principaux résultats de cette étude est la mise en évidence d'un événement de volcanisme planétaire enrichi en olivine durant le début de l'Hespérien. Cet événement serait responsable du remplissage des plaines du nord ainsi que des dépressions et des cratères présents dans les terrains de l'hémisphère sud. Il pourrait également être à l'origine de la couche d'olivine observée dans Valles Marineris et des premiers stades de volcanisme dans les grandes plaines et paterae hespériennes. La composition enrichie en olivine de cet évènement, ainsi que son ampleur planétaire, suggère une remontée globale de magma par volcanisme fissural, c'est-à-dire directement depuis le manteau au travers de fractures présentes dans la croûte. Il peut être assimilé à celui ayant permis la formation des mers lunaires et résultant du chauffage du manteau par les éléments radioactifs à longues constantes de temps. La mise en évidence de cet événement ouvre des perspectives qui pourraient permettre de poser des nouvelles contraintes importantes sur l'évolution de la planète.

Ces nombreux dépôts volcaniques hespériens enrichis en olivine, mis en évidence dans cette thèse, augmentent de façon importante le taux de resurfaçage volcanique durant cette période, précédemment estimé à partir d'études morphologiques [*Tanaka et al., 1988 ; Head et al., 2002*]. Cette augmentation pourrait également affecter celle de la quantité de gaz libéré dans l'atmosphère à cette époque [*Craddock and Greeley*, 2009]. Une étude stratigraphique plus détaillée de certains de ces dépôts, afin de calculer l'épaisseur moyenne de lave qui a rempli ces cratères et dépressions, s'avère donc nécessaire afin de ré-estimer avec précision le taux de resurfaçage volcanique durant cette période et de mieux évaluer les effets potentiels de ce volcanisme sur l'environnement martien, et s'il avait pu être en partie responsable du changement climatique global qui a eu lieu entre l'époque Noachienne et l'époque hespérienne [*Phillips et al. 2001 ; Bibring et al. 2006*].

La composition particulière de cet événement de volcanisme planétaire, qui semble montrer une composition mafique voire ultramafique, pose de nouvelles contraintes sur les modèles de composition et de stratigraphie du manteau ainsi que ceux qui simulent l'évolution interne de Mars, comme cela a été fait par Baratoux et al., [2011] à partir de la composition chimique de certaines régions volcaniques obtenues à partir des données GRS. L'enrichissement en olivine de ces laves hespériennes, par rapport aux laves noachiennes, pourrait indiquer une

évolution dans la température du manteau : refroidissement durant le Noachien, suivi d'une ré-augmentation de la température au début de l'Hespérien, reflétant une modification des sources internes de chaleur, ou une évolution dans la profondeur de formation des magmas. Poser des contraintes sur ces modèles suppose cependant de déterminer la composition du magma ayant formé les laves enrichies en olivine caractéristiques de cet événement de volcanisme de façon exacte. Cette caractérisation de la composition pourrait également inclure l'étude de la composition du pyroxène également présent dans ces laves dont la teneur en Ca (LCP vs HCP) est également très dépendante des conditions interne de la planète. En plus d'une analyse plus poussée avec les données OMEGA, l'utilisation des données CRISM s'avèrera probablement nécessaire sur certaines régions. Un croisement des signatures spectrales dans le visible et le proche infrarouge, avec les données dans l'infrarouge thermique obtenues des instruments TES et THEMIS, permettrait ensuite de mieux décorréler les différents facteurs entrant en jeu dans la composition (teneur en fer, taille de grains, abondance, échelle d'hétérogénéité), et d'en obtenir une meilleure détermination.

La relation reliant cet évènement de volcanisme fissural planétaire et le volcanisme au niveau des grands massifs volcaniques (grandes plaines volcaniques ou paterae) hespériens tels que Syrtis Major, Hesperia Planum et Thaumasia Planum reste à être précisée. Ces massifs semblent avoir connu plusieurs épisodes de volcanisme dont l'un pourrait être relié à cet évènement de volcanisme planétaire, comme le suggèrent les signatures d'olivine dans les éjectas des certains cratères et dans la caldera de Syrtis Major. Ces massifs pourraient également constituer des régions sources possibles pour les météorites Shergotty et Los Angeles, leurs différents stades de volcanisme pouvant alors refléter la diversité des compositions des shergottites. Ceci serait en accord avec un âge ancien de ces météorites. Mettre en évidence le lien entre ces massifs volcaniques et l'événement global de volcanisme hespérien et/ou les shergottites nécessiterait une meilleure contrainte de leur stratigraphie. Une étude similaire à celle de *Baratoux et al.* [2007] réalisée dans Sytis Major pourrait permettre de mieux comprendre la stratigraphie des laves et donc l'origine et l'évolution du volcanisme dans ces régions.

L'origine noachienne ou hespérienne, et intrusive ou extrusive, de la couche enrichie en olivine observée dans Valles Marineris n'est pas très bien contrainte par les données OMEGA. Une analyse à plus haute résolution en utilisant les données CRISM permettrait de suivre cette couche à travers Valles Marineris afin d'en déterminer l'étendue. La détection de cette couche dans les flancs suggèrerait par exemple une origine plutôt intrusive. À nouveau, une meilleure détermination de la composition de cette couche pourrait permettre de déterminer si elle est reliée à l'événement de volcanisme global hespérien, et éventuellement à la région de Chryse Planitia.

Pour finir, on peut également noter que la présence d'olivine dans certains éjectas de cratères des plaines du nord suggère que les sédiments basaltiques qui recouvrent ces régions sont présents sur une couche de moins de 100 m d'épaisseur, et qu'ils pourraient avoir la même origine que l'olivine, c'est-à-dire provenir de volcanisme local. Une analyse similaire à celle de *Salvatore et al.* [2010] réalisée avec CRISM dans la région de Chryse et Acidalia Planitia pourrait être appliquée dans les autres régions des plaines du nord afin de mieux comprendre la stratigraphie de ces terrains et l'histoire complexe de ces régions. Pour aller plus loin, on pourrait également utiliser des modèles de simulations d'impacts tels que celui développé par *Barnhart and Nimmo*, [2011]. Enfin, l'olivine s'altérant rapidement, sa présence dans les plaines du nord, la faible épaisseur des sédiments, leur composition basaltique ainsi que l'absence de bande à 1.9 µm sont autant d'arguments contre la présence pérenne et en grande quantité d'eau dans ces régions, après la formation de ces cratères (datés de l'Hespérien-Amazonien).

Période amazonienne :

La période amazonienne semble avoir été le lieu d'une oxydation importante de la surface ayant mené à la formation d'une quantité importante de poussière recouvrant une

grande partie de la surface de Mars. Cette poussière est principalement observée sur les terrains les plus jeunes également formés pendant l'Amazonien et sa distribution semble stable avec le temps suggérant que son accumulation et/ou sa formation dans ces régions soient récentes et qu'elles résultent de processus de soulèvement et de redéposition de cette poussière agissant de la même manière. La présence de cette poussière accumulée sur les deux régions volcaniques majeures, Tharsis et Elysium, qui abritent parmi les seules traces de volcanisme amazonien représente cependant un grand obstacle à l'étude du ce dernier depuis l'orbite. Dans ce travail de thèse, un seul exemple de dépôt d'olivine pourrait être associé au volcanisme dans Elysium et avoir une origine amazonienne. Une étude antérieure, portant sur des laves amazoniennes de la région de Noctis Labyrinthus, n'a pas mis en évidence d'olivine [*Mangold et al., 2010*]. Dans la même région, des laves amazoniennes montrent des signatures spectrales similaires à celles de la météorite Los Angeles, qui semblent également représentatives de certains massifs volcaniques hespériens. La météorite Nakhla, qui contient 15 % d'olivine, est datée de l'Amazonien et ne semble pas être représentative de la composition des laves hespériennes enrichies en olivine mises en évidence dans cette thèse, suggérant une évolution dans la composition des laves entre l'Hespérien et l'Amazonien. À l'inverse, la météorite Chassigny, également datée de l'Amazonien, montre une composition qui semble en accord avec celle du matériau noachien/primitif. Ces résultats sont difficiles à réconcilier, et appellent une analyse minéralogique plus détaillée des terrains amazoniens pour mieux comprendre l'évolution de la composition des laves à travers l'histoire de Mars. Si les laves amazoniennes présentent un enrichissement en olivine comme les laves hespériennes, cela questionnerait à nouveau l'absence d'olivine dans les terrains d'âge noachien. Si au contraire ces laves amazoniennes sont plutôt pauvres en olivine, cela pourrait suggérer que l'enrichissement en olivine est spécifique aux laves hespériennes. Il pourrait résulter soit de conditions particulières dans le manteau à cette époque, soit du fait qu'elles sont arrivées en surface directement depuis le manteau sans fractionnement majeur. Étant donné le nombre réduit de régions montrant des laves amazoniennes et leur faible étendue spatiale, CRISM semble cependant mieux adapté à cette étude qu'OMEGA.

Ce travail de thèse a mis en évidence les potentialités de l'imagerie hyperspectrale pour retracer l'histoire planétaire, par le couplage entre la caractérisation de la composition qu'offre la spectroscopie, et la localisation spatiale issue de l'imagerie : la mise en contexte morphologique fournit la dimension temporelle requise. Avec sa couverte globale à échelle kilométrique, et son mode haute résolution sub-kilométrique, OMEGA permet des caractérisations locales retraçant les processus magmatiques tout au long de l'histoire de Mars. Pour autant, des incertitudes majeures demeurent, que la spectroscopie de réflectance ne permet pas de lever. Certains indices de l'évolution volcanique ne se trouvent qu'à l'état de signatures non détectables depuis l'orbite : des mesures in situ constituent un complément indispensable. C'est ce que la mission MSL/Curiosity, qui vient juste de démarrer ses opérations au sol, va en partie réaliser, grâce à des analyses élémentaires, en éléments majeurs, mineurs et traces (instruments ChemCam et APXS) et à des mesures par diffraction électronique (instrument CheMin). Nous espérons que cela préparera une mission de retour d'échantillons (Mars Sample Return), qui offrira de caractériser et de dater des échantillons, jusqu'à l'échelle de leurs grains individuels, pour suivre avec une précision jamais atteinte l'évolution magmatique et tectonique de Mars depuis sa formation.

Bibliographie

Acuna, M. H., J. E. P. Connerney, N. F. Ness, R. P. Lin, D. Mitchell, C. W. Carlson, J. McFadden, K. A. Anderson, H. Reme, C. Mazelle, D. Vignes, P. Wasilewski, and P. Cloutier (1999), Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284:790, doi : 10.1126/science.284.5415.790.

Agee, C. B., & Draper, D. S. (2004). Experimental constraints on the origin of Martian meteorites and the composition of the Martian mantle. *Earth Planet. Sci. , 224*, 415-429.

Arvidson, R. ~E., Christensen, P. ~R., Garvin, J., & Mellon, M. (2002). On the Distribution and Implications of Mantled and Exhumed Terrains on Mars. In R. Strom, P. Bo, M. Walker, & N. Rendong (Eds.), *Astrophysics and Space Science Library* (Vol. 278, p. 3).

Arvidson, R. E., Poulet, F., Morris, R. V., Bibring, J.-P., Bell, J. F., Squyres, S. W., Christensen, P. R., et al. (2006a). Nature and origin of the hematite-bearing plains of Terra Meridiani based on analyses of orbital and Mars Exploration rover data sets. *Journal of Geophysical Research*, *111*(E12), 1–19. doi:10.1029/2006JE002728

Arvidson, R. E., Squyres, R. C., & Anderson, R. C. (2006b). Overview of the Spirit Mars Exploration Rover Mission to Gusev crater: landing site to Backstay Rock in the Columbia Hills. *J. Geophys. Res. , 111* (E02S01).

Baird, A. K. and B. C. Clark (1981), On the original igneous source of Martian fines, *Icarus* 45, 113–23

Baker, V. ~R., Strom, R. ~G., Gulick, V. ~C., Kargel, J. ~S., Komatsu, G., & Kale, V. ~S. (1991). Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars. \nat, 354, 86–87. doi:10.1038/354086a0

Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., and Christensen, P. R. (2000). A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES. *Science*, *287*, 1626–1630. doi:10.1126/science.287.5458.1626

Bandfield, J. L. (2002). Global mineral distributions on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *107*, 5042. doi:10.1029/2001JE001510

Bandfield, J. L., and Smith, M. D. (2002). Spectral Properties of Martian High Albedo Regions From MGS-TES. *AGU Spring Meeting Abstracts*, A7.

Bandfield, J. L., and Rogers, A. D. (2008). Olivine dissolution by acidic fluids in Argyre Planitia, Mars: Evidence for a widespread process. *Geology*, *36*(7), 579. doi:10.1130/G24724A.1

Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Christensen, P. R., and McSween, H. Y. (2004). Identification of quartzofeldspathic materials on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *109*, 10009. doi:10.1029/2004JE002290

Bandfield, J. L., Rogers, A. D., and Edwards, C. S. (2011). The role of aqueous alteration in the formation of martian soils. *Icarus*, *211*(1), 157–171. doi:10.1016/j.icarus.2010.08.028

Banin, A., Han, F. X., Kan, I., & Cicelsky, A. (1997). Acidic volatiles and the Mars Soil. *J. Geophys. Res. , 102* (E6), 13341-13356.

Baratoux, D., Pinet, P., Gendrin, a., Kanner, L., Mustard, J., Daydou, Y., Vaucher, J., et al. (2007). Mineralogical structure of the subsurface of Syrtis Major from OMEGA observations of lobate ejecta blankets. *Journal of Geophysical Research*, *112*(E8), 1–30. doi:10.1029/2007JE002890

Baratoux, David, Toplis, M. J., Monnereau, M., & Gasnault, O. (2011). Thermal history of Mars inferred from orbital geochemistry of volcanic provinces. *Nature*, *472*(7343), 338–41. doi:10.1038/nature09903

Barlow N. G. 1997. The search for possible source craters for martian meteorite ALH 84001 (abstract #1661). 28th Lunar and Planetary Science Conference. CD-ROM.

Barnhart, C. J., & Nimmo, F. (2011). Role of impact excavation in distributing clays over Noachian surfaces. Journal of Geophysical Research (Planets), 116, 1009. doi:10.1029/2010JE003629

Bell, J. F., III (1992), Charge-coupled device imaging spectroscopy of Mars 2: Results and implications for Martian ferric mineralogy, *Icarus*, 100, 575–597.

Bell, J. e. (2000). mineralogic and compositional properties of martien soil and dust: result from mars pathfinder. *105(E1)*.

Bell, J. F., Squyres, S. W., Arvidson, R. E., Arneson, H. M., Bass, D., Blaney, D., Cabrol, N., et al. (2004). Pancam multispectral imaging results from the Spirit Rover at Gusev Crater. *Science (New York, N.Y.)*, *305*(5685), 800–6. doi:10.1126/science.1100175

Bell III, J. F., Calvin, W. M., Farrand, W. H., Greeley, R., Johnson, J. R., Jolliff, B., Morris, R. V., et al. (2008). Mars Exploration Rover Pancam multispectral imaging of rocks, soils, and dust at Gusev crater and Meridiani Planum. In J. Bell III (Ed.), *The Martian Surface - Composition, Mineralogy, and Physical Properties* (p. 281).

Bell, J. (2008). *The Martian Surface : Compositio, Mineralogy, and Physical Properties.* Cambridge Univsersity Press.

Bellucci,G., et al. (2006), OMEGA/Mars Express: Visual channel performances and data reduction techniques, *Planet. Space Sci., 54*, 675-684, doi:10.1016/j.pss.2006.03.006

Berman, D. ~C., & Hartmann, W. ~K. (2002). Recent Fluvial, Volcanic, and Tectonic Activity on the Cerberus Plains of Mars. *icarus*, *159*, 1–17. doi:10.1006/icar.2002.6920

Bertka, C. M., and J. R. Holloway (1994), Anhydrous partial melting of an iron-rich mantle, I.: Subsolidus phase assemblages and partial melting phase relations at 10 to 30 kbar, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 313–322.

Bertka, C. M. and Fei, Y. (1996) Constraints on the mineralogy of an iron-rich martian mantle from high-pressure experiments. *Plant. Space Sci.*, 44(1)

Bertka, C. M. and Fei, Y. (1997), Mineralogy of the martian interior up to core-mantle boundary pressures. *J. Geophys. Res*, 102(B3).

Bertka, C. M., and Fei,Y. (1998a). Density profile of an SNC model Martian interior and the moment-of-inertia factor of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, *157*, 79–88. doi:10.1016/S0012-821X(98)00030-2

Bertka, C. M. and Fei, Y. (1998b). Implications of mars pathfinder data for the accretion history of the terrestrial planets. Science, 281 :1838_1840.

Bibring, J.-P., et al. (2004) OMEGA:Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, *Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA SP 1240,* 37-49

Bibring, J.-P., langevin, Y., Gendrin, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., et al. (2005). Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science , 307* (5715), 1576-1581.

Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. ∼F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., et al. (2006). Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, *312*, 400–404. doi:10.1126/science.1122659

Bibring, J.-P. (2009). OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. *Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA SP-1291* , 75-95.

Bishop, J. L., Tirsch, D., Tornabene, L., Jaumann, R., McEwen, A. S., McGuire, P. C., Ody, A., Poulet, F. et al., (2012), Mineralogy and morphology of geologic units at Lybia Montes, Mars : Ancient outcrops, mafic flows, fluvial features, impacts, *J. Geophys. Res*, in press

Bogard, D. D. and P. Johnson (1983), Martian Gases in an Antarctic Meteorite?, *Science*, 221, 651-654, doi:10.1126/science.221.4611.651

Bogard, D. D. et al. (1984), Noble gas contents of shergottites and implications for the Martian origin of SNC meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta,* 48, 1723–1739.

Bonello, G., et al. (2005), The ground calibration setup of OMEGA and VIRTIS experiments: Description and performances, *Planet. Space Sci.,53*, 711– 728.

Borg, L. E., and Draper, D. S. (2003). A petrogenic model for the origin and compositional variation of the martian basaltic meteorites. *Meteoritics and Planetary Science*, *38*, 1713–1731. doi:10.1111/j.1945-5100.2003.tb00011.x

Bouvier, A., Blichert-Toft J., Vervoort J.D., and Albarède F. (2005), The age of the SNC meteorites and the antiquity of the Martian surface, *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 221-233.

Bouvier, A., Blichert-Toft J., and Albarède F. (2009), Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 285-295.

Boynton, W. V.; Trombka, J. I.; Feldman, W. C.; Arnold, J. R.; Englert, P. A. J.; Metzger, A. E.; Reedy, R. C.; Squyres, S. W.; Waenke, H.; Bailey, S. H.,(1992) Science applications of the Mars Observer gamma ray spectrometer, *Journal of Geophysical Research* , vol. 97, p. 7681-7698

Boynton, W. V., Taylor, G. J., Evans, L. G., Reedy, R. C., Starr, R., Janes, D. M., Kerry, K. E., et al. (2007). Concentration of H, Si, Cl, K, Fe, and Th in the low- and mid-latitude regions of Mars. Journal of Geophysical Research (Planets), 112, 12. doi:10.1029/2007JE002887

Bridges, J. C. et al. (2001), Alteration Assemblages in Martian Meteorites: Implications for Near-Surface Processes, *Space Science Reviews,* 96, 365-392, doi: 10.1023/A:1011965826553.

Brückner, J., Dreibus, G., Gellert, R., Squyres, S. ~W., Wänke, H., Yen, A., & Zipfel, J. (2008). Mars Exploration Rovers: chemical composition by the APXS. In J. Bell III (Ed.), The Martian Surface - Composition, Mineralogy, and Physical Properties (p. 58).

Burns, R. G. (1993), Origin of Electronic Spectra of Minerals in the Visible and Near-Infrared region, *in Remote Geochemical Analysis : Elemental and Mineralogical Composition.* (C. M. Pieters, & P. J. Englert, Éds.) New York, USA: University of Cambridge.

Byrnes, J. M., and de Silva, S. L. (2003). Formation of Martian Paterae: Insights from Terrestrial Ignimbrite Shields. In S. Mackwell & E. Stansbery (Eds.), Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts (Vol. 34, p. 1175).
Cantor, B. A. (2007). MOC observation of the 2001 Mars planet-encircling dust storm. *Icarus , 186*, 60-96.

Carrozzo, F. G., F. Altieri, G. Bellucci, F. Poulet, E. D'Aversa, and J.-P. Bibring Iron mineralogy of the surface of Mars from the 1 μm band spectral properties J. Geophys. Res., doi:10.1029/2012JE004091, in press

Carter, J., F. Poulet, J.-P. Bibring and S. Murchie (2010), Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars, *Science*, 328, 1682-1686, doi: 10.1126/science.1189013

Carter (2011), Etude des minéraux hydrates à la surface de Mars par les imageurs hyperspectraux OMEGA/Mex et CRISM/MRO, Université Paris XI

Carter, J, F. Poulet, J.-P. Bibring, N. Mangold, and S. Murchie (2012), Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers: Updated global view, *J. Geophys. Res.*, Submitted

Catling, D. C., Leovy, C. B., Wood, S. E., & Day, M. D. (2011). A Lava Sea in the Northern Plains of Mars: Circumpolar Hesperian Oceans Reconsidered. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts* (Vol. 42, p. 2529).

Catling, D. C., Leovy, C. B., Wood, S. E., & Day, M. D. (2012). Does the Vastitas Borealis Formation Contain Oceanic or Volcanic Deposits? *LPI Contributions*, *1680*, 7031.

Chassefière, E., & Leblanc, F. (2004). Mars atmospheric escape and evolution; interaction with the solar wind. *Planteray and Space Science , 52*, 1039-1058.

Christensen, P. R. (1986). The spatial distribution of rocks on Mars. *icarus*, *68*, 217–238. doi:10.1016/0019-1035(86)90020-5

Christensen, P. R., and H. J. Moore (1992), The martian surface layer, in *Mars* edited by H. H. Kieffer et al., pp. 686-729, Univ. Arizona Press, Tucson.

Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Smith, M. D., Hamilton, V. E., & Clark, R. N. (2000a). Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data. *J. Geophys. Res. , 105* (E4), 9609-9621.

Christensen, P. R., et al. (2000b), Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer: Evidence for near-surface water, J. Geophys. Res., 105, 9623–9642.

Christensen, P. R.; Bandfield, J. L.; Hamilton, V. E.; Ruff, S. W.; Kieffer, H. H.; Titus, T. N.; Malin, M. C.; Morris, R. V.; Lane, M. D.; Clark, R. L.; Jakosky, B. M.; Mellon, M. T.; Pearl, J. C.; Conrath, B. J.; Smith, M. D.; Clancy, R. T.; Kuzmin, R. O.; Roush, T.; Mehall, G. L.; Gorelick, N.; Bender, K.; Murray, K.; Dason, S.; Greene, E.; Silverman, S.; Greenfield, M.(2001), Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10.

Christensen, P. R., et al. (2003), Morphology and composition of the surface of Mars: Mars Odyssey THEMIS results, *Science, 300*, 2056–2061, doi: 10.1126/science.1080885

Christensen, P. R., Wyatt, M. B., Glotch, T. D., Rogers, A. D., Anwar, S., Arvidson, R. E., Bandfield, J. L., et al. (2004a). Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES Experiment on the Opportunity Rover. Science, 306, 1733–1739. doi:10.1126/science.1104909

Christensen, P. R., Ruff, S. W., Fergason, R. L., Knudson, A. T., Anwar, S., Arvidson, R. E., Bandfield, J. L., et al. (2004b). Initial Results from the Mini-TES Experiment in Gusev Crater from the Spirit Rover. *Science*, *305*, 837–842. doi:10.1126/science.1100564

Christensen, Philip R.; Jakosky, Bruce M.; Kieffer, Hugh H.; Malin, Michael C.; McSween, Harry Y., Jr.; Nealson, Kenneth; Mehall, Greg L.; Silverman, Steven H.; Ferry, Steven; Caplinger, Michael; Ravine, Michael (2004c), The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission , Space Science Reviews, v. 110, Issue 1, p. 85-130

Christensen, P., et al. (2004c), The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission, Space Science Reviews, 110, 85-130.

Christensen, P. R., et al. (2005), Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations, *Nature*, 436, 504-509, doi: 10.1038/nature03639

Clancy, R. T., Wolff, M. J., & Christensen, P. C. (2003). Mars aerosols studies with the MGS TES emission phase function observations: Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude. *J. Geophys. Res. , 108* (E9).

Clark, B. C., Baird, A. K., Weldon, R. J., Tsusaki, D. M., Schnabel, L., & Candelaria, M. P. (1982). Chemical composition of Martian fines. *J. Geophys. Res. , 87*, 10059-10067.

Clark, R. ~N., & Hoefen, T. ~M. (2000). Spectral Feature Mapping with Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectra: Mineralogic Implications. AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #32 (Vol. 32, p. 1118).

Clenet (2009), Télédétection hyperspectrale : minéralogie et pétrologie, Application au volcan Syrtis Major (Mars) et à l'ophiolite d'Oman, Université Toulouse III

Colina, L., Bohlin, R. ~C., & Castelli, F. (1996). The 0.12-2.5 micron Absolute Flux Distribution of the Sun for Comparison With Solar Analog Stars. *aj*, *112*, 307. doi:10.1086/118016

Costard, F., Poulet, F., Bibring, J.-P., Baratoux, D., Mangold, N., Meresse, S., et al. (2006). Detection of Hydrated Minerals on Fluidized Ejecta Lobes from Omega Observations: Implications in the History of Mars. *Lunar Planet. Sci. Conf. 37th.* League City, Texas.

Craddock, R. A., and Greeley, R. (2009). Minimum estimates of the amount and timing of gases released into the martian atmosphere from volcanic eruptions. *icarus*, *204*, 512–526. doi:10.1016/j.icarus.2009.07.026

Croft, S. K. (1980), Cratering flow fields: Implications for the excavation and transient expansion stage of crater formation. Proc. Lunar Plan. Sci. Conf., 11th, 2347-2378.

Dalton, H. A., D. S. Musselwhite, W. S. Kieffer, and A. H. Treiman (2005), Experimental petrology of the basaltic shergottite Yamato 980459: Implications for the thermal structure of the Martian mantle, *Lunar Planet Sci., XXXVI*, abstract 2142.

Debaille, V., Brandon, A. D., Yin, Q. Z., and Jacobsen, B. (2007). Coupled ^142Nd-^143Nd evidence for a protracted magma ocean in Mars. \nat, 450, 525–528. doi:10.1038/nature06317

Debaille, V., Brandon, A. ~D., O'Neill, C., Jacobsen, B., & Yin, Q.-Z. (2009). Timescale of Martian Mantle Overturn Recorded in Nakhlite Martian Meteorites. Meteoritics and Planetary Science Supplement, 72, 5146.

Debaille, V., and A. D. Brandon (2011), mantle overturn as revealed by Nakhlites: What happened after, paper presented at 74th *Meteoritical Soc. Meet.*, abstract 5310

De Grenier, M., and P. Pinet (1995), Near opposition Martian limbdarkening: Quantification and implication for visible near infrared bidirectional reflectance studies, *Icarus*, 115, 354– 368.

DeHon, R. A., Martian volcanic materials: Preliminary thickness estimates in the eastern Tharsis region, *J. Geophys. Res*., 87, 9821– 9828, 1982.

Dreibus, G. and Wänke, H. (1985). Mars a volatile-rich planet. *Meteoritics*, 20 :367_ 382.

Edwards, C.S., P.R. Christensen and V.E. Hamilton (2008), Evidence for extensive olivine-rich basalt bedrock outcrops in Ganges and Eos chasmas, Mars, *J. Geophys. Res*., 113, E11003, doi:10.1029/2008JE003091

Edwards, C. S., J.L. Bandfield, P.R. Christensen, and R. L. Fergason (2009), Global distribution of bedrock exposures on Mars using THEMIS high-resolution thermal inertia, *J. Geophys, Res.*, 114, E11, doi: 10.1029/2009JE003363

Edwards, C. S., and Christensen, P. R. (2011). Evidence for a Widespread Olivine-Rich Layer on Mars: Identification of a Global Impact Ejecta Deposit? *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts* (Vol. 42, p. 2560).

Elkins-Tanton, L. T., Parmentier, E. M., and Hess, P. C. (2003). Magma ocean fractional crystallization and cumulate overturn in terrestrial planets: Implications for Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, *38*, 1753–1771. doi:10.1111/j.1945-5100.2003.tb00013.x

Elkins-Tanton, L. T., P. C. Hess, and E. M. Parmentier (2005a), Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes, *, J. Geophys. Res.*, 110, E12, doi: 10.1029/2005JE002480

Elkins-Tanton, L. T., Zaranek, S. E., Parmentier, E. M., and Hess, P. C. (2005b). Early magnetic field and magmatic activity on Mars from magma ocean cumulate overturn. Earth and Planetary Science Letters, 236, 1–12. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.044

Encrenaz, T., Melchiorri, R., Fouchet, T., Drossart, P., Lellouch, E., Gondet, B., et al. (2005). A mapping of martian water sublimation during early northern summer using OMEGA/Mars Express. *A & A , 441* (3), p.9-12.

Farrand, W. H., Bell, J. F., Johnson, J. R., Bishop, J. L., & Morris, R. V. (2008). Multispectral imaging from Mars Pathfinder. Dans J. B. III (Éd.), *The Martian Surface - Composition, Mineralogy, and Physical Properties* (p. p. 265). Cambridge University Press.

Fei, Y. and Bertka, C. (2005), The interior of mars, *Science*, 308, 1120_1121

Fergason, R. L., Christensen, P. R., Bell, J. F., Golombek, M. P., Herkenhoff, K. E., and Kieffer, H. H. (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. doi:10.1029/2005JE002583

Flahaut, J., Mustard, J. F., Quantin, C., Clenet, H., Allemand, P., and Thomas, P. (2011). Dikes of distinct composition intruded into Noachian-aged crust exposed in the walls of Valles Marineris. *grl*, *38*, 15202. doi:10.1029/2011GL048109

Flahaut J. et al., (2012), 'Pristine Noachian crust and key geologic transitions in the walls of Valles Marineris: insights into early igneous processes on Mars.' Icarus, 221(1), 420-435, doi:10.1016/j.icarus.2011.12.027.

Foley, C. N., Economou, T., & Clayton, R. N. (2003). Final chemical results from the Mars Pathfinder alpha proton X-ray spectrometer. *J. Geophys. Res. , 108* (E12).

Foley, C. N., Wadhwa, M., Borg, L. E., Janney, P. E., Hines, R., & Grove, T. L. (2005). The early differentiation history of Mars from 182W-142Nd isotope systematics in the SNC meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta , 69* (18), 4557-4557.

Foley, C. N., Economou, T. E., Clayton, R. N., Brückner, J., Dreibus, G., Rieder, R., and Wänke, H. (2008). Martian surface chemistry: APXS results from the Pathfinder landing site. In J. Bell III (Ed.), The Martian Surface - Composition, Mineralogy, and Physical Properties (p. 35).

Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., et al. (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *jgr*, *104*, 24155–24176. doi:10.1029/1999JE001025

Frey, H., and R. A. Schultz (1988), Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars, *Geophys. Res. Lett*., 15, 229–232.
Frey, H. V., C. E. Doudnikoff, and A. M. Mongeon (1991), Are Noachian-Age ridged plains (Nplr) actually Early Hesperian in age?, Proc. *Lunar Planet. Sci. Conf. 21st*, 635– 644

Gaffey, S. J., L. A. McFadden, D. Nash, and C. Pieters (1993), Ultraviolet, visible and near-infrared reflectance spectroscopy: Laboratory spectra of geologic materials, in *Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition*, edited by C. Pieters and P. A. J. Englert, pp. 43– 77, Cambridge Univ. Press, New York.

Geissler, P. E. (2005). Three decades of Martian surface changes. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *110*, 2001. doi:10.1029/2004JE002345

Gellert, R., Rieder, R., Brückener, J., Clark, B. C., Dreibus, G., Klingelhofer, G., et al. (2006). Alpha Particle X-Ray Spectrometer (APXS): Results from Gusev crater and calibration report. *J. Geophys. Res. , 111* (E2).

Gendrin (2004), Minéralogie de Mars : l'expérience OMEGA, Université Paris XI

Gendrin, A., Mangold, N., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Poulet, F., Bonello, G., et al. (2005). Sulfates in Martian Layered Terrains: The OMEGA/Mars Express View. *Science*, *307*, 1587–1591. doi:10.1126/science.1109087

Goetz, W. (2005). Indocation of drier periods on Mars from the chemistry and mineralogy of atmospheric dust. *Nature , 436* (7047), 62-65.

Gomes, R., H. F. Levison, K. Tsiganis, and A. Morbidelli (2005), Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets, *Nature*, 435, 466-469

Goudge, T. A., J. F. Mustard, J. W. Head, and C. I. Fassett (2011), Open-Basin Lakes on Mars: A Study of Mineralogy Along a Paleolake Chain, paper presented at 42nd *Lunar Planet. Sci. Conf.*, The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1608, p.2244

Greeley, R. and B. D. Schneid (1991), Magma generation on Mars - Amounts, rates, and comparisons with earth, moon, and Venus, *Science*, 254, 996-998, doi: 10.1126/science.254.5034.996

Greeley, R. and Spudis, P. (1981). Volcanism in the cratered terrain hemisphere of mars. Rev. Geophys. Space. Phys., 19 :13_41.

Greeley, R., Foing, B. ~H., McSween, H. ~Y., Neukum, G., Pinet, P., van Kan, M., Werner, S. ~C., et al. (2005). Fluid lava flows in Gusev crater, Mars. Journal of Geophysical Research (Planets), 110, 5008. doi:10.1029/2005JE002401

Grott, M., Hauber, E., Werner, S. ~C., Kronberg, P., & Neukum, G. (2005). High heat flux on ancient Mars: Evidence from rift flank uplift at Coracis Fossae. *grl*, *32*, 21201. doi:10.1029/2005GL023894

Haberle, R. M. et al. (2006), Formation of glaciers on Mars by atmospheric precipitation at high obliquity, *Science*, 311, 368-371.

Halliday, A. N., Wänke, H., Birck, J.-L., and Clayton, R. N. (2001). The Accretion, Composition and Early Differentiation of Mars. \ssr, 96, 197–230.

Hamilton, V. ~E., McSween Jr., H. ~Y., & Christensen, P. ~R. (2001). Searching for Martian Meteorite Source Regions Using Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer Data. Meteoritics and Planetary Science Supplement, 36, 75.

Hamilton, V. E., Christensen, P. R., McSween Jr., H. Y., and Bandfield, J. L. (2003). Searching for the source regions of martian meteorites using MGS TES: Integrating martian meteorites into the global distribution of igneous materials on Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, *38*, 871–885. doi:10.1111/j.1945-5100.2003.tb00284.x
Hamilton, V. E., and Christensen, P. R. (2005). Evidence for extensive, olivine-rich bedrock on Mars. Geology, 33(6), 433. doi:10.1130/G21258.1

Hamilton, V. E., McSween, H. Y., and Hapke, B. (2005). Mineralogy of Martian atmospheric dust inferred from thermal infrared spectra of aerosols. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *110*, 12006. doi:10.1029/2005JE002501

Hapke, B., (1981), Bidirectional reflectance spectroscopy. 1. Theory, J. Geophys. Res, 86, 3039–3054

Hapke, B. (1984), Bidirectional reflectance spectroscopy 3. correction for macroscopic roughness, *Icarus*,59:41–59, 1984.

Hapke, B. (1986), Bidirectional reflectance spectroscopy 4. the extinction coefficient and the opposition Effect, *Icarus*, 67:264–280.

Hapke, B. (2002), Bidirectional reflectance spectroscopy 5. the coherent backscatter opposition effect and anisotropic scattering*, Icarus*, 157:523–534.

Hartmann, W. K. and Neukum G. (2001), Cratering chronology and the evolution of Mars, *Space Science review,* 96, 165-194.

Hartmann, W. ~K. (2005). Martian cratering 8: Isochron refinement and the chronology of Mars. \icarus, 174, 294–320. doi:10.1016/j.icarus.2004.11.023

Haskin, L. A., et al. (2005), Water alteration of rocks and soils from the Spirit rover site, Gusev Crater, Mars, *Nature*, 436, 66– 69, doi:10.1038/nature03640.

Head, J. W., Kreslavsky, M. A., and Pratt, S. (2002). Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *107*, 5003. doi:10.1029/2000JE001445

Hiesinger, H., J. W. Head III, U. Wolf, R. Jaumann, and G. Neukum (2003), Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum, *J. Geophys. Res.,* 108, 5065, doi: 10.1029/2002JE001985

Hiller, K. H., Neukum, G. P. O., Janle, P., Guest, J. E., and Lopes, R. M. C. (1982). Mars - Stratigraphy and gravimetry of Olympus Mons and its aureole. *jgr*, *87*, 9905–9915. doi:10.1029/JB087iB12p09905

Hoefen, T. ~M., Clark, R. ~N., Pearl, J. ~C., & Smith, M. ~D. (2000). Unique Spectral features in Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectra: Implications for Surface Mineralogy in Nili Fossae. AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts #32 (Vol. 32, p. 1118).

Hoefen, T. M., Clark, R. N., Bandfield, J. L., Smith, M. D., Pearl, J. C., & Christensen, P. R. (2003). Discovery of olivine in the Nili Fssae region of Mars. *Science (New York, N.Y.)*, *302*(5645), 627–30. doi:10.1126/science.1089647

Hurowitz, J. A., McLennan, S. M., Tosca, N. J., Arvidson, R. E., Michalski, J. R., Ming, D. W., Schröder, C., et al. (2006). In situ and experimental evidence for acidic weathering of rocks and soils on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *111*, 2. doi:10.1029/2005JE002515

Ivanov, B. A. (2001), Mars/Moon Cratering Rate Ratio Estimates*, Space Sci. Rev.*, 96, 87-104

Jagoutz, E. et al. (1994), ALH 84001: alien or progenitor of the SNC family?, *Meteoritics*, 29,478–479.

Jakosky, B.M. and P.R. Christensen (1986), Global duricrust on Mars: Analysis of remote-sensing data, *J. Geophys. Res.*, 91, 3547–3559, doi: 10.1029/JB091iB03p03547

Jaumann, R., et al. (2007), The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission, *Planet. Space Sci.,* 55, 928-952, doi: 10.1016/j.pss.2006.12.003

Jones J. H. (1985). The youngest meteorites: III. Implications of 180 m.y. igneous activity on the SPB. *16th Lunar and Planetary Science Conference*. pp. 408–409.

Jouglet, D., et al. (2007), Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 1. Analysis of the 3 μm hydration feature, *J. Geophys. Res., 112,* E08S06,doi:10.1029/2006JE002846

Jouglet (2008), Hydratation de la surface de Mars vu par l'imageur spectral OMEGA, Université Paris XI

Karunatillake, S., Keller, J. M., Squyres, S. W., Boynton, W., Brückener, J., Janes, D. M., et al. (2007). Chemical compositions at Mars landing sites subject to Mars Odyssey Gamma Ray Spectrometer constraints. *J. Geophys. Res. , 112* (E08S90).

Kiefer, W. S. (2003). Gravity Evidence for Extinct Magma Chambers on Mars: Tyrrhena Patera and Hadriaca Patera. In S. Mackwell & E. Stansbery (Eds.), *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts* (Vol. 34, p. 1234).

Kiefer, W. S. (2004). Gravity evidence for an extinct magma chamber beneath Syrtis Major, Mars: a look at the magmatic plumbing system. *Earth and Planetary Science Letters*, *222*, 349–361. doi:10.1016/j.epsl.2004.03.009

Kieffer, H.H., T. Z. Martin, A. R. Peterfreund, B. M. Jakosky, E. D. Miner, and F. D. Palluconi (1977), Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission, *J. Geophys, Res.*, 82, 4249–4291, doi: 10.1029/JS082i028p04249

Koeppen, W. C., & Hamilton, V. E. (2008). Global distribution, composition, and abundance of olivine on the surface of Mars from thermal infrared data. *Journal of Geophysical Research*, *113*(E5), 1–23. doi:10.1029/2007JE002984

Kuzmin, R. O., R. Greeley, R. Landheim, N. A. Cabrol, and J. D. Farmer (2000), Geologic map of the MTM-15182 and MTM-15187 quadrangles, Gusev Crater-Ma'adim Vallis region, Mars, U.S. Geol. Surv. Geol. Invest. Ser., Map I-2666, 8 pp., 1

Lane, M. D., and C. A. Goodrich (2010), High-Magnesian Olivine in the Argyre Rim: Derived from a Primitive Magma?, paper presented at 41st *Lunar Planet. Sci. Conf.*, The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1533, p.2094

Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P., & Gondet, B. (2005). Sulfates in the north polar region of Mars detected by OMEGA/Mars Express. *Science , 307*, pp.1585-1586.

Langevin, Y., Douté, S., Vincendon, M., Poulet, F., Bibring, J.-P., Gondet, B., Schmitt, B., et al. (2006). No signature of clear CO2 ice from the `cryptic' regions in Mars' south seasonal polar cap. *nat*, *442*, 790–792. doi:10.1038/nature05012

Langevin, Y., et al. (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, *J. Geophys. Res. 112,* E08S12, doi:10.1029/2006JE002841.

Langlais, M. E. Purucker, and M. Mandea (2004), Crustal magnetic Field of Mars, *J. Geophys. Res.*, 109 (E02008), doi : 10.1029/2003JE002048.

Langlais, B. and M. Purucker (2007), A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera, Mars, *Planetary and Space Science*, 55 :270{279). doi : 10.1016/j.pss.2006.03.008.

Lapen, T. J., M. Righter, A. D. Brandon, V. Debaille, B. L. Beard, J. T. Shafer and A. H. Peslier (2010), A Younger Age for ALH84001 and Its Geochemical Link to Shergottite Sources in Mars; *Science,* 328, 347-351, doi:10.1126/science.1185395.

Laskar, J., Correia, A. C., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., & Robutel, P. (2004). Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus , 170* (2), p. 343-364.

Lemmon, M. T. (2004). Atmospheric imaging results from the Mars Exploration Rovers: Spirit and Opportunity. *Science , 306*, 1753-1756.

Lemmon, M. T. ; et al. Atmospheric imaging results from the Mars Exploration Rovers: Spirit and Opportunity. Science, 2004, n°306, p. 1753-1756.

Lemmon, M. T.; Athena Science Team. (2006). Mars Exploration Rover atmospheric imaging: Dust storms, dust devils, dust everywhere. *Lunar PLant. Sci. Conf. 37th*, *Abstract 2181.* Houston,TEXAS.

Leverington, D. W. (2004), Volcanic Resurfacing as an Alternative Mechanism for Formation of Martian ``Crater Lake'' Features, *American Geophysical Union*, spring Meeting, abstract #P33D-08

Leverington, D. W., and Maxwell, T. A. (2004). A Critical Evaluation of Crater Lake Systems in Memnonia Quadrangle, Mars. In S. Mackwell & E. Stansbery (Eds.), *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts* (Vol. 35, p. 1439).

Lillis R. J., J. Dufek, J. E. Bleacher, and M. Manga (2009), Demagnetization of crust by magmatic intrusion near the Arsia Mons volcano : Magnetic and thermal implications for the development of the Tharsis province, Mars, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185 :123

Loizeau, D., J. Carter, S. Bouley, N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, F. Costard, Y. Langevin, B. Gondet, and S. L. Murchie (2012), Characterization of hydrated silicate-bearing outcrops in Tyrrhena Terra, Mars: Implications to the alteration history of Mars, *Icarus*, 219, 476-497,doi: 10.1016/j.icarus.2012.03.017

Longhi, J., Knittle, E., Holloway, J. ~R., & Waenke, H. (1992). The bulk composition, mineralogy and internal structure of Mars. In M. George (Ed.), *Mars* (pp. 184–208).

Lucchitta, B. K., A. S. McEwen, G. D. Clow, P. E. Geissler, R. B. Singer, R. A. Schultz, and S.W. Squyres (1992), The canyon system on Mars, In: Mars (A93-27852 09-91), 453- 492.

Malin, M. C.; Danielson, G. E.; Ingersoll, A. P.; Masursky, H.; Veverka, J.; Ravine, M. A.; Soulanille, T. A., (1992)Mars Observer camera, Journal of Geophysical Research, vol. 97, p. 7699-7718

Lundin, R. (2004). Solar Wind-Induced Atmospheric Erosion at Mars: First Results from APERA-3 on Mars Express. *Science , 305* (5692), 1933-1936.

Malin, M. C., et al. (2007), Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res.*, 112, E5, doi: 10.1029/2006JE002808

Mangold, N., Poulet, F., Mustard, J. ~F., Bibring, J.-P., Gondet, B., Langevin, Y., Ansan, V., et al. (2007). Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 2. Aqueous alteration of the crust. Journal of Geophysical Research (Planets), 112, 8. doi:10.1029/2006JE002835

Mangold, N., Loizeau, D., Poulet, F., Ansan, V., Baratoux, D., Lemouelic, S., Bardintzeff, J. ~M., et al. (2010). Mineralogy of recent volcanic plains in the Tharsis region, Mars, and implications for

platy-ridged flow composition. Earth and Planetary Science Letters, 294, 440–450. doi:10.1016/j.epsl.2009.07.036

Mangold, N., D. Baratoux, O. Arnalds, J.-M Bardintzeff, B. Platevoet, M. Gregoire, and P. Pinet (2011), Segregation of olivine grains in volcanic sands in iceland ans implication for Mars, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 310, 233-243

McCord, T. B., R. Clark, and R. L. Huguenin (1982), Mars: Near-infrared reflectance and spectra of surface regions and compositional implications, *J. Geophys. Res., 87*, 3021–3032.

McEwen, A. S., et al. (2007), Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), *J. Geophys. Res.*, 112, E5, doi: 10.1029/2005JE002605

McFadden, L. A., and Cline, T. P. (2005). Spectral reflectance of Martian meteorites: Spectral signatures as a template for locating source region on Mars. Meteoritics and Planetary Science, 40, 151. doi:10.1111/j.1945-5100.2005.tb00372.x

McSween H. Y., Jr. 1985. SNC meteorites: Clues to martian petrologic evolution. *Reviews of Geophysics* 23:391–416.

McSween Jr., H. Y., S. L. Murchie, J. A. Crisp, et al. (1999), Chemical, multispectral, and textural constraints on the composition and origin of rocks at the Mars Pathfinder landing site, *J. Geophys. Res.*, 104(E4), 8679–715.

McSween, H. Y., Grove, T. L., and Wyatt, M. B. (2003). Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *108*, 5135. doi:10.1029/2003JE002175

McSween, H. Y., Wyatt, M. B., Gellert, R., Bell, J. F., Morris, R. V., Herkenhoff, K. E., Crumpler, L. S., et al. (2006). Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev Crater, Mars. *Journal of Geophysical Research*, *111*(E2), 1–17. doi:10.1029/2005JE002477

McSween, H. Y., G. J. Taylor, and M. B. Wyatt (2009), Elemental Composition of the Martian Crust, *Science*, 324, 736-739, doi:10.1126/science.1165871

McSween, H. Y., McGlynn, I. O., & Rogers, A. D. (2010). Determining the modal mineralogy of Martian soils. *J. Geophys. Res. , 115* (E00F12).

Melosh, H. J. (1989), Impact cratering: A geologic process, *Oxford University Press, 245 pages.*

Melson, W. G., T. Vallier, T. L. Wright, G. Byerly, and J. Nelen (1976), Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic, and Indian Ocean sea-floor spreading centers, in The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin, *Geophys. Monogr. Ser*., vol. 19, pp. 351–367, AGU, Washington, D. C.

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, 437– 455, doi:10.1006/icar.2000.6503

Michael, G. G. and G. Neukum (2010), Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294, 223-229

Michalski, J. R., M. D. Kraft, T. G. Sharp, L. B. Williams, and P. R. Christensen (2005), Mineralogical constraints on the high-silica Martian surface component observed by TES, *Icarus*, 174, 161–177.

Milam, K. A., K. R. Stockstill, J. E. Moersch, H. Y. McSween Jr., L. L. Tornabene, A. Ghosh, M. B. Wyatt, and P. R. Christensen (2003), THEMIS characterization of the MER Gusev crater landing site, *J. Geophys. Res.*, 108(E12), 8078, doi:10.1029/2002JE002023.

Milliken, R. E., and J. F. Mustard (2007), Estimating the water content of hydrated minerals using réflectance spectroscopy II. Effects of particle size*, Icarus* 189, p. 550-573.

Milliken, R. E., Mustard, J. F., Poulet, F., Jouglet, D., Bibring, J.-P., Gondet, B., and Langevin, Y. (2007). Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 2. H_{2}O content of the surface. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*, 8. doi:10.1029/2006JE002853

Monders, A. G., E. Medard, and T. L. Grove (2005), Primary Martian basalts at Gusev crater: Experimental constraints, *Lunar Planet. Sci*., *XXXVI*, abstract 2069.

Morris, R. V., et al. (1989), Evidence for pigmentary hematite on Mars based on optical, magnetic, and Mössbauer studies of superparamagnetic (nanocrystalline) hematite, *J. Geophys. Res., 94*, 2760–2778, doi:10.1029/JB094iB03p02760

Morris, R. V., Golden, D. C., and Bell, J. F. (1997). Low-temperature reflectivity spectra of red hematite and the color of Mars. *jgr*, *102*, 9125–9134. doi:10.1029/96JE03993

Morris, R. V., et al. (2000), Mineralogy, composition, and alteration of Mars Pathfinder rocks and soils: Evidence from multispectral, elemental, and magnetic data on terrestrial analogue, SNC meteorite, and Pathfinder samples, *J. Geophys. Res.*, 105, 1757– 1817.

Morris, R. V., Klingelhöfer, G., Schröder, C., Rodionov, D. S., Yen, A., Ming, D. W., de Souza, P. A., et al. (2006). Mössbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Gusev crater, Mars: Spirit's journey through weakly altered olivine basalt on the plains and pervasively altered basalt in the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *111*, 2. doi:10.1029/2005JE002584

Mouginis-Mark P. J., McCoy T. J., Taylor G. J., and Keil K. 1992. Martian parent craters for the SNC meteorites*. Journal of Geophysical Research* 97:10213–10225.

Mouginot, J., Pommerol, A., Beck, P., Kofman, W., & Clifford, S. ~M. (2012). Dielectric map of the Martian northern hemisphere and the nature of plain filling materials. \grl, 39, 2202. doi:10.1029/2011GL050286

Mustard J. F., Erard S., Bibring J. P., Head J. W., Hurtrez S., Langevin Y., Pieters C. M., and Sotin C. J. (1993), The surface of Syrtis Major: Composition of the volcanic substrate and mixing with altered dust and soil, *Journal of Geophysical Research*, 98:3387– 3400.

Mustard, J. F., Erard, S., Bibring, J.-P., Head, J. W., Hurtrez, S., Langevin, Y., et al. (1993). The surface of Syrtis Major - Composition of the volcanic substrate and mixing with altered dust and soil. *J. Geophysic. Res. , 98* (E2), p. 3387-3400.

Mustard, J. F., & Sunshine, J. M. (1995). Seeing Through the Dust: Martian Crustal Heterogeneity and Links to the SNC Meteorites. *Science , 267* (5204), p.1623-1626.

Mustard, J.F., and J. E. Hays (1997), Effects of hyperfine particles on reflectance spectra from 0.3 to 25 μm. *Icarus* 125, 145–163.

Mustard J. F., Murchie S. L., Erard S., and Sunshine J. M. (1997). In situ compositions of martian volcanics: Implications for the mantle. *Journal of Geophysical Research,* 102:25605–25615.

Mustard, J. F., Poulet, F., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Mangold, N., et al. (2005). Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars. *Science*, *307*, 1594–1597. doi:10.1126/science.1109098

Mustard, J. F., Poulet, F., Head, J. W., Mangold, N., Bibring, J.-P., Pelkey, S. M., Fassett, C. I., et al. (2007). Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 1. Ancient impact melt in the Isidis Basin and implications for the transition from the Noachian to Hesperian. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *112*, 8. doi:10.1029/2006JE002834

Mustard, J. F., B. L. Ehlmann, S. L. Murchie, F. Poulet, N. Mangold, J. W. Head, J.-P. Bibring and L. H. Roach (2009), Composition, Morphology, and Stratigraphy of Noachian Crust around the Isidis basin, *J. Geophys. Res.*, 114, E00D12, doi: 10.1029/2009JE003349

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.

Murchie, S.; Arvidson, R.; Bedini, P.; Beisser, K.; Bibring, J.-P.; Bishop, J.; Boldt, J.; Cavender, P.; Choo, T.; Clancy, R. T.; Darlington, E. H.; Des Marais, D.; Espiritu, R.; Fort, D et al., (2007), Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E5

Mutch, T. A., R. E. Arvidson, J. W. Head III, K. L. Jones, and R. S. Saunders (1976), *The Geology of Mars, Princeton, NJ: Princeton University Press*, 400pp.

Nemchin, A., N. Timms, R. Pidgeon, T. Geisler, S. Reddy, and C. Meyer (2009), Timing of crystallization of the lunar magma ocean constrained by the oldest zircon, *Nature Geo.*, 2, 133-136

Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E., Head, J. ~W., Basilevsky, A. ~T., Ivanov, B. ~A., et al. (2004). Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *nat*, *432*, 971–979. doi:10.1038/nature03231

Neumann, G. A., Zuber, M. T., Wieczorek, M. A., McGovern, P. J., Lemoine, F. G., and Smith, D. E. (2004). Crustal structure of Mars from gravity and topography. Journal of Geophysical Research (Planets), 109, 8002. doi:10.1029/2004JE002262

Newman, C. ~E., Lewis, S. ~R., & Read, P. ~L. (2005). The atmospheric circulation and dust activity in different orbital epochs on Mars. *icarus*, *174*, 135–160. doi:10.1016/j.icarus.2004.10.023

Nimmo, F. et al. (2008), Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy, *Nature*, 453(7199), 1220-1223, doi:10.1038/nature07025.

Nyquist L. E. (1983). Do oblique impacts produce martian meteorites? *Journal of Geophysical Research* 88:A785–A798.

Nyquist L. E., Borg L. E., and Shih C. Y. (1998). The Shergottite age paradox and the relative probabilities for martian meteorites of differing ages. *Journal of Geophysical Research* 103:31445– 31455.

Nyquist, L. E. et al. (2001), Ages and geologic histories of Martian meteorites, In: R. Kallenbach, J. Geiss and W.K. Hartmann, Editors, *Chronology and Evolution of Mars*, Kluwer, Dordrecht (2001), pp. 105–164

Palluconi, F.D. and H.H. Kieffer (1981), Thermal inertia mapping of Mars from 60◦ S to 60◦ N, *Icarus*, 45, 415–426.

Pelkey, S. ~M., Jakosky, B. ~M., & Mellon, M. ~T. (2001). Thermal inertia of crater-related wind streaks on Mars. \jgr, 106, 23909–23920. doi:10.1029/2000JE001433

Phillips, R. J., Zuber, M. T., Solomon, S. C., Golombek, M. P., Jakosky, B. M., Banerdt, W. B., Smith, D. E., et al. (2001). Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. Science (New York, N.Y.), 291(5513), 2587–91. doi:10.1126/science.1058701

Picardi, G., Plaut, J. ~J., Biccari, D., Bombaci, O., Calabrese, D., Cartacci, M., Cicchetti, A., et al. (2005). Radar Soundings of the Subsurface of Mars. Science, 310, 1925–1928. doi:10.1126/science.1122165

Plescia, J. ~B., & Saunders, R. ~S. (1979). The chronology of the martian volcanoes. In N. ~W. Hinners (Ed.), *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* (Vol. 10, pp. 2841–2859).

Poulet, F., Erard, S., (2004), Nonlinear spectral mixing: Quantitative analysis of laboratory mineral mixtures*, J. Geophys. Res.* 109 (E2), doi:10.1029/2003JE002179.

Poulet, F., et al. (2005), Phyllosilicates on Mars and implications for early Martian climate, *Nature, 438*, 623–628, doi:10.1038/nature04274

Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J. ~F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R. ~E., et al. (2005). Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, *438*, 623–627. doi:10.1038/nature04274

Poulet, F., Gomez, C., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Pinet, P., Belluci, G., et al. (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. doi:10.1029/2006JE002840

Poulet, F., Langevin, Y., Boubin, G., Jouglet, D., Bibring, J.-P., and Gondet, B. (2008a). Spectral variability of the Martian high latitude surfaces. *Geophys. Res. Let. , 35* (20).

Poulet, F., Arvidson, R. ~E., Gomez, C., Morris, R. ~V., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., et al. (2008b). Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEx and implications for their formation. \icarus, 195, 106–130. doi:10.1016/j.icarus.2007.11.031

Poulet, F., Arvidson, R. E., Gomez, C., Morris, R. V., Bibring, J.-P., Langevin, Y., et al. (2008b). Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEx and implications for their formation. *Icarus , 195* (1), p.106-130.

Poulet, F., N. Mangold, B. Platevoet, J.-M. Bardintzeff, V. Sautter, J.F. Mustard, J.-P. Bibring, P. Pinet, Y. Langevin, B. Gondet, and A. Aléon-Toppani (2009a), Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data. 2. Petrological implications, *Icarus*, 201, 84-101, doi: 10.1016/j.icarus.2008.12.042

Poulet, F., J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. F. Mustard, N. Mangold, M. Vincendon, B. Gondet, P. Pinet, J.-M. Bardintzeff, and B. Platevoet (2009b), Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data 1. Methodology, uncertainties and examples of application, *Icarus*, 201, 69-83, doi: 10.1016/j.icarus.2008.12.025

Presley, M. A., and P. R. Christensen (1997), Thermal conductivity measurements of particulate materials: 2. Results, *J. Geophys. Res., 102*, 6551– 6566.

Putzig, N. E. and M. T. Mellon (2007), Apparent thermal inertia and the surface heterogeneity of Mars, *Icarus*, 191, 68-94, doi: 10.1016/j.icarus.2007.05.013

Quantin, C., Flahaut, J., Clenet, H., Allemand, P., and Thomas, P. (2012). Composition and structures of the subsurface in the vicinity of Valles Marineris as revealed by central uplifts of impact craters. *icarus*, *221*, 436–452. doi:10.1016/j.icarus.2012.07.031

Ramsey, M. S., and Christensen, P. R. (1998). Mineral abundance determination: Quantitative deconvolution of thermal emission spectra. *jgr*, *103*, 577–596. doi:10.1029/97JB02784

Rieder, R. G. (2004). Chemistry of Rocks and Soils at Meridiani Planum from the Alpha Particle X-ray Spectrometer. *Science , 306* (5702), 1746-1749.

Rieder, R., Economou, T., Wanke, H., Turkevich, A., Crisp, J., Breckner, J., et al. (1997). The Chemical Composition of Martian Soil and Rocks Returned by the Mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer: Preliminary Results from the X-ray Mode. *Science , 278* (5344), 1771.

Rice J. W. Jr. 1997. Searching for the ALH 84001 "smoking gun" (parent crater) (abstract #1859). *28th Lunar and Planetary Science Conference*. CD-ROM.

Rogers, D., & Christensen, P. R. (2003). Age relationship of basaltic and andesitic surface compositions on Mars: Analysis of high-resolution TES observations of the northern hemisphere. *J. Geophys. Res. , 108* (E4).

Rogers, A. ~D., Christensen, P. ~R., & Bandfield, J. ~L. (2005). Compositional heterogeneity of the ancient Martian crust: Analysis of Ares Vallis bedrock with THEMIS and TES data. Journal of Geophysical Research (Planets), 110, 5010. doi:10.1029/2005JE002399

Rogers, A. D., O. Aharonson, and J. L. Bandfield (2009), Geologic context of in situ rocky exposures in Mare Serpentis, Mars: Implications for crust and regolith evolution in the cratered highlands, *Icarus*, 200, 446-462, doi: 10.1016/j.icarus.2008.11.026

Rogers, A. D. and R. L. Fergason (2011), Regional-scale stratigraphy of surface units in Tyrrhena and Iapygia Terrae, Mars: Insights into highland crustal evolution and alteration history, *J. Geophys. Res.*,116, E8,doi: 10.1029/2010JE003772

Ruff, S. W., and Hamilton, V. E. (2001). Mineralogical Anomalies in Mars' Nili Patera Caldera Observed with Thermal Emission Spectrometer Data. Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts (Vol. 32, p. 2186).

Ruff, S. W., and Christensen, P. R. (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. doi:10.1029/2001JE001580

Ruff, S. W. (2004). Spectral evidence for zeolite in the dust on Mars. *icarus*, *168*, 131–143. doi:10.1016/j.icarus.2003.11.003

Ruff, S. W., A. S. McEwen, and Athena Science Team (2007), An Emerging View of the Stratigraphy of the Columbia Hills in Gusev Crater from HiRISE and Mini-TES Data, paper presented at 38th *Lunar Planet. Sci. Conf.*, League City, Texas. LPI Contribution No. 1338, p.2063

Ruff, S. ~W., Christensen, P. ~R., Glotch, T. ~D., Blaney, D. ~L., Moersch, J. ~E., & Wyatt, M. ~B. (2008). The mineralogy of Gusev crater and Meridiani Planum derived from the Miniature Thermal Emission Spectrometers on the Spirit and Opportunity rovers. In J. Bell III (Ed.), The Martian Surface - Composition, Mineralogy, and Physical Properties (p. 315).

Salvatore, M. R., Mustard, J. F., Wyatt, M. B., & Murchie, S. L. (2010). Definitive evidence of Hesperian basalt in Acidalia and Chryse planitiae. Journal of Geophysical Research, 115(E7), 1–16. doi:10.1029/2009JE003519

Schultz, R. A. (1998), Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars, *Planet. Space Sci.,* 46, 827–829.

Schultz P. H. and Lutz-Garihan A. B. 1982. Grazing impacts on Mars: A record of lost satellites. Journal of Geophysical Research 87: A84–A96.

Schultz, P. H. and P. D. Spudis (1983), the beginning and end of mare volcanism on the moon, paper presented at 14th *Lunar Planet. Sci. conf.,* Houston, Texas, p. 676-677

Scott, D. and Carr, M. (1978). The new geologic map of mars (1 :25 million scale). Technical report, U.S.G.S.

Scott, D. H., and Tanaka, K. L., 1986, Geologic Map of the western equatorial region of 855 Mars:U. S. Geological Survey Miscellaneous, Map I-1802-A, 1:15M scale. Schultz, R. A. (1998), Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars, *Planet. Space Sci.,* 46, 827–829.

Seidelmann, P. K., V. K. Abalakin, M. Bursa, M. E. Davies, C. De Bergh, J. H. Lieske, J. Oberst, J. L. Simon, E. M. Standish, P. Stooke Et P. C. Thomas (2002), Report of the IAU/IAG Working Group on Cartographic Coordinates and Rotational Elements of the Planets and Satellites : 2000. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 82:83–111, janvier 2002.

Sherman, D. M. (1985). Reassignment of the iron (3) absorption bands in the spectra of Mars. *Lunar and Planet. Sc. Conf. 15th*, (pp. 764-765). Houston, TEXAS.

Sherman, D. ~M., & Waite, T. ~D. (1985). Electronic spectra of Fe^3+ oxides and oxide hydroxides in the near IR and near UV. American Mineralogist, 70, 1262–1269.

Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., Arnold, G., (1999), A model of spectral albedo of particulate surfaces: Implications for optical properties of the Moon, *Icarus,* 137, 235–246.

Singer, R. B., and McCord, T. B. (1979). Mars: Large Scale Mixing of Bright and Dark Materials and Properties of Dark Material. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts* (Vol. 10, pp. 1128–1130).

Singer, R. B., and T. R. Roush (1983), Spectral reflectance properties of particulate weathered coatings on rocks: Laboratory modeling and applicability to Mars, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 14*, 708– 709.

Skinner, J.A., Jr., T.M. Hare, and K.L. Tanaka (2006), Digital Renovation of the Atlas of Mars 1:15,000,000-Scale Global Geologic Series Maps, paper presented at 37th *Lunar Planet. Sci. Conf*., League City, Texas, abstract no.2331

Skok, J. R., Mustard, J. F., Ehlmann, B. L., Milliken, R. E., and Murchie, S. L. (2010). Silica deposits in the Nili Patera caldera on the Syrtis Major volcanic complex on Mars. *Nature Geoscience*, *3*, 838–841. doi:10.1038/ngeo990

Skok, J. R., Mustard, J. F., and Tornabene, L. L. (2011). Spectroscopic and Morphological Analysis of Alga Crater's Central Peak: Implications for Mars Primary Crust Formation. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts* (Vol. 42, p. 1959).

Skok, J. R., & Mustard, J. F. (2012). Ancient Mars Crust Formation: Observations from Crater Central Peaks. *Third Conference on Early Mars : Geologic, Hydrologic, and Climatic Evolution and the Implication for Life , No. 1680* (abstract #7053).

Smith, D. E., Zuber, M. T., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Muhleman, D. O., et al. (2001). Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *J. Geophys. Res. , 106* (E10), 23689-23722.

Smith, M. D. (2008). CRISM observations of water vapor. *Mars water Cycle Workshop* .

Smith, M. D. (2006). TES atmospheric, aerosol optical depth, and water vapor observations 1999-2004. *Second workshop on Mars atmosphère moedling and observations.* Granada, Spain.

Soderblom, L. A. Soils of Eagle Crater and Meridiani Planum at the Opportunity Rover Landing Site. *Science , 306* (5702), 1723-1726.

Solomon, S. C., Aharonson, O., Aurnou, J. M., Banerdt, W. B., Carr, M. H., Dombard, A. J., et al. (2005). New Perspectives on Ancient Mars. *Science , 307* (1214), 1214-1220.

Spudis, P. and Greeley, R. (1977). Volcanism in the cratered uplands of mars – a preliminary viking view. EOS Trans. AGU, 58 :1182.

Squyres, S. W., et al. (2004), The Spirit rover's Athena science investigation at Gusev Crater, Mars, *Science*, 305, 794– 799.

Stewart, S. T. (2011), Impact Basin Formation: The Mantle Excavation Paradox Resolved, paper presented at 42nd *Lunar Planet. Sci. Conf.* 42nd, The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1608, p.1633

Sunshine, J. M., C. M. Pieters et S. F. Pratt (1990), Deconvolution of mineral absorption bands : an improved approach, Journal of Geophysical Research, 93:6955–6966. Tanaka, K. L. (1986), the stratigraphy of Mars, *J. Geophys. Res*., 91, 139-58.

Szwast, M. A., Richardson, M. I., and Vasavada, A. R. (2006). Surface dust redistribution on Mars as observed by the Mars Global Surveyor and Viking orbiters. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *111*, 11008. doi:10.1029/2005JE002485

Tanaka, K. L. (1986), the stratigraphy of Mars, *J. Geophys. Res*., 91, 139-58.
Tanaka, K. L., Isbell, N. K., Scott, D. H., Greeley, R., and Guest, J. E. (1988). The resurfacing history of Mars - A synthesis of digitized, viking-based geology. In G. Ryder (Ed.), *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* (Vol. 18, pp. 665–678).

Tanaka, K. L., Scott, D. H., and Greeley, R. (1992). Global stratigraphy. In M. George (Ed.), *Mars* (pp. 345–382).

Taylor, G. ~J., Boynton, W., Brückner, J., Wänke, H., Dreibus, G., Kerry, K., Keller, J., et al. (2006). Bulk composition and early differentiation of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *111*, 3. doi:10.1029/2005JE002645

Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (2009). *Planetary Crusts : Their Composition, origin and Evolution.* New York, USA: Cambridge University Press.

Tirsch, D., Jaumann, R., Pacifici, a., & Poulet, F. (2011). Dark aeolian sediments in Martian craters: Composition and sources. Journal of Geophysical Research, 116(E3), 1–25. doi:10.1029/2009JE003562

Tornabene, L.L. (2008), Surface and crater-exposed lithologic units of the Isidis Basin as mapped by coanalysis of THEMIS and TES derived data products, *J. Geophys. Res., 113,* E10001,doi:10.1029/2007JE002988

Treiman A. H. 1995. S NC: Multiple source areas for martian meteorites. Journal of Geophysical Research 100:5329–5340.

Treiman, A. H., Gleason, J. D., and Bogard, D. D. (2000). The SNC meteorites are from Mars. \planss, 48, 1213–1230. doi:10.1016/S0032-0633(00)00105-7

Trey, B. 2009, Volcanisme/magmatisme martien : Liens entre composition des liquids et composition du manteaux, rapport de stage de M1 encadré par Michael Toplis et David baratoux, Observatoire Midi-Pyrénées, Université Paul Sabatier, Toulouse

Vincendon, M. (2007). Recovery of surface reflectance spectra and evaluation of the optical depth of aerosols in the near-IR using a Monte Carlo approach: Application to the OMEGA observations of high-latitude regions of Mars. *J. Geophys. Res. , 112* (E08S13).

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. PhD. Institut d'Astrophysique Spatiale.

Vincendon, M. (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. and Y. Langevin (2010), A spherical Monte-Carlo model of aerosols: Validation and first applications to Mars and Titan, *Icarus, 207*, 923-931, doi:10.1016/j.icarus.2009.12.018

Walsh, K. J., Morbidelli, A., Raymond, S. N., O'Brien, D. P., & Mandell, A. M. (2011). A low mass for Mars from Jupiter's early gas-driven migration. *Nature , 475* (7355), 206-209.

Wanke, H. (1981). Constitution of terrestrial planets. Royal Society of London Philosophical Transactions Series A, 303, 287–301. doi:10.1098/rsta.1981.0203

Wänke, H., and Dreibus, G. (1988). Chemical composition and accretion history of terrestrial planets. *Royal Society of London Philosophical Transactions Series A*, *325*, 545–557. doi:10.1098/rsta.1988.0067

Warren, P. H. (1985), The magma ocean concept and lunar evolution, in *Annual review of earth and planetary sciences*, Vol 13, p. 201-240, Palo Alto, CA.

Watters, T. R., P. J. McGovern, and R. P. Irwin, (2007), Hemispheres apart: The crustal dichotomy on Mars, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35, 621–652, doi:10.1146/annurev.earth.35.031306.140220.

Werner, S. C., van Gasselt, S., and Neukum, G. (2003). Continual geological activity in Athabasca Valles, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, *108*, 8081. doi:10.1029/2002JE002020

Werner, S.C., (2005). Major Aspects of the Chronostratigraphy and Geologic Evolutionary History of Mars. Ph.D. thesis, Freie Universität Berlin, 252 pp.

Werner, S. C. (2009), The global martian volcanic evolutionary history, *Icarus*, 201, 44-68

Wieczorek, M. and R. Phillips (2000), The "Procellarum KREEP Terrane": Implications for mare volcanism and lunar evolution, *J. Geophys. Res.,* 105, E8, doi:10.1029/1999JE001092

Williams, D.A., Greeley, R., Fergason, R.L., Kuzmin, R., McCord, T.B., Combe, J.-P., Head III, J.W., Xiao, L., Manfredi, L., Poulet, F., Pinet, P., Baratoux, D., Plaut, J.J., Raitala, J., Neukum, G., the HRSC Co-Investigator Team (2008), The Circum-Hellas volcanic province, Mars: Overview, *Planet. Space Sci.,* doi:10.1016/j.pss.2008.08.010,

Williams, D. A ., R. Greeley, L. Manfredi, J. Raitala, and G. Neukum (2010), The Circum-Hellas Volcanic Province, Mars: Assessement of wrinkle-ridged plains, Earth Planet. Sci. Lett., 294, 492-505.

Witbeck, N. E., K. L. Tanaka, and D. H. Scott (1991), Geologic map of the Valles Marineris region, Mars, *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser*., Map I-2010.

Wolff, M. J., Smith, M. D., Clancy, R. T., Arvidson, R., Kahre, M., Seelos, F., et al. (2009). Wavelength dependence of dust aerosol single scattering albedo as observed by the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer. *J. Geophys. Res. , 114* (E9).

Wood C. A. and Ashwal L. D. (1981), SNC meteorites: Igneous rocks from Mars? *Proceedings, 12th Lunar and Planetary Science Conference*. pp.1359–1375.

Wyatt, M. B. and H. Y. McSween Jr. (2002), Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars, *Nature*, 417, 263–6

Yen, A. ~S., Gellert, R., Schröder, C., Morris, R. ~V., Bell, J. ~F., Knudson, A. ~T., Clark, B. ~C., et al. (2005). An integrated view of the chemistry and mineralogy of martian soils. \nat, 436, 49–54. doi:10.1038/nature03637

Yin, Q., Jacobsen, S. ~B., Yamashita, K., Blichert-Toft, J., Télouk, P., & Albarède, F. (2002). A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites. *nat*, *418*, 949–952. doi:10.1038/nature00995

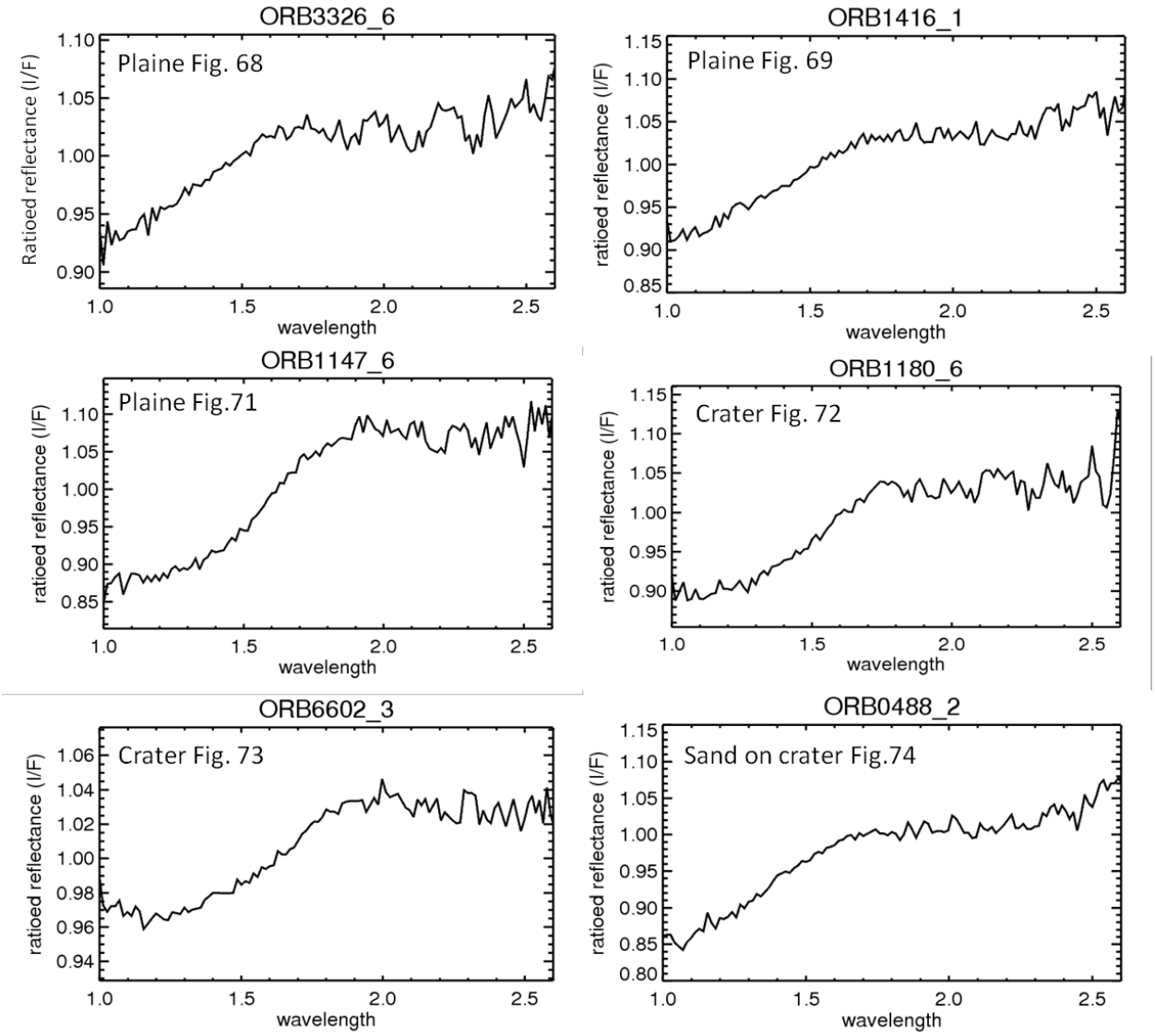
Yoder, C. ~F., Konopliv, A. ~S., Yuan, D. ~N., Standish, E. ~M., & Folkner, W. ~M. (2003). Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide. *Science*, *300*, 299–303. doi:10.1126/science.1079645

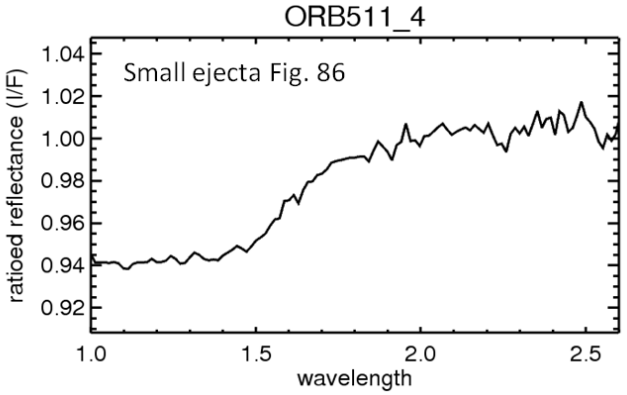
Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Smith, D. E., Tyler, G. L., Aharonson, O., Balmino, G., et al. (2000). Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity. Science, 287, 1788–1793. doi:10.1126/science.287.5459.1788

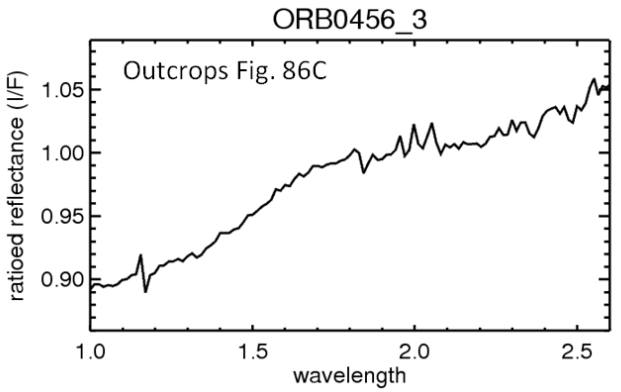
Zurek, R. W., & Martin, L. J. (1993). Interannual Variability of Planet-Encircling Dust Storms on Mars. *J. Geophys. Res. , 98* (E2), 3247-3259.

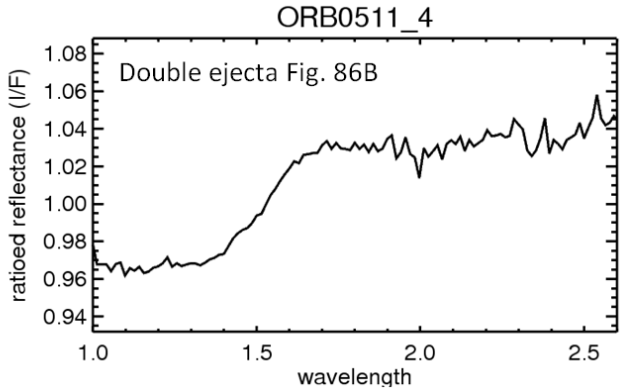
ANNEXE 1

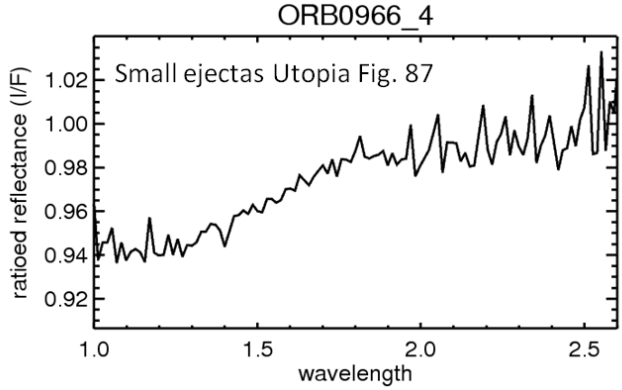
Cratères et plaines enrichies en olivine dans les terrains de l'hémisphère sud

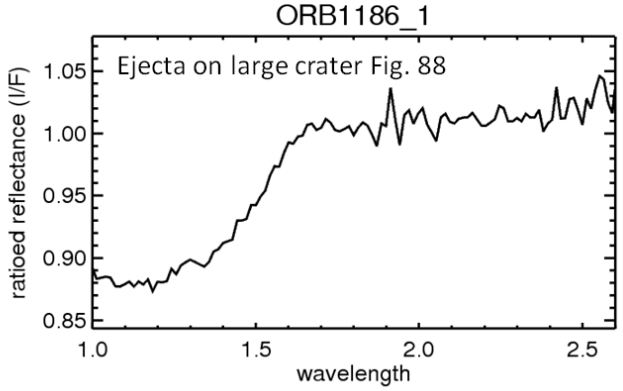


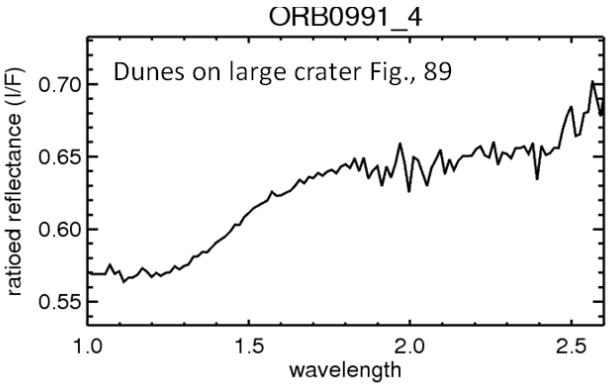


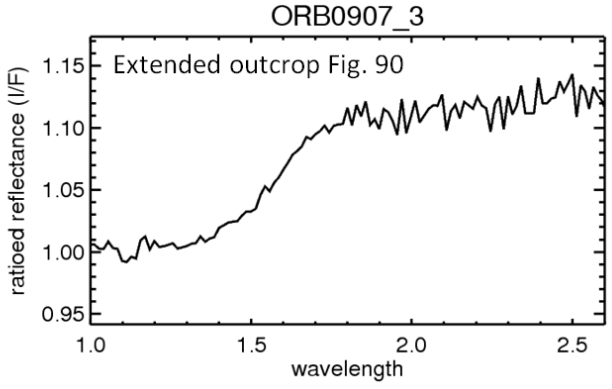






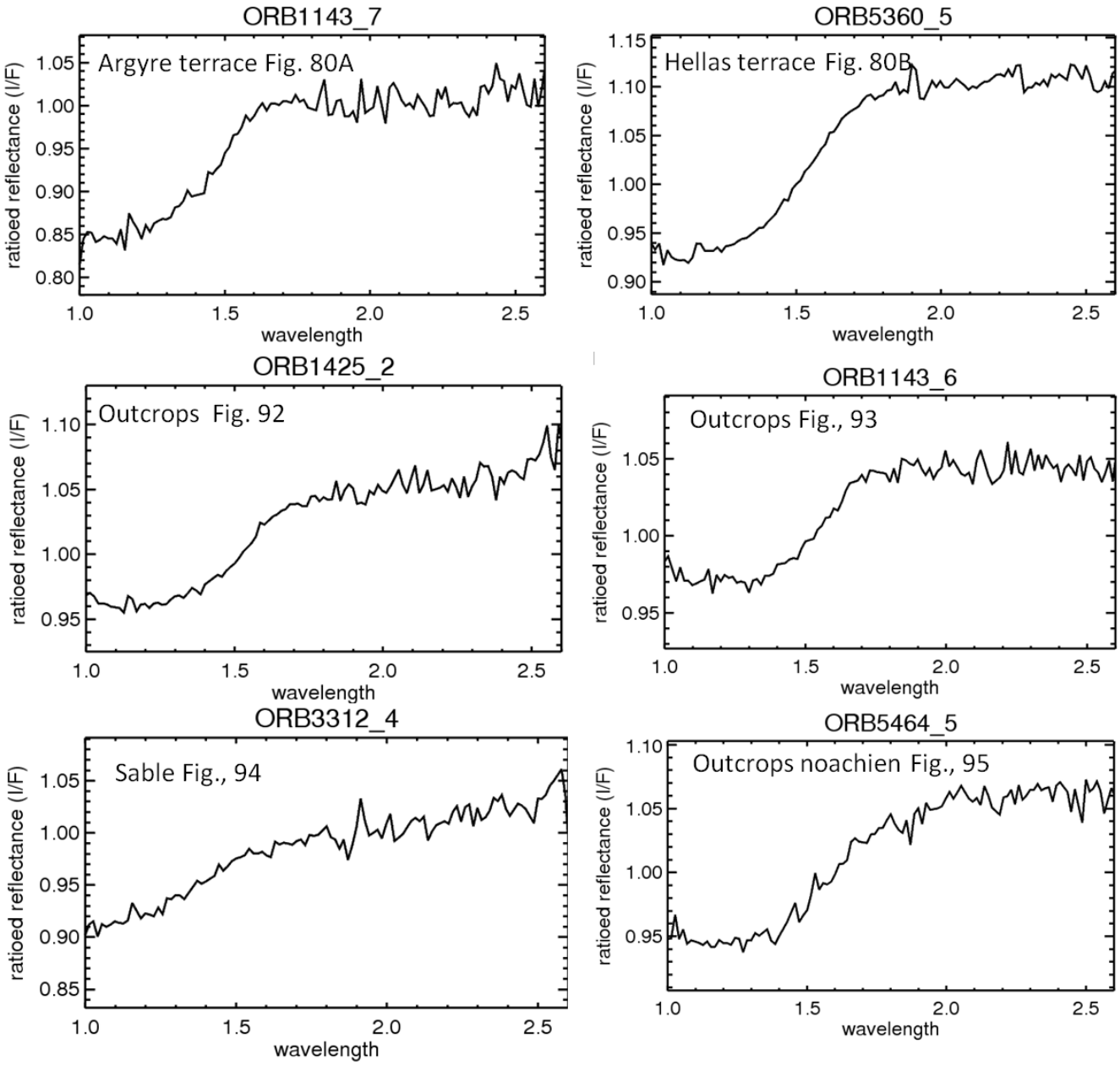






Rapports de spectres pour les dépôts observés dans les plaine nord

Dépôts d'olivine autour des bassins Argyre et Hellas et dans Valles Marineris



ANNEXE 2

MOLA

MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) est un altimètre laser à bord de la sonde MGS. MOLA mesure la topographie, la rugosité et la réflectance à 1.064 μm de la surface de Mars avec une précision verticale inférieure ou égale au mètre pour la topographie. Durant la mission MGS, plus de 900,000 mesures furent collectées par jour. En pratique l'altimètre mesure des distances entre la sonde et le sol en un point donné, à partir du temps de trajet du laser jusqu'à la surface de la planète puis de son retour vers la sonde. Les MNT (Modèles Numériques de Terrain) résultants donnent une topographie précise de la surface martienne à une résolution d'environ 300 m/pixel (460 m/pixel à l'équateur, 115 m/pixel aux pôles). Les données MOLA restent les données globales d'altimétrie les plus précises jamais acquises pour l'étude des surfaces planétaires dans le système solaire. Les principales découvertes liées aux données MOLA concernent la topographie de surface [*Phillips et al., 2001*], notamment la découverte de la dichotomie entre les plaines basses de l'hémisphère Nord et les hauts plateaux cratérisés de l'hémisphère Sud, ainsi que la structure interne de la planète (couplées aux données de gravité) [*Zuber et al., 2000*]. Dans cette thèse les données MOLA ont été principalement utilisées afin de faire des études statistiques des dépôts d'olivines observés par OMEGA à la surface de Mars, ainsi que pour faire des études stratigraphiques plus précises de certains de ces dépôts.

MOC

La caméra à haute résolution MOC (Mars Observer Camera) était à bord de la sonde MGS qui a opéré en orbite autour de Mars de 1997 à 2006 [*Malin et al., 1992*]. C'est un système de 3 caméras : deux caméras, dites 'à grand angle', qui réalisent des clichés globaux et régionaux de la planète et de son atmosphère à faible résolution (maximum 7.5 km/pixel pour les clichés globaux, 250 m/pixel au nadir pour les clichés régionaux) et une caméra similaire à un télescope qui capture des images en niveaux de gris à très haute résolution (allant jusqu'à 1.4 m/pixel) sur des zones limitées (zones allant de 2.8 km x 2.8 km à 2.8 km x 25.2 km). La caméra MOC à ainsi permis une couverture globale de la planète mais est également la première caméra à très haute résolution observant la surface de Mars. Elle a permis de très grandes avancées dans la compréhension des processus sédimentaires, fluviaux ou atmosphériques martiens, ainsi que sur les variations d'albédo surfaciques [*Geissler 2005*]. Les données MOC ne seront pas utilisées dans cette thèse.

HRSC

HRSC (High Resolution Stereo Camera) est la caméra à bord de la mission Mars Express. Elle fonctionne depuis début 2004 et continue à acquérir des données à l'heure actuelle. HRSC a pour but de couvrir la surface de Mars à une résolution intermédiaire entre les données très haute résolution (MOC) et les données globales à basse résolution. Sa meilleure résolution à une orbite de 250 km est de 10 m/pixel pour une image de 100 km x 1000 km de long. La caméra acquiert des images en couleur via 4 canaux répartis dans le domaine spectral du visible et du proche infrarouge. Elle acquière également des images simultanées avec 5 angles de vue différents, ce qui lui permet de reconstituer la topographie locale par stéréophotogrammétrie [*Jaumann et al., 2007*]. Ces données ont été parfois utilisées dans ce travail de thèse afin de déterminer l'âge de certains dépôts à partir d'une méthode de comptage de cratères.

CTX

La caméra **CTX** (Context Camera, *Malin et al., 2007*) est l'une des caméras à bord de la sonde MRO. Cette caméra acquiert des images panchromatiques visibles (0.5-0.7 µm) avec une résolution de 6 m/pixel sur des surfaces de 30 km*40 km à 30 km*160 km au maximum. Ces images seront utilisées dans cette thèse afin de mettre en évidence la morphologie et la texture des terrains observés ainsi que leur relation stratigraphique avec les terrains adjacents, ce qui n'est pas toujours évident à déterminer à plus faible résolution. Aujourd'hui plus de 50% de la surface de Mars a été imagée par la caméra CTX ce qui nous permettra de l'utiliser pour l'analyse de la plupart des détections étudiées.

HiRISE

La caméra à très haute résolution **HiRISE** (High Resolution Imaging Science Experiment) à bord de la sonde MRO a permis d'imager la surface de Mars à une résolution allant jusqu'à 25 cm/pixel. La caméra HiRISE mesure la radiance de 0.4 à 1.1 µm à l'aide de 3 canaux différents [*McEwen et al., 2007*]. Le canal panchromatique 'rouge' acquiert des données de 0.57 à 0.83 µm sur des largeurs de 6 km. Les deux autres canaux ('Bleu-vert' de 0.4 à 0.58 µm et 'proche-infrarouge'de 0.79 à 1.1 µm) couvrent une largeur d'environ 1 km autour du centre de l'image. Les données HiRISE sont disponibles en version panchromatique (0.57 à 0.83 µm), couvrant alors des surfaces d'environ 10 km x 5 km, ou en couleurs (bleu-vert et proche infrarouge) sur la partie centrale de l'image (10 km x 1 km). HiRISE a été beaucoup utilisée pour l'étude du volcanisme, de la tectonique, de l'hydrologie, des processus sédimentaires, éoliens, climatiques, périglaciaires et de cratérisation. Environ 1% de la surface martienne a été imagée par la caméra HiRISE à la fin des 2 ans de phase primaire de la mission. Cependant, du fait de leur très haute résolution spatiale par rapport aux données OMEGA, les variations en termes de textures ou morphologies mises en évidences par HiRISE seront difficilement reliables à des variations dans les signatures spectrales d'OMEGA. Ces données seront donc très peu utilisées dans cette thèse.

GRS

Le spectromètre à rayon gamma GRS (Gamma ray Spectrometer) à bord de la sonde Mars Odyssey est composé de trois instruments : le Gamma Subsystem, le Neutron Spectrometer et le High Energy Neutron Detector, capables de détecter les rayons gamma, les neutrons thermiques (E < 0.4 eV), épithermiques (0.4 eV < E < 0.7 MeV) et rapides (0.7 < E < 1.6 MeV) émis par la
Surface [*Boynton et al. 1992*]. Ces rayons gamma sont issus de l'interaction entre les neutrons formés à la suite du bombardement de la surface et de l'atmosphère par les rayons cosmiques, et les noyaux atomiques. L'énergie de ces rayons gamma est directement reliée à la composition élémentaire et permet d'identifier et de cartographier les d'éléments (fer, silicium,...) présents à la surface ainsi que leur abondance. Cet instrument peut sonder la composition élémentaire jusqu'à un mètre de profondeur. Il a ainsi permis la cartographie globale des éléments (K, Th, Si, Fe, Ca, Al, Cl et H) présent dans le premier mètre de la surface de Mars à une résolution de ~500km/pixel [*e.g. Boynton et al., 2007*]. Cette composition chimique a entre autre permis de poser des contraintes sur l'évolution de l'activité interne de Mars [*Baratoux et al., 2011*]

TES

TES (Thermal Emission Spectrometer) est un spectromètre à bord de MGS composé de 3 instruments (un interféromètre Michelson, un radiomètre pour l'albédo et un bolomètre thermique), qui mesurent l'énergie visible et infrarouge reçue depuis la surface de Mars à une résolution de 3km/pixel [*Christensen et al., 2001*]. L'interféromètre est la base des détections

dans l'infrarouge thermique puisqu'il couvre la gamme spectrale allant de 6 à 50 µm avec une résolution spectrale de 5 cm^{-1}. Il permet de caractériser la composition minéralogique des surfaces étudiées dans l'infrarouge thermique et a ainsi permis d'obtenir les premières cartes globales des minéraux (pyroxène, olivine, plagioclases, hématite, etc…) présents à la surface de Mars [e.g. *Bandfield, 2002, Christensen et al., 2000a, 2000b, Koeppen and Hamilton 2008*]. Le radiomètre permet de mesurer la radiance entre 0.3 et 2.7 µm dans un canal unique, alors que le bolomètre thermique couvre la gamme de 5.5 à 100 µm environ. Ces deux derniers capteurs permettent de cartographier les propriétés thermophysiques de la surface : par exemple, l'albédo et l'inertie thermique (dérivée des températures de brillance spectrale et bolométrique). La carte d'inertie thermique TES à 20 pixels/° [*Putzig and Mellon, 2007*] sera principalement utilisée dans ce travail de thèse afin de faire une étude statistique des détections d'olivine à la surface de Mars en fonction de l'inertie thermique.

THEMIS

L'imageur multispectral THEMIS (Thermal Emission Imaging System) est un imageur multispectral à bord de la sonde Mars Odyssey depuis 2002. Il acquière des données selon 9 canaux dans l'infrarouge thermique (entre 6 et 14.9 µm) et 5 canaux dans le visible/proche-infrarouge (entre 0.42 et 0.86 µm) [*Christensen et al., 2004c*]. Les données acquises dans l'infrarouge (THEMIS IR) ont une résolution spatiale de 100 m/pixel, tandis que les images visible/proche-infrarouge (THEMIS VIS) ont une résolution spatiale de 18 à 36m/pixel. Les données IR ont permis entre autre de faire des analyses à plus haute résolution que TES des minéraux à la surface de Mars (*e.g. Tornabene et al., 2008 ; Rogers and Fergason, 2011*). Dans cette thèse seules ces données IR seront utilisées. Leur résolution est bien plus faible que celle d'OMEGA et permet donc de fournir un contexte relativement précis aux détections OMEGA. L'orbite polaire de la sonde Mars Odyssey permet de plus aux images infrarouges d'être acquises de façon complémentaire de jour comme de nuit. Les images THEMIS IR acquises de jour montrent un fort contraste entre les pentes éclairées par le soleil qui ont une température élevée et les pentes à l'ombre qui ont une température faible et sont donc très utiles pour étudier la topographie de la surface. Les images THEMIS IR acquises de nuit présentent un intérêt très particulier pour notre étude puisqu'elles nous renseignent sur la température des matériaux de nuit et donc sur leur capacité à garder la chaleur. La combinaison des observations acquises de jour et de nuit permet de nous donner une idée de l'inertie thermique de la surface et nous renseigne sur la nature du matériau observé. Ces données seront donc particulièrement utilisées dans cette thèse afin de caractériser les propriétés physiques de la surface observée avec une résolution spatiale plus élevée que TES. Les images THEMIS IR jour et nuit ont été utilisées dans cette thèse sous forme de mosaïques globales couvrant toute la surface martienne, avec une résolution spatiale de 200 m/pixel.

CRISM

CRISM (The Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) est un spectro-imageur embarqué à bord de la mission spatiale MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) lancée en 2005. Grâce à ses détecteurs IR (Infra-Red) et VNIR (Visible Near Infra-Red), CRISM couvre des longueurs d'onde allant de 0.362 à 3.92 µm avec une résolution spectrale de 6.55 nm, permettant l'identification d'une large gamme de minéraux à la surface de Mars [*Murchie et al., 2007*]. Ce spectro-imageur fonctionne selon deux modes : mode NADIR avec des résolution de 100 à 200m/pixel pour 72 longueurs d'ondes différentes, ce qui a permit de couvrir 60% de la surface de Mars ; et en mode cible qui permet des observations à plus haute résolution spatiale (40 m/pixel) et spectrale (544 longueurs d'ondes) mais sur des régions de

taille limitée (environ 10*10 km). Les résultats de cet instrument seront souvent cités dans cette thèse pour appuyer certaines détections OMEGA.

Carte USGS

La carte géologique fournie par l'USGS, et utilisée dans cette thèse, est basée sur les données Viking et regroupe les cartographies faites par *David H. Scott and K. L. Tanaka* (USGS I-1802-A, 1986, 1:15M scale), *Ronald Greeley and J. E. Guest* (USGS I-1802-B, 1987, 1:15M scale), et *K. L. Tanaka and D. H. Scott* (USGS I-1802-C, 1987, 1:15M scale) [*Skinner et al., 2006*]. Cette carte répertorie toute la surface de Mars selon plusieurs unités géologiques en se basant sur leurs morphologies (plaines, cratères, réseaux fluviaux, etc..) et leur appartenance à une structure géologique importante (Tharsis, Elysium, hauts plateaux de l'hémisphère sud, bassin d'impact, etc..) et rattache ces unités à une des trois grandes périodes martiennes : Noachien, Hesperien et Amazonien. Elle sera utilisée dans cette thèse afin de faire une étude statistique des dépôts d'olivine et des régions sources SNC avec l'âge des terrains où ils sont observés. Cependant, cette carte n'est parfois pas assez précise pour contraindre l'âge de certains dépôts de petites étendues spatiales.

ANNEXE 3

PUBLICATIONS

1) 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, *J. Geophys. Res*., vol 117, E00J14

2) Ody, A., F. Poulet, J.-P. Bibring, D. Loizeau, J. Carter, B. Gondet and Y. Langevin (2012), Global investigation of olivine on Mars: insights into crust and mantle compositions, submitted to J. *Geopgys. Res.*, vol 118, 234-262

3) Bishop, J. L., Tirsch, D., Tornabene, L., Jaumann, R., McEwen, A. S., McGuire, P. C., Ody, A., Poulet, F. et al., (2012), Mineralogy and morphology of geologic units at Lybia Montes, Mars : Ancient outcrops, mafic flows, fluvial features, impacts, *J. Geophys. Res*, accepted

4) Ottaviano, R, F. Poulet, M. Vincendon, J.-P. Bibring, J. Carter, E. Gino, B. Gondet, H. Hiesinger, A. Ody and D. Reiss (2012), Compositional investigation of the proposed chloride-bearing materials on Mars using near-infrared orbital data from OMEGA/MEx, J. Geophys. Res., vol 117, E00J13

Global maps of anhydrous minerals at the surface of Mars from OMEGA/MEx

A. Ody,[1] F. Poulet,[1] Y. Langevin,[1] J.-P. Bibring,[1] G. Bellucci,[2] F. Altieri,[2] B. Gondet,[1] M. Vincendon,[1] J. Carter,[3] and N. Manaud[4]

Received 2 May 2012; revised 1 August 2012; accepted 6 August 2012; published 20 September 2012.

[1] We here reassess the global distribution of several key mineral species using the entire OMEGA/Mars Express VIS-NIR imaging spectrometer data set, acquired from orbit insertion in January 2004 to August 2010. Thirty-two pixels per degree global maps of ferric oxides, pyroxenes and olivines have been derived. A significant filtering process was applied in order to exclude data acquired with unfavorable observation geometries or partial surface coverage with water and CO_2 frosts. Because of strong atmospheric variations over the 3.6 Martian years of observations primarily due to the interannual variability of the aerosol opacity, a new filter based on the atmospheric dust opacity calibrated by the Mars Exploration Rovers measurements has also been implemented. The Fe^{3+} absorption features are present everywhere on the surface, with a variety of intensities indicating distinct formation processes. The pyroxene-bearing regions are localized in low albedo regions, while the bright regions are spectrally comparable to anhydrous nanophase ferric oxides. The expanded data set increases by a factor of about 2, the number of olivine detections reported in previous OMEGA-based studies. Olivine is mainly detected in three types of areas over the Martian surface: discontinuous patches on the terraces of the three main basins; smooth inter-crater plains and smooth crater floors throughout the southern highlands; and crater sand dunes, crater ejectas and extended bedrock exposures in the northern plains. Olivine is also detected in the low albedo pyroxene-bearing dunes surrounding the northern polar cap.

Citation: 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, *J. Geophys. Res.*, *117*, E00J14, doi:10.1029/2012JE004117.

1. Introduction

[2] The surface composition of Mars records the past and present geologic and climatic processes of the planet. In situ analyses performed by landers and rovers over the last few decades have provided unique analyses of rocks and minerals. However, these in situ investigations constitute a small and non-random sampling of the Martian surface, while orbital remote sensing observations enable a global characterization of Mars surface properties.

[3] During the past fifteen years, the Mars orbiters have provided great strides in our understanding of the composition and of the physical properties of the surface of Mars [e.g., *Bell*, 2008]. The visible near-infrared imaging spectrometer OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) on board the ESA Mars Express (MEx) mission is one among the numerous remote sensing instruments that contributes to these achievements. The nearly polar, highly eccentric orbit of Mars Express provides a variable spatial sampling which, together with a latitude drift of the periapsis enables a complete coverage at different spatial scales. This made it possible for OMEGA to achieve almost global km-scale coverage of the Martian surface.

[4] Based on the first Martian year of OMEGA operations, a first analysis of the global distribution of key mineral species at low and midlatitudes was performed, using the 1–2.5 μm wavelength range [*Poulet et al.*, 2007]. This analysis, using spectral parameters, revealed general trends of the distribution of surface material on Mars, broadly consistent with previous ground-based [e.g., *McCord et al.*, 1982] and space observations [e.g., *Bandfield*, 2002]. Low NIR 1 μm albedo (<0.2) regions exhibit pyroxene signatures, while the bright regions (NIR 1 μm albedo >0.3) are interpreted as being covered by anhydrous ferric oxides. Olivine has been identified in large areas associated with low albedo pyroxene-bearing highlands with a predominant Mg-rich composition and a grain size distribution smaller than 100 μm. Olivine with higher iron content and/or larger grain size

[1]IAS, Université Paris-Sud, Orsay, France.
[2]Istituto di Astrofisica e Planetologia Spaziali, INAF, Rome, Italy.
[3]European Southern Observatory, Santiago, Chile.
[4]European Space Astronomy Center, Villanueva de la Cañada, Spain.

Corresponding author: A. Ody, IAS, Université Paris-Sud, FR-91405 Orsay CEDEX, France. (anouck.ody@ias.u-psud.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
0148-0227/12/2012JE004117

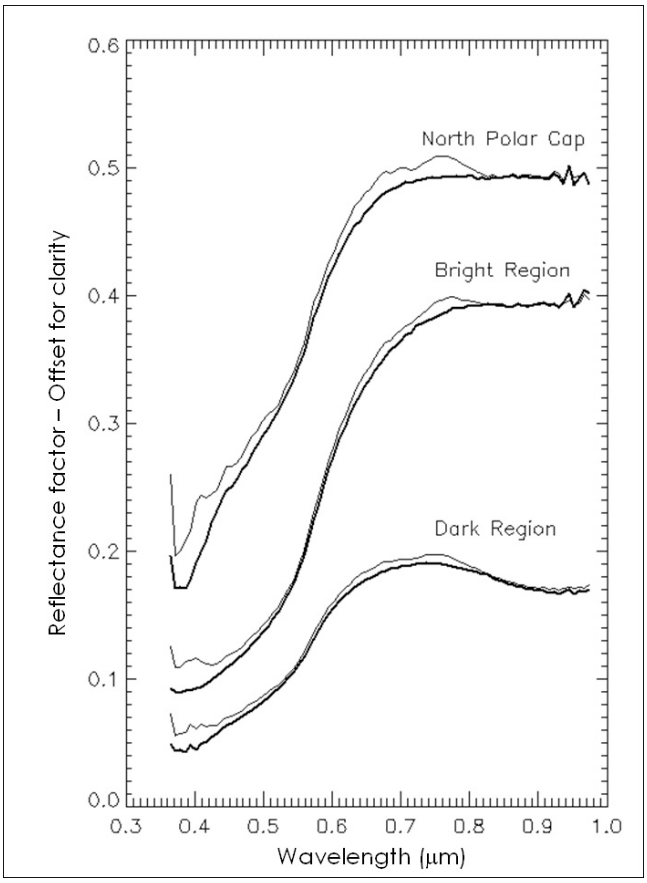


Figure 1. Comparison between VIS spectra (<1 μm) before (thin gray line) and after (thick black line) the improvement of the Instrumental Transfer Function and internal stray light correction procedure for the VIS channel.

(>100 μm) is detected in isolated areas. The spectral properties of the low albedo terrains in the northern plains were interpreted as resulting from a thin ferric coating or varnish present on dark basaltic substrate. Finally, hydrated minerals have been detected in spots, mostly within the ancient crust as also confirmed by further studies [*Poulet et al.*, 2007, 2009a; J. Carter et al., Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers: Updated global view, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2012].

[5] OMEGA-based distributions of anhydrous mineral species at high latitudes (>50°) have been mapped using data acquired during the northern and southern springs and summers of the first two Martian years [*Poulet et al.*, 2008]. Mafic materials (both pyroxene and olivine) were found in low albedo terrains, while the presence of hydrated minerals is reported at latitudes higher than 60°.

[6] The goal of this paper is to reassess the global distribution of these mineral species at low, middle and high latitudes using the entire OMEGA data set acquired from orbit insertion in January 2004 to the failure of the 1–2.5 μm channel cooler, in August 2010. The two OMEGA coolers were rated for the nominal mission (1 Martian year). They greatly exceeded these expectations, and the cooler of the 2.5–5.1 μm channel is still operating nominally. The 1–2.5 μm channel provided important discriminating criteria for the Martian mineralogy, hence the maps presented in this paper can be considered as a finalized outcome of OMEGA observations.

[7] We address four key compositional aspects: pyroxene, olivine, ferric phases, nanophase oxides, which are mapped using diagnostic mineral parameters. Such a fast mapping technique has the advantage of being well-adapted to the large OMEGA data set. Section 2 describes the status of the OMEGA instrument as a function of its aging and the selection of the data set used for the mapping. Section 3 presents the key mineral indicator parameters used in this study. Results are then presented and discussed in section 4. We will see that these new global maps are in good agreement with the major trends of mineral distributions reported in *Poulet et al.* [2007, 2008]. In addition, the new maps are much more complete than the previous ones, and they will be used as high level data sets to identify regions of interest and to perform detailed local analyses at resolution of hundreds of meters. Such science application on the olivine distribution will be presented in a forthcoming paper (A. Ody et al., Global investigation of olivine on Mars: Insights into crust and mantle compositions, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2012).

2. Data Products and Methods

[8] The OMEGA spectral range extends from the visible (0.36 μm) to the thermal infrared (5.09 μm). (All OMEGA data, the data reduction updated software and complementary information are available on the ESA PSA website (http://www.rssd.esa.int/index.php?project=PSA) [*Heather et al.*, 2010].) The present analysis focuses on VNIR reflectance measurements (0.36–2.5 μm) using the VIS (0.36–1.07 μm) channel [*Bellucci et al.* 2006] and the NIR (0.92–2.7 μm) C-channel [*Bibring et al.*, 2004]. The OMEGA IFOV (Instantaneous Field Of View) is 1.2 mrad (4 arcmin). OMEGA operates with cross track swaths of 16, 32, 64, or 128 IFOV in width, so as to provide consistency between cross-track and along-track sampling as a function of MEx altitude. This translates into a footprint (pixel size) ranging from a few hundred meters (observations close to periapsis) to a few kilometers (from 4000 km altitude).

2.1. VIS Channel: Updated Data Processing

[9] OMEGA operates as a push broom imager in the VIS (the swath is acquired in a single integration over a 2-D detector). In this work, we use an updated version of the data reduction procedure including an improved Instrumental Transfer Function (ITF) and an internal stray light correction. Details on the method to retrieve the updated ITF can be found in F. G. Carrozzo et al. (Study of the 1 micron band spectral properties to characterize the Martian mineralogy by means of the OMEGA/MEX data, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2012). Figure 1 illustrates the benefits of the new calibration. Measurements for wavelengths greater than 0.98 μm (spectral channel 84) must be discarded, since sensitivity drops.

2.2. C-Channel: Instrumental Evolution and Updated Data Processing

[10] The C-channel of OMEGA operated in a whiskbroom mode in which the spectrum was acquired for a single IFOV, 4 × 4 arcmin in size. The image was built using (1) a mirror

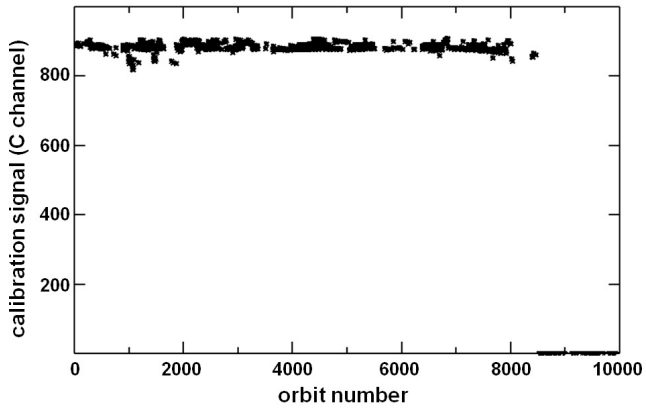


Figure 2. Evolution of the signal of the calibration lamp in the C-channel from orbits 0 to 10000. The black stars correspond to spectel 102 (C-channel, 2.67 μm).

in front of the telescope, which scanned the surface in a crosstrack direction, with swaths of 16, 32, 64 or 128 pixels depending on the spacecraft altitude, thus on its on-ground drift velocity, and (2) the drift of the spacecraft. The swath width was chosen so as to avoid both undersampling and oversampling between swaths. The C-channel image cubes have thus dimensions Npix x Nline x 128, where Npix is 16, 32, 64 or 128, Nline corresponds to the number of scans within the cube, and 128 corresponds to the number of spectral channels (spectels). Because the scanning mirror is flat, we assume that a single photometric response can be applied to all observations, an approach which was verified during ground calibration and validated in-flight [*Bonello et al.*, 2005]. Thermal emission can be neglected for the C-channel, which extends from 0.93 μm to 2.7 μm, by contrast with the L-channel (2.5 to 5.1 μm) [*Jouglet et al.*, 2007].

[11] The C-channel detector was cooled down to ~77°K by a dedicated cryocooler, while the entire spectrometer is cooled to 190°K by a conductive link to a passive radiator. OMEGA's power consumption is 27.4 W during the ~2 h cooling of the focal plane. A slow degradation of the performance of the C-channel cooler began to be observed in 2009. This evolution accelerated in early 2010. Starting in April (orbit 8000), the C-channel operational temperature was reached a few minutes after the previously nominal cooling duration. In late August 2010, the C cooler suddenly displayed a current spike which resulted in an automatic shut-down of OMEGA by the spacecraft. This led to the decision not to turn on this channel for later observations.

[12] The evolution of the OMEGA channels with time has been monitored using an internal calibration lamp. As shown in Figure 2, the level of the signal in the C-channel was very stable from January 2004 (start of operations) to April 2010 (orbit 8000). The initial photometric function remained valid except for hot spectels (see below).

[13] The degradation of the C-channel detector, due to cosmic rays, needs also to be taken into account in the pipeline. The impact of a cosmic ray can indeed result either in a slightly lower photometric efficiency (typically by a factor 0.8 to 0.95, "hot spectels") which remains stable after the event, or in an unstable behavior, observed whenever the efficiency decreases to <0.8 ("dead spectels"). After 6+ years of operation of the C-channel, 95 spectels were still fully nominal (Figure 3), 15 were hot and 18 where declared dead. For hot spectels, the pipeline applies either the initial photometric response or the lower photometric response by comparing the orbit number to the orbit number at which the degradation was observed. Dead spectels are not considered in the interpretation, hence

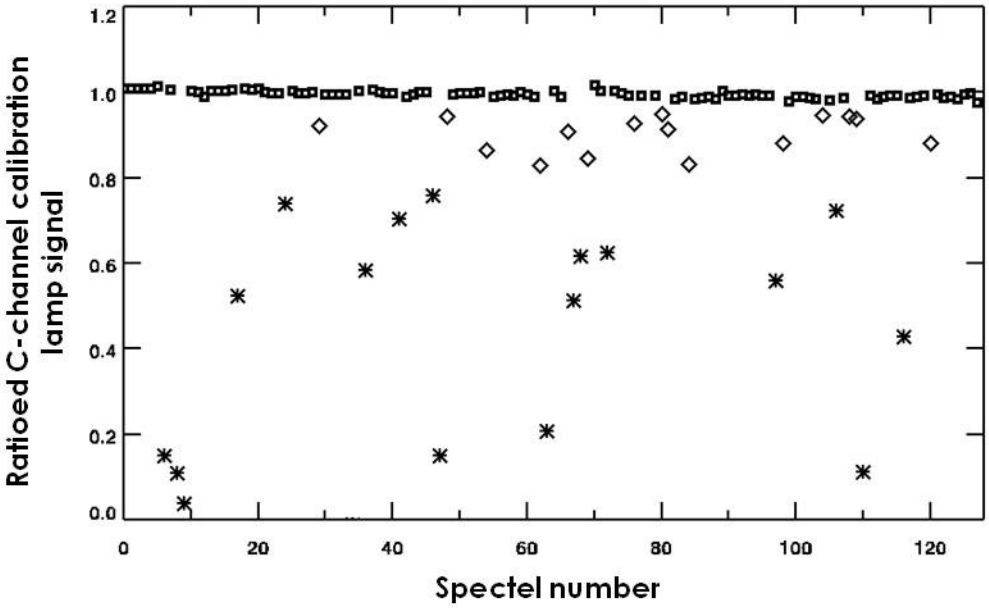


Figure 3. Ratio of the level of the calibration lamp in the C-channel for orbit 7801 (02/2010) to that for orbit 6 (01/2004, start of science operations). After 6 years, 15 spectels have been slightly impacted by cosmic rays (calibration signal lowered by 0.8 to 0.95, diamonds) while 17 spectels have been strongly impacted (calibration signal lowered by more than 0.8, stars).

the pipeline provides an array of useful spectels with a number of elements which decreased from 127 at the start of observations to 110 in early 2010. The spectral signatures of silicates and oxides are broad, so that the degradation of the C-channel detector array by cosmic rays had only a limited impact on the usefulness of late orbits for mapping such minerals.

[14] After 6 months of fully nominal operations, a perturbation appeared for pixels 80 to 95 of the 128 pixels large swaths, with spurious values for 4 spectels every 32 spectels across the 3 spectral channels. Only the valid regions (pixels 0:79, 96:127) have been considered for map building. In April 2008, the perturbations extended first to the full second half of 128 pixel swaths, then to the whole swath. After investigating the problem, the OMEGA team decided in June 2008 to switch on the redundant main electronics, which made it possible to resume nominal operations. However, due to the anomalous behavior of the scanner when cold, most observations after June 2008 where implemented using the 16, 32 or 64 pixel swaths only.

2.3. Filtering the Data

2.3.1. Processes

[15] Global maps of key Martian minerals are built using the full OMEGA data set acquired from January 2004 (in-orbit commissioning) to August 2010 (loss of the C-channel cooler). This data set corresponds to 3.6 Martian years of observations, 2047 OMEGA operating orbits (over 8485 MEx orbits), 9618 3D image-cubes and more than 700 million pixels. The VNIR radiance data are converted to reflectance using the observational constraints and a solar spectrum scaled to the Mars-Sun distance. A near-infrared atmospheric correction is applied between 1 μm and 2.6 μm by assuming that the atmospheric contribution follows a power law variation with altitude [*Langevin et al.*, 2007]. This produces a corrected reflectance (I/Fcos(i))(λ) spectrum which corresponds to the ratio of the observed radiance to the incoming solar flux per unit of surface assuming a lambertian surface.

[16] Various instrumental and observational effects affect the quality of the data and hence the mapping of the minerals. The data are thus filtered according to three major steps in order to keep only relevant data for mapping the mineral species:

[17] 1. The first step consists of excluding data cubes on the basis of coverage and operation modes criteria. The high spatial resolution observations with a swath width of 16 pixels are not used because their tracks are too narrow ($\sim$6 km) to contribute significantly to the global mapping (mode 16 on Figure 4a). Then, only data cubes acquired in near-nadir pointing mode (emergence angle <15°) and during day time (incidence angle <90°) have been considered. Third, because we need the near-IR to assess the presence of CO_2 or water frosts and ices (see section 3), observations made only with the visible channel are removed from the data set. Finally, we removed data cubes acquired before OMEGA had reached its nominal operation start time, as these acquisitions were performed to heat up the instrument, and primarily its scanner, before it scans in 128 pixels swaths for which a minimum temperature was required (heating cubes in Figure 4a). Note that most of these data were acquired before the IR detectors reached their nominal operating temperature. Figure 4a summarizes the number of OMEGA data cubes filtered by each of these conditions. Most of the data cubes have been removed because of the "16" cross track swath or non-Nadir conditions. After this first filtering, our data set is composed of 6653 data cubes, which correspond to 56% of the initial data set in terms of number of pixel (>400 million pixels).

[18] 2. A second filtering step was applied to data cubes pixels that exhibit anomalies. These result either from the saturation of the C-channel, a non-nominal NIR detector temperature, electronic deficiencies (degradation of the Main Electronics (ME) in Figure 4b) or telemetry problems (data gaps on Figure 4b). Each part of the cubes affected by one or more of these four anomalies was excluded. This step removed about 9.6% of the pixels for the NIR and only 5.5% for the VIS (Figure 4b). In addition, the calibration data (first scans of the first cube of each orbit for the IR and first scans of each data cube for the visible part) were removed (green portion on Figure 4b). These two additional steps removed about 0.5% pixels in the IR range and 1.7% in the visible range (green in Figure 4b).

[19] 3. Observational conditions (optical thickness of aerosols, air mass, altitude, clouds, surface icy frost) are critical for the mapping of surface mineral species. At high incidence angles, the contribution of aerosol scattering hampers identifying mineralogical signatures. The useful data set was therefore restricted to pixels observed with an incidence <75° (w.r.t the outward normal to the reference ellipsoid). Even at relatively low incidence, observations taken during periods of high aerosol optical thickness cannot be fully exploited for mineralogical identifications (aerosols in Figure 4c). An additional aerosol criterion was thus applied as detailed below (section 2.3.3). Finally, seasonal surface frosts (H_2O or CO_2) and/or ice clouds (mainly H_2O) exhibit strong spectral signatures in the NIR, which mask mineralogical features. Data cubes presenting such features according to a procedure detailed in section 2.3.2 have been also excluded. As illustrated in Figure 4c, observation conditions (incidence, aerosol optical thickness and ices) are responsible for the removal of $\sim$54% of pixels within the 6653 image cubes previously selected after step (1).

[20] After completing these filtering procedures, $\sim$23.2% of the initial 9618 OMEGA cubes (170 million pixels) have been processed and mapped in the NIR range and $\sim$23.9% in the VIS range.

2.3.2. Water and CO_2 Ices and Frosts

[21] Water and CO_2 ices are commonly present on Mars in the form of clouds and seasonal frosts. Both have an absorption band centered at about 1.5 μm, which can bias the detection of pyroxene and olivine and affect the signatures of the ferric phases. Therefore we decided to disregard all spectra in which either H_2O ice, identified by its 1.5 μm absorption band, or CO_2 ice identified by its 1.43 μm absorption band is present. The water and CO_2 ice criteria as defined in *Langevin et al.* [2007] were modified, for orbit greater than 7768 and 4330 respectively, because of the failure of several spectels (Table 2). In order to remove disturbed data without losing to much data coverage, we fixed the detection threshold of the CO_2 ice spectral parameter to 5% and that of H_2O to 3%.To minimize the effects of seasonal frosts in the polar regions, we applied an

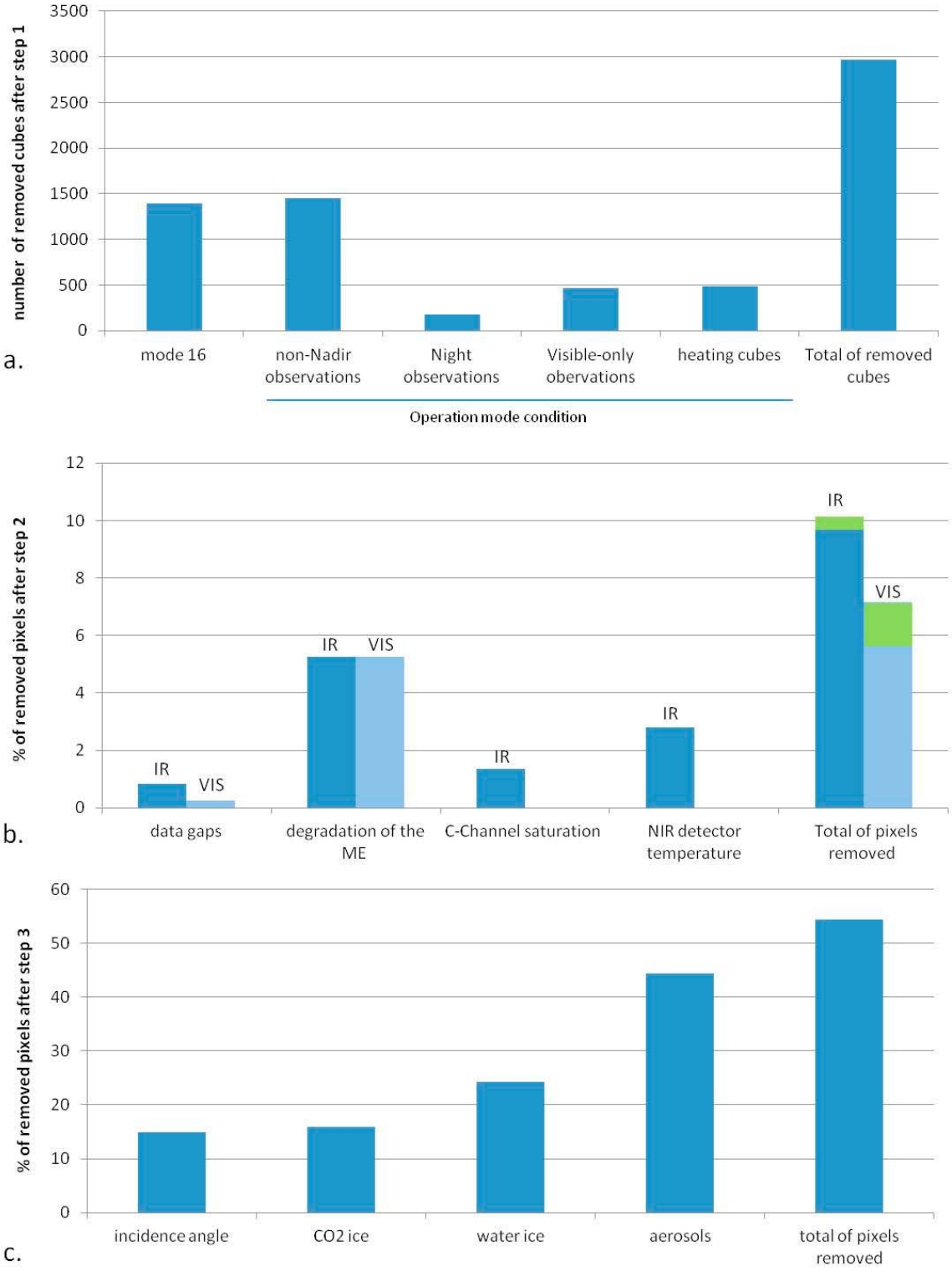


Figure 4. (a) Histogram of the data cubes filtered by coverage, operation mode and data quality (step 1 in text). (b) Histogram of the percentage of pixels removed after step 2 due to instrumental anomalies (blue portions) or because they correspond to calibration data (green portion), with respect to the total number of pixels in the 6653 cubes extracted from step 1. (c) Histogram of the percentage of pixels removed by various filters based on observational conditions (presence of ices and aerosols) (step 3 in text), with respect to the total number of pixels in the 6653 cubes extracted from step 1. The total number of removed pixels does not correspond to the sum of the pixels removed by each condition, as some pixels can meet several rejection conditions simultaneously.

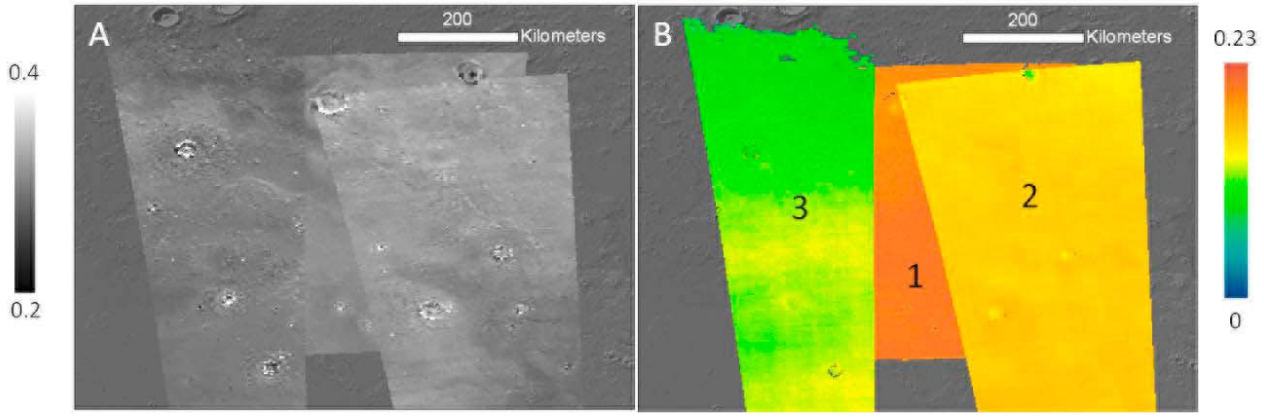


Figure 5. Three OMEGA tracks ((a) NIR albedo; (b) Fe^{3+} parameter) over the regions of coordinates [114–128°E; 32–43°N] taken at different seasons and years (Table 1). Numbers correspond to cube numbers in Table 1.

additional solar longitude constraint to latitudes poleward of 50°N and 50°S restricting data to local spring and summer acquisitions, namely to Ls = [45°–160°] for the northern regions and to Ls = [220°–330°] for the southern ones.

2.3.3. Aerosol-Based Filtering Process

[22] Observations acquired over different seasons and years shows variations of the values of spectral parameters. They result from both annual and interannual variability of the atmospheric dust opacity [*Vincendon et al.*, 2007, 2009]. The 2007 global maps were less affected by these effects, because they were based on data acquired during the first Martian year of OMEGA observations (2004–2006) only. Our objective being to produce "aerosol-free" surface maps, the contribution of aerosol scattering has been assessed and removed, using the Monte-Carlo modeling approach presented in *Vincendon et al.* [2009] and *Vincendon and Langevin* [2010]. However, such an approach cannot be applied to the whole data set given the computing time required. Therefore, we followed a filtering approach to restrict the data set to optical thicknesses along the path for which aerosol contributions do not hamper mineral identifications.

[23] Two filtering steps were applied before mapping the spectral parameters. First, observations acquired during the global high opacity dust storm of 2007 that occurred between Ls 260° and Ls 325°, were removed. However, significant variations of the dust opacity with time still impact the mosaics. This is illustrated in Figure 5a that shows the overlap of three OMEGA tracks of the Fe^{3+} parameter (see section 3.4) taken at three different years and solar longitudes. Average values of the Fe^{3+} spectral parameter and observations conditions for these three cubes are reported in Table 1. Cube 1 is extracted from observations acquired during clear atmospheric conditions (Ls ~ 20°–130°) and presents a high average Fe^{3+} spectral parameter value of about 0.20. The other two cubes (2 and 3) acquired during a dusty period exhibit an increased reflectance at short wavelength (0.4–0.6 μm) which results in a decrease in the Fe^{3+} signature (Table 1).

[24] The strongest spectral and quantitative effects of aerosols are observed in the visible wavelength range due to their effective grain size radius of about 1.5 μm and their spectral properties [*Vincendon et al.*, 2007]. The Fe^{3+} spectral parameter is the most sensitive to variations in dust opacity. This spectral parameter is then used as a proxy of data affected by atmospheric dust. In order to derive a rejection threshold based on the dust opacity, we calculated the values of the Fe^{3+} criterion for typical low and high albedo regions, and then correlated these values with the dust opacity for all data cubes acquired over these regions at different seasons and years. The dust opacity has been measured by the Panoramic Camera (Pancam) on both Mars Exploration Rovers (MERs) at 0.9 μm [*Lemmon et al.*, 2004; M. T. Lemmon, private communication, 2009]. *Vincendon et al.* [2009] have demonstrated that the dust optical depth is relatively homogeneous over low and middle latitudes and nearly independent of the longitude for a given epoch. Therefore, the MER-based dust opacity can be considered as a good proxy of the dust opacity for the latitudes [−60°, +60°]. It can be noted that the optical depths of the two rovers are interpolated at each solar longitude. The mean evaluated optical depth was then extrapolated to the actual incidence (with respect to the reference ellipsoid) and altitude of each OMEGA pixel (Table 2).

[25] Figure 6 shows the correlation between the averaged values of the Fe^{3+} spectral parameter calculated for each studied data cube and the dust optical depth over bright and dark regions of Mars. The value of this spectral parameter

Table 1. Observation Conditions and Average Values of the Fe^{3+} Spectral Parameter for the Three Spectra Cubes Shown in Figure 5

Cube Number	OMEGA Data Cube	Ls	Terrestrial Years	Incidence Angle	Effective Dust Opacity	Average Fe^{3+} Value
1	ORB0329_4	23°	2004	33°	1.59	0.20
2	ORB6544_5	205°	2009	52°	2.60	0.16
3	ORB4411_5	256°	2007	64°	3.97	0.11

Table 2. Spectral Parameter Used in the Filtering Process[a]

Name	Formulation	Detection Threshold	Rationale
Water ice	$R(1.50)/(R(1.39)^{0.7}*R(1.77)^{0.3})$ before orbit 7768 $(R(1.53)/(R(1.39)^{0.63}*R(1.77)^{0.37}))*1.04–0.02$ after orbit 7768[b]	0.97	1.5 μm due to water ice
CO_2 ice	$1-R(1.43)/(R(1.39)^{0.5}*R(1.44)^{0.5})$ before orbit 4330 $1-R(1.43)/R(1.39)$ after orbit 4330[c]	0.05	1.43 μm due to CO_2 ice
Dust opacity rejection criterion	$\tau_{MERs}*\exp(alt/H)*(1 + 1/\cos(i))$ with H (11 kms) the Martian scale height and i the incidence angle relative to the reference ellipsoid.	2	Effective dust opacity measured by the MERs at 0.9 μm corrected from altitude and incidence angle.

[a]R is the reflectance I/F at a given wavelength λ (μm)/cos(i) with i as incidence angle relative to the local normal.
[b]Spectel 40 (1.50 μm) became non-functional after orbit 7768 due to cosmic ray degradation. After this orbit, spectel 40 (1.50 μm) was replaced by spectel 42 (1.53 μm) and water ice spectral parameter was modified so as to be consistent with the first spectral parameter threshold.
[c]Spectel 36 (1.44 μm) became non-functional after orbit 4330 due to cosmic ray degradation. The criterion used before the loss of this spectel was less sensitive to altitude, as this narrow CO_2 band centered at 1.43 μm partly overlaps with an atmospheric CO_2 band.

decreases as the optical depth increases for both bright and dark regions. This decrease is especially strong for dust opacity >1.5–2. A decrease of more than 25% is observed when the dust optical depth is ~2.5. This decrease can reach 50% for an optical depth of 4.

[26] A threshold of the dust rejection criterion for values between 1.8 and 2.2 was tested on the dust-disturbed Fe^{3+} global map and it appears that a threshold of 2.0 is the best trade-off between removal of most of the dust-contaminated data and keeping valuable data and spatial coverage. The other spectral parameters are less sensitive to aerosols but because the global coverage is not much affected by this rejection criterion, we decided, in order to remain consistent, to apply a dust opacity threshold at 2 on all global maps. As expected, the opacity-based filtering technique was not effective for the high latitudes, and it was not applied on northern and southern polar maps.

3. Spectral Parameters of Mapped Minerals

[27] This section presents the set of diagnostic mineral parameters that capture key mineralogical properties of the surface. These parameters, which were first developed in *Poulet et al.* [2007], were adapted to take into account the aging of the C-channel detector and the new calibration

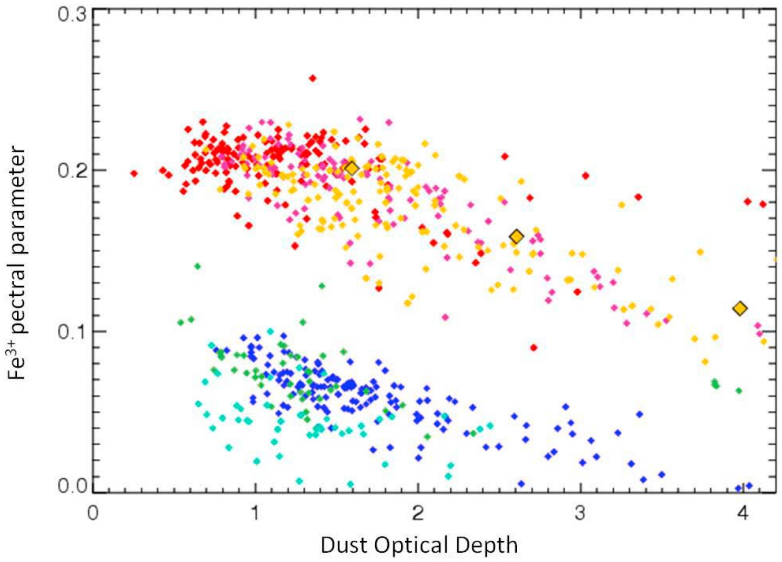


Figure 6. Evolution of the Fe^{3+} spectral parameter as a function of the incidence-altitude corrected dust opacity at 0.9 μm measured by the MER/PanCam instrument [*Lemmon et al.*, 2004; Lemmon, private communication, 2009] for selected bright regions (warmer colors) and dark regions (cooler colors). Each point represents the average value of the Fe^{3+} spectral parameter versus the average value of dust opacity calculated for cubes extracted from various regions: Tharsis terrain [235°,277°E; 4°,26°N], Arabia Terra terrain [8°,41°E; 12°,31°N] and two Elysium terrains [100°,118°E; 13°,38°N and 140°,174°E; 3°,30°N] for bright regions and the north of Argyre basin [302°,343°E; −28°,−8°N], Syrtis Major terrain [67°,77°E; 1°,19°N] and Tyrrhena Terra terrain [79°,101°E; −25°,−9°N] for dark regions. Large yellow diamonds outlined in black represent values for the three spectral cubes of Figure 5.

Table 3. Description of Mapped Spectral Parameters[a]

Name	Formulation	Detection Threshold	Rationale
NIR albedo	R(1.08)	N/A	Lambertian albedo
0.53 μm band depth or Fe^{3+} parameter	1-R(0.55)/(0.5*R(0.44) + 0.5*R(0.65))	0	Degree of oxidation of the surface
Nanophase ferric oxide or 1/0.8 μm slope	R(0.88)/R(0.78)	1	Nanophase ferric oxide if ratio≥1
Pyroxene	1-(R(2.15) + R(2.22))/(R(1.79) + R(2.5))	0.01	2 μm band due to both high-calcium and low-calcium pyroxene
OSP1 (Olivine Spectral Parameter 1)	(0.5*R(1.54) + 0.5*R(1.56))/(0.1*R(1.01) + 0.2*R(1.21) + 0.7*R(1.36)) before orbit 7768 (0.5*R(1.54) + 0.5*R(1.56))/(0.1*R(1.03) + 0.2*R(1.21) + 0.7*R(1.36)) after orbit 7768[b]	1.04	1 μm band due to olivine with low iron content and/or small grain size and/or low abundance
OSP2 (Olivine Spectral parameter 2)	(0.5*R(1.69) + 0.5*R(1.70))/(0.05*R(1.01) + 0.05*R(1.21) + 0.45*R(1.36) + 0.45*R(1.5) before orbit 7768 (0.5*R(1.69) + 0.5*R(1.70))/(0.05*R(1.03) + 0.05*R(1.21) + 0.45*R(1.36) + 0.45*R(1.48) after orbit 7768[b]	1.04	1 μm band due to olivine with higher iron content and/or larger grain size and/or higher abundance
OSP3 (Olivine Spectral parameter 3)	$R(1.36)/(R(1.07)^{0.5}*R(1.64))^{0.5}$	Median (OSP3)-0.04	1 μm band due to olivine with higher iron content and/or larger grain size and/or higher abundance

[a]R is the reflectance I/F at a given wavelength λ (μm)/cos(i) with i as incidence angle relative to the local normal.
[b]Spectel 6 (1.01 μm) and spectel 40 (1.5 μm) became non-functional after orbit 7768 due to cosmic ray degradations. They have been replaced by spectels 7 (1.03 μm) and 39 (1.49 μm) for evaluating OSP1 and OSP2 after this orbit.

procedure of the visible channel. All these parameters are listed in Table 3.

3.1. NIR 1 μm Albedo

[28] A NIR 1 μm albedo map was produced using the I/F/cos(i) value at 1.08 μm (with i the solar incidence angle), assuming a lambertian surface. The 1.08 μm wavelength was here selected to enhance the contrast between mafic regions, which show strong absorption bands at 1 μm due to the presence of pyroxene and olivine minerals, and non-mafic regions. The resulting NIR albedo map can be used as a reference to maps built with the other spectral parameters listed in Table 1 and described hereafter.

3.2. Pyroxene

[29] The pyroxene spectral parameter is based on its 2 μm absorption band attributed to crystal field transitions in Fe^{2+} when occupies the M2 crystallographic site instead of Ca^{2+}. Although this band shifts to higher wavelengths with increasing Ca^{2+}, this parameter is defined to be sensitive to both low- and high-calcium pyroxene. Two spectels have been changed with respect to the 2007 spectral parameter because of the aging of the detector. These small changes do not affect the threshold of 1% derived by *Poulet et al.* [2007].

3.3. Olivine

[30] The identification of olivine is based on its broad 1 μm band due to Fe^{2+} ion in distorted octahedral sites. This complex absorption band varies in width, position, and shape with the iron content of the olivine but also with its grain size and its abundance. The right wing of the absorption band shifts toward longer wavelengths as the FeO content in the olivine increases. However, an increase in the grain size broadens the bottom of the band and also shifts the right wing of the band toward longer wavelengths. Thus, a forsterite olivine spectrum with very large grains ($\gg$100 μm) and a fayalite olivine spectrum with smaller grains have similar spectral features. In addition, the eventual presence of abundant pyroxenes shifts the olivine feature toward smaller wavelengths, thus attributing to a fayalite-rich mineral a forsterite-like spectrum. In order to better distinguish the type of the detected olivine, three spectral parameters are used. The first spectral parameter (OSP1 in Table 3) preferentially detects Mg-rich and/or small grain size and/or low abundance olivine. The second spectral parameter (OSP2 in Table 3) is more sensitive to olivine with high iron content and/or large grain size and/or high abundance. An increase of the value of both parameters can be interpreted as an increase of the iron content, and/or of the grain size and/or of the abundance. These two parameters correspond to the two olivine spectral parameters used in *Poulet et al.* [2007], where their thresholds were discussed and tested in detail. In order to better discriminate between olivine with high iron content and/or large grain size and/or a high abundance and Mg-rich and/or small grain size and/or low abundance olivine, we increase the weights applied on the wavelengths 1.36 μm and 1.49 μm as well as the detection threshold of OSP2 to 1.04 instead of 1.02. The third spectral parameter (OSP3 in Table 3) determines the full band depth at 1.36 μm relative to a continuum. It preferentially detects olivine with a large Fe content and/or with large grain size and/or with high abundance. OSP3 is compared to its

median value within a given cube, and only band depths 4% larger than the median are considered as valid detections. This procedure takes advantage of the small fraction of regions exhibiting olivine signatures. It minimizes the impact of aerosol contributions as well as that of departures from linearity of the OMEGA detector (typically 1 to 2%, with variations in behavior from cube to cube).

3.4. Ferric Oxides

[31] The presence of ferric iron absorption features in the UV/visible is indicative of oxidized materials. The degree of oxidation can be evaluated using the strength of the 0.53 μm ferric absorption edge, which is due to several effects: intense Fe^{3+} ligand field transitions between 0.4 and 0.6 μm; Fe^{3+} electronic pair transitions in the 0.5–0.7 μm region; and a strong $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$ charge transfer absorption centered near 0.25–0.35 μm. To gauge the strength of this feature we use the parameter called BD530, which has been defined by *Morris et al.* [2000] and adapted to OMEGA spectral resolution by *Poulet et al.* [2007].

[32] Ferric phases also exhibit a broad NIR absorption feature centered at 0.86 μm. This feature is indicative of the degree of crystallinity and iron content of the ferric phases. Because of an instrumental artifact around 0.85 μm uncorrected by the previous VIS transfer function, *Poulet et al.* [2007] used the spectral ratio of the reflectance between 0.8 and 0.97 μm to constrain the nature of the ferric oxides. Because of the new visible ITF (Section 2.1), the spectral ratio of the reflectance between 0.78 and 0.88 μm can now be used with confidence to evaluate the 0.86 μm signature. The value of this slope is smaller than unity for ferric oxides with large grain sizes, and becomes larger than unity in presence of nanophase ferric oxide, a few tens of nm or less in size, and increases with the Fe content [*Morris et al.*, 1989]. A value of the 0.88/0.78 μm slope larger than unity can thus be assigned to the presence of nanophase ferric oxides.

[33] Because of the new VIS ITF, values of the Fe^{3+} spectral parameter are systematically lower than those evaluated by *Poulet et al.* [2007]. The nanophase ferric oxide spectral parameter values do not change for the dark regions but are higher for the bright regions.

3.5. Mapping

[34] A resolution of 32 ppd (about 2 km at the equator) was chosen for global mapping because it is well adapted to the spatial sampling of OMEGA observations. Low and middle latitude global maps were built using all observations between $-60°$ and $+60°$, while polar maps were defined for latitudes larger than 50°. For this map resolution of 32 ppd, the OMEGA global coverage reaches about 97% of the Martian surface without applying the MER-based rejection criterion, and 90% with it. The main effect of the presence of aerosols is to decrease the values of all spectral parameters except for the nanophase one. Whenever pixels were observed several times, the best quality data cubes, corresponding to the highest value of each criterion, were used for building the maps, except for the albedo map. For this map, since we do not apply the dust rejection criterion (see section 4.1), we considered all observations of given pixels, then averaged them. This diminishes the effects of atmospheric and surface variations and more homogeneous mosaics are obtained. The low and middle latitudes global maps are plotted over MOLA data in order to emphasize the locations of the detections. The mineralogical south and north polar maps are plotted over the NIR albedo polar maps.

4. Results and Discussion

[35] This section discusses the global maps built on the previously described mineral parameters (Figures 7, 8, and 9).

4.1. NIR Albedo

[36] The NIR albedo map is shown in Figure 7a. To illustrate the global coverage achieved by OMEGA, the MER-based dust rejection criterion is not applied on this albedo map. The average value of albedo for each pixel is mapped. A nearly complete coverage of the Martian surface is obtained, which significantly improves the OMEGA data global coverage of the Martian surface since the 2007 study. The major trends of this map are the same as those of *Poulet et al.* [2007]. The bright regions are localized in the northern hemisphere over the regions of Tharsis, Arabia Terra and Elysium with values ranging from 0.4 to 0.47. In the southern highlands, the regions with the highest albedo are found over the Hellas basin and the region of Promethei. The low NIR albedo regions are mainly localized in the southern hemisphere with the lowest values of $\sim$0.10 in Syrtis Major. Low NIR albedo regions are also identified in the northern hemisphere (the largest one being Acidalia Planitia). All these observations are consistent with previous space and ground-based observations.

4.2. Ferric Oxides

[37] The values of the Fe^{3+} spectral parameter are positive for all the OMEGA pixels, although the degree of oxidation varies significantly. These variations reflect the existence of distinct mineral phases, with different composition and origin. The Fe^{3+} map shows a remarkable spatial correlation with the NIR albedo map (Figures 7a and 7b).

[38] In the dark terrains that exhibit the lowest values of this parameter, the ferric signature could come from ferric-bearing minerals in the pristine rocks, or result from the presence of oxidized phases produced by further weathering or deposition.

[39] The highest Fe^{3+} parameter values of about 0.25 are found in Tharsis. These values are lower than those derived from the 2007 study because of the new visible ITF. Most of the values of the Fe^{3+} spectral parameter in bright regions range from 0.2 to 0.23, in good agreement with values derived from terrestrial analogues of nanophase ferric oxides [*Morris et al.*, 2000].

[40] The regions with large values of the Fe^{3+} parameter are well correlated with those in which the nanophase ferric oxides parameter is larger than 1.0 (Figures 7b and 7c). These observations indicate that the bright regions of Mars are spectrally dominated by nanophase ferric oxides in the VNIR spectral range. This confirms the view that ferric oxides present in the bright Martian regions are in the form of very fine grains. This is also consistent with the low values of the thermal inertia of the three main large areas enriched in nanophase ferric oxides, namely Tharsis, Arabia Terra, and Elysium [e.g., *Mellon et al.*, 2000]. This suggests that the nanophase ferric oxide spectral parameter can be thus interpreted as a dust cover index, which is confirmed by the strong

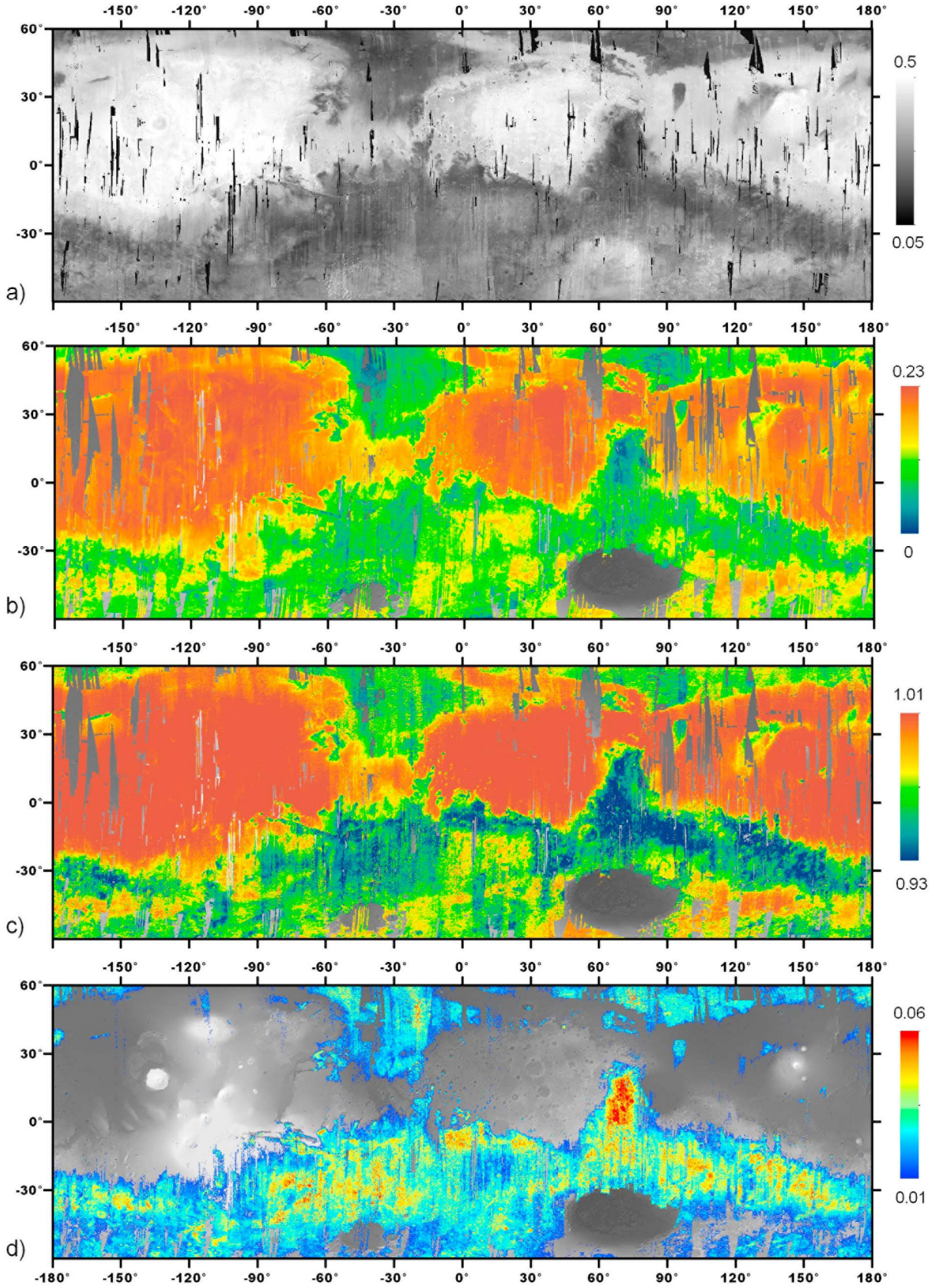


Figure 7. The 32 pixel per degree global spectral parameter maps over MOLA hillshade background: (a) NIR albedo, (b) Fe3+ phase, (c) nanophase ferric oxide, (d) pyroxene. The color scales are indicated for each map. Pixels with values below the detection limit are not plotted.

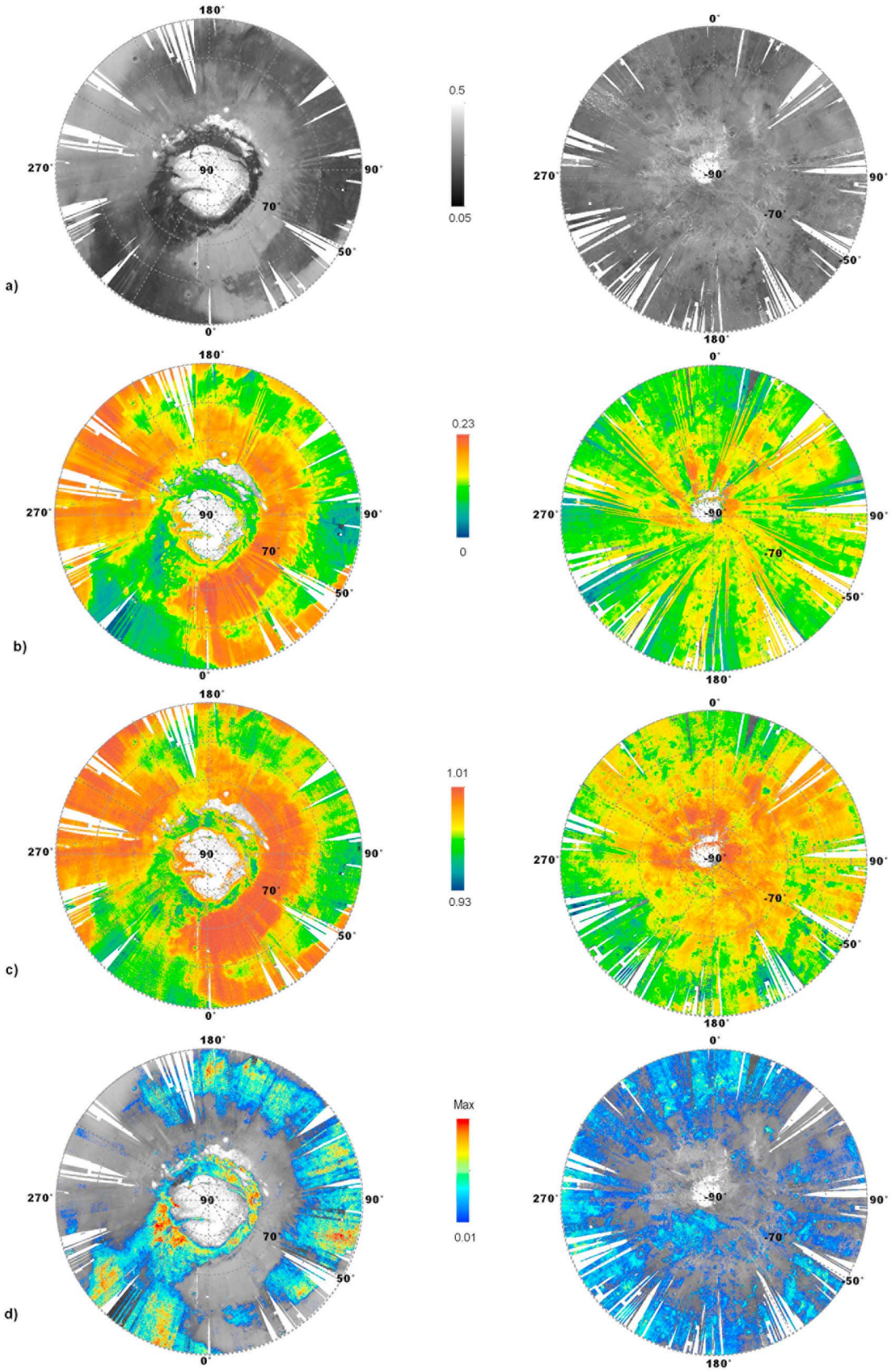


Figure 8

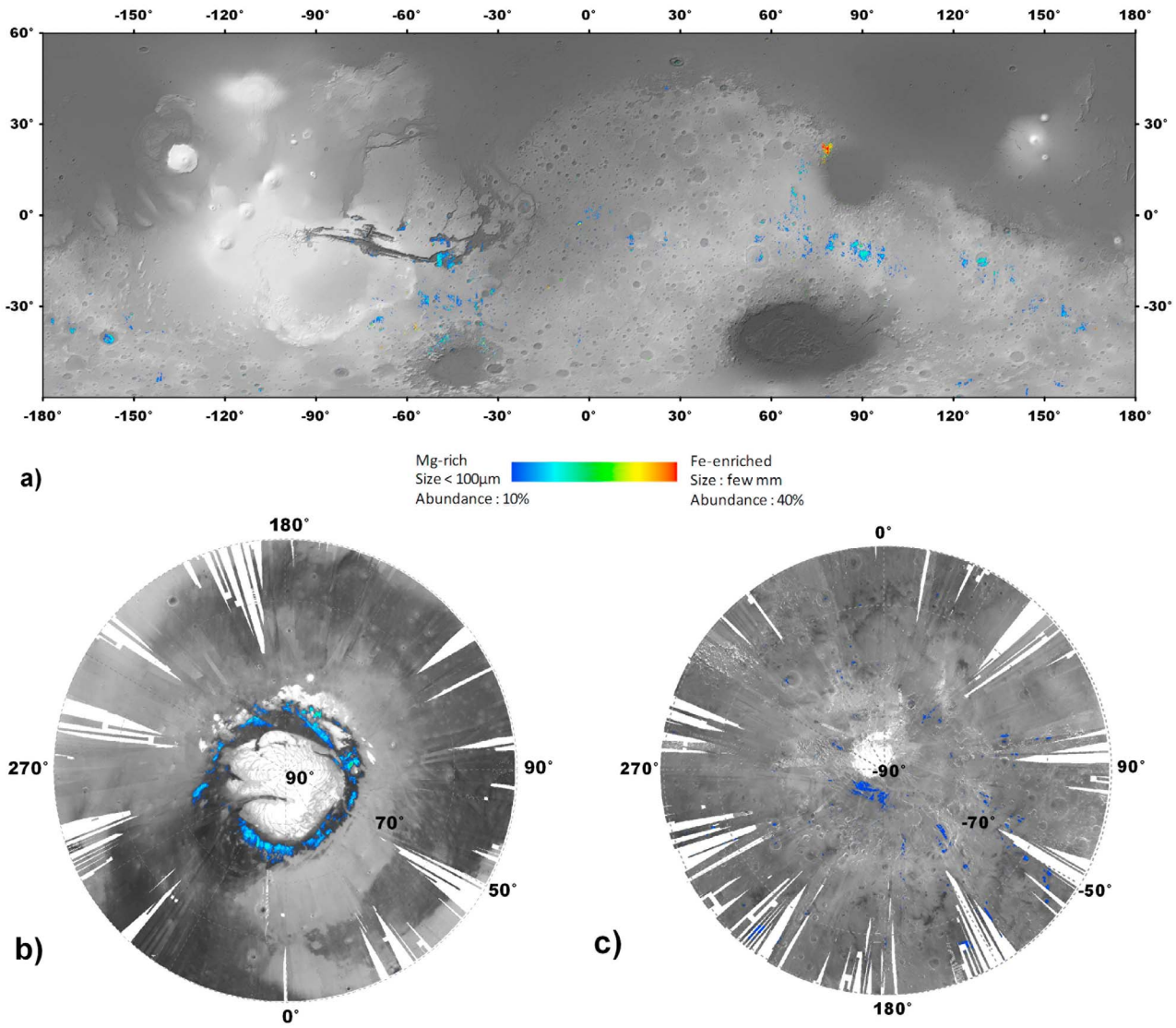


Figure 9. Olivine 32 ppd maps over (a) MOLA map and (b, c) NIR OMEGA albedo map for polar regions. Three olivine spectral parameters are used: detections from blue to green are OSP1values [1.04–1.08]; detections from green to red are OSP2 values [1.04–1.08]; OSP3 values are all mapped in green.

spatial correlation existing between the OMEGA nanophase ferric oxide map and the dust cover index map produced from thermal infrared spectra from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) [*Ruff and Christensen*, 2002]. The nanophase ferric oxide map serves as an indicator of surface-obscuring dust that impacts the spectral NIR measurements. Except for very localized terrains, *Poulet et al.* [2005] and *Carter et al.* [2010] report the absence of hydrated minerals over these bright regions, which supports the presence of anhydrous nanophase ferric oxides. Although these regions may exhibit the strongest 3 μm hydration feature [*Jouglet et al.*, 2007; *Milliken et al.*, 2007] and a 6 μm water band [*Ruff*, 2004] interpreted to be the result of the presence of adsorbed water, it has been proposed that the oxides result from an in situ or further weathering processes that do not involve liquid water [*Bibring et al.*, 2006].

[41] Figure 8b shows that the Fe^{3+} spectral parameter is also positive for all OMEGA pixels of the southern and

Figure 8. The 32 pixel per degree spectral parameter (left) North polar map and (right) South polar map over OMEGA albedo background: (a) NIR albedo, (b) Fe3+ phase, (c) nanophase ferric oxide, (d) pyroxene. These polar maps were produced using observations acquired during northern and southern spring and summer, i.e., between Ls = [45°–160°] for the North Pole and Ls = [220°–330°] for South Pole. In order to map both permanent caps, water and CO_2 ices rejection criteria were not applied on NIR albedo polar map between [90°–160°] for the northern polar map and [300°–330°] for the southern polar map. The color scales are indicated for each map; for pyroxene maps, Max corresponds to 0.03 for the North polar map and 0.06 for the South polar map. Pixels with values below the detection limit are not plotted.

northern polar maps, implying that oxidation of the Martian surface is not restricted to low and midlatitudes. The same trend with the albedo is also observed: the higher the albedo, the larger this parameter. As the dust rejection criterion was not applied on polar maps, very strong atmospheric variations in the southern high latitudes interfere with the OMEGA-based mapping of ferric phases, which is evident as radial streaks in the map.

4.3. Pyroxene

[42] The global map of pyroxene presented in Figure 7d is much more complete than that obtained previously [*Poulet et al.*, 2007]. Pyroxene at middle and low latitudes is well correlated with low albedo regions of the ancient highlands with the largest spectral parameter values (5–6%) found in Syrtis Major. This map is consistent with the TES global pyroxene map [*Bandfield*, 2002], although with more detections in the northern lowlands than suggested by the TES map. Pyroxene is also detected in the northern middle and high latitudes low albedo regions as well as in the southern high latitudes but with lower spectral parameter values (2–3%). A large set of articles have been published on the mineralogy of low albedo regions of Mars based on in situ, remote sensing and meteorites observations [e.g., *Bell*, 2008]. It is commonly accepted that the widespread pyroxene-bearing terrains result from volcanic processes, and indicate a mafic igneous composition for the Martian crust.

4.4. Olivine

[43] The olivine global maps (Figure 9) are obtained by using all three olivine spectral parameters (section 3.2.2). The larger data set and new spectral parameters increase by a factor of about 2, the number of olivine detections as compared with OMEGA-based previous mappings. The color range from blue to red is an indicator of the nature of the olivine. Detections mapped in blue correspond to olivine with low iron content and/or with small grain size (less than 100 μm) and/or with a low abundance (about 10%). The color scale bar, from blue to red, can be interpreted in terms of increase of the iron content, increase of the grain size and/or increase in olivine abundance. Thus, detections mapped in red correspond to olivine with high iron content, and/or a large grain size and/or a high abundance (>25%). For example, the best spectral match for the terrains mapped in red in Figure 9a in Nili Fossae was obtained with a grain size of a few mm, a Fe/Mg ratio $\sim$1 and an olivine abundance of 40%. Conversely, a forsteritic composition, with an abundance of about 9% for a grain size of 100 μm was found for the region in Terra Tyrrhena [*Poulet et al.*, 2009b], mapped in blue in Figure 9a. As demonstrated in *Poulet et al.* [2007], given our mapping method and the implementation of a detection threshold, we cannot exclude that low albedo terrains contain small amount (up to 20%) of Mg-rich olivine with small grain size (10 μm or less) mixed with pyroxene and others minerals. We hereafter restrict our discussion to the "olivine-rich" sites, with signatures above thresholds. A detailed analysis of the olivine-bearing terrains is discussed in Ody et al. (submitted manuscript, 2012).

[44] At a global scale, olivine is mostly found associated with low albedo and pyroxene-bearing regions with an uneven distribution. All previously identified olivine regions [*Christensen et al.*, 2000; *Bandfield*, 2002; *Christensen et al.*, 2003; *Hoefen et al.*, 2003; *Hamilton and Christensen*, 2005; *Mustard et al.*, 2005; *McSween et al., 2006*; *Poulet et al.*, 2007; *Koeppen and Hamilton*, 2008, *Edwards et al.*, 2008] including Terra Tyrrhena, Syrtis Major, Eos and Ganges Chasma and detections around the three main basins are detected with our parameters. Numerous additional small deposits, especially around the Argyre and Hellas basins, and extended deposits associated to well define smooth units throughout the southern highlands and in the northern plains have been identified.

[45] These new detections have greatly completed the olivine global map produced by *Poulet et al.* [2007] and have allowed identifying three major geological settings for the olivine-bearing terrains.

[46] 1. Clusters of olivine-rich discontinuous patches on the terraces of the three main basins. Our results strongly suggest that the occurrence of olivine patches around Hellas and Argyre basins is related to the formation of these large basins and represents excavated mantle ejectas. The origin of olivine around the Isidis basin and its unusually large concentration in the Nili Fossae region may have occurred pre-impact [*Hoefen et al.*, 2003; *Hamilton and Christensen*, 2005], contemporaneous [*Mustard et al.*, 2007], or post-impact [*Tornabene et al.*, 2008].

[47] 2. Smooth inter-crater plains and smooth crater floors in the southern highlands. These units are interpreted to result from a resurfacing by olivine-bearing volcanic infillings of various compositions, which could have erupted through local (impact-related) fractures. Olivine is also detected in some crater ejectas, suggesting the presence of olivine-enriched plains, locally buried by a thin coverage of olivine-poor fine particles.

[48] 3. Deposits in the Northern plains. Olivine of various compositions is found in dunes accumulated in crater floors, but also in crater ejectas and extended bedrock exposures. These detections support the idea that a primary olivine-rich basaltic units lies below the sedimentary surface within the northern plains.

[49] These different settings are indicative of a variety of formation processes that are described in detail in Ody et al. (submitted manuscript, 2012).

[50] Regarding to the polar regions, olivine is also detected in the low albedo pyroxene-bearing dunes surrounding the northern polar cap as previously reported in *Poulet et al.* [2008]. This indicates that surface weathering, which could result from the deposition and sublimation of seasonal frosts, is not effective enough to mask the olivine signature. In the southern polar regions, olivine is quasi-absent since only few detections with values close to the detection threshold, have been made.

5. Summary

[51] Based on the full OMEGA data set covering the (0.35 μm–2.6 μm) spectral range, global maps of surface albedo and of key anhydrous surface minerals have been built: ferric oxides, pyroxene and olivine. They result from a new filtering process, which in particular takes into account the atmospheric scattering by aerosols. The spatial distributions are discussed with respect to the geological context in which minerals are detected. The major dichotomy between the ancient magmatic crust, essentially unaltered, and the bright dust that includes nanophase anhydrous ferric oxides,

in addition to feldspars previously detected in the thermal infrared [*Bandfield and Smith*, 2002; *Ruff*, 2004; *Hamilton et al.*, 2005], is confirmed. A variety of olivine-rich spots have been detected, in a few distinct settings within the crust. These maps are stored in ArcGIS format and available upon request. They constitute unique data sets for further global and regional studies.

[52] **Acknowledgments.** We would like to thank Steve Ruff and Rachel Klima for their useful comments and corrections.

References

Bandfield, J. L. (2002), Global mineral distribution on Mars, *J. Geophys. Res.*, *107*(E6), 5042, doi:10.1029/2001JE001510.

Bandfield, J. L., and M. D. Smith (2002), Spectral properties of Martian high albedo regions from MGS-TES, paper presented at AGU, *Eos Trans. AGU*, *83*(19), Spring Meet. Suppl., Abstract P31A-07.

Bell, J., III (2008), *The Martian Surface: Composition, Mineralogy, and Physical Properties*, *Cambridge Planet. Sci.*, vol. 9, edited by J. Bell, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., doi:10.1017/CBO9780511536076.

Bellucci, G., F. Altieri, J. P. Bibring, G. Bonello, Y. Langevin, B. Gondet, and F. Poulet (2006), OMEGA/Mars Express: Visual channel performances and data reduction techniques, *Planet. Space Sci.*, *54*, 675–684, doi:10.1016/j.pss.2006.03.006.

Bibring, J.-P., et al. (2004), OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, *Eur. Space Agency Spec. Publ.*, *1240*, 37–49.

Bibring, J.-P., Y. Langevin, J. F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N. Mangold, P. Pinet, and F. Forget (2006), Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, *312*, 400–404, doi:10.1126/science.1122659.

Bonello, G., J. P. 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, *Planet. Space Sci.*, *53*, 711–728, doi:10.1016/j.pss.2005.02.002.

Carter, J., F. Poulet, J.-P. Bibring, and S. Murchie (2010), Detection of hydrated silicates in crustal outcrops in the northern plains of Mars, *Science*, *328*, 1682–1686, doi:10.1126/science.1189013.

Christensen, P. R., J. L. Bandfield, M. D. Smith, V. E. Hamilton, and R. N. Clark (2000), Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data, *J. Geophys. Res.*, *105*, 9609–9621, doi:10.1029/1999JE001127.

Christensen, P. R., et al. (2003), Morphology and composition of the surface of Mars: Mars Odyssey THEMIS results, *Science*, *300*, 2056–2061, doi:10.1126/science.1080885.

Edwards, C. S., P. R. Christensen, and V. E. Hamilton (2008), Evidence for extensive olivine-rich basalt bedrock outcrops in Ganges and Eos chasmas, Mars, *J. Geophys. Res.*, *113*, E11003, doi:10.1029/2008JE003091.

Hamilton, V. E., and P. R. Christensen (2005), Evidence for extensive, olivine-rich bedrock on Mars, *Geology*, *33*, 433–436, doi:10.1130/G21258.1.

Hamilton, V. E., H. Y. McSween Jr., and B. Hapke (2005), Mineralogy of Martian atmospheric dust inferred from thermal infrared spectra of aerosols, *J. Geophys. Res.*, *110*, E12006, doi:10.1029/2005JE002501.

Heather, D., N. Manaud, M. Barthelemy, S. Martinez, J. L. Vazquez, and M. Szumlas (2010), The ESA's Planetary Science Archive (PSA), *Eur. Planet. Sci. Congr. Abstr.*, *5*, EPSC2010-46.

Hoefen, T. M., R. N. Clark, J. L. Bandfield, M. D. Smith, J. C. Pearl, and P. R. Christensen (2003), Discovery of olivine in the Nili Fossae region of Mars, *Science*, *302*, 627–630, doi:10.1126/science.1089647.

Jouglet, D., F. Poulet, R. E. Milliken, J. F. 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, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S06, doi:10.1029/2006JE002846.

Koeppen, W. C., and V. E. Hamilton (2008), Global distribution, composition, and abundance of olivine on the surface of Mars from thermal infrared data, *J. Geophys. Res.*, *113*, E05001, doi:10.1029/2007JE002984.

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, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S12, doi:10.1029/2006JE002841.

Lemmon, M. T., et al. (2004), Atmospheric Imaging Results from the Mars Exploration Rovers: Spirit and Opportunity, *Science*, *306*, 1753–1756, doi:10.1126/science.1104474.

McCord, T. B., R. Clark, and R. L. Huguenin (1982), Mars: Near-infrared reflectance and spectra of surface regions and compositional implications, *J. Geophys. Res.*, *87*, 3021–3032, doi:10.1029/JB087iB04p03021.

McSween, H. Y., et al. (2006), Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev Crater, Mars, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S10, doi:10.1029/2005JE002477.

Mellon, M. T., T. Michael, 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*, 437–455, doi:10.1006/icar.2000.6503.

Milliken, R. E., J. F. 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. H_2O content of the surface, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S07, doi:10.1029/2006JE002853.

Morris, R. V., D. G. Agresti, H. V. Lauer, J. A. Newcomb, T. D. Shelfer, and A. V. Murali (1989), Evidence for pigmentary hematite on Mars based on optical, magnetic, and Mössbauer studies of superparamagnetic (nanocrystalline) hematite, *J. Geophys. Res.*, *94*, 2760–2778, doi:10.1029/JB094iB03p02760.

Morris, R. V., T. D. Shelfer, A. C. Scheinost, N. W. Hinman, G. Furniss, S. A. Mertzman, J. L. Bishop, D. W. Ming, C. C. Allen, and D. T. Britt (2000), Mineralogy, composition, and alteration of Mars Pathfinder rocks and soils: Evidence from multispectral, elemental, and magnetic data on terrestrial analogue, SNC meteorite, and Pathfinder samples, *J. Geophys. Res.*, *105*, 1757–1817, doi:10.1029/1999JE001059.

Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri (2005), Olivine and pyroxene diversity in the crust of Mars, *Science*, *307*, 1594–1597, doi:10.1126/science.1109098.

Mustard, J. F., F. Poulet, J. W. Head, N. Mangold, J.-P. Bibring, S. M. Pelkey, C. I. Fassett, Y. Langevin, and G. Neukum (2007), Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 1. Ancient impact melt in the Isidis Basin and implications for the transition from the Noachian to Hesperian, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S03, doi:10.1029/2006JE002834.

Poulet, F., J.-P. Bibring, J. F. Mustard, A. Gendrin, N. Mangold, Y. Langevin, R. E. Arvidson, B. Gondet, and C. Gomez (2005), Phyllosilicates on Mars and implications for early Martian climate, *Nature*, *438*, 623–627, doi:10.1038/nature04274.

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, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S02, doi:10.1029/2006JE002840.

Poulet, F., Y. Langevin, G. Boubin, D. Jouglet, J.-P. Bibring, and B. Gondet (2008), Spectral variability of the Martian high latitude surfaces, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L20201, doi:10.1029/2008GL035450.

Poulet, F., D. W. Beaty, J.-P. Bibring, D. Bish, J. L. Bishop, E. Noe Dobrea, J. F. Mustard, S. Petit, and L. H. Roach (2009a), Key Scientific Questions and Key Investigations from the First International Conference on Martian Phyllosilicate, *Astrobiology*, *9*, 257–267, doi:10.1089/ast.2009.0335.

Poulet, F., et al. (2009b), Quantitative compositional analysis of Martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data. 2. Petrological implications, *Icarus*, *201*, 84–101, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.042.

Ruff, S. W. (2004), Spectral evidence for zeolite in the dust on Mars, *Icarus*, *168*, 131–143, doi:10.1016/j.icarus.2003.11.003.

Ruff, S. W., and P. R. Christensen (2002), Bright and dark regions on Mars: Particle size and mineralogical characteristics based on Thermal Emission Spectrometer data, *J. Geophys. Res.*, *107*(E12), 5127, doi:10.1029/2001JE001580.

Tornabene, L. L., J. E. Moersch, H. Y. McSween, V. E. Hamilton, J. L. Piatek, and P. R. Christensen (2008), Surface and crater-exposed lithologic units of the Isidis Basin as mapped by coanalysis of THEMIS and TES derived data products, *J. Geophys. Res.*, *113*, E10001, doi:10.1029/2007JE002988.

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, doi:10.1016/j.icarus.2009.12.018.

Vincendon, M., Y. Langevin, F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet (2007), Recovery of surface reflectance spectra and evaluation of the optical depth of aerosols in the near-IR using a Monte Carlo approach: Application to the OMEGA observations of high-latitude regions of Mars, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S13, doi:10.1029/2006JE002845.

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 terrains on Mars in the OMEGA/Mex dataset: Constraints on aerosols properties and dust deposits, *Icarus*, *200*, 395–405, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.012.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: PLANETS, VOL. 118, 234–262, doi:10.1029/2012JE004149, 2013

Global investigation of olivine on Mars: Insights into crust and mantle compositions

A. Ody,[1] F. Poulet,[1] J.-P. Bibring,[1] D. Loizeau,[2] J. Carter,[3] B. Gondet,[1] and Y. Langevin[1]

Received 31 May 2012; revised 24 October 2012; accepted 30 October 2012; published 20 February 2013.

[1] We present the distribution of olivine on Mars, derived from spectral parameters based on the 1 μm olivine absorption band. The olivine can be defined with respect to two spectral end-members: type 1 corresponds to olivine with low iron content and/or small grain size and/or small abundance, and type 2, which corresponds to olivine with higher iron content and/or larger grain size and/or larger abundance. The spatial and statistical analysis of the global olivine distribution points out five major geological settings where olivine is detected: (1) Early Hesperian olivine-bearing smooth crater floors and flat intercrater plains throughout the southern highlands; (2) olivine deposits around the three main basins Argyre, Hellas, and Isidis; (3) olivine in intercrater dunes, crater ejecta, or extended deposits in the northern plains; (4) olivine associated with outcrops and sand in the floor of Valles Marineris; and (5) olivine-bearing butte outcrops in the vicinity of Hellas. The geological context, the age, and the composition of the olivine detections associated with these five major geological settings are detailed. Their origin and the implication of their occurrence on the composition of the Martian mantle and crust, as well as on the evolution of Mars volcanism are discussed.

Citation: Ody, A., F. Poulet, J.-P. Bibring, D. Loizeau, J. Carter, B. Gondet, and Y. Langevin (2013), Global investigation of olivine on Mars: Insights into crust and mantle compositions, *J. Geophys. Res. Planets*, *118*, 234–262, doi:10.1029/2012JE004149.

1. Introduction

[2] The processes responsible for the formation of the crust and of the upper mantle of a large planetary body can include the formation and the solidification of a magma ocean, the density stratification and overturn, large-scale convection, and volcanic activity [*Taylor and McLennan*, 2009]. These processes are expected to produce distinct mineral assemblages across its surface.

[3] Compositional investigations of Mars with various remote sensing and in situ observations have revealed a wide diversity of igneous minerals [e.g., *Christensen et al*., 2005; *McSween et al*., 2009; *Poulet et al*., 2007, 2009a, 2009b]. Among them, olivine is diagnostic of the petrologic evolution and history of mafic igneous rocks. Olivine is one of the first minerals to crystallize from a magma. Abundant olivine in a basaltic rock is usually an indication that the basaltic magma was mantle-derived and reached the surface without significant fractionation. For instance, *McSween et al*. [2006] concluded that the rocks at Gusev crater with high olivine abundance (~15–20%) are representative of primitive mantle magmas that were erupted on the surface as picritic basalts. However, the detection of olivine-bearing basaltic rocks can be misleading, because they may constitute fractionated basalts containing cumulus olivine. The composition of olivine is also a record of the degree of evolution of the source magma. Mg-rich olivine is for instance indicative of a relatively primitive source. The presence of olivine can thus be exploited to determine the origin and subsequent evolution of its parent magma.

[4] Olivine-bearing exposures were detected on the surface of Mars by several works [*Hoefen et al*., 2003; *Christensen et al*., 2003, 2005; *Mustard et al*., 2005; *Rogers et al*., 2005; *Poulet et al*., 2007; *Koeppen and Hamilton*, 2008; *Ody et al*., 2012]. They were emplaced at various locations throughout the formation of the upper crust, with their growing inventory suggesting that ultramafic (picritic) materials may be relatively common. The distribution and the geological context of the olivine-bearing exposures on Mars are here investigated from data obtained from the near-infrared imaging spectrometer Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA, on board the European Space Agency (ESA) Mars Express mission. Visible to near-infrared reflectance spectroscopy is sensitive to the presence of this mineral, because olivine reflectance spectrum is characterized by a composite absorption near 1 μm caused by crystal-field transitions in Fe^{2+} ions situated in distorted octahedral crystallographic sites [*Gaffey et al*., 1993]. Absorption features shift in generally understood ways with changing major element (MgO and FeO) content, but grain size and abundance effects can complicate a lot the interpretations of olivine reflectance spectra and thus its composition [*Poulet et al*., 2007].

All Supporting Information may be found in the online version of this article.

[1]IAS, Université Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France.
[2]ESTEC-ESA, Keplerlaan 1, 2201 AZ Noordwijk, The Netherlands.
[3]ESO, Santiago, Chile.

Corresponding author: A. Ody, IAS, Université Paris-Sud, 91405 Orsay cedex, France. (anouck.ody@ias.u-psud.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
2169-9097/13/2012JE004149

[5] OMEGA-based global spatial distribution of various mineral species including olivine has been reported in a previous paper [*Ody et al*., 2012]. Here we present the detailed analyses of the composition and of the complex and various geological settings of the olivine on Mars, inferred from OMEGA data using various approaches: spectral indexes, spectral modeling with a radiative scattering model, geomorphological studies at regional and local scales, crater-counting dating, relationships with other observational parameters, and comparison with other data sets.

[6] The areas in which olivine is identified are very diverse but large and well-defined geological settings are derived. Potential sources of the olivine-bearing material are then discussed for each major surface deposit.

2. Data Set and Olivine Detection Method

2.1. Data Sets

[7] The objective of this work is to constrain the nature and the origin of olivine-bearing terrains at a planetary scale by using near-infrared (NIR) hyperspectral imaging data. To do so, we chose a systematic approach to infer global-scaled trends in the distribution, compositional diversity, geomorphic context, and timing of the olivine exposures on Mars. The Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM, on board Mars Reconnaissance Orbiter) is surveying the Martian surface at very high spatial resolution but at the expense of a low coverage. Conversely, the lower spatial resolution instrument OMEGA achieved a complete survey of the surface during 3+ Martian years, making possible an investigation of the olivine signature at the global scale. We thus use OMEGA observations as the source of spectral data for this investigation.

[8] OMEGA consists of an infrared whisk-broom system coupled to a "visible" push-broom one, resulting in the measurement of surface radiance from 0.3 to 5.2 μm [*Bibring et al*., 2004, 2005]. The footprint, proportional to the altitude of the spacecraft, ranges from 300 m to a few kilometers. This analysis focuses on NIR reflectance measurements using the "C channel" (spectral range 0.93–2.7 μm), covering the olivine 1 μm absorption band. All OMEGA data are systematically processed according to the standard data reduction schemes (irradiance and atmospheric absorption corrections) [*Bibring et al*., 2005; *Langevin et al*., 2007; *Ody et al*. 2012] that produce reflectance *I*/*F* spectra. This study is based on the final OMEGA C-channel data set, which corresponds to 3.6 Martian years, 8534 MEx orbits, 9628 three-dimensional image-cubes and more than 700 millions of pixels [*Ody et al*., 2012]. In this large data set, surface frosts, atmospheric effects (clouds, aerosols), and instrumental artifacts, which interfere with surface observations, have been removed thanks to several automated filtering processes described in *Ody et al*. [2012].

[9] The detailed analysis of the olivine-bearing terrains with their detailed morphologic features, their stratigraphic relationships with their surrounding olivine-poor terrains, and their local-scale spatial distributions was performed to better constrain their formation processes and their origin. Detailed geomorphic analyses were supported by HiRISE images (High Resolution Imaging Science Experiment) [*McEwen et al*., 2007] and a series of CTX mosaics (Context camera) [*Malin et al*., 2007]. The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) and Thermal Emission System (TES) were used to assess the thermo-physical properties. Approximate relative ages according to stratigraphic conventions summarized by *Tanaka et al*. [1992] are considered, but more precise dating measurements of specific regions were performed thanks to the HRSC (High Resolution Stereo Camera, *Jaumann et al*., 2007) panchromatic images and CTX ones (section 4.1.2).

2.2. Olivine Identification and Composition

[10] The olivine detection is based on a spectral parameter approach presented in *Ody et al*. [2012] and summarized hereafter. The 1 μm complex olivine absorption band varies in depth, width, position, and shape with the iron content of the olivine, the grain size and the abundance of the olivine, making difficult to retrieve the real olivine composition [*Poulet et al*., 2007]. Specifically, increasing the grain size broadens the bottom of the band and shifts its right wing toward longer wavelength, so that a Mg-rich olivine spectrum with very large grains ($>>100$ μm) and a Fe-rich olivine spectrum with smaller grains have similar spectral features hardly distinguishable in the NIR. The signature is also affected by the presence of other mineral species (pyroxene, dust), so that, for instance, a low abundance of Fe-rich olivine mixed with other minerals as pyroxene cannot be easily distinguished from a Mg-rich olivine. In order to identify, classify, and map the olivine signature, three spectral parameters have been implemented (Table 1).

Table 1. Description of Mapped Olivine Spectral Parameters[a] First Used by *Poulet et al*. [2007] and Adapted by *Ody et al*. [2012]

OSP1	(0.5R(1.54) + 0.5R(1.56))/ (0.1R(1.01) + 0.2R(1.21) + 0.7[a]R(1.36)) before orbit 7768 (0.5R(1.54) + 0.5R(1.56))/ (0.1R(1.03) + 0.2R(1.21) + 0.7[a]R(1.36)) after orbit 7768[b]	1.04	1 μm band due to olivine with a low iron content and/or a small grain size and/or a low abundance
OSP2	(0.5R(1.69) + 0.5R(1.70))/ (0.05R(1.01) + 0.05R(1.21) + 0.45R(1.36) + 0.45R(1.5) before orbit 7768 (0.5R(1.69) + 0.5R(1.70))/ (0.05R(1.03) + 0.05[a]R(1.21) + 0.45R(1.36) + 0.45R(1.49) after orbit 7768[b]	1.04	1 μm band due to olivine with a higher iron content and/or a larger grain size and/or a higher abundance.
OSP3	$R(1.36)/(R(1.07)^{0.5a}R(1.64))^{0.5}$	Median (OSP3)-0.04	1 μm band due to olivine with a higher iron content and/or a larger grain size and/or a higher abundance.

[a] *R* is the reflectance *I*/*F* at a given wavelength λ (μm)/cos(*i*) with *i* as incidence angle relative to the aeroid.
[b] Spectel 6 (1.01 μm) and spectel 40 (1.5 μm) became nonfunctional after orbit 7768 due to cosmic ray degradations. They have been replaced by spectels 7 (1.03 μm) and 39 (1.49 μm) for evaluating OSP1 and OSP2 after this orbit.

The first spectral parameter (OSP1 in Table 1) detects Mg-rich and/or small grain-sized (<<100 μm) and/or a low-abundance (about 10%) olivine. The second spectral parameter (OSP2 in Table 1) is more sensitive to olivine with higher iron content and/or larger grain size and/or at higher abundance. A threshold at a value of 1.04 is taken for both spectral parameters so as not to display false positives. *Poulet et al*. [2007] have demonstrated that this threshold allows detecting 5% (respectively 20%) or more of Mg-rich olivine with grain size of 100 μm (respectively 10 μm) in a basaltic mixture. Because the increase of the iron content strongly favors the identification of the olivine by OMEGA, the iron-rich olivine can be detected in very small abundance (~5%) even for small grain size.

[11] An increase of the value of both olivine parameters can be interpreted as an increase of the iron content, and/or of the grain size and/or of the abundance. Examples of calculated values as a function of the spectral characteristics of olivine are listed in Figure 1. There is a range of OSP1 values (preferentially larger than ~1.08), for which OSP2 indicates also positive detections (with preferentially small OSP2 values). For very strong olivine signatures, the OSP1 value decreases because the continuum wavelength taken at about 1.5 μm (Table 1) corresponds to the bottom of the 1 μm olivine band for large grain size and/or iron content. This demonstrates that OSP1 can be used to map olivine with low abundance, low iron content, and small grain size, whereas OSP2 will preferentially map olivine with larger abundance and/or grain size and/or iron content.

[12] OSP3 measures the band depth centered at 1.36 μm (Table 1). This band depth is then compared to its median value within a given image-cube, and only values 4% larger than the median are considered as valid detections. This procedure is well adapted to the typical small surface fraction of regions exhibiting olivine signatures and minimizes the impact of aerosol/dust cover contributions that bluish the spectral shape in increasing reflectance at low wavelengths, as well as that of departures from linearity of the OMEGA detector (typically 1 to 2%, with variations in behavior from cube to cube). A comparison between the detections obtained by the three parameters shows that OSP3 and OSP2 detect similar spots. However, OSP3 has the advantage to detect olivine in terrains where OSP2 fails to do so because of the presence of aerosols and/or dust cover, whereas the OSP2 parameters detections are more robust when decreasing the threshold.

[13] The thresholds of each olivine parameter applied to derive the global olivine map are chosen to be restrictive to avoid any false positives and remove artifacts. However, visual inspections of some areas of deposits with values of olivine parameters below the nominal thresholds reveal the presence of olivine signature. This visual inspection is performed by applying the spectral ratio technique in which the spectrum of a region of interest is divided by the spectrum of a nearby region of low spectral contrast. This technique allows checking the presence of olivine signature of the region of interest by suppressing residual calibration artifacts, atmospheric effects or spatial mixture effects with other materials (pyroxene- and dust-bearing mobile material), which can partly modify or even mask the olivine signature. For a local study, the threshold of olivine parameters can thus be adapted to each observation. This value is defined thanks to a detailed spectroscopic analysis using spectral ratios to verify the mineral detection and detect boundaries of these olivine-bearing deposits. New olivine deposits that were not mapped or only partially on the global map, have hence been carefully identified for local- or regional-scale studies.

[14] For detailed analyses (section 4), the identification is performed by using the OSP2 spectral parameter only. This spectral parameter is more sensitive to the shape of the 1 μm band than the OSP1 parameter, and thus decreasing its threshold presents less risk of detecting other minerals (pyroxene, crystalline ferric oxides). This parameter has also

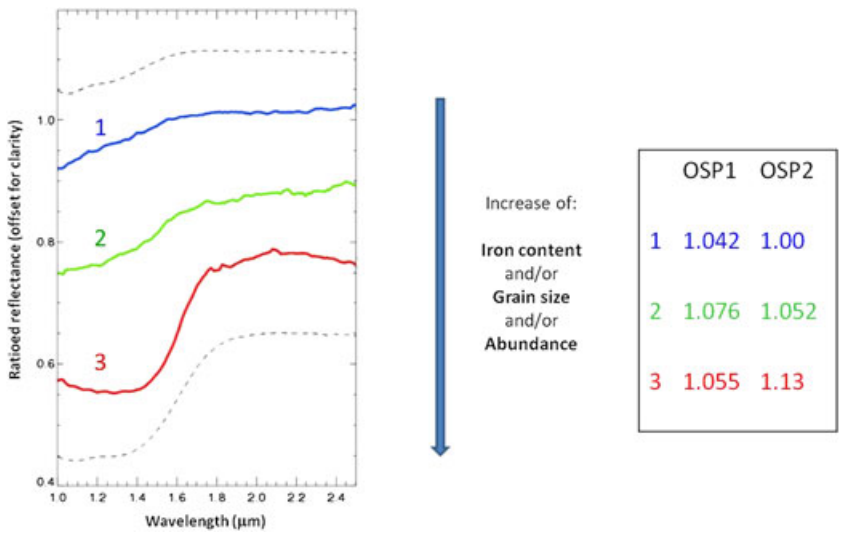


Figure 1. Examples of ratioed spectra extracted from three different regions of Mars and the corresponding values of OSP1 and OSP2. The variation of the signatures are interpreted as an increase of iron content, and/or grain size and/or abundance. The spectra are compared to RELAB laboratory spectra of fayalite (upper dotted line, "c3po59_bdvnir") and forsterite (bottom dotted line, "c3po53_bdvnir") with grain size between 45 and 70 μm.

the advantage of always increasing with the 1 μm band depth and width contrary to OSP1.

[15] Given the complexity of deriving olivine composition from NIR spectral signatures, indication on iron content, grain size, and abundance will be mainly obtained through type class signatures (see section 3.1). Nevertheless, a radiative transfer modeling will be applied for some deposits of interest to precise the iron content. This model based on the *Shkuratov et al*. [1999] theory and adapted to basaltic surfaces by *Poulet and Erard* [2004] allows inferring the modal abundance of surfaces by using a library of selected end-members. To reproduce a basaltic mixture spectra, pyroxenes (both low-calcium and high-calcium pyroxenes) and plagioclase are intimately mixed with olivine [*Poulet et al*., 2009a, 2009b]. Three starting conditions were generally considered for each spectrum: one with a forsterite end-member alone with its grain size as a free parameter (modo 1), one with a fayalite end-member alone with its grain size as a free parameter (modo 2), and the third one with both fayalite and forsterite end-members but with grain size fixed at 100 μm (modo 3) to separate the grain size effect from the iron content. Grain size and abundances of other minerals are free parameters in all cases.

3. Global Distribution of Olivine

3.1. Olivine Mapping: Type 1 and Type 2 Spectra

[16] An olivine global map is built using all observations between –60° and +60° and a resolution of 40 pixels per degree (ppd), well adapted to the spatial sampling of OMEGA observations. This map is obtained by merging the three olivine spectral parameters as follows: all OSP1 values are first plotted from blue to green, then OSP3 in green and OSP2 from green to red (Figure 2). The color scale from blue to red is thus an indicator of the values of parameters and thus of the nature of the olivine as discussed previously. In order to exhibit detections that could be masked by lower quality overlapping observations (with lower resolution or disturbed by aerosols, icy frost, and clouds despite the filtering process), only the highest value of criteria for each pixel is plotted whenever there is an overlap. Olivine global map is overlain on Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) map to better visualize the locations of the detections. The value of the spectral parameter for each pixel is recorded on ArcGIS and mapped with symbols larger than the size of an OMEGA pixel in order to make the detections more visible.

[17] Detections in blue emphasize weak olivine signatures identified with OSP1 and should correspond to Mg-rich and small grain size ($<$100 μm) and low abundance. The olivine identified in blue is defined as Type 1 olivine. Detections mapped in red have the strongest signatures observed by OMEGA and correspond to olivine with highest iron content, and/or largest grain size ($>>$100 μm) and/or highest abundance ($>$25%). Green detections mainly correspond to olivine spots detected with the three parameters and with respectively high OSP1 values ($>$1.08) and small/medium OSP2 values and all OSP3 values. They are interpreted to have intermediate compositions/abundances/grain sizes. Both red and green detections are grouped into a new type of olivine, defined as Type 2 olivine. Typical end-members are located in Terra Tyrrhena for the blue detection, circum-Argyre for the green one and Nili Fossae for the red one. Their corresponding spectra are shown in Figure 1.

[18] This mapping method allows to highlight regions with relatively high olivine abundance in comparison to the mean Martian surface composition and to reveal their diversity in term of iron content, grain size and abundance. However, as previously mentioned, we cannot totally exclude that some areas below the detection thresholds may contain a certain amount of olivine, which can reach up to 15% of pure forsterite with small grain size (10 μm or less) mixed with other basaltic minerals.

3.2. Global Analysis

[19] The olivine global map presented in Figure 2a shows that olivine is mostly located in the ancient southern highlands with some localized spots scattered in the northern plains. All previously identified large olivine regions including Nili Fossae, Terra Tyrrhena, Chryse Planitia, Argyre basin, Valles Marineris are visible [e.g., *Bandfield*, 2002; *Christensen et al*., 2003; *Hoefen et al*., 2003; *McSween et al*., 2006; *Hamilton and Christensen*, 2005; *Mustard et al*., 2005; *Poulet et al*., 2007; *Koeppen and Hamilton*, 2008; *Edwards et al*., 2008; *Salvatore et al*., 2010; *Rogers and Fergason*, 2011; *Loizeau et al*., 2012]. Most of the Type 1 olivine deposits occur in broad low albedo southern terrains with uneven spatial distribution. Several regions exhibit a larger number of occurrences: Terra Cimmeria, Terra Sirenum, Sinus Meridiani, regions between Argyre and Valles Marineris and between Terra Sabaea and Hesperia Planum including Terra Tyrrhena. Some other deposits are also observed in the volcanic provinces of Syrtis Major, Thaumasia Planum and Hesperia Planum. Although Type 2 olivine is also visible in these Type 1 deposits, it commonly occurs as more discrete occurrences (several pixels to a few tens of pixels across) scattered over the Martian surface except around the three main basins Argyre, Hellas, and Isidis where larger concentrations of occurrences are present. Olivine is also detected within the northern plains mainly associated with crater ejecta and dunes on crater floors as previously reported by *Bibring et al*. [2005]. Numerous additional detections are visible here in the region of Utopia Planitia.

[20] This uneven olivine distribution is well correlated to low-dust and pyroxene-bearing regions. A comparison of the olivine distribution with the OMEGA-based global distribution of pyroxene as mapped by *Ody et al*. [2012] indicates that olivine detections are indeed typically associated with pyroxene-rich regions. On Figure 3, we filtered olivine detections in removing all pixels with positive detections of pyroxene. These "pyroxene-free" olivine spots appear to be rather similar to those mapped in green and red on Figure 2 (olivine Type 2 distribution), with detections mainly found in the region of Nili Fossae, Argyre, and Hellas terraces and in the northern plains. Some occurrences are also detected in Valles Marineris as well as in the southern highlands mainly associated with crater floors. The only widespread deposit of Type 1 is found in Terra Meridiani. This detection is in good agreement with the minor amount of olivine without pyroxene signature reported in the unit Ph (hematite-bearing plains [Poulet *et al*., 2008]).

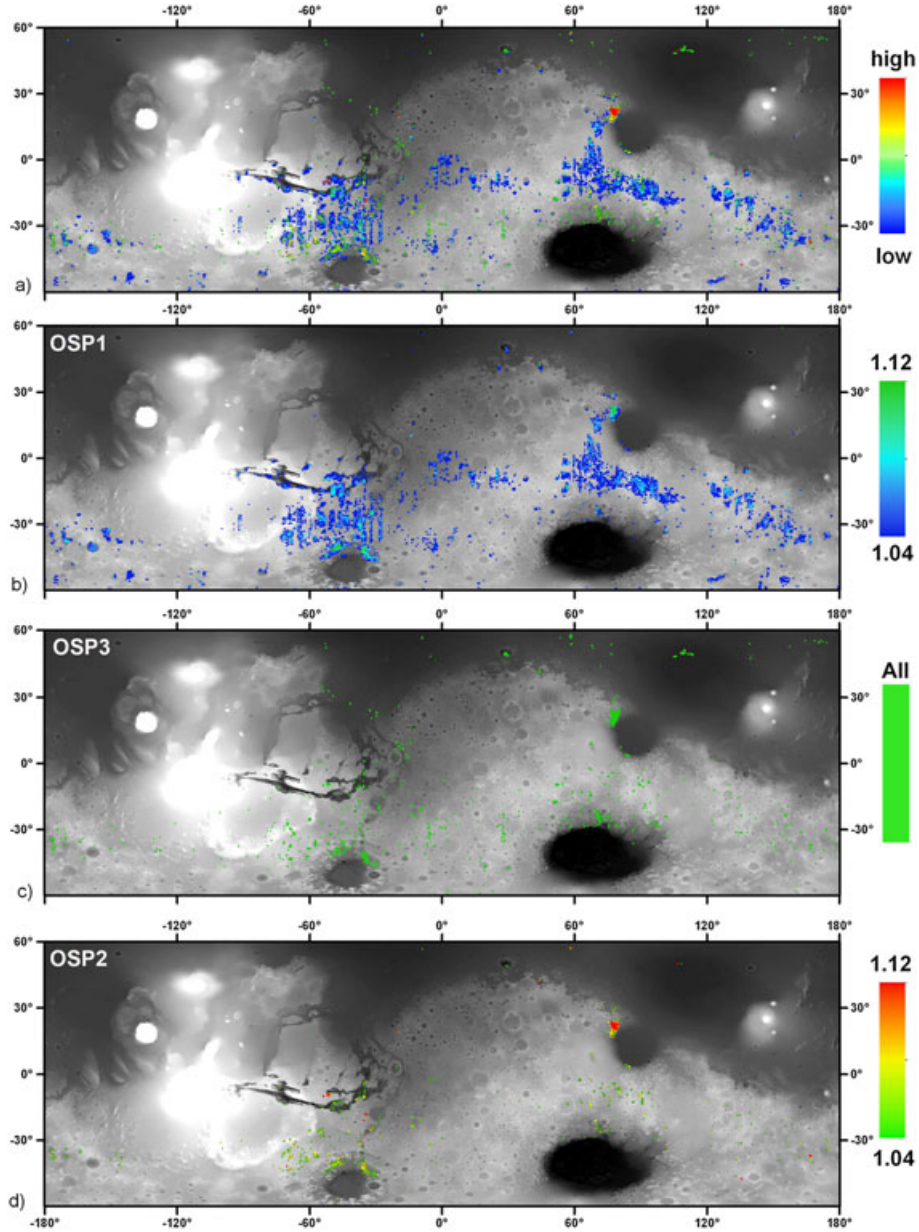


Figure 2. (a) Olivine global map obtained by merging the three spectral parameter maps (Figures 2b, 2c, and 2d) as follows: all OSP1 (b) values are first plotted from blue to green, then OSP3 (c) in green and OSP2 (d) from green to red. Color scale from blue to red can be interpreted in terms of low to high iron content and/or grain size and/or abundance (see text); spots are larger than actual sizes, for visibility.

3.3. Distribution with Elevation and Latitude

[21] We binned all pixels presenting positive olivine detection (at least one of the three spectral parameters larger than its threshold) as a function of elevation to look for any trend(s) in global topography and/or stratigraphy. To avoid areal biases, we normalized each 100 m elevation bin by the total number of global map pixels at this bin elevation. The resulting histogram represents the percentages of pixels with positive olivine detection for each bin altitude with respect to the total number of pixels at this bin altitude (Figure 4A). The olivine distribution with elevation is distributed in four distinct intervals of elevation: (a) the 0 to 3 km interval primarily includes olivine spots widespread throughout the southern highlands; (b) olivine in the 0 to –2.5 km range is associated with spots in the terraces of the three main basins, Terra Meridiani and some large and deep craters of the southern highlands; (c) the peak of olivine detections between –2.5 and –5 km primarily corresponds to olivine detected in the floor of Valles Marineris, in the inner rims of Isidis and Hellas and detections in the Northern plains; (d) finally, the interval between –5 and –7 km corresponds to olivine associated with dunes on deep crater floors of the northern plains. The regions defined by these four intervals can be seen on Figure 4C where olivine detections are superimposed on MOLA map.

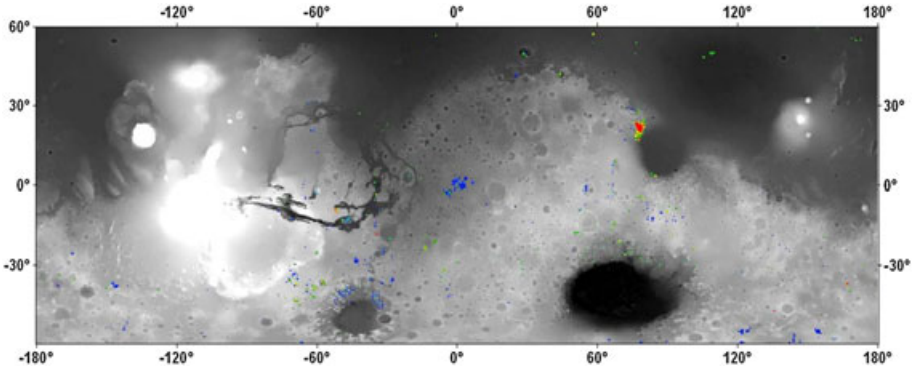


Figure 3. Pyroxene-free olivine distribution. All pixels with positive detection of pyroxene based on its 2 μm band [Ody *et al.*, 2012] are not plotted. The color scale is the same as in Figure 2.

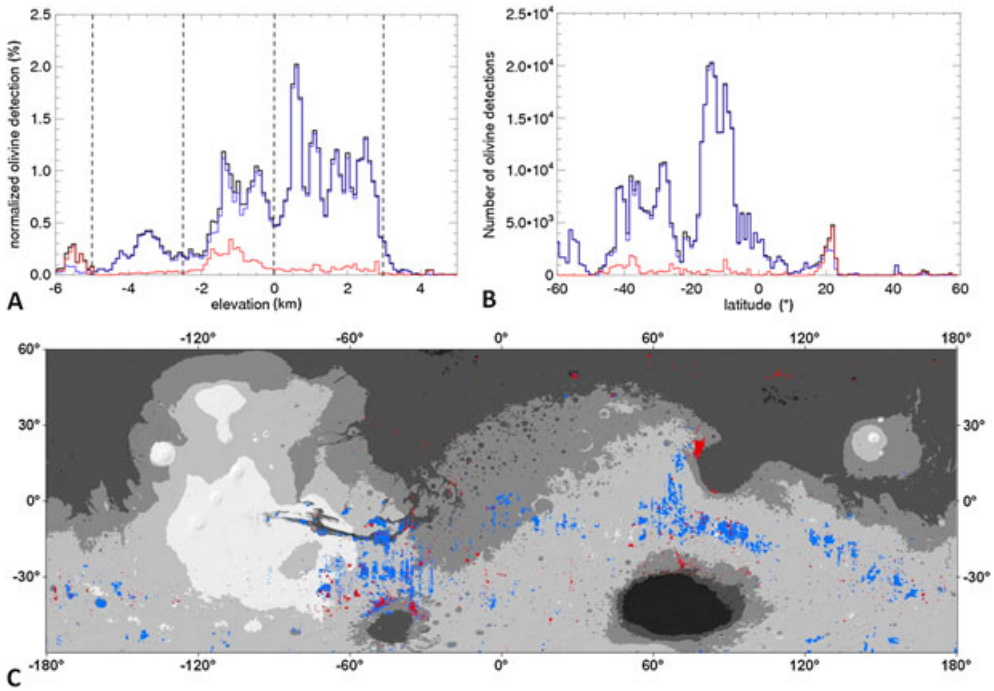


Figure 4. (A) Density of mapped pixels binned by 100 m for all olivine spots (black line), Type 1 olivine spots (blue) and Type 2 olivine spots (red). Dashed lines indicate the four major intervals of elevation. (B) Olivine detections as a function of latitude (black: all olivine pixels, blue: Type 1 olivine, red: Type 2 olivine) (C) Distribution of Type 1 (blue) and Type 2 (red) olivine over MOLA altimetry map separated in five altimetry intervals: black regions: [< –5 km]; dark gray: [–5; –2.5 km]; gray: [–2.5; 0 km]; white gray: [0; 3 km]; white: [> 3 km].

[22] Interestingly, olivine in the broad [–5, –2.5 km] elevation range has a peak at –3600 m, which is close to the olivine elevation enhancement derived from TES data [*Edwards and Christensen*, 2011]. The OMEGA-based distribution centered at this peak is nevertheless much broader than the relatively narrow –3900 to –3600 m TES-based elevation range. The enhancements are primarily attributed to deposits located in Valles Marineris. Although less numerous, occurrences located in the region Chryse Planitia are also a part of this interval. At this stage, it is difficult to tell if this elevation interval represents a large (regional) horizontal and vertical scale olivine-bearing layer or merely the region where olivine is most commonly exposed due to recent erosion and excavation processes.

[23] Another representation of the elevation relationship is to separate the two types of olivine with histograms in blue and red corresponding to Type 1 (OSP1 greater than its threshold and OSP2 and OSP3 lower than their threshold) and Type 2, respectively (Figure 4A). Their respective spatial distribution is illustrated in Figure 4C by using the same color code. Most of olivine detected in the [0, 3 km] range has a Type 1 olivine composition, whereas some localized exposures of Type 2 olivine are barely visible in these terrains. The terraces of the two main basins Hellas

and Argyre as well as Nili Fossae region [–2.5, 0 km] exhibit numerous Type 2 olivine spots. Olivine in Valles Marineris [–5, –2.5 km] is dominated by olivine type 1 with some occurrence of olivine type 2. Olivine in the northern plains [–7, –2.5 km] is spectrally dominated by Type 2 and primarily identified by OSP3 because of disturbing atmospheric and surface conditions.

[24] We binned the detections as a function of latitude to search for potential influence of climate, dust, or geological structures (Figure 4B). Olivine is mostly common between 10°N and 60°S in the dust-free highlands. Type 1 olivine present in the southern highlands is distributed along three ranges of latitudes: the 10°N to 25°S range includes the regions of Terra Tyrrhena and Valles Marineris; the second interval between 25°S and 50°S groups together the detections found in the North and West of Argyre, the Hellas and Argyre basin rims, and some detections in Terra Sirenum and Terra Cimmeria. The third interval is located between 50°S and 60°S including large deposits south of Terra Cimmera and Terra Sirenum. The peak centered at 22°N corresponds to Nili Fossae region that includes the majority of Type 2 olivine detections. The rest of the olivine Type 2 is identified in more discrete occurrences throughout the southern highlands between 10°N and 50°S as well as in very localized spots in the northern plains [40°N, 60°N], as already mentioned with the elevation histogram.

[25] No trend with latitude is observed, given that olivine is mostly located between 10°N and 60°S; the latitude histograms of olivine merely represent the latitudes of main deposits. The gap between 45°S and 55°S is mainly due to the geological structures (floors of Hellas and Argyre) as well as to a presence of widespread dusty regions in East and West of Hellas basin between 30°E and 180°E and in Terra Sirenum. Away from this dusty region, olivine is clearly detected in the low albedo terrains of this latitude range. Spectral analysis of OMEGA data identifies olivine (and pyroxene) in the high southern latitudes regions of the circum-Hellas volcanic province [*Williams et al*., 2010]. The polarward regions, which are characterized by stronger and various seasonal processes of sublimation/condensation of ices and major condensation of water vapor that could favor chemical and/or mechanical weathering and thus alteration of olivine exhibit also the presence of this mineral [*Poulet et al*., 2008; *Carrozzo et al*., 2012; *Ody et al*., 2012]. The global, large-scale distribution of olivine appears thus to be mainly controlled by the presence of dust rather than any other effect.

3.4. Distribution With Thermal Inertia

[26] We now investigate the near-surface physical properties of the olivine deposits material by comparing our olivine map with the 20 pixels/degree TES thermal inertia (TI) map [*Putzig and Mellon*, 2007]. Thermal inertia is a measure of the subsurface's ability to store heat during the day and to reradiate it at night. From orbit, thermal inertia depends on a complex combination of particle size, rock abundance, and the degree of induration of the observed surface material. However, although abundant rock and bedrock do have the effect of slightly raising the thermal inertia in the field of view, the effects of the fine material at the surface are primarily distinguished [*Christensen*, 1986]. Typically, low thermal inertia between 5 to about 150 $J\,m^{-2}\,K^{-1}\,s^{-1/2}$ (tiu hereafter) represent loose fine-grained material (dust) with no or a very few rock [*Mellon et al*., 2000]. Higher thermal inertia have been interpreted as possibly representing more abundant surface rocks or bedrocks exposures, larger particles sizes, and/or more indurated fines forming a duricrust [*Kieffer et al*., 1977; *Palluconi and Kieffer*, 1981; *Christensen*, 1986; *Jakosky and Christensen*, 1986; *Christensen and Moore*, 1992]. A surface is considered to be dominated by solid rock for a thermal inertia typically larger than 1200 tiu [*Edwards et al*., 2009].

[27] The TES Thermal inertia map was resampled to the OMEGA olivine map resolution of 40 pixels/degree. Normalized histograms, representing the percentage of detections in each thermal inertia bin with respect to the total number of detections of the studied distribution, were constructed (Figure 5). For comparison, thermal inertia normalized histograms for the entire Martian surface and for pyroxene-bearing olivine-free regions are also plotted.

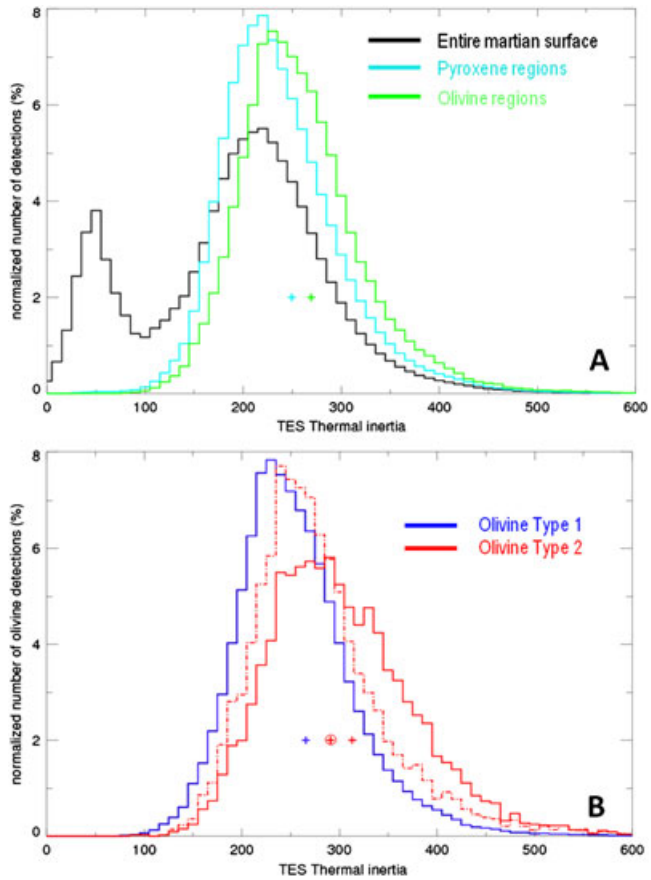


Figure 5. Normalized histograms comparing the mean thermal inertia of various terrains. These histograms represent the percentage of detections in each thermal inertia bin with respect to the total number of detections of the studied distribution (entire Martian surface, pyroxene regions, olivine regions (total, Type 1, Type 2, etc. . .)). (A) The mean values of thermal inertia for pyroxene-bearing olivine-free regions (250 +/– 67 tiu) and olivine-bearing regions (269 +/– 69) are indicated with crosses. (B) Same as Figure 5A but for Type 1 olivine regions (266 +/– 66, blue cross), Type 2 (313 +/– 81, red cross) and Type 2 without Nili Fossae detections (291 +/– 80, dashed line and red cross encircled).

Olivine-bearing thermal inertia ranges from ~100 to 600 tiu with most detections between 200 and 300 tiu. These values are typical of Martian low albedo mafic regions and consistent with sandy soils [*Fergason et al*., 2006]. Values of ~300–600 tiu that represent 25% of the olivine detection can be extrapolated to millimeter-sized grain assuming a uniform particle size [*Pelkey et al*., 2001]. Olivine thermal inertia distribution is slightly shifted to higher thermal inertia with respect to those of pyroxene-rich olivine-free regions (respectively 250 +/– 67 tiu in average for pyroxene-rich regions and 269 +/– 69 tiu for olivine-bearing regions). This difference of ~20 tiu is statistically not significant, although several studies report that olivine signatures are commonly associated with high thermal inertia surface [*Bandfield et al*., 2011; *Bandfield and Rogers*, 2008; *Edwards et al*., 2008; *Rogers et al*., 2009; *Rogers and Fergason*, 2011]. OMEGA nevertheless detects olivine in terrains with very large values of thermal inertia (>1200 tiu) as already reported by previous studies using TES and THEMIS data sets [e.g., *Edwards et al*., 2009], but these detections represent only several tens of pixels localized in Argyre rim and Valles Marineris. There is no strong evidence for a global relationship between olivine signature strength and high TI, and thus for potential mechanical and/or chemical weathering of bedrock outcrops as the prime driver of the olivine distribution. We thus consider at this point that the comparison at global scale is not sufficient and more detailed studies at local scale are necessary to better understand the properties and the relationships between the olivine-bearing and the olivine-poor terrains as also pointed out by *Hamilton et al*. [2010].

[28] The difference between Type 1 (blue histogram) and Type 2 (red histogram) olivine is illustrated in Figure 5B. Type 2 olivine is more typically found in higher thermal inertia surface. Because a significant number of Type 2 olivine spots is found in the Nili Fossae region, we have removed them in order to show the thermal inertia distribution of other Type 2 spots (residual histogram are shown in red dotted line on Figure 5B). The comparison between both histograms indicates that most of the Type 2 olivine detections with a high thermal inertia correspond to the region of Nili Fossae. Residual distribution of Type 2 olivine is then much more similar to the Type 1 olivine distribution although still slightly shifted to higher thermal inertia by 25 tiu. This small shift can provide insights about the difference between the Type 1 and Type 2 olivine as discussed below.

[29] A larger grain size for Type 2 olivine terrains would explain both higher thermal inertia and stronger signatures. However, this difference of 25 tiu is pretty small. Using the relationship between thermal inertia and grain size defined by *Pelkey et al.,* [2001], a 25 tiu (from 266 to 291 tiu) difference can be extrapolated to a variation of the grain size from ~500 μm to ~700 μm, which cannot explain the significant spectral signature between Type 1 and Type 2. We thus consider that a grain size effect cannot be responsible of the difference of 1 μm band strength and shape between the two types of olivine.

[30] Locally, a thin layer (<10 μm) of dust-bearing and/or pyroxene-bearing particles could both significantly reduce the Type 2 olivine signature and decrease the thermal inertia. We recall that most of the Type 1 olivine is located in the pyroxene-bearing regions of Mars where mobile material can partly cover the olivine-bearing deposits, and thus transform Type 2 signature to Type 1 signature. The heterogeneous presence of such a mobile material partial layer could thus satisfactorily explain the variation of olivine signature and thermal inertia observed in the same geological unit (see section 4.1).

[31] Conversely, the presence of a layer of mobile material can hardly explain the correlation between olivine type and large-scale and well-defined geographies, elevations, and morphologies. The variations of the olivine signature observed across the Martian surface could rather result from a difference in iron content or abundance. Modeling the abundance of olivine requires radiative transfer modeling as described in *Poulet et al*. [2009a]. This will be investigated in section 4 for some selected regions of interest. At this point, we thus consider that a difference in iron content and/or abundance is a likely explanation for the difference in olivine type between large-scale units.

3.5. Summary and Comparison With Other Data Sets

[32] The shape of the olivine 1 μm absorption band does not merely translate varying iron content. Grain size, abundance, and/or spectral mixture can also affect the olivine spectral shape making a fayalite-like spectrum similar to a forsterite-like spectrum and vice versa. As an example, the region of Nili Fossae that shows the most fayalite-like spectrum needs forsterite with large grain size and fayalite to be modeled by radiative transfer model [*Poulet et al*., 2009b]. This global analysis has shown that the olivine detection can be referred to two end-member compositions based on their spectral shape: Type 1 olivine should correspond to Mg-rich and small grain size and low abundance olivine composition; Type 2 corresponds to olivine with higher iron content and/or larger grain size and/or larger abundance.

[33] The olivine detection map and our analysis of the distribution of olivine deposits as a function of elevation and latitude reveal that these deposits are distributed along five distinct geological settings: (1) the southern highlands with both olivine compositions. Type 1 olivine is found in extended deposits primarily located in the regions of Terra Cimmeria, Terra Sirenum, Sinus Meridiani, regions between Argyre and Valles Marineris and between Terra Sabaea and Hesperia Planum including terra Tyrrhena. Type 2 olivine is also found in these regions but in smaller and more discrete occurrences; (2) the circum-Argyre, -Hellas, and -Isidis basins with numerous Type 2 olivine occurrences; (3) the northern plains where olivine is primarily associated with craters (ejecta and dunes accumulated on floors), but also to extended deposits in Utopia Planitia; (4) Valles Marineris with a majority of olivine with Type 1 composition but with some exposures of strong olivine signature of Type 2 composition; and (5) other isolated, kilometer-sized spots and barely visible on the global map and preferentially of Type 2.

[34] Olivine on the surface of Mars was also inferred from TES data [*McSween et al*., 2006; *Koeppen and Hamilton*, 2008]. The TES global distribution of olivine matches well with the distribution of Type 2 olivine in regions where strong signatures are reported (Nili Fossae, circum-Argyre and -Hellas, Valles Marineris). Whereas the TES olivine map shows detectable amounts of olivine (5–15 vol %) in

broad near-equatorial regions, the OMEGA-based distribution is much more spatially heterogeneous with numerous discrete occurrences rather than uniform and continuous enhancements of olivine. As a result, the OMEGA and TES distributions as a function of elevation and latitude are significantly different. However, it is important to note that broad regions with reliable TES detections (olivine abundance above 10%) are well consistent with the extensive olivine-bearing regions detected by OMEGA (Terra Tyrrhena, Cimmeria, Sirenum, region between Argyre and Valles Marineris, Sinus Meridiani).

[35] The elevation and latitude histograms merely represent the characteristics of the major geological settings. The major effect that controls the global, large-scale distribution of surface olivine seems to be the dust coverage. Thermal inertia analysis of these deposits indicates a global trend with olivine-bearing terrains having a slightly higher but not significant thermal inertia on average than the olivine-poor surroundings. The difference in thermal inertia between Type 1 and Type 2 cannot be attributed to a grain size effect. At a local scale, this difference could be attributed to the presence of a dust-bearing and/or pyroxene-bearing particles layer over the olivine deposits. However, this does not account for the difference in olivine type between large-scale units, which is thus attributed to either the iron content and/or the olivine abundance.

4. Detailed Analysis of Olivine Deposits

[36] The different geological regions studied here in detail are shown on Figure 6a. They correspond to the major olivine settings previously recognized. It is important to note that this study is note exhaustive but statistically meaningful. In the southern highlands, olivine deposits are found in Hesperian flat and extended plains (pink squares), in olivine-bearing Hesperian smooth crater floors (red filled circles), and associated with crater ejecta (yellow filled circles). Some olivine-bearing butte outcrops (purple stars) are also studied. In the northern plains, olivine is mainly found in dunes on crater floors (light blue filled circles), crater ejecta (yellow filled circles), and extended deposits (green stars). Olivine detected on basin terraces and in Valles Marineris is clearly visible on the olivine global map, so that no specific symbol is plotted to identify these deposits. In addition to the geological properties, investigations of the composition is based on Type 1 and Type 2 classification, except for the circum-basins deposits, whom their composition especially in terms of iron content is

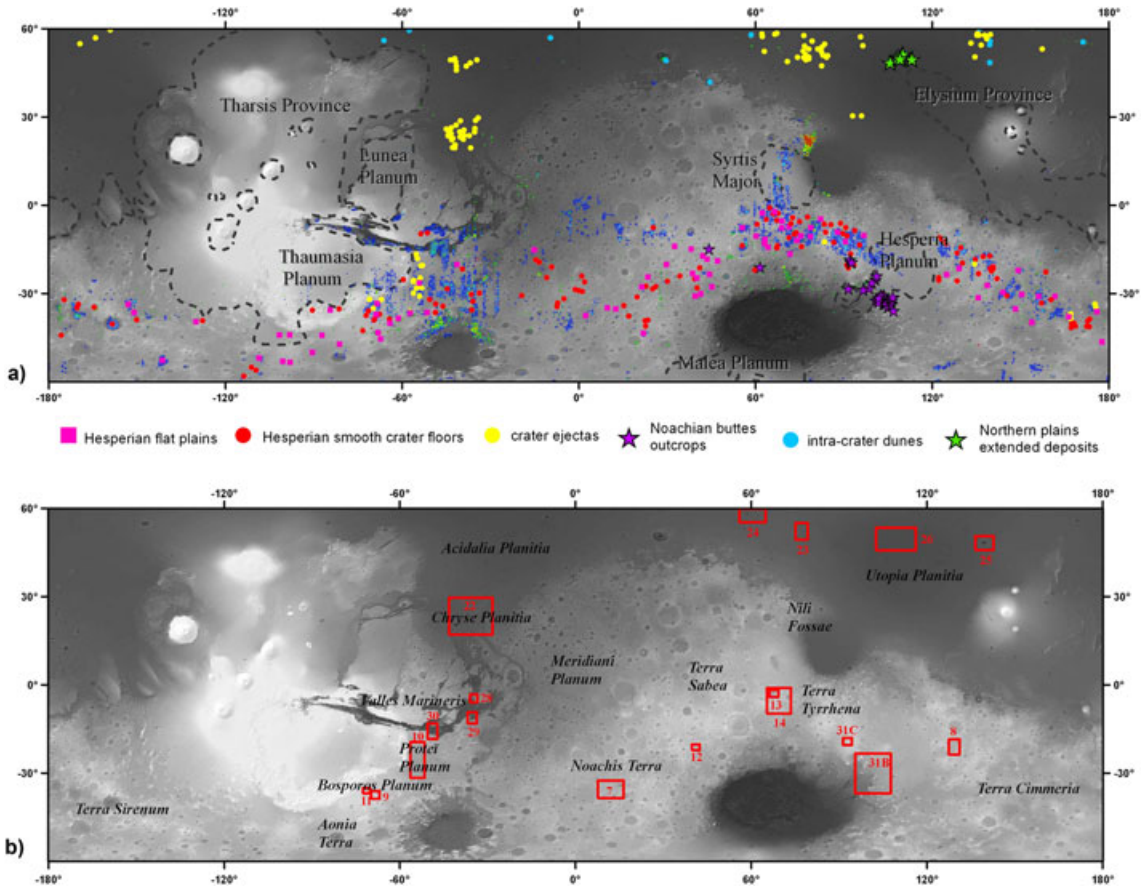


Figure 6. (A) Location of the olivine-bearing regions studied in details: Hesperian flat plains, Hesperian smooth crater floors, crater ejecta, Noachian buttes outcrops, dunes on crater floors, northern plain extended deposits, superimposed on a combined MOLA shaded-relief map and olivine map. The main volcanic provinces as mapped by *Werner* [2009] are outlined with dashed line. (B) Locations of the figures shown in the paper and labeled regions. Spectra extracted from each setting illustrated on these figures are shown in the Supporting Information.

mandatory to better constrain the implications. Examples of spectra extracted from each of these settings are available in the Supporting Information.

4.1. Extended Hesperian Olivine Deposits in the Southern Highlands

4.1.1. Settings

[37] Local-scale analysis of the widespread olivine-bearing deposits in the southern highlands has shown that olivine is mainly detected associated with smooth crater floor and flat intercrater plains that are commonly geographically associated. They are identified throughout the southern highlands, primarily in regions previously listed as pyroxene-rich dust-free regions (see section 3.1). Additional smooth crater floor and flat plains were identified in more dusty regions such as Noachis Terra and Aonia Terra by decreasing the olivine spectral parameter threshold. Olivine is also detected in small crater ejecta mainly localized in the region of Bosporos Planum, Protei Planum, and Terra Cimmeria and always associated with flat plains unit exhibiting weak or no olivine signature. No clear evidence of relationship between smooth crater floor or flat plains and major volcanic provinces as mapped by *Werner* [2009] are visible.

[38] Examples of OMEGA observations of four olivine-bearing flat plains are presented on Figures 7–10. These plains are commonly associated with flat plains units (Hpl3, Hplm) (Figures 7 and 9) or with ridged plains (Hr) (Figures 8 and 10) [*Skinner et al*., 2006]. Some of these extended deposits are also found in Noachian mapped terrains [*Skinner et al*., 2006]. However, all the olivine deposits are less cratered than their surrounding high-standing degraded terrains, and they embay them in some areas. They are well characterized on THEMIS daytime images by lower temperature with respect to adjacent terrains. This low daytime temperature is consistent with the higher nighttime temperature in THEMIS data resulting from higher thermal inertia than their surroundings. This higher thermal inertia is consistent with the rough and pitted texture, and little to no aeolian material seen on Figures 7E and 8D. This texture is commonly observed throughout the southern highlands but also in Eos Chasma, Ares Vallis, Gusev crater, and south of Isidis Basin [*Edwards et al*., 2008; *Rogers et al*., 2005; *Ruff et al*., 2007; *Tornabene et al*., 2008; *Rogers and Fergason*, 2011; *Edwards et al*., 2009].

[39] In these flat plains, olivine signature usually increases on the nighttime higher-temperature regions. Small variations of the nighttime temperature are observed within the olivine plain units and could indicate difference in surface erosion and/or the presence of unconsolidated covering material which could originate from the olivine-poor surrounding terrains. In some plains, the highest olivine signatures are however correlated to the lowest nighttime temperature regions (Figure 9). This implies that olivine is present in less consolidated or finer-grained material, which is supported by the presence of ripple dunes on the surface, likely the result of in situ formation from the product of erosion of the underlying olivine-bearing bedrock (Figure 9D). This example demonstrates, first that olivine-bearing material is not found mainly in high thermal inertia terrains as suggested by *Bandfield et al*. [2011], and second, that sandy/silty soils on Mars are not necessarily olivine-poor relative to adjacent rocks or rocky surfaces that are likely the source for the soils. Similar conclusions were reached by *Hamilton*

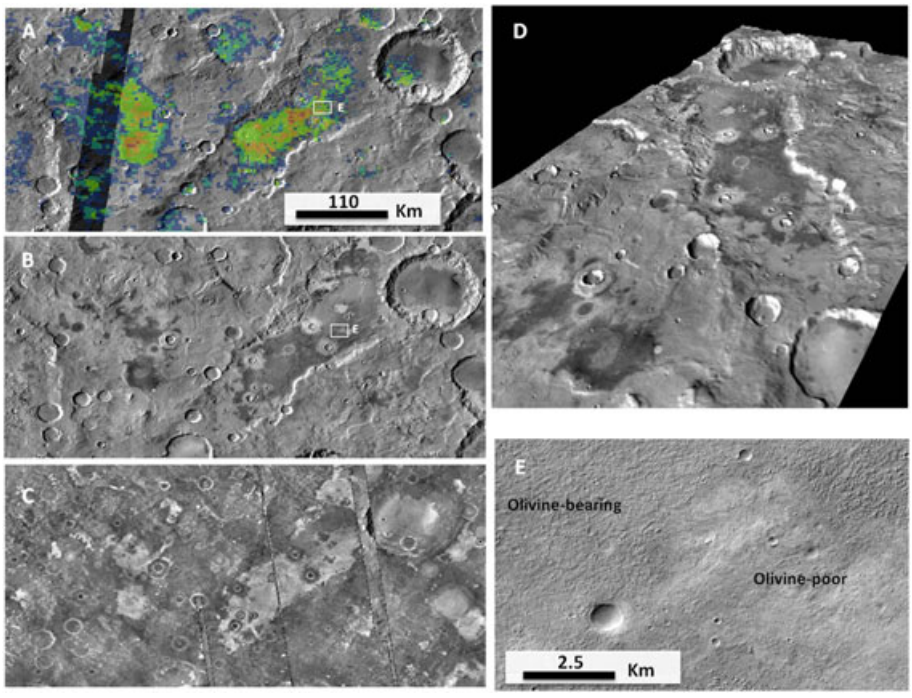


Figure 7. Example of flat Hesperian olivine-bearing flat plain and crater floors in the southern highlands [12.55°E, 35.4°S]. (A) Olivine map (OSP2 from 0.98 to 1.0); (B) Daytime THEMIS IR mosaic; (C) Nighttime THEMIS IR mosaic; (D) Three-dimensional (3-D) view of the area with a vertical exaggeration of 5; (E) CTX close-up illustrating the transition between olivine-bearing terrain and olivine-poor one (CTX_ID B17_016116_1456_XN_34S346W).

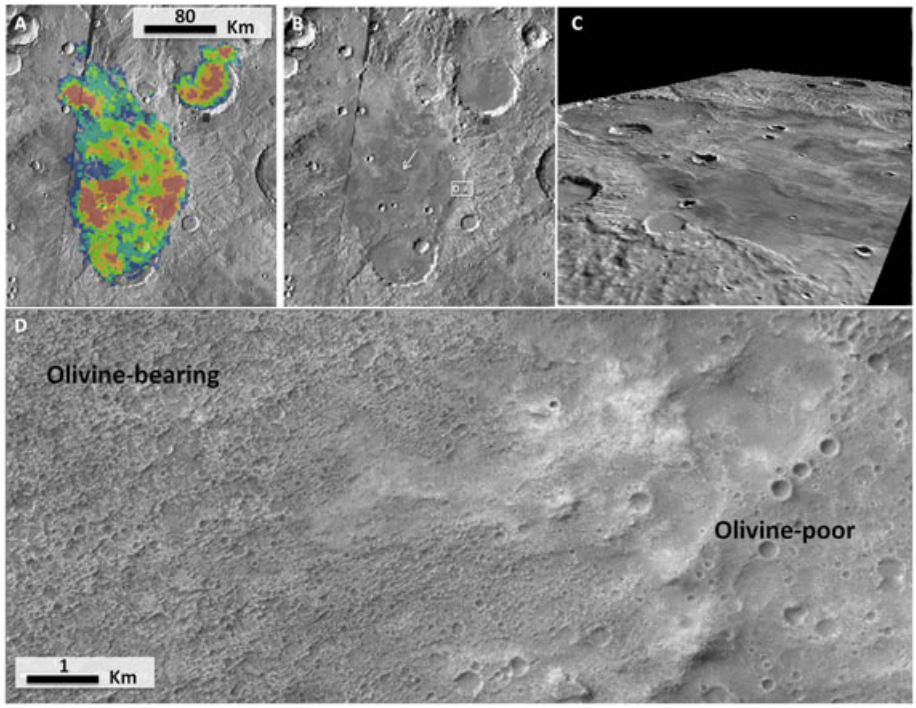


Figure 8. Example of olivine-bearing intercrater ridged plains and crater floors in the southern highlands [128.9°E, 21.6°S]. (A) Olivine map (OSP2 from 0.98 to 1.0); (B) Daytime THEMIS IR mosaic; (C) 3-D view of the area with a vertical exaggeration of 5; (D) CTX close-up illustrating the transition between the olivine-bearing terrain and the olivine-poor one. The white arrow indicates the presence of a ridge (CTX_ID P13_006262_1589_XN_21S230W).

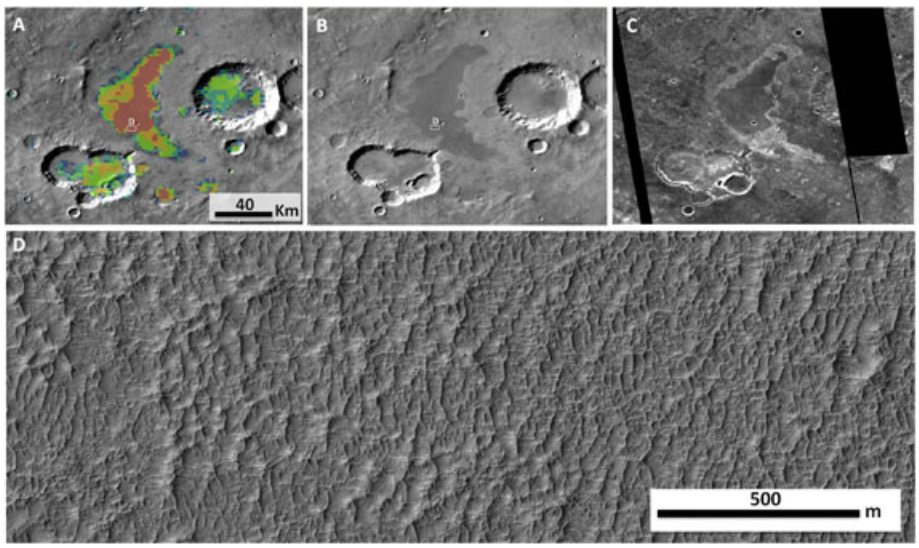


Figure 9. Example of olivine-bearing flat plain with low thermal inertia located at [291.2°E, 37.2°S]. (A) Olivine map (OSP2 from 0.99 to 1.05) over THEMIS IR daytime mosaic; (B) Daytime THEMIS IR mosaic; (C) Nightime THEMIS IR mosaic; (D) HiRISE detail on the low thermal inertia, olivine-bearing terrain (HiRISE_ID PSP_010739_1420).

et al. [2010] from TES data set. The fact that olivine signature is higher in sand than in bedrock could be explained by the mechanical segregation of olivine in sand as it is observed in Iceland [*Mangold et al*., 2011].

[40] Olivine is not always detected in the entire flat ridged plain units. Figure 10 shows an example of large ridged plains centered at [–54°E, 23°S] where olivine is confidently identified only in small high nighttime (and low daytime) temperature regions of the ridged plain. Other parts of the ridged plain exhibit weak or inexistent olivine signature and have similar thermal properties than the Noachian surrounding terrains. CTX imagery shows that

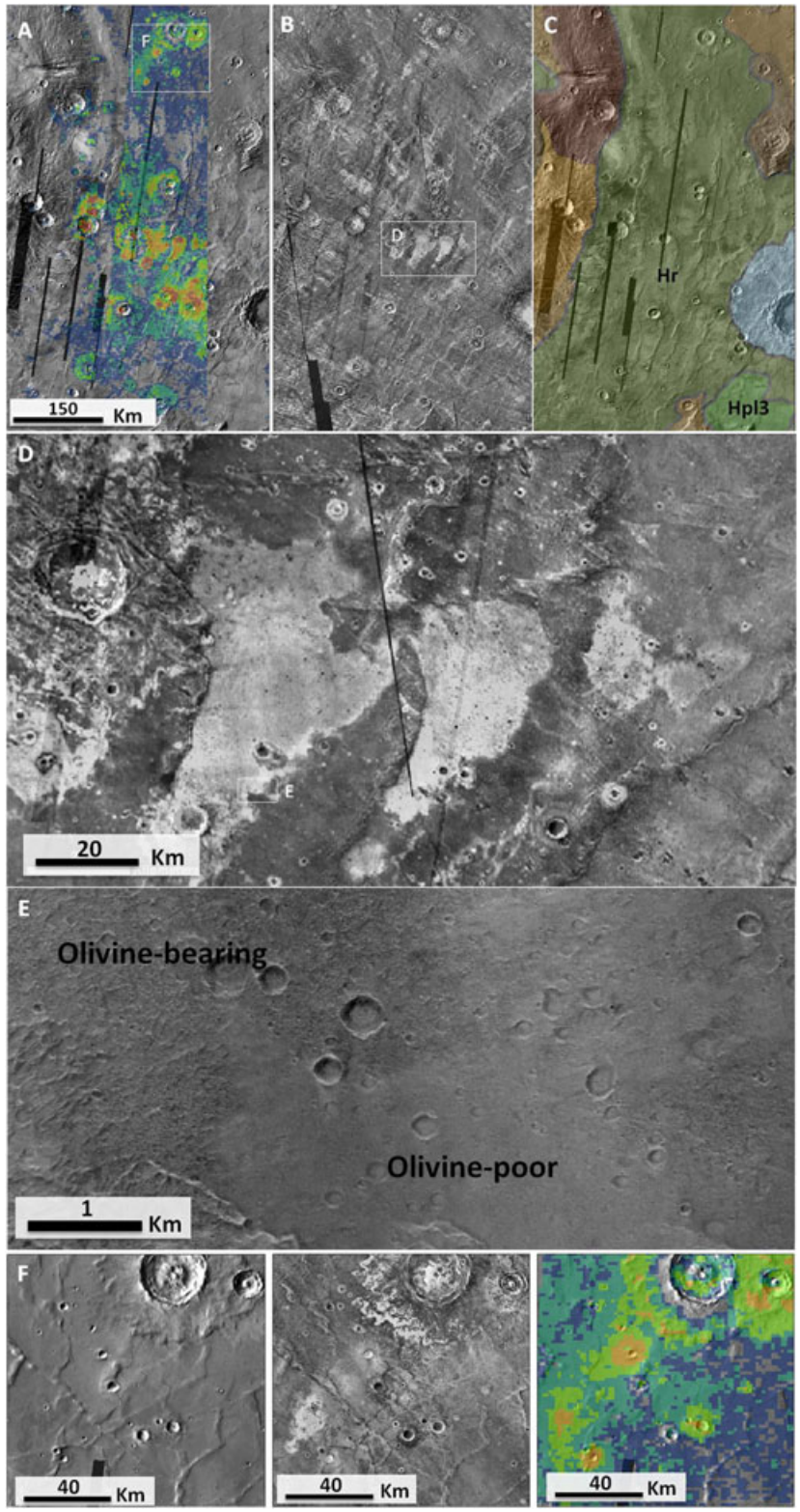


Figure 10. Ridged plains exhibiting variations of the olivine signature centered in [–54.1°E, 23.4°S]. (A) Olivine map (OSP2 from 0.99 to 1.04) over THEMIS IR daytime mosaic. (B) THEMIS IR nighttime mosaic. (C) U.S. Geological Survey (USGS) Geological unit (green: (Hr) Hesperian ridged plains; (Hpl3) Hesperian smooth unit; brown: Noachian units; grey: impact crater material [*Skinner et al.*, 2006]). (D) Close-up on the nighttime THEMIS IR mosaic. (E) CTX close-up of the boundary between olivine-bearing and olivine-poor terrains (CTX_ID P11_005504_1526_XN_27S054W). (F) From left to right, THEMIS IR daytime mosaic, THEMIS IR nighttime mosaic, and olivine map close up on olivine-bearing crater ejecta.

the olivine-bearing part of the unit correspond to etched, eroded terrains, whereas the olivine-poor parts appear to be less eroded and/or covered by fine material. The whole ridged plain unit could be olivine-enriched with respect to the Noachian surrounding terrains but olivine signature is likely masked in some parts by the presence of this fine material. The hypothesis that the whole unit could contain olivine is further supported by the detection of olivine-bearing ejecta of small craters in the olivine-poor regions, indicating the presence of olivine in the upper layers of the impacted crust (Figure 10f). Many ridged plains and flat intercrater units throughout the southern highlands show the same spectral and morphological characteristics and thus are likely olivine-bearing. In any case, this example, as the third one (Figure 9), emphasizes the complexity and the diversity of the relationships with thermophysical properties. That also explains why there is not a higher systematic trend of olivine with respect to thermal inertia in average (Figure 5).

[41] Olivine-bearing smooth crater floors are commonly found in close proximity to olivine-bearing flat plains as visible in the Figures 7–9. These craters are found throughout the southern highlands with diameters ranging from 10 km to more than 400 km (red-filled circles on Figure 6a). They commonly lack a central peak and exhibit a flat floor partially or entirely composed of olivine-bearing material. These craters are primarily found in Noachian units but their floors appear to be less heavily cratered than the surrounding terrains suggesting a younger age. They are mainly characterized by a high nighttime temperature and a low daytime temperature compared to surrounding terrains resulting from a higher thermal inertia. Some of these olivine-bearing smooth crater floors were previously detected across the southern highlands using TES, THEMIS, or CRISM [*Koeppen and Hamilton*, 2008; *Rogers and Fergason*, 2011; *Goudge et al*., 2011].

[42] Figure 11 illustrates typical floor morphology for olivine-bearing bedrock. High nighttime and low daytime temperatures are observed; its floor has a rough and consolidated texture similar to those of flat plains, and no dune is observed at CTX scale where the olivine detection is strongest. Black and white arrows point out respectively the presence of wrinkle ridges at the center, and the lobate margin at the periphery of the crater. A three-dimensional view of this crater (Figure 11C) shows that this crater has a shallow floor relative to its diameter, so that a significant amount of material filled the crater. These characteristics are commonly observed throughout the highlands, and may indicate a widespread process that has occurred in the Martian history to form these deposits.

[43] Most craters (>80%) however have only a fraction of their floor spectrally dominated by olivine signature. In Figure 12 for example, the olivine signature is correlated to the western crescent shape on the crater floor, where higher nighttime and lower daytime temperatures are observed (Figures 12B and 12C). This part of the crater is more eroded and has a rough and pitted texture (Figures 12D and 12E), whereas the olivine-poor part corresponds to a dark surface of slightly higher elevation. This dark surface has a smoother texture than the olivine-bearing surface. In spite of

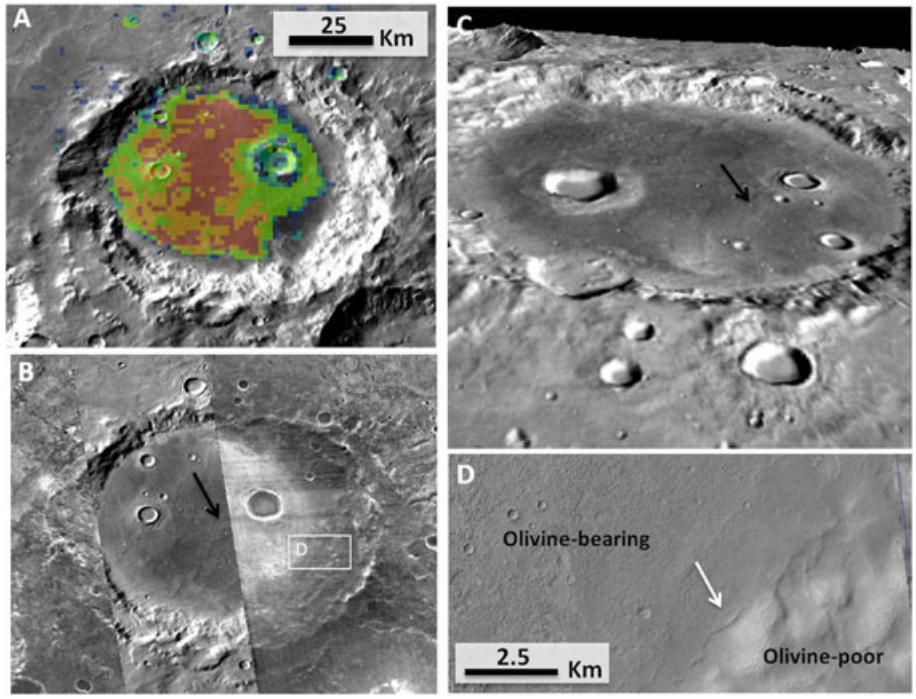


Figure 11. Example of an olivine-bearing crater floor in the southern highlands [–71.6°E, 36°S]. (A) Olivine map (OSP2 from 0.995 to 1.04) over THEMIS IR daytime mosaic; (B) Mosaic of THEMIS IR daytime (left part) and THEMIS IR nighttime (right part); (C) 3-D view of the area with a vertical exaggeration of 5. The black arrow indicates the presence of wrinkle ridge; (D) CTX detail showing the transition between olivine-bearing terrain and olivine-poor one (CTX_ID B02_010449_1443_XN_35S071W). A lobate margin is visible at the periphery of the deposit (white arrows).

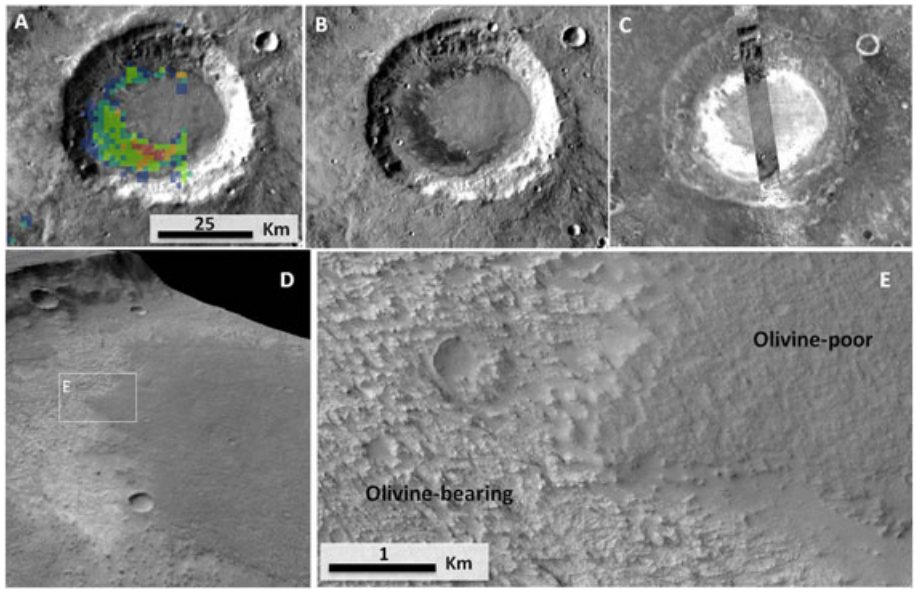


Figure 12. Example of a Martian high thermal inertia crater floor with olivine signature [41°E, 21.3°S]. (A) Olivine map (OSP2 from 0.97 to 0.995) over THEMIS IR daytime mosaic; (B) THEMIS IR daytime mosaic; (C) THEMIS IR nighttime mosaic; (D) 3-D view of the western part of the crater with vertical exaggeration of 15; (E) CTX image showing the transition between olivine-bearing and olivine-poor terrains (CTX_ID B07_012370_1589_XN_21S319W).

its lower thermal inertia possibly due to the presence of unconsolidated and/or finer-grained material, this surface could constitute a resistant capping unit deposited over the entire floor, and only been partly removed, exposing the underlying olivine-bearing deposits as previously proposed by *Rogers et al*., [2009].

[44] Some crater floors display dunes or sand sheets spectrally dominated by olivine signature as illustrated in Figure 13. These deposits are relatively dark in comparison to other olivine deposits. Of special interest is the presence of olivine on rough and brighter bedrock on the opposite side of the dunes, which could be the source of this dark sand (Figure 13D). A systematic study of dark mobile sediments inside crater floors on Mars has revealed that they have not primarily been blown into the craters, but they more likely originate from inside the craters themselves [*Tirsch et al*., 2009]. Although no clear relationship between the two olivine deposits inside this specific crater can be definitely proved, we consider that the olivine-bearing sand dunes observed in this crater as well as in other crater floors throughout the southern highlands could be of local origin as the result of erosion of the crater floor bedrock.

4.1.2. Ages of the Deposits

[45] In order to retrieve the crater age distribution, we have processed image sets providing large or full coverage of the investigated units with an easily pictured topography. For the largest surfaces, the daytime THEMIS temperature mosaic was used. This data set has an image resolution of ~100 m/pixel and provides very good topographic contrast because the slopes facing the Sun have a higher temperature than the opposite slopes. For smaller surfaces, we used CTX and HRSC higher-resolution images, enabling accurate measure of smaller craters.

[46] To estimate cratering retention ages from the measured crater size-frequency distributions on the chosen areas, we have used the "*craterstats2*" software developed and described by *Michael and Neukum* [2010]. Ages have been derived by fitting a crater production function from *Ivanov* [2001] and by using the chronology function from *Hartmann and Neukum* [2001] to translate relative crater frequencies into absolute model ages; all ages given in this section are estimated with respect to this model. In cases for which we have observed at smaller crater diameters a deviation of the observed crater size-frequency distribution from the expected isochron, we also tested resurfacing scenarios. This evaluation has been performed with "*craterstats2*" as well. Because we are interested in the age of formation of the crater floor and intercrater plain units provided by the oldest crater retention age, we commonly did not consider small craters on the investigated units (diameter < 800 m with THEMIS data, < 500 m or lower with HRSC and CTX data). Examples of the crater measurements are given in Figure 14. Possible resurfacing events are plotted with triangles in the cumulative plots. The derived ages fall remarkably in the narrow 3.6 and 3.8 Ga range (Figure 15). This is in agreement with the early Hesperian age of the units (Hplm, Hpl3, and Hr) where plains are mainly found, but indicates possible formation during the Late Noachian for some of these plains and crater floors. Model ages seem to indicate the same age interval for both crater floors and flat plains within the uncertainties of the dating. As well, ages do not seem to depend on the longitude. Therefore, these deposits were likely emplaced at the same time.

4.1.3. Composition

[47] As seen on the olivine global map, olivine deposits of the southern highlands have both Type 1 and Type 2 compositions. Type 1 composition is found in extensive deposits that have been identified as Hesperian-aged plains and crater floors. The smaller localized exposures of Type 2 olivine

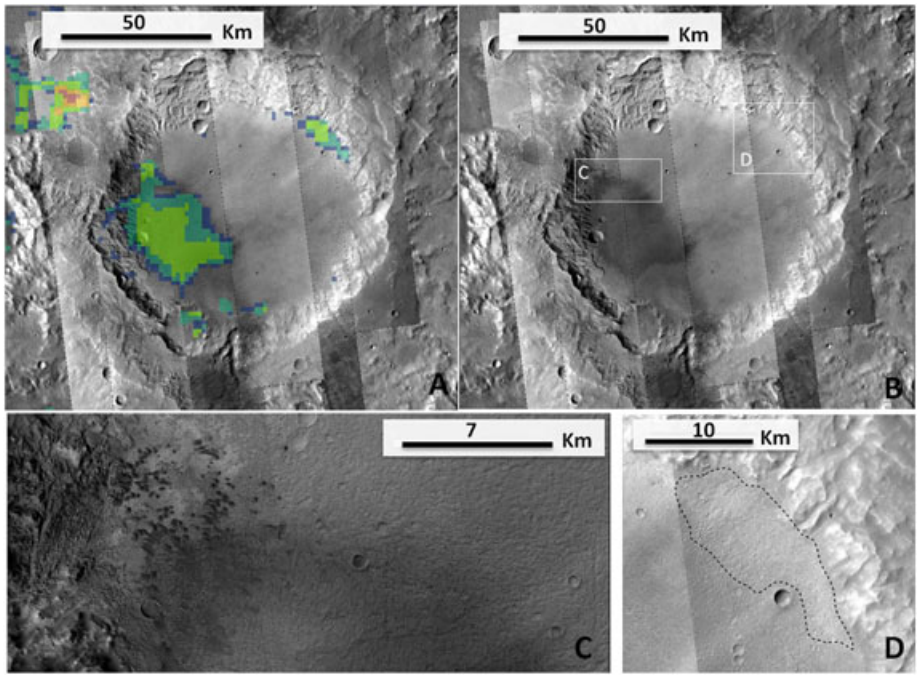


Figure 13. Example of olivine-bearing sands and dunes on a crater floor located in Terra Tyrrhena [67.7°E, 2.9°S]. (A) Olivine map (OSP2 0.98 to 1.04) compared to a CTX mosaic (B) with daytime THEMIS IR mosaic in the background (CTX_ID from left to right P03_002282_1769_XN_03S293W, P07_003627_1766_XN_03S292W, P20_008901_1754_XN_04S292W, P14_006607_1783_XN_01S292W, B18_016549_1761_XN_03S291W, B03_010747_1776_XN_02S291W). (C, D) Two close-ups of the crater floor are shown with CTX images.

composition correspond to areas of these extended deposits where the olivine signature is stronger. These signature variations could be attributed to variations in composition and/or abundance and/or grain size. We mainly attribute these variations to an abundance effect resulting from the heterogeneous cover by pyroxene-bearing mobile material. In these deposits, a pyroxene signature is always visible and the strength of its 2 μm band is commonly anticorrelated with the olivine signature. This is due to the fact that the addition of pyroxene material decreases the olivine signature. Such a spectral evolution is seen in the extensive volcanic plains presented in Figure 10. The visual inspection of spectra extracted from olivine-poor to olivine-enriched terrains confirms that the variations of OSP2 parameter and olivine spectral features result from the variable abundance of low albedo pyroxene-bearing material (Figure 16). The spectral ratio technique then reveals an olivine signature in regions where the value of olivine parameter is small.

4.1.4. Origin and Implications

[48] The olivine-bearing Hesperian flat plains and crater floors usually exhibit distinct higher thermal inertia than the surrounding terrains. These thermal properties are consistent with their rough and pitted morphology retrieved from CTX and HiRISE images, corresponding to eroded bedrocks. Both the olivine-bearing Hesperian plains and the olivine-bearing crater floors result from infillings. A sedimentary origin could thus be proposed. However, the fact that the surrounding terrains have a distinct composition and the lack of sources for olivine-bearing materials strongly opposes such a sedimentary origin. Instead, the characteristics of these deposits support a magmatic origin. Emplacement mechanisms considered for the olivine-bearing units could be volcanic flows or igneous intrusions. Existing observations favor the first scenario. Specifically, olivine-bearing lava flows resulting from fissure eruptions (possibly through impact-related fractures) might have buried crater floors and intercrater depressions. The volcanic extrusive origin is also consistent with the presence of wrinkle ridges in both plains and crater floors, as well as lobate margin at the periphery of crater floor deposits. Such structures were observed on the lunar surface and were interpreted as the result of fissural volcanism [*Leverington*, 2004]. Volcanic infilling was also proposed by *Rogers and Fergason* [2011] to explain the olivine-bearing deposits in intercrater plains and in crater floors of the region of Tyrrhena Terra. Our additional observations show that this mechanism operated at a global scale and could explain numerous olivine deposits of the southern highlands. The magma could have reached the surface through fractures and cracks in the basement rock likely caused by previous impact events, possibly related to the formation of the large basins during the late heavy bombardment [*Gomes et al*., 2005].

[49] The dating retention ages of these surfaces revealed that the last event that produced these deposits preferentially occurred during the early Hesperian between 3.8 and 3.6 Ga (Figure 15). This suggests a period of global olivine-enriched volcanism, which filled craters and intercrater plains through fractures throughout the Martian surface during the late Noachian/early Hesperian. Material derived directly from the Martian mantle is expected to be significantly more mafic than the surrounding rocks. The olivine enrichment of the deposits reported here is thus well consistent with

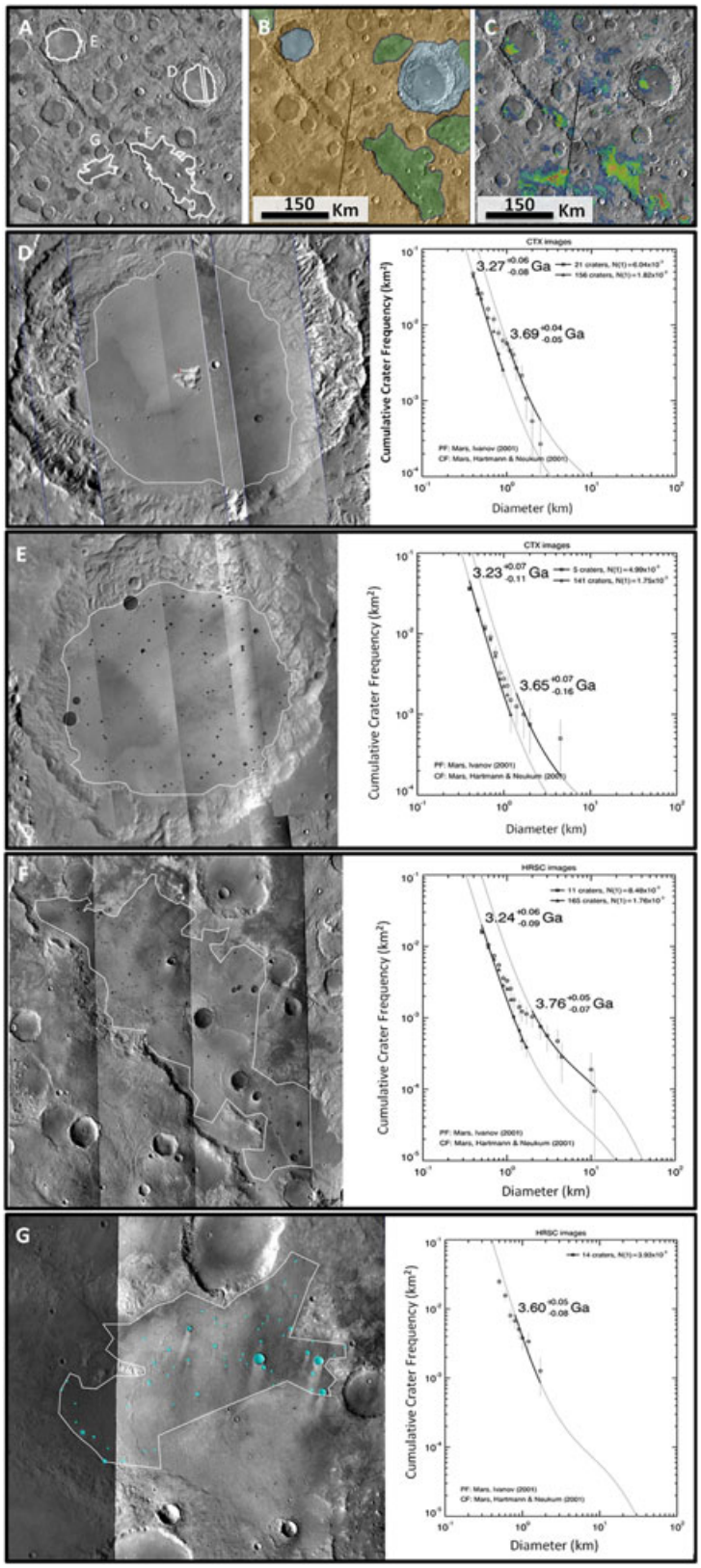


Figure 14. Contextual images of dated flat plains and smooth crater floors: (A) THEMIS IR daytime mosaic, white line surrounds dated flat plains and smooth crater floors. (B) USGS geological map (brown: Noachian units; green: Hesperian units; grey: impact crater material) [*Skinner et al*., 2006]. (C) olivine map over THEMIS IR daytime mosaic. left: CTX (D, E) and HRSC (F, G) close-up on flat plains or smooth crater floors; right: corresponding crater-size frequency distribution, observed crater measurements are plotted with squares, possible resurfacing events are plotted with triangles, derived age is indicated.

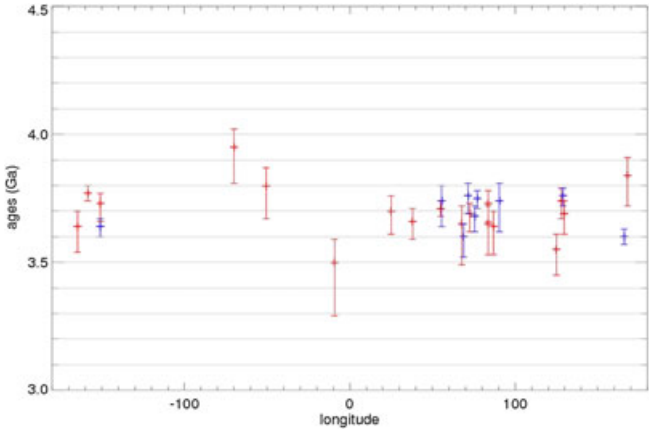


Figure 15. Age of investigated olivine-bearing deposits as a function of longitude: red crosses correspond to crater floors, and blue crosses to flat plains.

a mantle magma origin. This global Martian volcanic event could be similar to the lunar mare formation that occurred mainly between 3.3 and 3.7 Ga, as the result of the radiogenic heating of the lunar mantle [*Schultz and Spudis*, 1983; *Hiesinger et al*., 2003; *Wieczorek and Phillips*, 2000].

[50] Such a large planet-wide volcanic event can be questioned. Widespread volcanic flooding has been invoked for the formation of Hesperian ridged plains that resurfaced the northern lowlands [*Head et al*., 2002]. This resurfacing was actually considered to be global in nature and also responsible for the formation of Hesperian-aged volcanic plains exposed in the southern highlands [*Head et al*., 2002]. Our results further emphasize the importance of events occurring during the Early Hesperian, with significant volcanic activity, corresponding perhaps to a peak global flux [*Greeley and Schneid*, 1991; *Tanaka et al*., 1992]. Such planetary-scale activity could also account for the olivine deposits in the northern plains and Valles Marineris (see sections 4.3.2 and 4.4.2).

[51] The olivine-bearing settings discussed in this section are compositionally distinct from the olivine-poor degraded and older high-standing terrains. Such a trend was already reported regionally in Terra Tyrrhena [*Rogers and Fergason*, 2011], and our investigation demonstrates that this trend is common in the entire southern highlands. It is not clear if these differences are due to true lithologic differences, and/or to differences in alteration/resurfacing between them. It may be possible that the deficiency in olivine in most Noachian soils (relative to Hesperian bedrock) comes from the derivation from older, olivine-poor bedrock. However, there are several observations showing that some crustal Noachian rocks are also enriched in olivine (see section 4.5) [*Skok et al*., 2012; *Loizeau et al*., 2012]. From the correlation of olivine-enriched terrains and their high thermal properties, *Bandfield et al*. [2011] alternatively assumes that the low content of olivine in the ancient soils could result from olivine dissolution by aqueous alteration. However, the correlation with high thermal inertia is not clear, as we observe olivine associated with a wide range of thermal inertia. Moreover, the presence of olivine-bearing material derived from local sources in the early Hesperian questions the quasi-absence of similar olivine-bearing material in the older highlands. Hundreds of impact craters and crater ejecta that have excavated the Noachian highlands have been observed with OMEGA and CRISM: the excavated rock has much less suffered from a potential surface alteration, and sample deeper layers, but olivine-bearing craters are not dominant. This would indicate that the Noachian crust was either poorer in olivine than the younger Hesperian plains and crater floors; alternatively, the Noachian crust could have been altered at depth so as to decrease its olivine content.

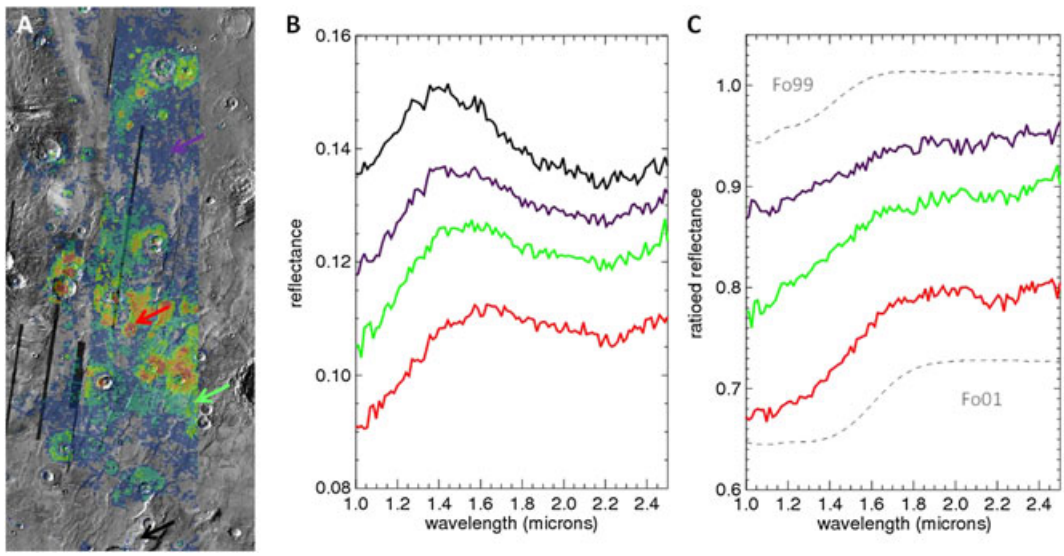


Figure 16. (A) Olivine map (OSP2 parameter from 0.99 to 1.04) over ridged plains located south of Valles Marineris (same as those illustrated in Figure 10). (B) Spectra extracted from location pointed by color arrows in (A). The corresponding ratioed spectra shown in (C) were obtained by dividing them by the black spectrum extracted from olivine-poor unit. They are compared to two RELAB library olivine spectra.

4.2. Olivine Deposits on the Terraces of Main Basins

4.2.1. Settings

[52] Olivine is found in many deposits around the three main basins: Isidis, Argyre, and Hellas. Olivine around the Isidis basin is found in rather unique settings and was extensively described and discussed in previous works [*Hoefen et al*., 2003; *Hamilton and Christensen*, 2005; *Mustard et al*., 2007, 2009; *Tornabene et al*., 2008; *Poulet et al*., 2009b; *Bishop et al*., 2012]. Olivine is detected on a 30,000 km^2 olivine-enriched area in the region of Nili Fossae, which displays exposures of bedrock outcrops exhibiting the largest exposures of olivine-dominated rock units on Mars. Olivine is also detected in a high thermal inertia unit in the southwestern portion of the Isidis basin at the boundary between the Lybia Montes unit and the inner basin.

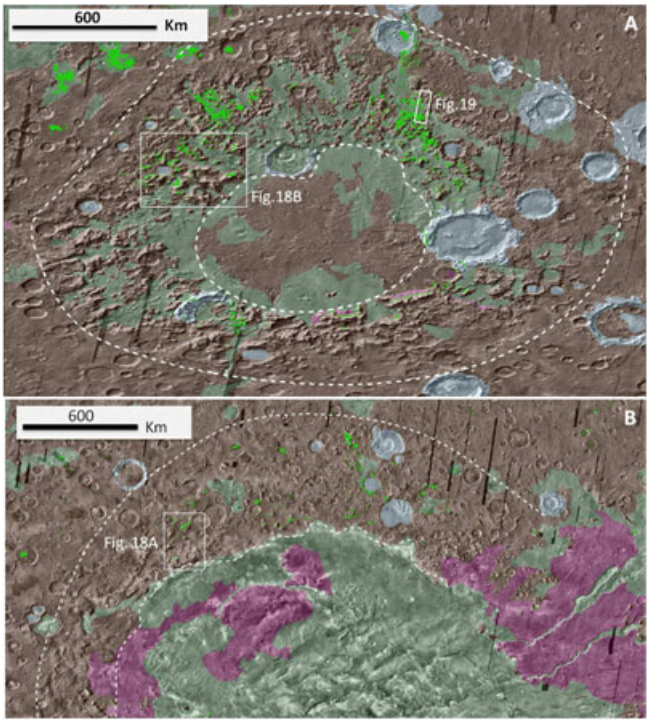


Figure 17. USGS Units map of Argyre (A) and north/west part of Hellas (B) regions (brown: Noachian; green: Hesperian, pink: Amazonian, grey: large impact structures) [*Skinner et al*., 2006] with olivine detection in light green. The dashed lines roughly define the layouts of the terraces of the basin.

[53] The olivine-bearing deposits around Argyre and Hellas are different from Isidis ones (Figures 17). The detections are primarily distributed along the northern part of both terraces with only few olivine signatures detected in the southern rim of Argyre. This dichotomy between the northern and the southern rims can result from the presence of seasonal ices and dust at high latitudes as well as resurfacing processes, which could mask the olivine signature. Distribution of these deposits around the Argyre basin clearly takes the form of discontinuous exposures located on isolated hills of Noachian age (Npl1 unit) (Figure 18B). Several of these hills have a relatively warm nighttime temperature indicative of high thermal inertia that can reach 550 tiu [*Bandfield and Rogers*, 2008]. These values are consistent with rocky surface or limited exposures of bedrock. Figure 18C shows that the highest olivine detections are well correlated with the warmest nighttime temperature parts of the hills, thus corresponding to the most eroded and exposed surface. In contrast, olivine-poor surfaces have a low nighttime temperature and appear covered by a sand layer that could hide the olivine signature. These olivine-bearing hills are surrounded by Hesperian plains (Hpl3 unit), which also exhibit olivine signatures in some areas. These plains could be related to Hesperian olivine-bearing flat plains observed throughout the southern highlands and described in the previous section. However, we cannot totally exclude that these olivine signatures could originate from material eroded from the olivine-enriched hills and transported over Hesperian plains [*Bandfield et al*., 2011]. The olivine deposit distribution around the Hellas basin is not as clear as for Argyre because of intense resurfacing processes that strongly affected this region. Olivine detections are found in fewer occurrences with weaker signatures, but still in the same Noachian hilly structure (Nh1 unit) as for Argyre (Figure 18A).

[54] Some olivine detections on the terraces of the two main basins were reported by previous studies using TES and THEMIS IR data [*Koeppen and Hamilton*, 2008; *Bandfield and Rogers*, 2008; *Lane and Goodrich*, 2010]. Figure 19 compares THEMIS IR olivine detections mapped in purple

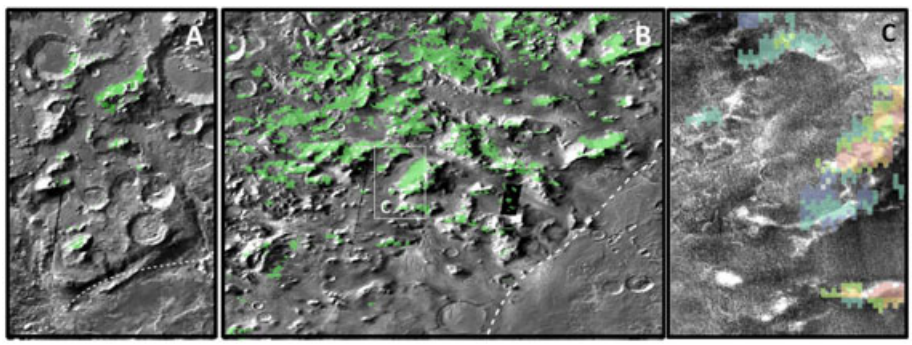


Figure 18. (A) Close-up of the Hellas basin terrace with olivine detection in green superimposed on a THEMIS IR daytime mosaic. (B) Close-up on the west of Argyre basin terrace with olivine detection in green superimposed on a THEMIS IR daytime mosaic. (C) Close-up on the area indicated with a white square in Figure 18B, with olivine detections from blue to red, superimposed on a THEMIS IR nighttime mosaic.

[*Lane and Goodrich*, 2010] and OMEGA olivine detections mapped in green for a region of the northeast of the Argyre rim (marked by a white square in Figure 17A). The detections are remarkably consistent and show olivine-bearing hills surrounded by an olivine-poor smooth and flat surface.

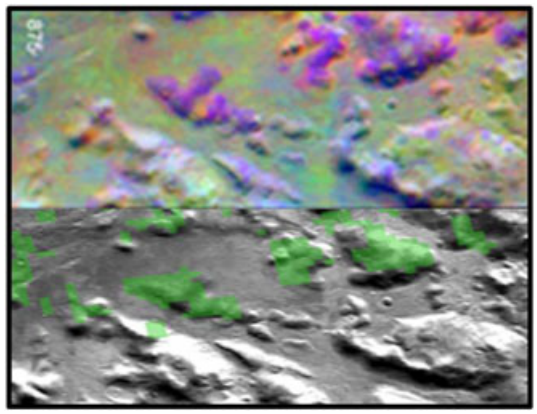
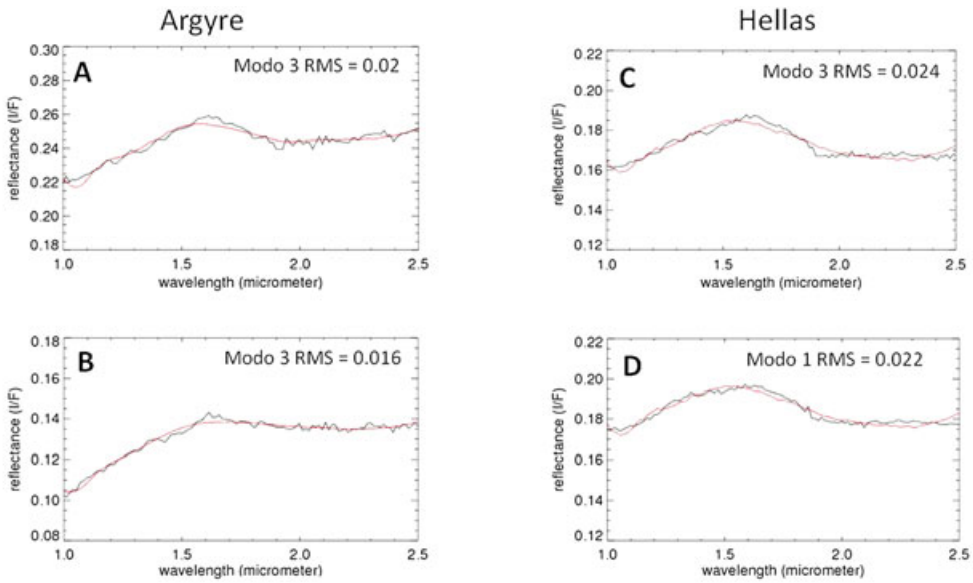


Figure 19. Comparison between THEMIS and OMEGA observations. (top) THEMIS DCS scene I08016003, olivine appears as purple [*Lane and Goodrich*, 2010]. (bottom) OMEGA observation of the same region with OMEGA-based olivine detection in green superimposed on a THEMIS IR daytime mosaic.

4.2.2. Composition

[55] Based on the spectral parameter approach, the circum-Argyre and Hellas olivine is preferentially of Type 2 with intermediate spectral features that can correspond to either Mg-rich olivine with large grain size, Fe-rich olivine with small grain size or an intermediate composition. To assess quantitatively the composition, the radiative transfer model, described in section 2.2, was applied on 12 spectra extracted from these regions whose four examples are shown in Figure 20. Although based on a limited number of spectra, this study can give some preliminary trends about the composition of these deposits. The derived olivine abundances range from 12 to 27 vol % mixed with about 30% of pyroxenes and 40% of plagioclase. Best fits are mainly obtained using the third mixture (both forsterite and fayalite end-member with a fixed grain size at 100 µm; see section 2.2) with forsterite abundance larger than the fayalite one, and with the first mixture (forsterite end-member only) but with grain size mainly >100 µm. With NIR data, it is tricky to derive the exact composition in Mg content, but both spectral features and modeling are in favor of an intermediate to slightly forsteritic composition as found by TES [*Koeppen and Hamilton*, 2008; *Lane and Goodrich*, 2010].



		A		B		C		D	
		Abundance /grain size		Abundance /grain size		Abundance /grain size		Abundance /grain size	
olivine	Forsterite	17	100 µm	16	100 µm	12	100 µm	13	83.7µm
	Fayalite	6	100 µm	1.6	100µm	0	0	0	0
Pyroxene	LCP	13		15		7		9	
	HCP	15		10		21		19	
Plagioclase		39		58		55		52	
Dust		9		0		4		6	

Figure 20. Example of spectra extracted from the Argyre and Hellas basins terrace and compared to their best fit model in red. Each spectrum corresponds to one OMEGA pixel. Table gives modeled abundance of olivine, pyroxene, plagioclase, and dust. RMS (residual mean square) and starting conditions are indicated (Modo 1: forsterite end-member alone with its grain size as a free parameter; Modo 3: both fayalite and forsterite end-member with grain size fixed at 100 µm)

4.2.3. Origin and Implications

[56] The unique settings and composition of olivine deposits in the region of Nili Fossae and in the southwestern rim of the Isidis basin compared to the two other major basins could indicate different origins. Three hypotheses have been discussed to explain the Nili Fossae olivine deposit emplacement relative to the formation of the Isidis basin: preimpact igneous intrusives [*Hoefen et al*., 2003] or extrusive olivine-enriched layered basalts [*Hamilton and Christensen*, 2005], contemporaneous Isidis-related impact melt [*Mustard et al*., 2007], or postimpact volcanism [*Tornabene et al*., 2008]. Because the numerous observations of olivine-bearing extended plains and crater floors explained by volcanism infilling throughout the southern highlands make the third process pretty common on the Martian surface and the principle source of olivine-bearing areas on the southern highlands, we consider that a postimpact formation by erupted lava flows originated from Isidis impact related fractures could be a realistic formation process for southwestern rim deposits at least. However, the very large grain sizes (several millimeters) and the high abundance (40%) of Nili Fossae deposit are unique on Mars and significantly differ from the composition of the early Hesperian deposits. As already discussed in *Poulet et al*. [2009b], such olivine megacrysts could be in favor of intrusive rocks rather than extrusive rocks.

[57] Olivine distribution around the two main basins Argyre and Hellas clearly takes the form of discontinuous olivine-bearing mixtures exclusively localized on hills associated with Noachian units Nplh and Nh1 that are among the oldest geologic units on Mars. These unique distribution and age strongly suggest that their formation is related to the basin formation event. Numerical simulations of basin formation indicate that lower crust/upper mantle material could be emplaced as discontinuous patches on the terrace zone of the final impact basin. These investigations were first applied to understand the mechanism of formation of lunar basins but they can be extrapolated to Mars for basin as large as Argyre or Hellas [*Stewart*, 2011]. This would favor the origin of olivine-bearing hills observed on the terrace of Argyre and Hellas basins as olivine-bearing material excavated from the upper mantle/lower crust during the impact. The enrichment in olivine may reflect the composition of the upper mantle/lower crust proposed to be olivine-rich [*Elkins-Tanton et al*., 2003, 2005].

[58] The early stages of planetary differentiation were driven by the release of accretion energy, with large masses of molted rock constituting a "magma ocean". However, the depth of this magma ocean and the fate of its further crystallization, depending on the planetary size and collision history, in particular with respect to possible giant impacts, are still poorly constrained, except possibly for the Moon [*Warren*, 1985, *Nemchin et al*., 2009]. For Mars, modeling shows that this magma ocean could have crystallized from the base up, leading to an unstable stratification, with dense iron-rich material on top and less dense Mg-rich material below, then later overturning to a stable configuration. The upper mantle would be composed of ~60% olivine with a Fo number smaller than 25 before, and with a large Fo number after overturn [*Elkins-Tanton et al*., 2005; *Debaille and Brandon*, 2011]. Our results, interpreted as mantle ejecta from the Argyre and Hellas impacts, with a composition closer to forsterite than to fayalite, support mantle overturn. A similar conclusion was suggested by *Koeppen and Hamilton* [2008].

4.3. Olivine Deposits in the Northern Plains

4.3.1. Settings

[59] In the northern plains, variable atmospheric conditions combined with the presence of dust and seasonal icy clouds and frosts partly mask the signature of surface materials and make harder their detection, identification and mapping than in the low albedo southern highlands. Previous observations have shown that many low albedo regions of the northern plains are dominated by a blue slope in the near infrared [*Poulet et al*., 2007]. A careful visual inspection reveals that this lower blue slope can be associated with a slightly deeper 1 μm spectral feature in some areas due to olivine spectral signature. These detections are primarily made thanks to OSP3, which is much less sensitive to the overall bluish slope of the spectrum. They are distributed in three main geological contexts within the entire northern plains, and noticeably in Chryse and Acidalia Planitia, and Utopia Planitia: ejecta of craters of various sizes; sand dunes accumulated in larges craters floors; and in extended and continuous deposits (Figure 21).

[60] Figure 22 is centered on the region of Chryse Planitia. This region is one of the less dusty regions of the northern lowlands, which allow assessing its mineralogy. Olivine signatures are associated with ejecta of some relatively small craters [5–20 km]. These olivine-bearing crater ejecta exhibit

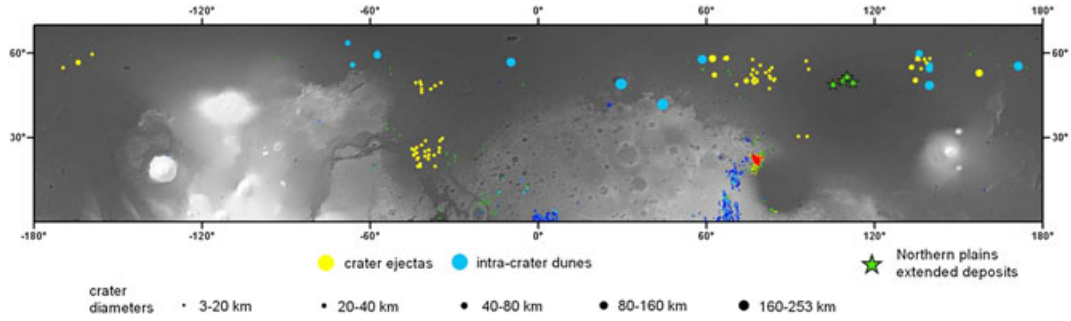


Figure 21. Northern plains olivine global map over MOLA map with locations of main geological settings: crater ejecta, intracrater dunes, or sandy deposits (circle symbol diameters are function of crater diameters), and large olivine-enrich deposits in Utopia Planitia.

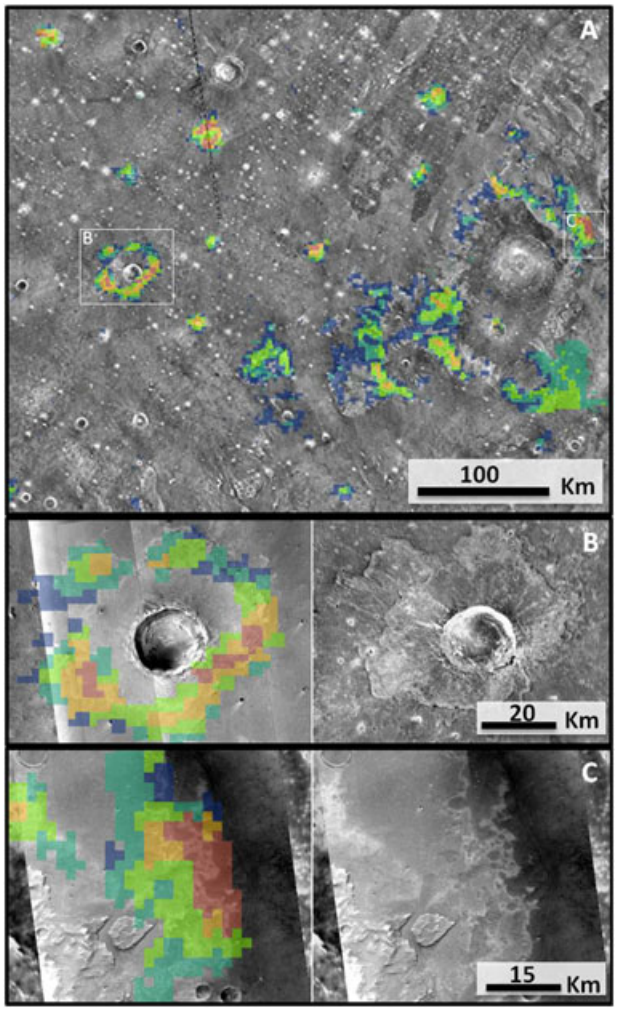


Figure 22. (A) Olivine map (OSP2 from 0.97 to 1.0) in Chyse Planitia [–37.5°E, 23.9°N] overlying THEMIS IR nighttime mosaic, with two close-ups (B) olivine detection (OSP2 from 0.975 to 1.0) on CTX images (left) (CTX_ID P04_002655_2033_XI_23N040W, P17_007481_2053_XN_25N040W, B05_011542_2024_XN_22N039W) and corresponding THEMIS IR nighttime mosaic (right) and (C) olivine detection (OSP2 from 0.972 to 0.99) on CTX image (left) and CTX image only (right) (CTX_ID P14_006571_2047_XN_24N032W).

high nighttime and low daytime temperatures indicative of a more rocky and/or a less dusty surface than the olivine-poor surrounding terrains. Conversely, crater ejecta that do not show any olivine signature have lower nighttime and higher daytime temperatures similar to the plains. This likely results from a dust cover that hides surface material and then could explain the lack of olivine signatures. Given the relatively small size of craters that excavated olivine, the olivine-bearing material is present near the surface. Figure 22B shows an enhancement of the olivine signature in a double ejecta crater (crater diameter ~ 20 km, middle left white square of Figure 22A), but olivine is mainly correlated to the distal lobate ejecta. This unique setting probes the vertical stratigraphy of the region; a near-surface olivine-bearing layer overlies olivine-poor material, as revealed by the absence of signature in the proximal lobate ejecta.

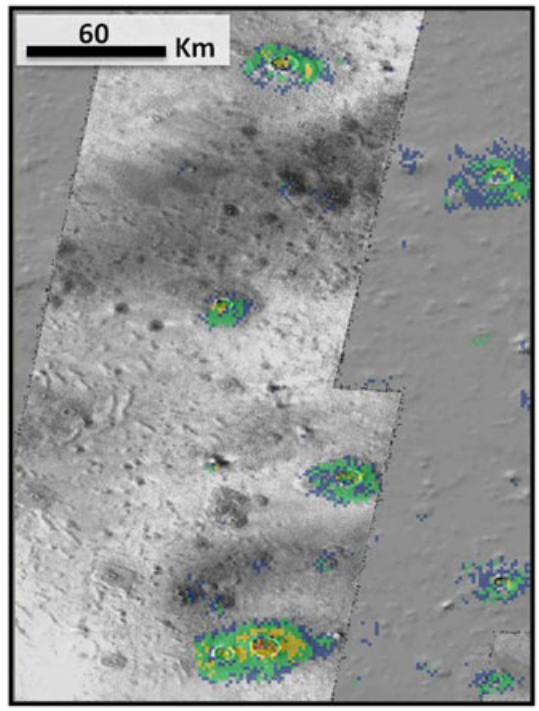


Figure 23. Olivine-bearing ejecta of small craters (<20 km) in Utopia Planitia, centered in [76°E, 52.6°N] (olivine detections (OSP2 from 0.935 to 0.96) are superimposed on THEMIS IR daytime mosaic).

[61] At the eastern proximity of this area, olivine is also associated with a rather large area centered at –34.6°E and 22°N (Figure 22C). *Edwards and Christensen* [2011] reported for the same surface a thermal inertia of ~820 tiu consistent with exposed in-place rock. This unit could represent olivine-bearing outcrops of a more extended region possibly connected to the western olivine-bearing crater ejecta region.

[62] Some olivine weak signatures close to the detection threshold are also detected in lobate ejecta of smaller sized craters (<20 km) in the low albedo region of the N-W of Utopia Planitia and Acidalia Planitia (Figures 21 and 23). These signatures indicate that the shallow subsurface of this region is also primarily basaltic in nature as the lowland regions discussed above.

[63] As already reported by *Bibring et al*. [2005], olivine-bearing ejecta are found around craters with large diameters (>20 km) at high latitudes (Figure 24). The HiRISE image (Figure 24B) of one olivine-bearing area shows typical elongated patterns usually visible for fluidized ejecta lobes. This material was excavated from beneath the northern plains cover, exhuming the underlying crust. At these high latitudes, olivine is also found associated with dark sands accumulated in craters with diameters ranging from 20 to 300 km (Figure 25).

[64] Of special interest is the olivine detection, not associated with craters as commonly observed in the northern plains, but to a 500 km long unit located in the low albedo part of the Utopia Planitia region [111.2°E, 49.6°N] (Figure 26). The olivine-bearing deposit is thermophysically distinct from the surrounding dusty terrains: it has a low albedo and exhibits rough and pitted texture typical of

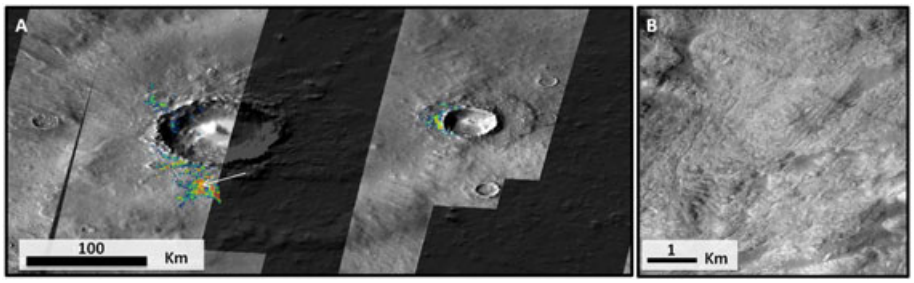


Figure 24. (A) Olivine in two large crater ejecta [60.5°E, 58°N] (olivine detections (OSP2 from 0.995 to 1.04 for left crater and from 0.96 to 0.99 for right crater) are superimposed on THEMIS IR daytime mosaic). (B) HiRISE close-up showing fluidized ejecta indicated by the white arrow (HiRISE_ID PSP_002071_2375).

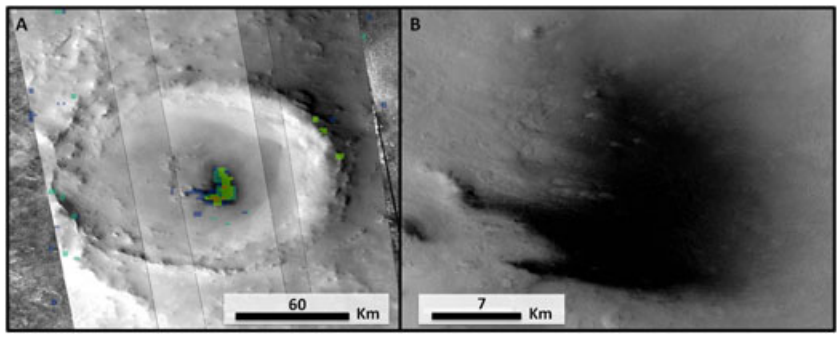


Figure 25. Olivine-bearing sand sheet in a crater located at [139.7°E, 48°N] (OSP2 from 0.975 to 1.02) (CTX images on background, CTX_ID from left to right B05_011542_2024_XN_22N039W, P18_007883_2284_XN_48N220W, B03_010665_2284_XI_48N220W, P17_007527_2284_XN_48N220W, P16_007382_2284_XN_48N219W) (A) with CTX close-up (B).

eroded lavas (Figure 26D). It is located at the boundary between the Elysium formation unit (Ael3) and the Vastistas Borealis formation unit (Hvm, Hvg), respectively defined as Amazonian and Hesperian in age [*Skinner et al*., 2006].

[65] The signature of the olivine deposits in these regions is significantly modified by the surface dust coverage and large atmospheric opacity, which complicates its spectral analysis and the application of the radiative transfer model to derive the modal mineralogy. Overall, the ratioed spectra have a rather strong and spectrally extended signature, more consistent with Type 2 olivine.

4.3.2. Origins and Implications

[66] The northern plains of Mars cover a Noachian basement, and have experienced widespread volcanism, sedimentary deposition, secondary geologic processes, and effects due to climate changes during the Hesperian and Amazonian. Detections of olivine in ejecta of relatively small craters in the region of Chryse Planitia could come from an underlying olivine-bearing layer on this region, some hundreds of meters deep at maximum given the size of the craters (5–20 km of diameter). The presence of this layer is also supported by the large olivine-bearing outcrops found ~100 km east of these ejecta, which could constitute exposed and eroded parts of this layer. These observations are in agreement with *Salvatore et al*. [2010] observations made with CRISM, of olivine signatures in crater ejecta and in bedrock exposures in crater rims, walls, and central peaks of the region of Chryse Planitia and Acidalia Planitia. They conclude that these detections primarily result from a basaltic unit just below the surface, which has been buried by sediments driven by diverse processes. Observations of olivine in small crater ejecta in the N-W part of Utopia Planitia indicates that the underlying olivine-bearing layer observed in the Chryse Planitia and Acidalia Planitia regions could extend much further in the northern plains consistent with a widespread volcanism episode during the Hesperian epoch [*Head et al*., 2002]. As mentioned previously, this volcanism could be related to Hesperian olivine-bearing lava flows, which have also filled intercrater plains and crater floors throughout the southern highlands.

[67] Olivine-bearing dunes, accumulated on the floor of large craters in the northern plains of Vastitas Borealis, were already reported by previous works [*Rogers and Christensen*, 2003; *Bibring et al*., 2005]. It cannot be entirely ruled out that these dunes are transported material originated from an olivine-bearing or basaltic region of the southern highlands. However, the large distances separating these craters floors from the closest highlands basaltic terrains make this scenario unlikely [*Greeley and Kraft*, 2001]. In addition, the lack of convincing evidence for distinct material that would also have been transported input into the craters, combined with many examples of dark sediment emerging out from craters [*Tirsch et al*., 2009], support the fact that these dunes are predominantly

constituted by material excavated from olivine-bearing local sources. These craters are large enough to have excavated the underlying Noachian crust buried hundreds of meters to a km below the surface [*Head et al*., 2002]. Such an excavation process was already proposed for some large craters [20–230 km] in the northern plains by *Carter et al*. [2010] who found olivine-bearing outcrops associated with phyllosilicates primarily located the central peaks, by using CRISM targeted images. In some craters, mobile olivine-bearing material is found in proximity of these central peaks, suggesting erosion and aeolian transport (Figure 25). Therefore, olivine dunes observed in these craters are interpreted to be material eroded from olivine-rich crustal material excavated by the impact. Olivine found in the ejecta of very large craters has very likely the same origin.

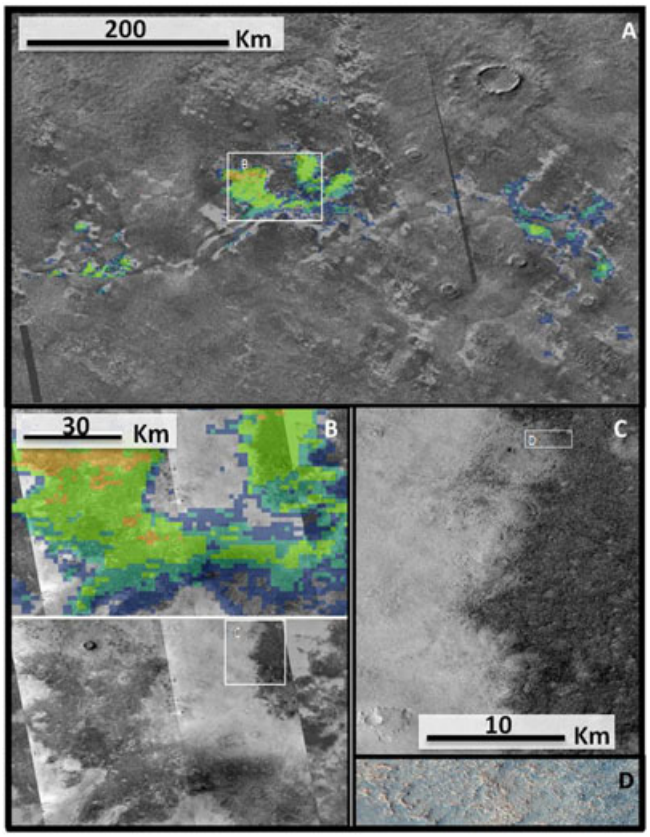


Figure 26. (A) Extended deposits in Utopia Planitia mapped as green stars in Figures 6a and 21, centered on [110.8°E, 49.3°E] (Olivine detections (OSP2 from 0.98 to 1.04) are superimposed on THEMIS IR nighttime mosaic). (B) Close-up of the region over CTX mosaic (CTX_ID from left to right P02_001911_2305_XI_50N251W, P22_009809_2305_XN_50N250W, THEMIS IR night mosaic in background). (C) CTX image covering the transition boundary between low albedo olivine-bearing terrains and olivine-poor dusty terrains. (D) HiRISE close-up of olivine-bearing unit (HiRISE_ID ESP_016534_2305).

[68] The olivine-bearing deposit found in the Utopia Planitia region shows an exposed rough surface, similar to those found in olivine-bearing flat plains and crater floors of the southern highlands. This deposit could be an exposure of buried Utopia Planitia Hesperian plain, and thus another witness of the Hesperian widespread volcanic episode. However, its unusual emplacement in the Amazonian Elysium formation (Ael3) unit makes an origin associated with the Amazonian Elysium volcanism still possible, which would imply an olivine-enriched volcanic episode during a recent stage of Elysium activity. This deposit would be the only olivine-bearing deposit of this study detected in association with an Amazonian volcanic unit.

4.4. Olivine in Valles Marineris

4.4.1. Settings

[69] Numerous olivine-bearing deposits are found throughout Valles Marineris, with the strongest signatures in Aurorae Chaos and Eos, Ganges, and Hyrdatoes Chasmata (green stars on Figure 27A). Some of these deposits were previously reported by *Christensen et al*. [2003] and *Edwards et al*. [2008] in the region outlined as a white square in Figure 27A. They exhibit the strongest olivine signatures (mainly Type 2 olivine) and are mainly localized on the side of the canyon floor or associated with chaotic floor as defined by *Sharp* [1973].

[70] One of the largest deposits, previously detected by *Edwards et al*. [2008], was found close to the north wall of Aurorae Chaos (Figure 28). As with other deposits reported on the side of the canyon floor, it has a high albedo and a warm nighttime temperature. This thermal inertia, formerly reported to be larger than 600 tiu by *Edwards et al*. [2008], is consistent with the consolidated morphology

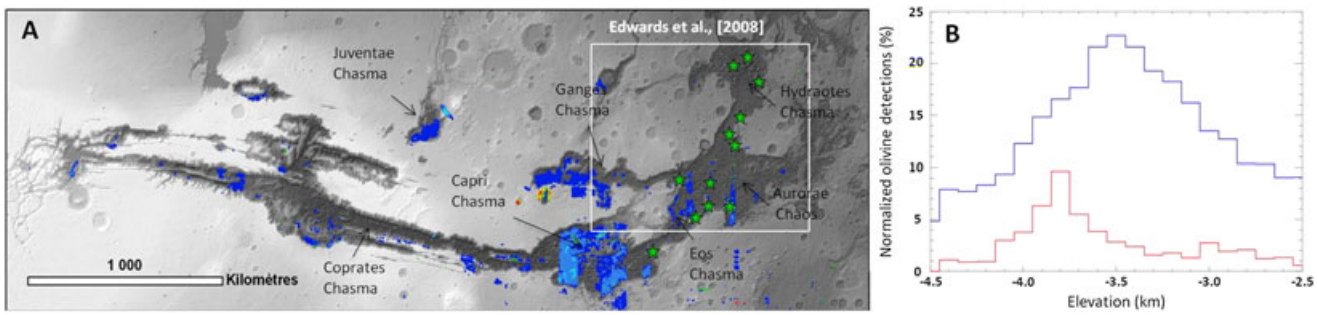


Figure 27. (A) Regional view of olivine global map over Valles Marineris. Green stars point to locations of olivine-bearing outcrops. White square indicates the region studied by *Edwards et al*. [2008]. (B) Normalized elevation histograms of Type 1 (blue line) and Type 2 (red line) olivine found in this region (histogram of type 2 olivine is multiplied by 10 for a better visualization).

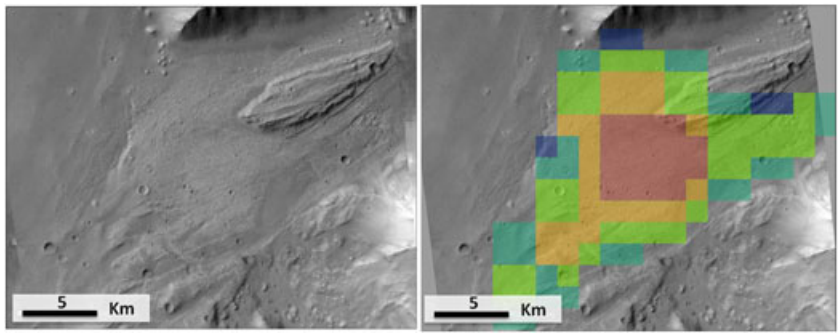


Figure 28. Example of olivine-bearing outcrop (OSP2 from 0.97 to 1.02) located at [–34.6°E, 3.2°S] with typical bench-forming morphology (CTX image, ID P20_008707_1757_XI_04S034W).

revealed by the CTX image (Figure 28). These observations strongly support a bedrock material exposed on the floor of Valles Marineris and surrounded by aeolian mobile materials.

[71] Figure 29 shows a close-up view of the olivine map in the south of Aurorae Chaos in chaotic terrains. Olivine is detected in sandy deposits that embay hills and small mesas but the strongest signatures are associated with outcrops with characteristics very similar to the previous example found in the north of Aurorae Chaos. Two examples are chosen to illustrate the bench-forming nature of the outcrops (Figures 29B and 29C). Both have the same elevation (respectively –3770 m and –3760 m in comparison to –3940 m for the floor) and are dominated by mounds that could represent the remnant of an overlying olivine-poor layer. Similar settings were found in Hydraotes Chasmas where olivine is detected in outcrops present under chaotic mounds at an altitude of about –3900 m. These outcrops are exposed up to 500 m above the canyon floor.

[72] To search for a regional trend in outcrops elevation, we binned olivine detection found in Valles Marineris as a function of MOLA elevation (Figure 27B). This histogram shows that Type 2 olivine detections (red histogram), which corresponds to the olivine-bearing outcrops, are mainly found between –3600 and –3900 m. As previously observed by *Edwards et al*. [2008], this unique distribution in elevation indicates that these outcrops are representative of a large contiguous and thin layer throughout a large region of the Valles Marineris canyon system.

[73] Other deposits with weaker signatures (Type 1 olivine) are distributed in extended deposits in Capri Chasma, West of Ganges Chasma, and Juventae Chasma (mapped in blue to

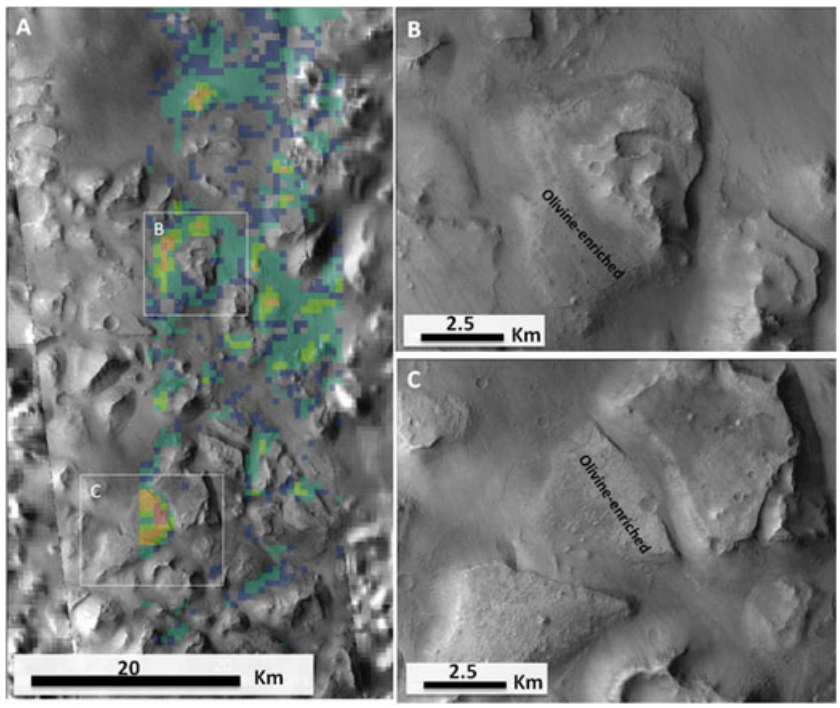


Figure 29. Olivine detections (OSP2 from 1.02 to 1.075) in Aurorae Chaos centered in [–32.2°E, 10.6°S] (A) with two CTX close-ups (B,C) (CTX_ID P12_005912_1703_XN_09S035W).

green in Figure 27A), but they are associated with sand accumulated in the floor instead of bedrock (Figures 27 and 30). In these three regions, the strongest signatures are primarily associated with chaotic terrains. This sand could originate from erosion of local olivine-bearing layer outcrops present under chaotic mounds as in the south of Aurorae Chaos and Hydraotes Chasma. However, such an olivine-bearing layer was not detected by OMEGA, THEMIS, and higher spatial resolution CRISM observations (J. Flahaut, personal communication, 2012), making uncertain the source of the olivine mobile materials.

4.4.2. Origin and Implication

[74] Olivine-bearing terrains found in the chaotic terrains of Aurorae Chaos, Eos, and East of Ganges Chasmata and Hydratoes Chasma are all associated with outcrops exhibiting the same thermal and morphological properties (high nighttime temperature, high albedo, consolidated nature). Their uppermost surfaces are remarkably exposed in the –3900 to –3600 m elevation range. These observations suggest that these outcrops are part of an olivine-bearing layer present at this elevation, widespread over Aurorae Chaos and Eos and Ganges Chasmata as previously reported by *Edwards et al*. [2008]. Some of these outcrops are buried under olivine-poor material, indicating that this layer has been covered by an olivine-poor layer in some areas. A careful study conducted by *Edwards et al*. [2008] of the layer dip angle and the dip azimuth of the Valles Marineris plateau surface and of the olivine layer, suggests that several regional tectonic events have affected the stratigraphic column, or that deposition of the olivine-bearing layer may have occurred on an inclined surface. The extent of this olivine-bearing layer was estimated at a maximum to about 6.6×10^5 km^2 [*Edwards et al*., 2008], but the detection by OMEGA of new outcrops at the south of Eos Chasma as well as the presence of olivine-bearing sand deposits in Capri, Ganges, and Juventae Chasmata, which could result from erosion of bedrock, lead to the possibility that olivine-bearing outcrops may be more widespread in the Valles Marineris canyon system.

[75] Several origins have been discussed to account for olivine-bearing extended layer in the Valles Marineris canyon [*Edwards et al*., 2008]. The favored one is picritic lava flows related to the initiation of the Tharsis volcanism in the early to middle Noachian and subsequently buried by more evolved and fractionated olivine depleted lavas. Similar explanations have been proposed for Syrtis Major and the Isidis basin regions where Noachian to Hesperian picritic lavas were erupted in the early stage of volcanism at Syrtis Major [*Tornabene et al*., 2008]. Our analysis cannot rule out this scenario. However, the global view of olivine-bearing deposits spread over a variety of Mars units, derived from our study, advocates for a common origin for the emplacement of most of them, including those located within Valles Marineris; it would be related to a global event of olivine-enriched volcanism, which occurred during the early Hesperian and has filled the northern plains and numerous craters and intercrater plains of the southern highlands. In addition, the Ganges and Eos Chasmata layer unit is relatively close (~1500 km) to the near-surface olivine-bearing layer identified in Chryse Planitia (section 4.3) and crops out at a similar elevation, which may indicate a common origin.

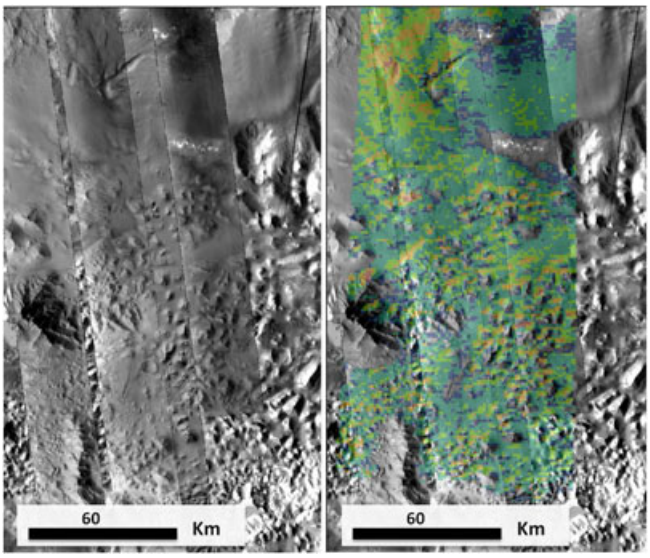


Figure 30. Olivine detections in Capri Chasma (OSP2 from 1 to 1.035) centered on [–48.8°E, 16°S] (CTX_ID from left to right P12_005912_1703_XN_09S035W, P12_005662_1653_XN_14S049W, P18_008088_1652_XN_14S049W, P11_005451_1663_XN_13S049W). Olivine is primarily associated with sandy deposits.

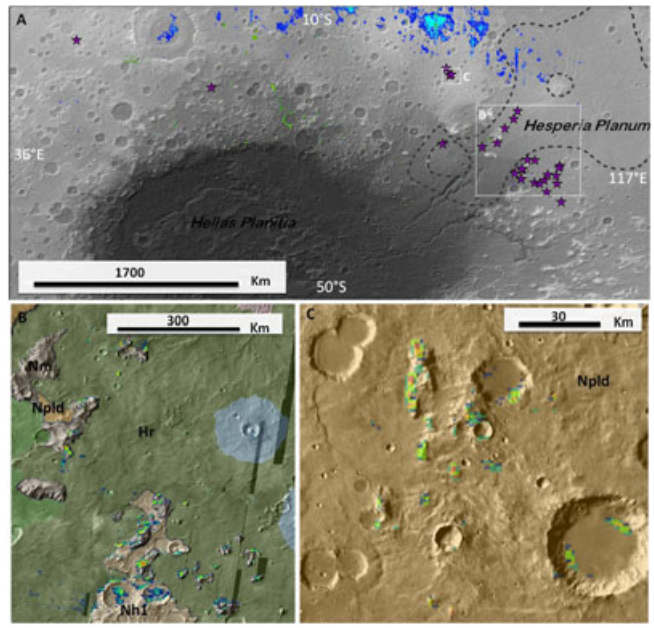


Figure 31. (A) Map of olivine-bearing outcrops surrounding Hellas basin. (B) Close-up of olivine detections (OSP2 from 0.98 to 1.02) centered in [103.5°E, 27.5°S] on geological USGS global map [Skinner *et al*., 2006] (Green unit: Hesperian ridged plains material (Hr); Brown units: Noachian units: (Nh1) Hellas Basin-rim unit; (Npld) plateau sequence, dissected unit; (Nm) Mountainous material). The outcrops are located in (Nm) unit referred to as ancient crustal material uplifted during formation of impact basins. (C) Other detections (OSP2 from 0.975 to 1.0) found in Noachian unit (brown color) centered in [92.6°E, 19.7°S] with similar morphology.

4.5. Noachian Olivine-bearing Outcrops

[76] In the southern highlands, olivine is also found associated with very rugged, isolated blocks mostly around the Hellas basin outside of the basin terrace (Figure 31). Most of them are located in the eastern outer edges of the Hellas terrace exclusively on Noachian unit named "mountainous material" (Nm) [*Skinner et al*., 2006]. This unit is interpreted to be most ancient crustal material uplifted during formation of impact basins [*Skinner et al*., 2006], and is surrounded by Hesperian Hesperia Planum ridged plains (Figure 31B). Other olivine-bearing outcrops were found in three locations in the northeast, north, and northwest of Hellas basin (Figure 31C). These outcrops are found in Noachian units (Npld) [*Skinner et al*., 2006] and they are morphologically similar to those identified as very ancient mountainous material (Nm), suggesting that they could also constitute uplifted crustal material. As for olivine-bearing hills on the Hellas and Argyre terraces (discussed in section 4.2), olivine signatures are well correlated with the warmer nighttime temperature terrains of outcrops, which mainly corresponds to slopes where bedrock is exposed. The ratioed technique is in favor of olivine type 2.

[77] All olivine-bearing outcrops were found in Noachian units in the vicinity (< 2000 km) of the Hellas basin, which supports their relationship with its formation [*Skinner et al*., 2006]. These deposits are the only evidence for olivine-bearing material of primitive or Noachian age in the southern highlands detected with OMEGA. Some other evidences were found with CRISM data, which detect olivine in central peaks of some craters of the southern highlands, interpreted to be excavated crustal Noachian rock [*Skok et al*., 2012]. These observations, in addition to the olivine-bearing deposits found in large craters of northern plains (section 4.3), support the idea that the oldest (earliest) Noachian crust contains olivine at least regionally.

5. Summary and Perspectives

[78] The main results of this study are summarized in Figure 32. For each major geological setting, the major observations, conclusions, and interpretations are presented in the specific sections 4.1.4 (smooth crater floors and flat plains), 4.2.3 (circum-Argyre and -Hellas basins), 4.3.2 (Northern plains), 4.4.2 (Valles Marineris), and 4.5 (Noachian olivine outcrops).

[79] One of the major outcomes of our study is that olivine is found associated with ancient (early) Noachian crustal rock (sections 4.3 and 4.5) and to early Hesperian volcanism (section 4.1); by contrast, it is not detected in later Noachian terrains, which cover the major part of the southern highlands. This could reflect a difference in the composition of the parent rocks, with middle to late Noachian material deriving from olivine-poor bedrock relative to early Noachian

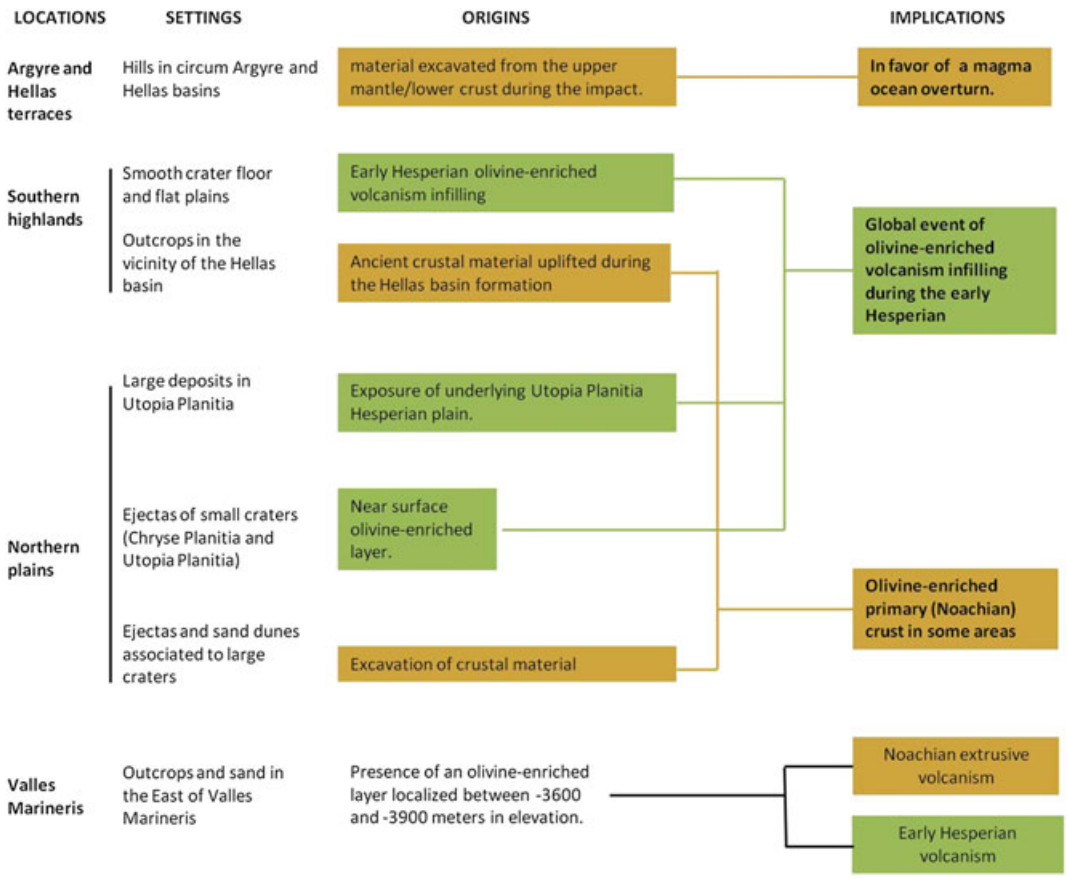


Figure 32. Main characteristics of olivine-bearing settings. Brown and green squares are related to Noachian and early Hesperian epochs, respectively.

and Hesperian units. A tentative explanation by *Bandfield et al*. [2011], as mentioned in section 4.1, would account for the low content of olivine in the ancient soils by its dissolution through deep aqueous alteration. However, the absence of olivine signature in sediments, eroded terrains or crater ejecta in the Noachian southern highlands soil argue against their being previously olivine-bearing and thus favors an explanation coupling the variation in olivine, from early Noachian to Amazonian terrains, to that of the pristine bedrock formed along Mars History. The olivine enrichment of the Hesperian lavas in comparison to Noachian terrains could result from an evolution of mantle temperature; a cooling during the mid-to-late Noachian preventing the crystallization of olivine followed by an increase of the temperature during early Hesperian, which initiated partial melting sufficiently important to form olivine-enriched lavas. This thermal evolution could be due to the heat-producing elements such as uranium and thorium. Such a scenario was proposed and successfully simulated for the formation of lunar mare volcanism [*Wieczorek and Phillips*, 2000]. These results would thus constitute a strong set of constraints to the magmatic and volcanic evolution of Mars.

[80] Of specific and critical significance is the limited duration, from 3.8 to 3.6 Ga typically, of the volcanic event responsible for the infilling of olivine-bearing lava throughout the planet, from which most olivine-bearing spots we identified are originating. *Head et al*. [2002] estimated the surface coverage of volcanic plains, including the Hesperian-aged ridged plains underlying the northern lowlands; they found a value of 43×10^6 km^2, similar to that of *Tanaka et al*. [1988, 1992]. We show that numerous smooth crater floors and flat plains previously mapped as Noachian-aged units [*Tanaka et al*., 1988, 1992; *Skinner et al*., 2006] are likely related to this early Hesperian volcanism. An estimate of the total Martian surface resurfaced by this volcanism, including new Early Hesperian olivine-bearing units mapped in this investigation, with a better knowledge of magma composition, will also lead to a significant increase of the gas and volatiles peak input into the atmosphere during the Early Hesperian.

[81] This study also demonstrates that NIR hyperspectral imagery is a powerful technique to study the presence of olivine on Mars; however, its spectral variations are difficult to interpret in terms of iron content, abundance and grain size. For instance, Type 1 olivine could have similar iron content than Type 2 at local scale, the difference of spectral signature being then due to grain size effect and/or abundance effects. Integrating both thermal, near-infrared and visible data sets to discriminate between iron content, grain size, and abundance effects, would be thus needed to better determine the olivine composition. Comparing olivine composition between different olivine-bearing settings throughout the Martian surface (such as Hesperian and Noachian deposits, southern highlands and northern plains Hesperian deposits, Valles Marineris and Chryse Planitia deposits) would validate the proposed evolution with time of Mars activity.

[82] **Acknowledgments.** We would like to thank V. E. Hamilton and J.R. Skok for their useful comments and corrections.

References

Bandfield, J. L. (2002), Global mineral distributions on Mars, *J. Geophys. Res.*, *107*(E6), 5042, doi:10.1029/2001JE001510.

Bandfield, J. L., and A. D. Rogers (2008), Olivine dissolution by acidic fluids in Argyre Planitia, Mars: Evidence for a widespread process?, *Geology*, *36*, 579–582.

Bandfield, J. L., A. D. Rogers, and C. S. Edwards (2011), The role of aqueous alteration in the formation of martian soils, *Icarus*, *211*, 157–171, doi:10.1016/j.icarus.2010.08.028.

Bibring, J.-P., et al. (2004), OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, in *Mars Express; The Scientific Payload,* edited by Andrew Wilson, pp. 37– 49, ESA Publication Division, ESTEC, Noordwijk, Netherlands.

Bibring, J.-P., et al. (2005), Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations, *Science*, *307*, 1576–1581, doi:10.1126/science.1109509.

Bishop, J. L. et al. (2012), Mineralogy and morphology of geologic units at Libya Montes, Mars: Ancient aqueously derived outcrops, mafic flows, fluvial features and impacts, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2012JE004151, in press.

Carrozzo, F. G., 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, *J. Geophys. Res.*, *117*, E00J17, doi:10.1029/2012JE004091.

Carter, J., F. Poulet, J.-P. Bibring, and S. Murchie (2010), Detection of Hydrated Silicates in Crustal Outcrops in the Northern Plains of Mars, *Science*, *328*, 1682–1686, doi:10.1126/science.1189013.

Christensen, P. R. (1986), The spatial distribution of rocks on Mars, *Icarus*, *68*, 217–238, doi:10.1016/0019-1035(86)90020-5.

Christensen, P. R., and H. J. Moore (1992), The martian surface layer, in *Mars edited by H. H. Kieffer et al., pp. 686–729, Univ. Arizona Press, Tucson.*

Christensen, P. R., et al. (2003), Morphology and composition of the surface of Mars: Mars Odyssey THEMIS results, *Science*, *300*, 2056–2061, doi:10.1126/science.1080885.

Christensen, P. R., et al. (2005), Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations, *Nature*, *436*, 504–509, doi:10.1038/nature03639.

Debaille, V., and A. D. Brandon (2011), Mantle overturn as revealed by Nakhlites: What happened after, paper presented at 74th Meteoritical Soc. Meet., abstract 5310.

Edwards, C. S., P. R. Christensen, and V. E. Hamilton (2008), Evidence for extensive olivine-rich basalt bedrock outcrops in Ganges and Eos chasmas, Mars, *J. Geophys. Res.*, *113*, E11003, doi:10.1029/2008JE003091.

Edwards, C. S., J. L. Bandfield, P. R. Christensen, and R. L. Fergason (2009), Global distribution of bedrock exposures on Mars using THEMIS high-resolution thermal inertia, *J. Geophys, Res.*, *114*, E11, doi:10.1029/2009JE003363.

Edwards, C. S., and P. R. Christensen (2011), Evidence for a Widespread Olivine-Rich Layer on Mars: Identification of a Global Impact Ejecta Deposit? paper presented at 42nd Lunar Planet. Sci. Conf., The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1608, p.2560.

Elkins-Tanton, L. T., N. Chatterjee, and T. L. Grove (2003), Magma ocean fractional crystallization and cumulate overturn in terrestrial planets: Implications for Mars, *Meteoritics Planet Sci.*, *38*, 1753–1771, doi:10.1111/j.1945-5100.2003.tb00013.x.

Elkins-Tanton, L. T., P. C. Hess, and E. M. Parmentier (2005), Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes, *J. Geophys. Res.*, *110*, E12, doi:10.1029/2005JE002480.

Fergason, R. L., P. R. Christensen, J. F. Bell III, M. P. Golombek, K. E. Herkenhoff, and H. H. Kieffer (2006), Physical properties of the Mars Exploration Rover landing sites as inferred from Mini-TES derived thermal inertia, *J. Geophys. Res*, *111*, doi:10.1029/2005JE002583.

Gaffey, S. J., L. A. McFadden, D. Nash, and C. Pieters (1993), Ultraviolet, visible and near-infrared reflectance spectroscopy: Laboratory spectra of geologic materials, in *Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition, edited by C. Pieters and P. A. J. Englert, pp. 43– 77, Cambridge Univ. Press, New York.*

Gomes, R., H. F. Levison, K. Tsiganis, and A. Morbidelli (2005), Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets, *Nature*, *435*, 466–469.

Goudge, T. A., J. F. Mustard, J. W. Head, and C. I. Fassett (2011), Open-Basin Lakes on Mars: A Study of Mineralogy Along a Paleolake Chain, paper presented at 42nd Lunar Planet. Sci. Conf., The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1608, p.2244.

Greeley, R., and B. D. Schneid (1991), Magma generation on Mars - Amounts, rates, and comparisons with earth, moon, and Venus, *Science*, *254*, 996–998, doi:10.1126/science.254.5034.996.

Greeley, R., and M. Kraft (2001), Survivability of aggregate sands on Mars, Lunar Planet. Sci., 32, abstract #1839.

Hamilton, V. E., and P. R. Christensen (2005), Evidence for extensive, olivine-rich bedrock on Mars, *Geology*, *33*, 433– 436, doi:10.1130/G21258.1.

Hamilton, V. E., M. L. McDowell, and W. C. Koeppen (2010), Correlations between olivine abundance and thermal inertia: Implications for global

weathering and/or alteration on Mars, Lunar Planet. Sci., 41, abstract #1533.

Hartmann, W. K., and G. Neukum (2001), Cratering Chronology and the Evolution of Mars, *Space Sci. Rev.*, *96*, 165–194.

Head, J. W., M. A. Kreslavsky, A. Mikhail, and S. Pratt (2002), Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period, *J. Geophys. Res.*, *107*, E1, doi:10.1029/2000JE001445.

Hiesinger, H., J. W. Head III, U. Wolf, R. Jaumann, and G. Neukum (2003), Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum, *J. Geophys. Res.*, *108*, 5065, doi:10.1029/2002JE001985.

Hoefen, T. M., R. N. Clark, J. L. Bandfield, M. D. Smith, J. C. Pearl, and P. R. Christensen (2003), Discovery of olivine in the Nili Fossae region of Mars, *Science*, *302*, 627–630, doi:10.1126/science.1089647.

Ivanov, B. A. (2001), Mars/Moon Cratering Rate Ratio Estimates, *Space Sci. Rev.*, *96*, 87–104.

Jakosky, B. M., and P. R. Christensen (1986), Global duricrust on Mars: Analysis of remote-sensing data, *J. Geophys. Res.*, *91*, 3547–3559, doi:10.1029/JB091iB03p03547.

Jaumann, R., et al. (2007), The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission, *Planet. Space Sci.*, *55*, 928–952, doi:10.1016/j.pss.2006.12.003.

Kieffer, H. H., T. Z. Martin, A. R. Peterfreund, B. M. Jakosky, E. D. Miner, and F. D. Palluconi (1977), Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission, *J. Geophys, Res.*, *82*, 4249–4291, doi:10.1029/JS082i028p04249.

Koeppen W. C., and V. E. Hamilton (2008), Global distribution, composition, and abundance of olivine on the surface of Mars from thermal infrared data, *J. Geophys. Res.*, *113*, E05001, doi:10.1029/2007JE002984.

Lane, M. D., and C. A. Goodrich (2010), High-Magnesian Olivine in the Argyre Rim: Derived from a Primitive Magma?, paper presented at 41st Lunar Planet. Sci. Conf., The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1533, p.2094.

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, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2006JE002841.

Leverington, D. W. (2004), Volcanic Resurfacing as an Alternative Mechanism for Formation of Martian "Crater Lake" Features, American Geophysical Union, spring Meeting, abstract #P33D-08.

Loizeau, D., J. Carter, S. Bouley, N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, F. Costard, Y. Langevin, B. Gondet, and S. L. Murchie (2012), Characterization of hydrated silicate-bearing outcrops in Tyrrhena Terra, Mars: Implications to the alteration history of Mars, *Icarus*, *219*, 476–497, doi:10.1016/j.icarus.2012.03.017.

Malin, M. C., et al. (2007), Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res.*, *112*, E5, doi:10.1029/2006JE002808.

Mangold, N., D. Baratoux, O. Arnalds, J.-M. Bardintzeff, B. Platevoet, M. Gregoire, and P. Pinet (2011), Segregation of olivine grains in volcanic sands in Iceland and implications for Mars, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *310*, 233–243.

McEwen, A. S., et al. (2007), Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), *J. Geophys. Res.*, *112*, E5, doi:10.1029/2005JE002605.

McSween, H. Y., et al. (2006), Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev Crater, Mars, *J. Geophys. Res.*, *111*, E02S10, doi:10.1029/2005JE002477.

McSween, H. Y., G. J. Taylor, and M. B. Wyatt (2009), Elemental Composition of the Martian Crust, *Science*, *324*, 736–739, doi:10.1126/science.1165871.

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*, 437–455, doi:10.1006/icar.2000.6503.

Michael, G. G., and G. Neukum (2010), Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *294*, 223–229.

Mustard, J. F., F. Poulet, A. Gendrin, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, N. Mangold, G. Bellucci, and F. Altieri (2005), Olivine and pyroxene diversity in the crust of Mars, *Science*, *307*, 1594–1597, doi:10.1126/science.1109509.

Mustard, J. F., F. Poulet, J. W. Head, N. Mangold, J.-P. Bibring, S. M. Pelkey, C. I. Fassett, Y. Langevin, and G. Neukum (2007), Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 1. Ancient impact melt in the Isidis Basin and implications for the transition from the Noachian to Hesperian, *J. Geophys. Res.*, *112*, E8, doi:10.1029/2006JE002834.

Mustard, J. F., B. L. Ehlmann, S. L. Murchie, F. Poulet, N. Mangold, J. W. Head, J.-P. Bibring, and L. H. Roach (2009), Composition, Morphology, and Stratigraphy of Noachian Crust around the Isidis basin, *J. Geophys. Res.*, *114*, E00D12, doi:10.1029/2009JE003349.

Nemchin, A., N. Timms, R. Pidgeon, T. Geisler, S. Reddy, and C. Meyer (2009), Timing of crystallization of the lunar magma ocean constrained by the oldest zircon, *Nature Geo.*, *2*, 133–136.

Ody, A., F. Poulet, Y. Langevin, J.-P. Bibring, G. Bellucci, F. Altieri, B. Gondet, M. Vincendon, and J. Carter (2012), Global maps of anhydrous mineral at the surface of Mars from OMEGA/Mex, *J. Geophys. Res*., doi:10.1029/2012JE004117.

Palluconi, F. D., and H. H. Kieffer (1981), Thermal inertia mapping of Mars from 60◦ S to 60◦ N, *Icarus*, *45*, 415–426.

Pelkey, S. M., B. M. Jakosky, and M. T. Mellon (2001), Thermal inertia of crater-related windstreaks on Mars, *J. Geophys. Res.*, *106*, E10, doi:10.1029/2000JE001433.

Poulet, F., and S. Erard (2004), Nonlinear spectral mixing: Quantitative analysis of laboratory mineral mixtures, *J. Geophys. Res.*, *109*, E02009, doi:10.1029/2003JE002179.

Poulet, F., C. Gomez, J.-P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, P. Pinet, G. Bellucci, 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, *J. Geophys. Res.*, *112*, E08S02, doi:10.1029/2006JE00284.

Poulet, F., Y. Langevin, G. Boubin, D. Jouglet, J.-P. Bibring, and B. Gondet (2008), Spectral variability of the Martian high latitude surfaces, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L20201, doi:10.1029/2008GL035450.

Poulet, F., J.-P. Bibring, Y. Langevin, J. F. Mustard, N. Mangold, M. Vincendon, B. Gondet, P. Pinet, J.-M. Bardintzeff, and B. Platevoet (2009a), Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data 1. Methodology, uncertainties and examples of application, *Icarus*, *201*, 69–83, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.025.

Poulet, F., N. Mangold, B. Platevoet, J.-M. Bardintzeff, V. Sautter, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, P. Pinet, Y. Langevin, B. Gondet, and A. Aléon-Toppani (2009b), Quantitative compositional analysis of martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data. 2. Petrological implications, *Icarus*, *201*, 84–101, doi:10.1016/j.icarus.2008.12.042.

Putzig, N. E., and M. T. Mellon (2007), Apparent thermal inertia and the surface heterogeneity of Mars, *Icarus*, *191*, 68–94, doi:10.1016/j.icarus.2007.05.013.

Rogers, A. D. , and P. R. Christensen (2003), Age relationship of basaltic and andesitic surface compositon on Mars: Analysis of high-resolution TES observation of the northern hemisphere, *J. Geophys, Res.*, doi:10.1029/2002JE001913.

Rogers, A. D., O. Aharonson, and J. L. Bandfield (2009), Geologic context of in situ rocky exposures in Mare Serpentis, Mars: Implications for crust and regolith evolution in the cratered highlands, *Icarus*, *200*, 446–462, doi:10.1016/j.icarus.2008.11.026.

Rogers, A. D., P. R. Christensen, and J. L. Bandfield (2005), Compositional heterogeneity of the ancient Martian crust: Analysis of Ares Vallis bedrock with THEMIS and TES data, *J. Geophys. Res.*, *110*, Eo5010, doi:10.1029/2005JE002399.

Rogers, A. D., R. L. Fergason (2011), Regional-scale stratigraphy of surface units in Tyrrhena and Iapygia Terrae, Mars: Insights into highland crustal evolution and alteration history, *J. Geophys. Res.*,*116*, E8, doi:10.1029/2010JE003772.

Ruff, S. W., A. S. McEwen, and Athena Science Team (2007), An Emerging View of the Stratigraphy of the Columbia Hills in Gusev Crater from HiRISE and Mini-TES Data, paper presented at 38th Lunar Planet. Sci. Conf., League City, Texas. LPI Contribution No. 1338, p.2063.

Salvatore, M. R., J. F. Mustard, M. B. Wyatt, and S. L. Murchie (2010), Definitive evidence of Hesperian basalt in Acidalia and Chryse planitiae, *J. Geophys. Res.*, *115*, E7, doi:10.1029/2009JE003519.

Schultz, P. H., and P. D. Spudis (1983), the beginning and end of mare volcanism on the moon, paper presented at 14th Lunar Planet. Sci. conf., Houston, Texas, p. 676–677.

Sharp, R. P. (1973), Mars: Fretted and Chaotic Terrains, *J. Geophys. Res.*, *78*, 4073–4083.

Shkuratov, Y., L. Starukhina, H. Hoffmann, and G. Arnold (1999), A model of spectral albedo of particulate surfaces: Implications for optical properties of the moon, *Icarus*, *137*, 235–246.

Skinner, J. A., Jr., T. M. Hare, and K. L. Tanaka (2006), Digital Renovation of the Atlas of Mars 1:15,000,000-Scale Global Geologic Series Maps, paper presented at 37th Lunar Planet. Sci. Conf., League City, Texas, abstract no.2331.

Skok, J. R., Mustard, J. F., Tornabene, L. L., Pan, C., Rogers, D., and S. L. Murchie. (2012), A Spectroscopic Analysis of Martian Crater Central

Peaks: Formation of the Ancient Crust. *J. Geophys. Res.*, *117*, E00J18, doi:10.1026/2012JE004148.

Stewart, S. T. (2011), Impact Basin Formation: The Mantle Excavation Paradox Resolved, paper presented at 42nd Lunar Planet. Sci. Conf. 42nd, The Woodlands, Texas. LPI Contribution No. 1608, p.1633.

Tanaka, K. L., N. K. Isbell, D. H. Scott, R. Greeley, and J. E. Guest (1988), The resurfacing history of Mars - A synthesis of digitized, viking-based geology, proceeding of 18th Lunar Planet. Sci. Conf., Houston, Texas, p. 665–678.

Tanaka, K. L., D. H. Scott, and R. Greeley (1992), Global stratigraphy, in *Mars,* edited by H. H. Kieffer, et al., pp. 345–382, Univ. Arizona Press, Tucson.

Taylor, S. R., and McLennan, S. M. (2009), *Planetary Crusts: Their Composition, Origin, and Evolution.* Cambridge University Press, Cambridge.

Tirsch, D., R. Jaumann, A. Pacifici, F. Poulet, L. H. Roach, J. F. Mustard, J.-P. Bibring, and G. Neukum (2009), paper presented at 40th Lunar Planet. Sci. Conf., The Woodlands, Texas, id.1004.

Tornabene, L. L., J. E. Moersch, H. Y. McSween, V. E. Hamilton, J. L. Piatek, and P. R. Christensen (2008), Surface and crater-exposed lithologic units of the Isidis Basin as mapped by coanalysis of THEMIS and TES derived data product, *J. Geophys. Res.*, *113*, E10, doi:10.1029/2007JE002988.

Warren, P. H. (1985), The magma ocean concept and lunar evolution, in *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol 13*, p. 201–240, Palo Alto, CA.

Werner, S. C. (2009), The global martian volcanic evolutionary history, *Icarus*, *201*, 44–68.

Wieczorek, M., and R. Phillips (2000), The "Procellarum KREEP Terrane": Implications for mare volcanism and lunar evolution, *J. Geophys. Res.*, *105*, E8, doi:10.1029/1999JE001092.

Williams, D. A., R. Greeley, L. Manfredi, J. Raitala, and G. Neukum (2010), The Circum-Hellas Volcanic Province, Mars: Assessement of wrinkle-ridged plains, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *294*, 492–505.

ARTICLE 3

Mineralogy and morphology of geologic units at Libya Montes, Mars: Ancient aqueously derived outcrops, mafic flows, fluvial features and impacts

Janice L. Bishop[1,2], Daniela Tirsch[3], Livio Tornabene[4], Ralf Jaumann[3,5], Alfred S. McEwen[6], Patrick C. McGuire[7,8], Anouck Ody[9], Francois Poulet[9], Roger Clark[10], Mario Parente[11], Nancy McKeown[12], John F. Mustard[13], Scott L. Murchie[8], Joana Voigt[3], Zeynep Aydin[3], Marlene Bamberg[3], Andreas Petau[3], Gregory Michael[5], Frank Seelos[8], Christopher Hash[8], Gregg Swayze[10], Gerhard Neukum[5]

There is ample evidence of both ancient and long-lasting fluvial activity and chemical alteration in the Libya Montes region south of Isidis Basin. The region hosts Noachian to Amazonian aged surface rocks with extensive outcrops of olivine- and pyroxene-bearing material. Libya Montes also features surface outcrops and/or deposits hosting Fe/Mg-smectite, Fe/Mg-smectite mixed with carbonate and/or other Fe/Mg-rich phyllosilicates, and Al-smectite. These units likely formed through chemical alteration connected with hydrothermal activity resulting from the formation of the Isidis Basin and/or the pervasive fluvial activity throughout this region. The morphology and stratigraphy of the aqueous and mafic minerals are described using High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) and High Resolution Stereo Camera (HRSC) derived Digital Terrain Models (DTMs). Analyses of Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) spectra show variations in the chemistry of the Fe/Mg-smectite from nontronite-like exposures with spectral features near 2.29 and 2.4 μm more consistent with $Fe^{3+}{}_2OH$ groups in the mineral structure, and saponite-like outcrops with spectral features near 2.31 and 2.38 μm characteristic of $Mg^{2+}{}_3OH$ groups. These Fe/Mg-smectite bearing materials also have bands near 1.9 μm due to H_2O and near 2.5 μm that could be due to the smectite, other phyllosilicates, and carbonates. All regions exhibiting carbonate features near 3.4-3.5 μm also have features consistent with the presence of olivine and Fe/Mg-smectite, indicating that the carbonate signatures occur in rocks likely containing a mixture of these minerals. The Al-smectite-bearing rocks have bands near 1.41, 1.91 and 2.19 μm that are more consistent with beidellite than other Al-phyllosilicates, indicating a higher-temperature or diagenetically processed origin for this material. Our interpretation of the geologic history of this region is that ancient Noachian basaltic crustal materials experienced extensive aqueous alteration at the time of the Isidis impact, during which the montes were also formed, followed by emplacement of a rough olivine-rich lava or melt and finally the smooth pyroxene-bearing caprock unit.

ARTICLE 4

Compositional investigation of the proposed chloride-bearing materials on Mars using near-infrared orbital data from OMEGA/MEx, Ottaviano, R, F. Poulet, M. Vincendon, J.-P. Bibring, J. Carter, E. Gino, B. Gondet, H. Hiesinger, A. Ody and D. Reiss (2012),

Several hundred occurrences of chloride-bearing salt deposits have been proposed in terrains within the southern highlands of Mars on the basis of Thermal Emission Imaging System and Thermal Emission Spectrometer infrared observations. The spectral identification of chloride salts by remote sensing is challenging because they are transparent over much of the thermal infrared portion of the spectrum. Further ambiguity arises from the diverse geologic settings in which the putative chloride-bearing materials are found. In order to better constrain the composition of these unique compositional units, we perform a global survey of these materials in the Near-Infrared (NIR) domain with the Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA) imaging spectrometer. The spectral signatures of the deposits are consistent with - although not specific of - chlorides. We do not observe olivine to be associated with the deposits, which confirms that sulfides are an unlikely alternative candidate. Our systematic search reveals the global lack of association with hydrated minerals (phyllosilicates, sulfates, hydrated silica) except for a few deposits (noteworthy in northwestern Terra Sirenum) where a small fraction of chloride material overlaps Fe/Mg-rich clay-bearing terrains. Even in these locations, the morphology and crosscutting relationships of the deposits suggest two separate episodes of mineralization, first phyllosilicates then chlorides, followed by subsequent formation of sulfates. Our study shows that local groundwater upwelling seems to be the most frequent source for the water involved in the formation of chloride, rather than surface runoff.