



HAL
open science

ETUDE SPECTRALE ET GEOLOGIQUE DES PHYLLOSILICATES DE MARS, Analyse des données OMEGA et HRSC de la sonde MARS EXPRESS

Damien Loizeau

► **To cite this version:**

Damien Loizeau. ETUDE SPECTRALE ET GEOLOGIQUE DES PHYLLOSILICATES DE MARS, Analyse des données OMEGA et HRSC de la sonde MARS EXPRESS. Astrophysique [astro-ph]. Université Paris Sud - Paris XI, 2008. Français. NNT: . tel-00398685

HAL Id: tel-00398685

<https://theses.hal.science/tel-00398685>

Submitted on 24 Jun 2009

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

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

Université Paris-Sud XI

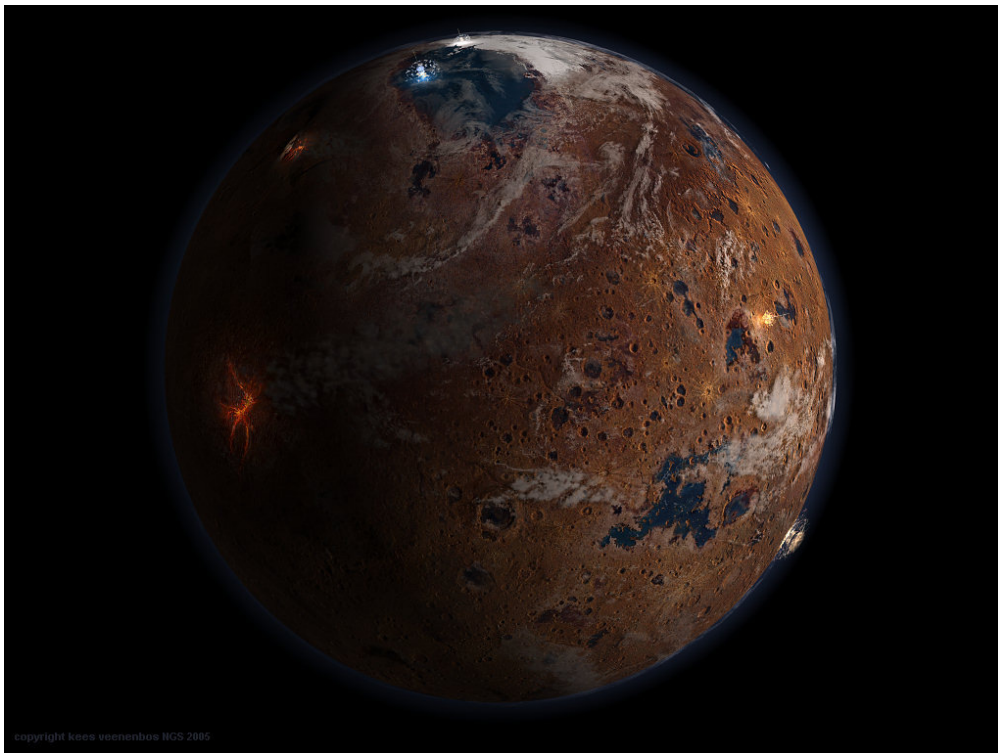
THESE DE DOCTORAT

Pour obtenir le grade de docteur de l'Université Paris-Sud Faculté d'Orsay

par

Damien LOIZEAU

**ETUDE SPECTRALE ET GEOLOGIQUE DES
PHYLLOSILICATES DE MARS**
**Analyse des données OMEGA et HRSC de la
sonde MARS EXPRESS**



Soutenue le 30 octobre 2008 devant le jury

| | |
|---------------------|-----------------------|
| Jean-Pierre BIBRING | Président |
| François COSTARD | Invité |
| Philippe LOGNONNE | Examineur |
| Nicolas MANGOLD | Directeur de thèse |
| Sylvestre MAURICE | Rapporteur |
| François POULET | Co-directeur de thèse |
| Pierre ROCHETTE | Rapporteur |

*Illustration de la couverture : image d'artiste de Mars au Noachien
(Crédit Kees Veenenbos)*

Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier Nicolas Mangold mon directeur de thèse. J'arrivais tout débutant dans la géologie, et il a été un guide très efficace ! Je le remercie pour sa grande disponibilité (combien de fois j'ai fait irruption dans son bureau avec une question qui ne pouvait attendre ?) et ses encouragements à accélérer le travail. Je tiens aussi à le remercier de m'avoir fait parcourir une partie du monde pour aller présenter mes travaux, rencontrer des martiens, et découvrir des curiosités géologiques.

Merci aussi à François Poulet, mon co-directeur, de m'avoir guidé dans mes premiers pas avec OMEGA, d'avoir répondu rapidement à mes nombreux e-mails, et lu et corrigé avec attention tous les abstracts et les articles que je pouvais lui envoyer !

Un grand merci à Jean-Pierre Bibring, de s'être battu pour m'obtenir un financement pour cette thèse, de m'avoir trouvé une collaboration avec Gerhard Neukum à Berlin, de son soutien, et de m'avoir encore aidé à trouver une bourse post-doctorale. Merci bien sûr d'avoir mené OMEGA à être aujourd'hui autour de Mars, et nous permettre d'avoir de telles données !

Vielen Dank für Pr. Neukum, de m'avoir accueilli à Berlin, de m'avoir permis de travailler avec son équipe, pour partager leurs connaissances sur HRSC.

Je tiens aussi à remercier Philippe Masson grâce à qui j'ai pu accéder aux données HRSC à Orsay.

Merci également aux membres de mon jury, et spécialement aux rapporteurs Sylvestre Maurice et Pierre Rochette, pour leurs commentaires sur ce mémoire de thèse, et leurs encouragements.

Merci à tous ceux du bâtiment 509 : Véronique, pour m'avoir aidé à mes débuts dans la SIG et la géologie, François, Laure, Hélène, Chiara, Julien, Evelyne, Luce, Beate, rendez-vous bientôt autour d'un bon gâteau, on trouvera bien des raisons !

Et mes très chers collègues de bureau ! Sandrine, je vais essayer d'arrêter de faire mon professeur Tournesol avec toi, mais c'est pas gagné ! Ana-Rita, félicitations... d'avoir réussi à travailler avec nous ! Et bon courage pour la soutenance qui approche. Sylvain, tu vas avoir plus de place au bureau

maintenant ! Bonne dernière année, bonne rédaction ;-) Antoine, bon début de thèse. Tu vas voir, le début c'est bien !

Et bon courage à tous ceux qui sont passés par le 509, Bénédicte, Benoît, Domitille, Antoine L., Tiffanie, Rado...

Merci à tous ceux de l'IAS et de l'équipe OMEGA qui m'ont permis d'avoir des données uniques, je pense à Yves Langevin, Brigitte Gondet, Michel Berthé, Alain Soufflot...

Merci aussi à ceux avec qui j'ai échangé sur l'analyse des données OMEGA : Mathieu, Denis, Aline, Cécile, Vaitua, Alice, Joe. Bonne chance à tous pour la suite.

Merci à tous ceux de Berlin qui m'ont accueilli, et ont eu la patience de parler en Anglais (ou en Français !) avec moi. J'espère vous revoir dès que possible aux prochains congrès. Merci Greg, Heike, Sebastian, Stephanie, Stephan, Dirk, Lorentz, Thomas, Alexander, Oliver, Nico, M. et Mme. Lepschies et j'en oublie...

Je pense aussi à tous les doctorants martiens que j'ai pu rencontrer et re-rencontrer aux meetings et conférences, je pense à Laetitia la Nantaise, Aymeric et Jean-Baptiste les Parisiens, Jérémie, Frédérique et Antoine les Grenoblois, et Harold le Toulousain. Bonne réussite à tous, j'espère vous voir encore régulièrement.

Un remerciement tout spécial à Alexandre, j'espère ne pas avoir été trop stressé pendant les derniers mois de la thèse.

Et puis merci à tous ceux qui m'ont donné un coup de main de-ci, de-là : Cathy Cantin, Chantal Rock, David Baratoux, Denis Savoie, Ernst Hauber, Gro Birkefeldt, Hervé Grégoire-Mazzoco, Mary Chapman, Matt Balme, et tous ceux que j'ai pu rencontrer pendant ma thèse et qui m'ont aidé de près ou de loin.

Enfin, une pensée pour mes parents, et de grands vœux de guérisons à ma mère.

Résumé

La présence d'eau liquide sur Mars est une question primordiale dans la recherche de milieux habitables extraterrestres. La planète nous a montré depuis les années 1970 des traces d'écoulement d'eau liquide. Depuis quelques années, nous cartographions des minéraux hydratés formés en grandes quantités par de l'eau liquide : phyllosilicates, hydroxydes, sulfates... Le travail de ma thèse a consisté à étudier la minéralogie et la géologie de certaines régions, afin d'essayer d'y comprendre les conditions de formation de ces minéraux, et en particulier des phyllosilicates, grâce à l'utilisation des données spectroscopiques, topographiques et d'imagerie visible et infrarouge des sondes martiennes, et notamment d'OMEGA et HRSC sur Mars Express. Les études des régions d'Echus Chasma, de Terby Crater, de Tyrrhena Terra et de Mawrth Vallis ont révélé la corrélation des minéraux hydratés avec des roches parmi les plus anciennes de Mars. Les terrains finement stratifiés de la région de Mawrth Vallis nous montrent sur les données OMEGA la présence de divers phyllosilicates dans une unité épaisse de plusieurs centaines de mètres, et divisée en sous-unités de compositions différentes, marquant la complexité de l'altération de ces terrains. Cette région est un des principaux témoins des environnements propices à la formation de phyllosilicates, qui ont dû être répandus à la surface de la planète au début de son histoire.

Abstract

The existence of liquid water on Mars is a fundamental question in the quest of habitability in extraterrestrial worlds. The planet showed since the 1970's some liquid water flow features. For a few years, large quantities of hydrated minerals made by liquid water have been mapped: phyllosilicates, hydroxides, sulfates... My thesis consisted in studying the mineralogy and geology of a few regions, to try to understand the conditions of formation of these minerals, particularly the phyllosilicates, thanks to the use of imagery, spectroscopy and topographic datasets of the martian probes, and especially OMEGA and HRSC on Mars Express. The study of the regions of Echus Chasma, Terby Crater, Tyrrhena Terra and Mawrth Vallis revealed the correlation between hydrated minerals and some of the oldest rocks on Mars. The finely layered terrains of the Mawrth Vallis region display on OMEGA data the presence of different phyllosilicates in a several hundreds meter thick unit, divided into sub-units of different compositions, indicating the complexity of the alteration of these terrains. This region is one of the main vestiges of the environments enabling the formation of phyllosilicates, which must have been widespread on the surface of the early Mars.

Table des matières

| | |
|---|------------------|
| Remerciements..... | 1 |
| Résumé et Abstract | 3 |
| Table des matières | 4 |
| | |
| Introduction | 7 |
| | |
| <u>1. A la découverte de Mars : l'aréographie de 1610 à nos jours</u> | <u>11</u> |
| 1.1. Les observations depuis la Terre à travers l'histoire..... | 13 |
| 1.1.1. Les premières observations | 13 |
| 1.1.2. La communauté des canaux | 20 |
| 1.1.3. Les tempêtes martiennes | 27 |
| 1.2. En route vers Mars ! ou les premières missions spatiales martiennes | 28 |
| 1.2.1. Les premiers survols | 28 |
| 1.2.2. Les orbiteurs | 32 |
| 1.2.3. La nomenclature des structures martiennes | 37 |
| 1.2.4. Définition des ères géologiques martiennes | 38 |
| 1.2.5. Définition du méridien zéro | 38 |
| 1.2.6. Les sondes Viking | 39 |
| 1.3. Les missions depuis Viking..... | 45 |
| 1.3.1. Les sondes Phobos et le spectromètre infrarouge ISM | 45 |
| 1.3.2. Les échecs des années 1990 | 48 |
| 1.3.3. Pathfinder/Sojourner | 48 |
| 1.3.4. Mars Global Surveyor | 50 |
| 1.3.5. Les échecs de la fin des années 90 | 51 |
| 1.3.6. Mars Odyssey | 52 |
| 1.3.7. Mars Express | 53 |
| 1.3.8. Les MERs : Mars Exploration Rovers | 54 |
| 1.3.9. Mars Reconnaissance Orbiter | 55 |
| 1.3.10. Phoenix | 56 |
| 1.4. Les prochaines étapes de l'exploration..... | 56 |
| | |
| <u>2. La présence d'eau sur la Mars primitive.....</u> | <u>59</u> |
| 2.1. Indices géomorphologiques..... | 61 |
| 2.1.1. Chenaux de débâcle (ou « outflow channels ») | 63 |
| 2.1.2. Vallées anciennes ramifiées | 65 |

| | | |
|-------------|--|------------|
| 2.1.3. | Les sédiments | 68 |
| 2.1.4. | Discussion | 71 |
| 2.2. | Minéraux hydratés martiens | 72 |
| 2.2.1. | Les météorites martiennes | 72 |
| 2.2.2. | Etudes spectrales depuis la Terre | 73 |
| 2.2.3. | Minéralogie <i>in situ</i> | 73 |
| 2.2.4. | Minéralogie orbitale | 76 |
| 2.3. | Histoire géologique et minéralogie martienne | 81 |
| 3. | <u>Les instruments et données traités</u> | 83 |
| 3.1. | Le spectro-imageur OMEGA | 85 |
| 3.1.1. | Description de l'instrument | 85 |
| 3.1.2. | Organisation des données | 87 |
| 3.1.3. | L'étalonnage | 89 |
| 3.1.4. | Transformation des spectres en réflectance | 92 |
| 3.1.5. | Correction atmosphérique | 94 |
| 3.1.6. | L'analyse des spectres | 95 |
| 3.1.7. | Les minéraux recherchés | 98 |
| 3.1.8. | Les précautions à prendre dans l'interprétation des données | 100 |
| 3.2. | La caméra HRSC | 109 |
| 3.2.1. | Description de l'instrument | 109 |
| 3.2.2. | Une couverture globale avec imagerie haute résolution couleur | 111 |
| 3.2.3. | Une couverture stéréoscopique pour des MNTs haute résolution | 112 |
| 3.3. | Les autres instruments orbitaux utilisés lors de la thèse | 115 |
| 3.3.1. | Le spectro-imageur CRISM/MRO | 115 |
| 3.3.2. | Les caméras haute résolution | 117 |
| 3.3.3. | La camera thermique THEMIS/Odyssey | 121 |
| 3.3.4. | L'altimètre MOLA/MGS | 123 |
| 4. | <u>Minéralogie liée à trois morphologies différentes.....</u> | 125 |
| 4.1. | Echus Chasma : des réseaux de vallées sur les plateaux..... | 127 |
| 4.1.1. | Recherche de minéraux hydratés | 127 |
| 4.1.2. | Terrains riches en pyroxène | 130 |
| 4.1.3. | Contexte géologique des pyroxènes | 130 |
| 4.1.4. | Conclusion | 135 |
| 4.2. | Terby Crater : des dépôts stratifiés hydratés | 137 |
| 4.2.1. | Les dépôts de la partie nord et les données OMEGA | 139 |
| 4.2.2. | Minéraux mafiques et inertie thermique | 144 |
| 4.2.3. | Conclusion | 146 |

| | |
|---|-------------------|
| 4.3. Tyrrena Terra : <i>ejecta</i> lobés et plaines hydratées..... | 147 |
| 4.3.1. Cartes minéralogiques OMEGA | 149 |
| 4.3.2. <i>Ejecta</i> lobés hydratés | 155 |
| 4.3.3. Plaines hydratées | 158 |
| 4.3.4. Conclusion | 161 |
| 4.4. Discussion | 163 |
| <u>5. Région de Mawrth Vallis : une étude minéralogique et géologique d'une unité riche en argiles</u> | <u>165</u> |
| 5.1. Contexte de l'étude | 167 |
| 5.2. Minéralogie et géomorphologie de la surface de la région [Loizeau et al., 2007] | 171 |
| 5.2.1. Abstract | 171 |
| 5.2.2. Introduction | 172 |
| 5.2.3. Instruments and data sets | 173 |
| 5.2.4. Geologic and mineralogical properties | 178 |
| 5.2.5. Detailed geomorphology of the phyllosilicate-rich outcrops | 187 |
| 5.2.6. Discussion | 199 |
| 5.2.7. Conclusion | 203 |
| 5.3. Utilisation d'OMEGA et HRSC couleur et MNT pour l'étude géométrique de l'unité riche en argile [Loizeau et al., submitted to Icarus]..... | 210 |
| 5.3.1. Abstract | 210 |
| 5.3.2. Introduction | 212 |
| 5.3.3. Infrared and visible datasets | 213 |
| 5.3.4. Correlation between HRSC color imagery and OMEGA mineralogy | 219 |
| 5.3.5. Stratigraphy of the clay-rich unit through HRSC color imagery and topography | 221 |
| 5.3.6. Discussion | 240 |
| 5.3.7. Chronology of the layered unit formation and alteration | 247 |
| 5.3.8. Conclusion | 251 |
| 5.4. Discussion | 259 |
| Conclusions et perspectives..... | 271 |
| Bibliographie..... | 277 |
| Annexes..... | 291 |

Introduction

« Il doit y avoir des rivières sur Mars. L'existence de continents et d'océans prouve l'action de forces de soulèvement et de dépression. Il doit y avoir des éruptions volcaniques et des séismes, modelant et remodelant la croûte. Il doit donc y avoir des montagnes et des collines, des vallées et des ravines, des nappes d'eau souterraine et des cours d'eau (...) »

Ces mots proviennent de l'astronome britannique R. A. Proctor, en 1871. Il pensait alors à une planète semblable à la Terre. La vie là-bas avait donc des chances de s'être développée également.

Si la présence d'eau liquide stable à la surface de Mars est aujourd'hui impossible, l'eau a bien coulé à une époque sur la planète rouge. Ainsi, en dehors de la Terre, Mars est la seule planète connue sur laquelle un cycle hydrologique a eu lieu.

Tout le problème aujourd'hui est de savoir quand et combien de temps l'eau a été stable, en quelles quantités elle était présente, et où elle est aujourd'hui. Et la question ultime... la vie a-t-elle eu l'occasion de se développer sur Mars à cette époque ?

Le leitmotiv des dernières missions américaines a été « follow the water », « suivre l'eau » : c'est effectivement dans des régions où on pense que l'eau a coulé qu'ont été envoyés les premiers rovers martiens Pathfinder ou Spirit. Pourtant ce n'est pas en suivant ces traces morphologiques que les missions ont trouvé les principaux marqueurs de la présence d'eau à la surface de la planète rouge. C'est le jumeau de Spirit, Opportunity, qui, en allant là où l'on avait découvert par spectroscopie infrarouge la présence d'hématite, a recueilli le plus de succès dans la recherche de l'action de l'eau (l'hématite, un oxyde de fer qui se forme sous la présence d'eau sur Terre, a été cartographié par TES/MGS dans la région de Meridiani Planum). Opportunity a analysé des sédiments riches en sulfates et concrétions d'hématites, montrant que l'eau a joué un rôle important dans la formation de ses terrains.

On voit ici l'importance des découvertes minéralogiques dans l'exploration extraplanétaire. OMEGA a également marqué grandement le futur de l'exploration de Mars : la majeure partie des sites d'atterrissage sélectionnés pour le prochain rover de la NASA, MSL, sont des lieux où OMEGA a découvert des minéraux hydratés (des phyllosilicates et des sulfates). L'accès à la minéralogie nous montre l'importance que l'eau liquide a eue dans la formation des unités géologiques, et donc son importance dans la quantité et dans la durée de la présence d'eau.

La compréhension de la minéralogie à elle seule n'est bien entendu pas suffisante, et un couplage permanent avec la morphologie de la surface est indispensable. C'est pourquoi j'ai essayé durant cette thèse d'utiliser toutes les

données minéralogiques et géomorphologiques disponibles, afin de comprendre au maximum quelques régions clés datant de la Mars primitive.

Parmi ces régions, Mawrth Vallis s'est trouvée être particulièrement intéressante et complexe. Cette région étendue (300 km x 400 km) a rapidement montré grâce à OMEGA de grands affleurements riches en phyllosilicates [Poulet et al., 2005]. Ces minéraux sont des silicates particulièrement altérés, et certains d'entre eux (les smectites, qui semblent être présentes en majorité dans certains affleurements étudiés) sont les minéraux que l'on retrouve sur Terre dans les argiles, issus de l'altération de roches par l'eau liquide en grande quantité. Ces argiles se forment actuellement (sur Terre) favorablement dans des zones tropicales humides. La découverte d'argiles sur Mars semblerait donc indiquer un climat particulièrement différent du climat actuel, froid et sec. Jean-Pierre Bibring a donné un nom à cette période de l'histoire martienne [Bibring et al., 2007] : le phyllosien, période plus chaude et humide de Mars, correspondant aux premières centaines de millions d'années de la planète.

Lorsque je suis arrivé en stage de DEA et en thèse, Mars Express était en orbite depuis plus d'un an autour de Mars, dans sa mission nominale (une année martienne). Elle avait donc déjà fourni nombre de résultats (sauf pour le radar Marsis qui n'était pas encore déployé), et OMEGA et HRSC avaient déjà montré leur grande contribution au succès de la mission. Une série d'articles parus en 2005 dans Science [11 mars 2005, vol. 307] avait déjà montré les premiers résultats d'OMEGA et les capacités de l'instrument dans la détection et la cartographie des minéraux martiens.

Les différents sites que j'ai étudiés durant ma thèse ont montré leur intérêt au fur et à mesure de la mission Mars Express, et j'ai notamment vu monter un engouement pour la région de Mawrth Vallis, étudiée particulièrement par l'équipe OMEGA au début, et maintenant l'objet de nombreuses publications et communiqués à chaque conférence internationale. L'intérêt sur la région est encore plus grand depuis sa sélection comme un des sept sites d'atterrissage potentiels du futur rover américain MSL (Mars Science Laboratory).

Les sites abordés durant cette thèse posent des énigmes quant à l'implication de l'eau dans leur formation, même s'ils n'ont pas eu la même histoire. Ils présentent des caractéristiques morphologiques et/ou minéralogiques qui montrent que l'eau liquide est intervenue à une époque dans leur formation, à plus ou moins grande échelle spatiale et temporelle. Je me suis donc appliqué durant ma thèse à déterminer ou à apporter des éléments qui aideront à déterminer les processus de formation de ces phyllosilicates, et leurs époques de formation, dans un souci de compréhension globale du rôle de l'eau sur la planète rouge.

Le premier chapitre de cette thèse présente un long survol des observations de la surface de Mars à travers l'histoire, depuis les débuts de l'utilisation d'instruments en Astronomie en 1610, jusqu'aux toutes dernières missions (dont Phoenix, qui est arrivé durant la rédaction de cette thèse), en passant par les séries de missions soviétiques et américaines et leurs déboires et chances. Je profite également de cette présentation historique pour présenter les principales caractéristiques de la surface de Mars. Ce chapitre constitue ainsi une introduction à la planète Mars à travers 400 ans de découvertes, et permet de découvrir Mars pour ceux qui la connaissent peu.

Je résume ensuite la question de la présence d'eau liquide sur les terrains anciens de Mars, à travers les aspects à la fois morphologiques et minéralogiques, en posant les bases des problématiques qui vont nous suivre durant le reste de la thèse.

Le troisième chapitre est consacré à la présentation des instruments, spectromètres, caméras et altimètre, et de leurs données traitées au cours de ma thèse. J'ai voulu y expliquer le plus possible les données afin de pouvoir traiter directement les observations dans les parties suivantes. Une grande partie de ce chapitre est dédié à l'instrument OMEGA, et un exemple d'utilisation de ses données y est présenté, ainsi que les précautions à prendre dans leur interprétation.

Viennent ensuite les études de 3 régions où la minéralogie est une clef importante dans la compréhension des processus géologiques, et dans l'étude de l'implication de l'eau dans l'évolution des roches. La première région abordée est Echus Chasma, dont les plateaux sont recouverts de réseaux de vallées anciennes. Les régions proches de Terby Crater et Tyrhena Terra ont montré quant à elles la présence de minéraux hydratés qui nécessiteront une cartographie et une étude précise du contexte géologique.

Viens enfin une étude plus complète de la région de Mawrth Vallis, qui présente les plus grands affleurements de phyllosilicates de Mars. J'ai étudié durant ma thèse la nature des minéraux présents dans cette région, les ai cartographiés, et ai utilisé toutes les données disponibles pour comprendre la géomorphologie des terrains hydratés, jusqu'à retrouver la stratigraphie des roches riches en phyllosilicates. Ce dernier chapitre reprend les deux articles (en anglais) que j'ai rédigés durant ma thèse, présentant leur contexte, et ouvrant sur une discussion plus large que celle contenue dans les articles.

1. A la découverte de Mars : l'aréographie de 1610 à nos jours

Sommaire

| | | |
|-------------|--|-----------|
| 1. | A la découverte de Mars : l'aréographie de 1610 à nos jours | 11 |
| 1.1. | Les observations depuis la Terre à travers l'histoire..... | 13 |
| 1.1.1. | Les premières observations | 13 |
| 1.1.2. | La communauté des canaux | 20 |
| 1.1.3. | Les tempêtes martiennes | 27 |
| 1.2. | En route vers Mars ! ou les premières missions spatiales martiennes | 28 |
| 1.2.1. | Les premiers survols | 28 |
| 1.2.2. | Les orbiteurs | 32 |
| 1.2.3. | La nomenclature des structures martiennes | 37 |
| 1.2.4. | Définition des ères géologiques martiennes | 38 |
| 1.2.5. | Définition du méridien zéro | 38 |
| 1.2.6. | Les sondes Viking | 39 |
| 1.3. | Les missions depuis Viking..... | 45 |
| 1.3.1. | Les sondes Phobos et le spectromètre infrarouge ISM | 45 |
| 1.3.2. | Les échecs des années 1990 | 48 |
| 1.3.3. | Pathfinder/Sojourner | 48 |
| 1.3.4. | Mars Global Surveyor | 50 |
| 1.3.5. | Les échecs de la fin des années 90 | 51 |
| 1.3.6. | Mars Odyssey | 52 |
| 1.3.7. | Mars Express | 53 |
| 1.3.8. | Les MERs : Mars Exploration Rovers | 54 |
| 1.3.9. | Mars Reconnaissance Orbiter | 55 |
| 1.3.10. | Phoenix | 56 |
| 1.4. | Les prochaines étapes de l'exploration..... | 56 |



Figure 1-1 : Dieu Mars [Paul Fouché, dans Flammarion, 1884].

Mars, quatrième planète la plus proche du Soleil dans notre système, une de nos deux voisines directes avec Vénus, est sans doute l'objet extraterrestre le plus étudié après la Lune et le Soleil. Ce point rouge dans le ciel est le premier astre errant dont la surface a été observée et étudiée, avec l'utilisation des premières lunettes et télescopes.

Le premier à avoir tenté de discerner des formes à la surface de Mars est sans doute Galilée, il y a bientôt 400 ans, en 1610. Il a été suivi par de nombreux autres astronomes, professionnels ou amateurs, qui ont essayé de comprendre les formes et couleurs qu'ils distinguaient. Aujourd'hui encore, à travers lunettes et télescopes, nombreux sont ceux qui, au fil des oppositions, tentent de distinguer la surface de Mars depuis la Terre. Mais depuis le début de l'aventure spatiale, Mars s'étale sur des milliards de pixels, bientôt globalement couverte à moins de 50 m/pixel, et scrutée jusqu'à près de 25 cm/pixel. Mars est également observée dans tous les domaines de la lumière, du rayonnement gamma aux ondes radios, en passant par l'infrarouge, sur lequel va se porter notre intérêt.

Cette section peut constituer une introduction à la planète Mars, de par la chronologie des découvertes.

1.1. Les observations depuis la Terre à travers l'histoire

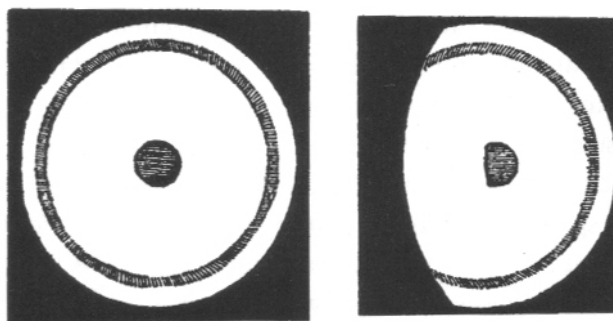
Le but de cette partie est de donner une chronologie plus ou moins complète des principaux observateurs de Mars et de leurs découvertes. On verra dans cette partie que la science de l'observation n'est certainement pas un processus linéaire et que l'on s'est égaré pendant longtemps sur de fausses pistes ! Je ferai peu d'allusions aux nombreuses théories concernant la vie sur Mars, mais un certain nombre d'écrits ont été publiés à ce propos (voir par exemple le livre de Camille Flammarion, *Les Terres du Ciel* [1884]).

1.1.1. Les premières observations

Galilée n'a pas réussi à distinguer des formes particulières à la surface de Mars, comme il l'a écrit le 30 décembre 1610 à son ami P. Castelli : « Je ne me permets pas de dire que je peux voir des phases sur Mars ; cependant, à moins que je ne me trompe, je crois avoir vu qu'elle n'est pas parfaitement ronde ». Il est le premier à notre connaissance à décrire la forme de Mars.

Le tout premier schéma de Mars fait à travers une lunette semble être de 1636, par un amateur italien du nom de Francisco Fontana, de Naples. Il avait fabriqué sa propre lunette, qui était sensiblement meilleure que celle de Galilée. Ses dessins sont représentés Figure 1-2. Voici ce qu'il en dit : « Mars apparaît de forme parfaitement sphérique. En son centre est un cône sombre de la forme d'un rond très noir. Le disque est de multiples couleurs (...). A l'exception du Soleil, Mars est la plus chaude des étoiles. » Il a dessiné un deuxième schéma à l'opposition de 1638, lors d'une phase gibbeuse (image de droite).

La prochaine étape dans la recherche de détails à la surface de Mars vient avec Christiaan Huygens, astronome hollandais qui découvrit Titan et la vraie nature des anneaux de Saturne. Il fit un schéma de Mars en 1656, mais c'est le 28 novembre 1659 qu'il dessina la première figure caractéristique de Mars, un triangle sombre, visible Figure 1-3, et qui sans nul doute correspond à la région aujourd'hui appelée Syrtis Major, même si sa taille semble exagérée. La position de Syrtis Major a depuis été vérifiée, à l'heure et à la date de l'observation : il y a un parfait accord avec le dessin de Huygens. En suivant au fil des heures le déplacement de Syrtis Major, Huygens a aussi pu évaluer la période de rotation de Mars, et le 1^{er} décembre 1659 il calcula une période d'environ 24 heures. La vraie période est de 24h 37min, et on peut penser qu'avec son équipement, Huygens n'aurait pas pu faire mieux.



Drawings of Mars by F. Fontana: (left) 1636, (right) 1638.

Figure 1-2 : Dessins de Fontana [dans Patrick Moore on Mars, 2006].

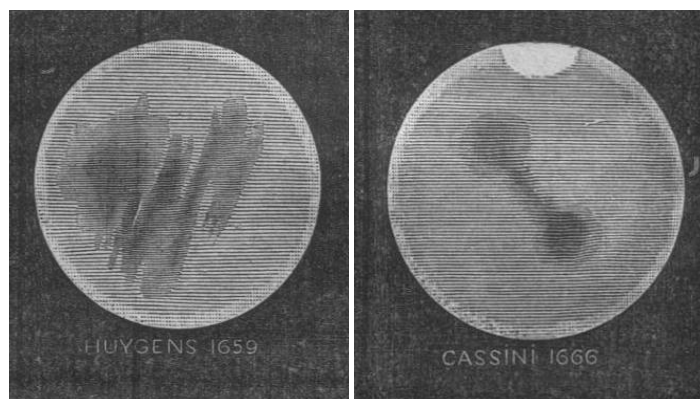


Figure 1-3 : A gauche, dessin de Huygens, 1659, la forme triangulaire sombre semble être Syrtis Major ; à droite, dessin de Cassini, 1666, on distingue pour la première fois une calotte polaire [dans Flammarion, 1884].

Un autre grand pionnier de l'astronomie fut Giovanni Cassini, né en Italie, mais qui fit la plupart de ses observations en France. Il fut d'ailleurs le premier directeur de l'observatoire de Paris. En 1666, avant son arrivée à Paris, il fit de nombreuses observations de Mars, (Figure 1-3), et détermina que les mêmes formes à la surface revenaient chaque nuit avec 40 minutes de retard. Cassini arriva donc à une valeur de la période de rotation de 24h et 40min. Il y eu quelques conflits à propos de cette valeur, et une période de 13h calculée par le fabricant de lunettes italiens Campini fut tout d'abord à la mode. C'est aussi Cassini qui fut le premier à reporter l'observation de calottes polaires blanches, en 1666 (calotte nord visible Figure 1-3). Elles ressemblaient tant à celles de la Terre que leur nature de glace d'eau ne faisait aucun doute à l'époque.

En 1704 et 1719, les calottes polaires furent méticuleusement étudiées par Giacomo Maraldi, le neveu de Cassini (Figure 1-4). Celui-ci donna une valeur de la période de rotation à 24h et 39min : on se rapproche de la vérité.

Les avancées suivantes furent apportées par Sir William Herschel (Figure 1-4), d'Hanovre, qui observa essentiellement en Angleterre, avec des télescopes

qu'il fabriquait lui-même, à la fin du XVIIIe siècle. On doit à Herschel, entre autres choses, la découverte d'Uranus, et il observa essentiellement les étoiles. Cependant il fit une série d'observations de Mars entre 1777 et 1783 qui l'ont convaincu que les calottes polaires étaient dues à une couche épaisse de neige et de glace, et confirma qu'elles n'étaient pas centrées aux pôles. Il mesura le diamètre de Mars, et la période de rotation à 24h 39min et 50s. Plus tard, deux observateurs allemands, Beer et Mädler, retravaillèrent les observations d'Herschel et trouvèrent une période de 24h 37min et 23.7s, valeur correcte à 1s près.

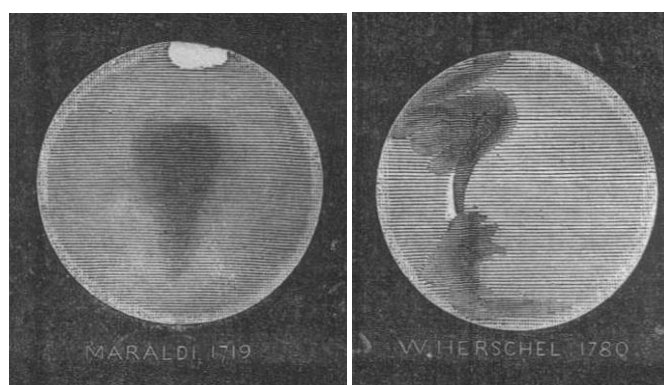
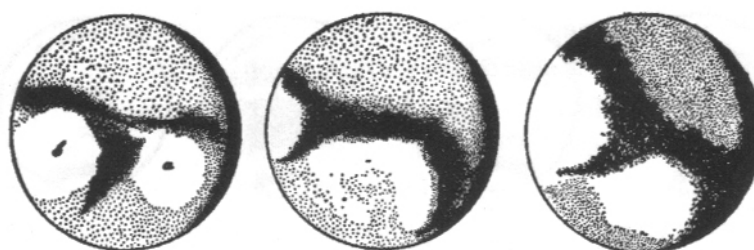


Figure 1-4 : A gauche, dessin de Maraldi, 1719, la forme sombre au centre est peut-être là aussi Syrtis Major, on distingue à nouveau une calotte polaire ; à droite, dessin de Herschel, 1780 [dans Flammarion, 1884].

Herschel pensait que de nombreux mondes extraterrestres devaient être habités. Il voulut calculer l'épaisseur de l'atmosphère de Mars. Pour cela il se servit d'occultations d'étoiles par Mars : quand une étoile passe derrière le disque martien, sa lumière s'éteint partiellement en passant tout d'abord dans l'atmosphère martienne. Les 26 et 27 octobre 1783, Herschel suivit ainsi deux faibles étoiles alors qu'elles passaient derrière Mars, les étoiles ne s'éteignirent nullement à l'approche de Mars ! Il en déduit donc que l'atmosphère était très ténue. Il mesura aussi l'aplatissement du globe martien, ainsi que l'angle d'inclinaison à 28° (la vraie valeur est 24°).



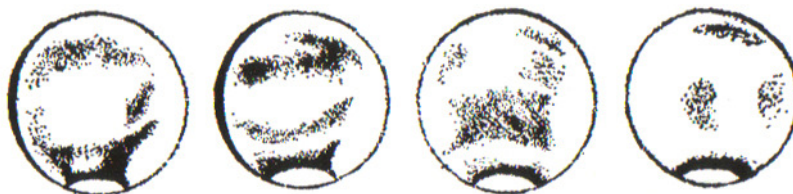
Drawings of Mars by Schröter, 8 December 1800.

Figure 1-5 : Dessins de Schröter, 1800, on distingue Syrtis major, la forme triangulaire sombre pointant vers le bas, à différentes positions [Moore, 2006].

Deux ans après, une longue série d'observations fut débutée par Johann Hieronymus Schröter, astronome allemand. Il était en correspondance avec Herschel, et un de ses télescopes avait été fabriqué par ce dernier. Schröter se consacra au système solaire, et fut un grand observateur de la Lune, mais il observa aussi avec attention Vénus et Mars. Il fit une très bonne série de dessins de Mars (quelques exemples Figure 1-5, de 1800), et calcula le diamètre, l'inclinaison et l'aplatissement de la planète en trouvant de meilleures valeurs qu'Herschel, mais il interpréta mal ce qu'il vit, et pensa que les zones sombres étaient seulement dues à des nuages dans l'atmosphère martienne. Malheureusement, son observatoire fut détruit par les français lors de l'invasion de l'Allemagne, ainsi que son télescope.

Un astronome amateur français, Honoré Flaugergues (qui découvrit la comète de 1811) observa Mars durant plusieurs oppositions, dont celle de 1813, de son observatoire privé à Viviers (Ardèche), avec une lunette. Il observa des taches jaunes qui lui semblaient changer de place. Certains lui attribuent ainsi la découverte des tempêtes locales de poussière. Il observa également la récession rapide des calottes polaires, et en tira des conclusions étonnantes : « Si la fonte des glaces polaires sur Mars est bien plus rapide et bien plus complète qu'avec nos propres calottes de glace terrestre, dont la majeure partie résiste à la chaleur de l'été, il semble que la chaleur sur Mars est plus grande que sur Terre, alors qu'à cause de la plus grande distance entre la planète et le Soleil elle devrait être moindre dans un rapport de 43 pour 100. Ceci est une raison supplémentaire à ajouter à celles qui ont fait croire aux physiciens les plus doués que les rayons du Soleil ne sont pas en eux-mêmes la cause de la chaleur, mais seulement une cause indirecte. »

Puis de 1830 à 1841, une série d'observations nous vient de Wilhelm Beer et Johann von Mädler, qui travaillèrent ensemble près de Berlin, à l'observatoire privé de Beer. Ils firent une carte de la Lune qui resta la meilleure pour 50 ans. Ils dessinèrent aussi une carte de Mars, et sélectionnèrent une forme sombre pour marquer le point zéro de longitude, l'équivalent du méridien de Greenwich.



Drawings of Mars by Beer and Mädler, 1837.

Figure 1-6 : Dessins de Beer et Mädler, 1837, sur lesquels on peut distinguer ce qui doit être une calotte polaire en bas [Moore, 2006].

En 1853, l'astronome Français François Arago a aussi souligné que la calotte polaire sud devrait montrer des variations de surface plus élevées que la calotte nord, parce que le climat y est plus extrême.

En 1958, des dessins détaillés de Mars furent exécutés par le Père Pietro Angelo Secchi, de l'observatoire du Vatican ; il traça Syrtis Major, qu'il appela « Canale Atlantico », mais sans suggérer qu'il pouvait être artificiel.

Jusque là, les astronomes supposaient que les zones sombres sur Mars étaient des mers, et les zones ocre des continents. En 1860, un astronome d'origine française, mais alors directeur de l'Observatoire de Rio de Janeiro, Emmanuel Liais, publia une théorie selon laquelle les régions sombres étaient des traces de végétation. Secchi était en désaccord, et écrit deux ans plus tard que « l'existence de mers et continents (...) a été définitivement prouvée ».

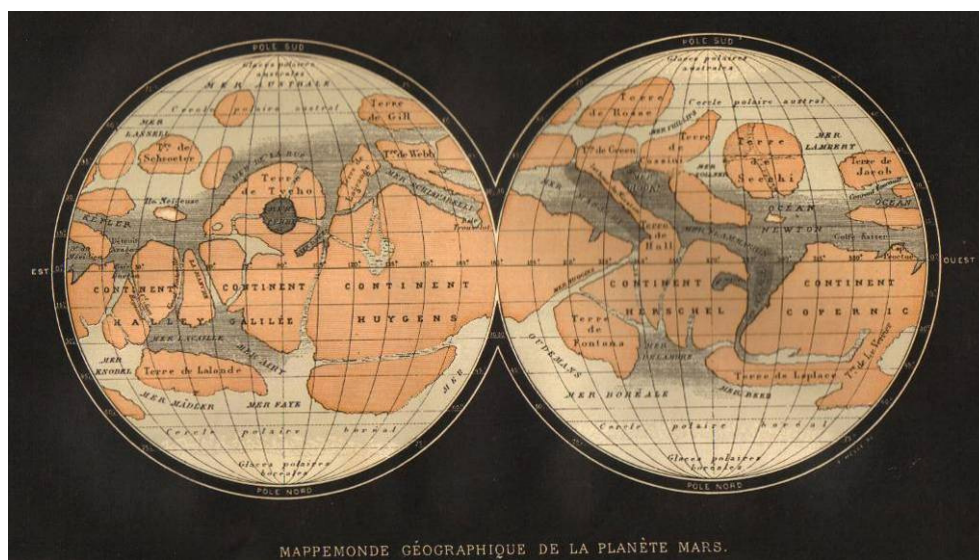
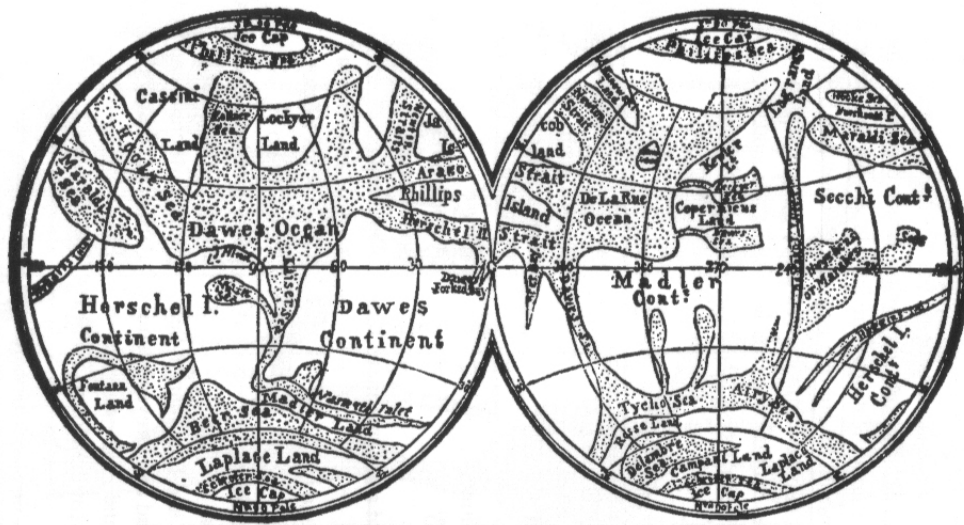


Figure 1-7: Carte martienne de Flammarion [dans Flammarion, 1884]. On remarquera l'inversion des pôles : les observations se faisant à travers lunettes et télescopes, l'image est systématiquement retournée, et les astronomes gardèrent longtemps l'habitude de maintenir les pôles inversés sur les cartes.

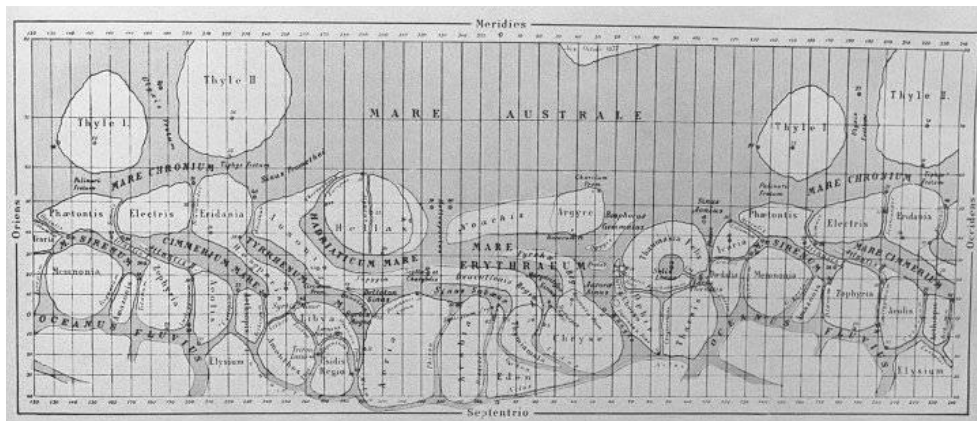
Avec l'amélioration des lunettes et télescopes, les cartes de Mars devinrent de plus en plus précises. Grâce à l'opposition de 1862, Sir Normal Lockyer soutint Secchi dans l'idée de la présence d'océans.

D'autres observations intéressantes furent faites par Camille Flammarion en France, et Frederik Kaiser en Hollande. Flammarion était convaincu que les zones sombres étaient également des océans (voir sa carte, Figure 1-7), mais remplis d'eau dans une forme intermédiaire, ni purement liquide ni purement vapeur. Kaiser calcula un période de rotation de 24h 37min et 22.62s.



Map of Mars by Proctor, 1867.

Figure 1-8 : Carte martienne de Proctor, 1867 [dans Moore, 2006]. A comparer avec la carte ci-dessus de Flammarion.



Schiaparelli's 1877 map

Figure 1-9 : Carte de Schiaparelli, 1877 [Moore, 2006]. Encore une fois, les noms sont à comparer à ceux de Flammarion et de Proctor, figures précédentes.

Vint le problème du choix de noms pour les formes visibles à la surface de Mars. Les noms choisis par les différents observateurs jusqu'ici n'étaient pas officiels. Richard A. Proctor, amateur britannique, écrivain et astronome, pris en charge de produire une carte de Mars (publiée en 1867, voir Figure 1-8) en donnant des noms aux principales formes, honorant des astronomes connus : Cassini land, Mädler continent... Il fut accusé d'avoir dessiné une carte peu correcte, et d'avoir préféré des noms de Britanniques. Plusieurs modifications furent apportées, mais c'est finalement Giovanni Virginio Schiaparelli qui introduit en 1877 un nouveau système. De nombreuses dénominations de ce dernier système sont toujours

utilisées actuellement : Arabia, Chryse, Noachis, Tyrrhenum, Hellas, Syrtis, et bien d'autres (voir Figure 1-9 et la carte topographique en Annexe 1). C'est la même année qu'un astronome américain du nom de Asaph Hall découvrit les deux satellites de Mars, qu'il dénomma Phobos et Déimos (Terreur et Frayeur en grec), noms que personne ne contesta.

A cette étape de l'histoire des observations martiennes, les mouvements, la forme et les principales structures de Mars étaient bien connues, les calottes polaires et leurs variations saisonnières étaient supposées être de glace d'eau ou de neige, l'atmosphère était considérée comme relativement dense, même si moins que celle de la Terre, et les zones sombres étaient soit des océans, soit des zones recouvertes de végétation (d'anciens océans). La température était supposée être légèrement plus faible que sur Terre. L'idée qu'une vie avancée était présente sur Mars n'était absolument pas exclue. Flammarion décrit ainsi dans son livre *Les Terres Du Ciel* les conditions de vie de la Flore, de la Faune, et des êtres intelligents de Mars, jusqu'à représenter le ciel tels que la civilisation ancienne martienne devait le voir, à l'image du système de Ptolémée pour la Terre (Figure 1-10).

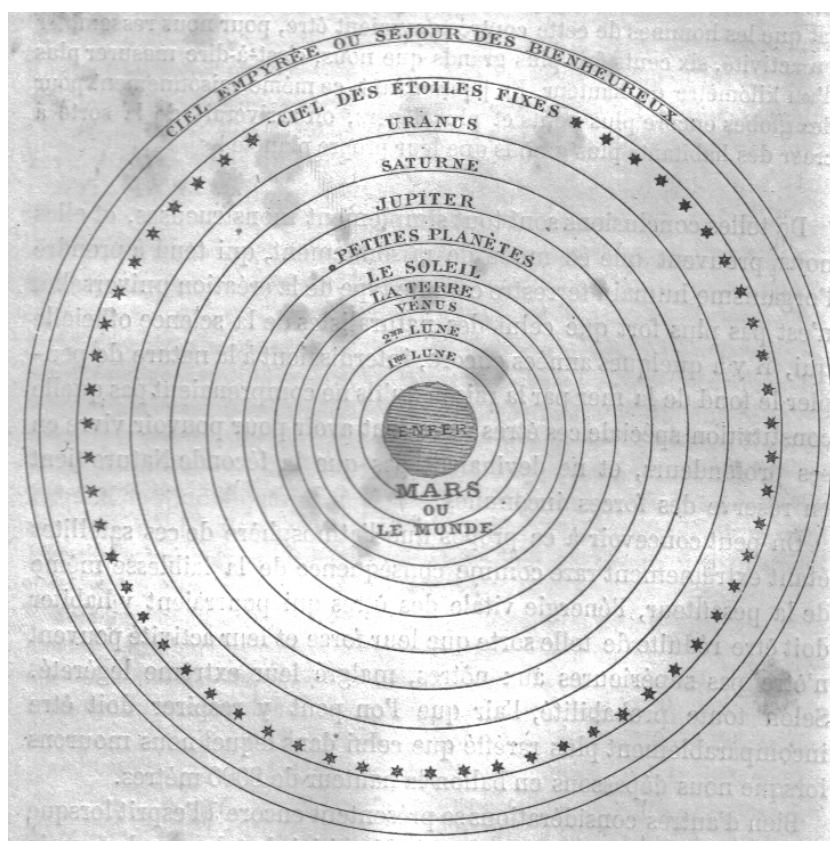


Figure 1-10 : Système de l'univers tel que la civilisation martienne primitive devait le voir, d'après Flammarion [Flammarion, 1884].

1.1.2. La communauté des canaux

Revenons aux observations faites par Giovanni Schiaparelli en 1877. Celui-ci va être à l'origine d'un long conflit qui ne finira réellement qu'avec les premières données spatiales transmises par Mariner. C'est Schiaparelli qui fit la première étude détaillée des structures qu'il appela « canali », ou chenaux, mais le terme a été traduit par « canaux » martiens.

Schiaparelli fut nommé directeur de l'Observatoire de Milan, équipé d'une lunette de 22 cm. Il débuta ses observations de Mars avec l'opposition de 1877, où Mars était pratiquement en périhélie, et donc très proche de la Terre. La carte qu'il dressa fut sans doute la meilleure qui n'avait jamais été dessinée. Ce qui marque quand on voit sa carte (Figure 1-9), ce sont les structures longues, régulières et étroites qui parcourent les zones ocre (ou « déserts »). Il compléta ses observations durant les oppositions de 1879 et 1881-82. Voici les propos de Schiaparelli, alors directeur de l'observatoire de Milan, à ce sujet, tels que rapportés dans la *Revue Mensuelle d'Astronomie Populaire*, d'août 1882, accompagnés de la carte qu'il dessina en 1881-82 (Figure 1-11) :

« Il y a sur cette planète, traversant les continents, de grandes lignes sombres auxquelles on peut donner le nom de *canaux*, quoique nous ne sachions pas encore ce que c'est. Divers astronomes en ont déjà signalé plusieurs, notamment Dawes en 1864. Pendant les trois dernières oppositions, j'en ai fait une étude spéciale, et j'en ai reconnu un nombre considérable qu'on ne peut pas estimer à moins de soixante. Ces lignes courent entre l'une et l'autre des taches sombres que nous considérons comme des mer, et forment sur les régions claires ou continentales un réseau bien défini. Leur disposition paraît invariable et permanente (...). Quelque fois ces canaux se présentent sous la forme de lignes ombrées et vagues, tandis qu'en d'autres occasions ils sont nets et précis comme un trait fait à la plume. (...). Ils ont bien 2 degrés de largeur, ou 120 kilomètres, et plusieurs s'étendent sur une longueur de 80 degrés ou 4800 kilomètres. (...). Ce n'est pas tout. En certaines saisons, ces canaux se dédoublent, ou, pour mieux dire, se doublent. (...) Dans l'état actuel des choses, il serait prématuré d'émettre des conjectures sur la *nature* de ces canaux. Quant à leur existence, je n'ai pas besoin de déclarer que j'ai pris toutes les précautions commandées pour éviter tout soupçon d'illusion : je suis absolument sûr de ce que j'ai observé.»

Tous ces « canaux » semblaient suivent une configuration spéciale, allant tous d'une zone sombre à une autre : aucun ne semblait s'arrêter brutalement au milieu de terrains ocre.

D'autres astronomes dressèrent des cartes de Mars à la même époque, qui montraient bien des lignes sombres, mais pas de réseaux de canaux. Il semble aussi qu'à l'époque il n'y ait pas deux astronomes différents qui observent la même chose

à la surface de Mars. Schiaparelli a ainsi pu observer Mars pendant plusieurs oppositions en étant le seul à voir de tels réseaux de canaux. Au début, il semble qu'il les pensait naturels, c'est par la suite qu'il est venu à les considérer comme artificiels. Il a ainsi pu écrire « Leur aspect particulier a mené certains à voir en eux le travail d'êtres intelligents. Je prends soin de ne pas m'opposer à cette suggestion, qui ne contient rien d'impossible. »

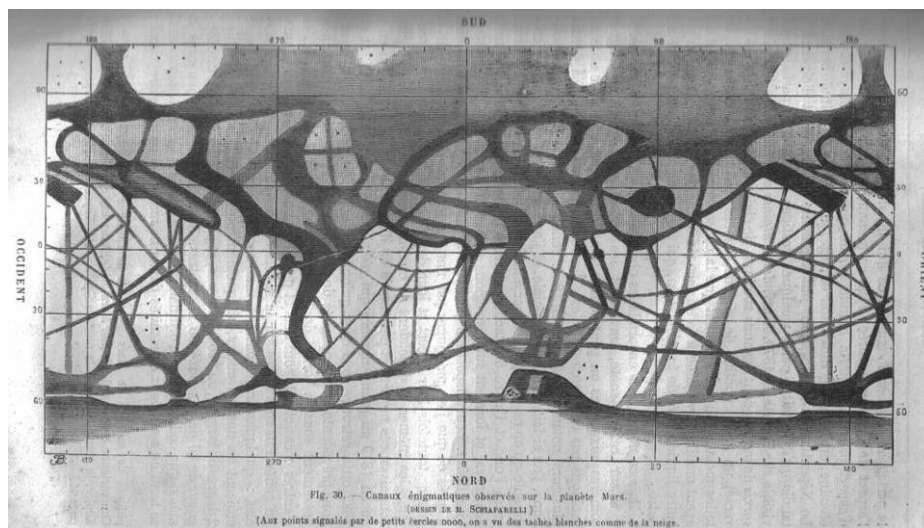


Figure 1-11 : carte de Schiaparelli de 1881-82 montrant les nombreux canaux doubles reliant les mers [Flammarion, 1884].

Une « preuve » de l'existence des canaux vint en 1886. Deux astronomes français, Perrotin et Thollon, utilisant la lunette de 75 cm de l'Observatoire de Nice, dressèrent une carte de Mars qui ressemblait à celles de Schiaparelli. Les canaux devinrent alors à la mode. On peut citer par exemple l'astronome belge François Terby et l'Anglais A. Stanley Williams, qui dirent observer des canaux, entre d'autres. Schiaparelli arrêta ses principales observations en 1890 suite à des problèmes de vue. Deux observateurs américains prirent alors le devant de la scène des observations de Mars.

William H. Pickering, de l'université d'Harvard était un spécialiste de la Lune et des planètes. Il a découvert le neuvième satellite de Saturne, Phoebe. Il fit de nombreux dessins de Mars à partir de 1892, et c'est lui qui donna le nom de « oasis » aux zones sombres où les canaux se croisaient.

Un personnage central dans l'exploration de Mars est Percival Lowell. En 1894, il décida de fonder un observatoire à Flagstaff, en Arizona, qu'il équipa avec une lunette de 60 cm, principalement pour étudier Mars. Flagstaff est en effet très favorisée météorologiquement, de nombreux télescopes sont aujourd'hui installés là-bas. Lowell est celui qui a complété la cartographie des réseaux de canaux

martiens (voir quelques dessins Figure 1-12), et qui soutint que Mars devait être habitée d'êtres capables de creuser un système d'irrigation global, amenant l'eau des calottes polaires vers les régions plus habitées de l'équateur. Pour sa défense, c'est aussi lui qui a fait les calculs qui ont conduit à la première observation de Pluton, découvert des années après sa mort, à Flagstaff.

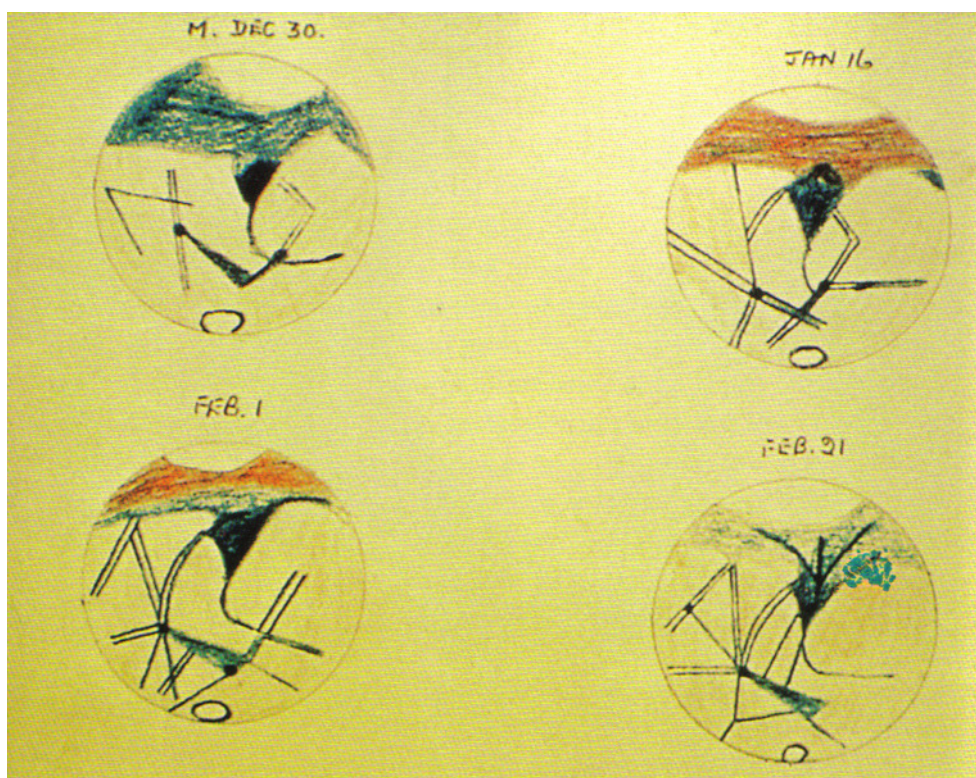


Figure 1-12 : Quelques dessins de Lowell, 1893-94 [Moore, 2006]. On peut remarquer la présence de Syrtis Major (triangle sombre) et des plusieurs canaux présents constamment autour. La calotte polaire sud est également présente en haut.

Lowell était persuadé de la présence de canaux, il a ainsi écrit : « les canaux martiens, quand bien vus, ne sont pas à la limite de la visibilité, mais bien en deçà des limites du doute ». Comment douter des canaux martiens si ceux-là sont cartés avec une telle précision ?

Pour Lowell, ces réseaux ne pouvaient être naturels. Il décrit les Martiens comme devant être différents des humains. Selon lui, Mars était à court d'eau car elle était plus avancée que la Terre dans son évolution, et avait vieilli plus vite. Les Martiens faisaient donc tout leur possible pour extraire la moindre humidité des réserves d'eau restantes : la glace et la neige des calottes polaires.

Les observations de Lowell allèrent plus loin. Il nota qu'aux récessions des calottes polaires, une bande sombre apparaissait le long de leurs frontières, et qui

suivait la récession des calottes. Ce phénomène fut attribué à la présence de lacs et d'une zone humide qui devait assombrir la surface. Il affirma ensuite que les canaux étaient affectés par la récession des calottes. Selon lui, l'humidité libérée migrerait vers l'équateur, et la végétation se réveillait de son hibernation : une vague sombre était ainsi vu sur une période de quelques semaines ou mois. Lowell calcula même que cette onde parcourait approximativement 3 km par heure. Il écrivit à ce sujet : « Accélérées par l'eau libérée par la fonte des calottes, elles grandissent rapidement pour rester à leur maximum pour une période de quelques mois, puis disparaissent ensuite progressivement. Chaque hémisphère est affecté à son tour (...) L'une après l'autre, chaque zone est atteinte et traversée, jusqu'à ce que même l'équateur soit traversé, et que l'avancée envahisse le territoire de l'autre côté. » Lowell explique ainsi que, deux fois par an, la planète est traversée, tantôt du nord vers le sud, tantôt du sud vers le nord, par un réveil de la végétation. « Deux saisons de pousse sont donc présentes, une venant de l'Arctique, une de l'Antarctique, l'équateur restant curieusement dépendant chaque semestre de ses pôles. »

On suggéra entre autres des digues, de hauts murs, des systèmes d'irrigation faits de tuyaux... Jusqu'à beaucoup plus récemment, de telles idées persistèrent, et en 1944, un américain, Donald Lee Cyr, attribua les canaux à des traces de terrains fertiles, dus à des créatures parcourant ces terrains (un phénomène observé dans les déserts des états du sud-ouest des Etats-Unis). Il suggéra par contre que les « oasis » étaient des cratères d'impacts, et fut semble-t-il le premier à publier une telle idée (Figure 1-13).

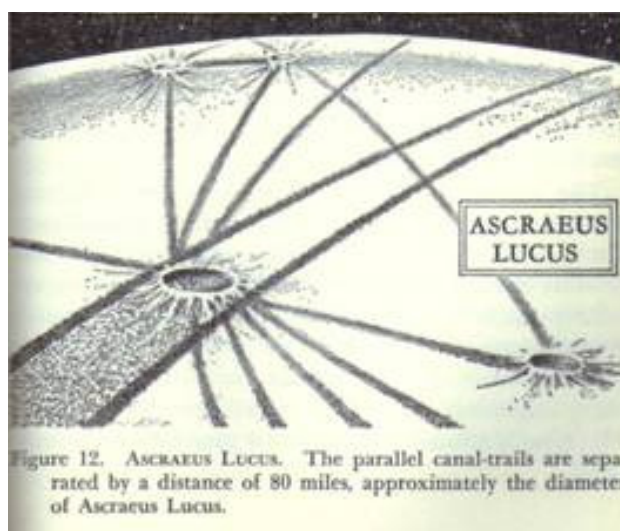


Figure 1-13 : Canaux doubles reliant des cratères, tels qu'imaginés par Cyr.

Tout le monde n'était pourtant pas certain de la théorie de Lowell des canaux artificiels. Pickering lui-même considérait qu'ils pouvaient être des fractures

naturelles de la surface, à travers lesquels des gaz s'échappaient, et qui pouvaient être remplies de végétation. Une attaque violente vint de Alfred Russel Wallace, un des pionniers de la théorie de l'évolution. Il écrit un livre sur le sujet en 1907, concluant que l'eau devait être absente de la planète et que la température devait être extrêmement basse. Il termina ainsi : « Ainsi Mars n'est-elle pas habitée par des êtres intelligents comme le postule M. Lowell, mais elle est absolument INHABITABLE ! » Les lettres capitales sont les siennes.

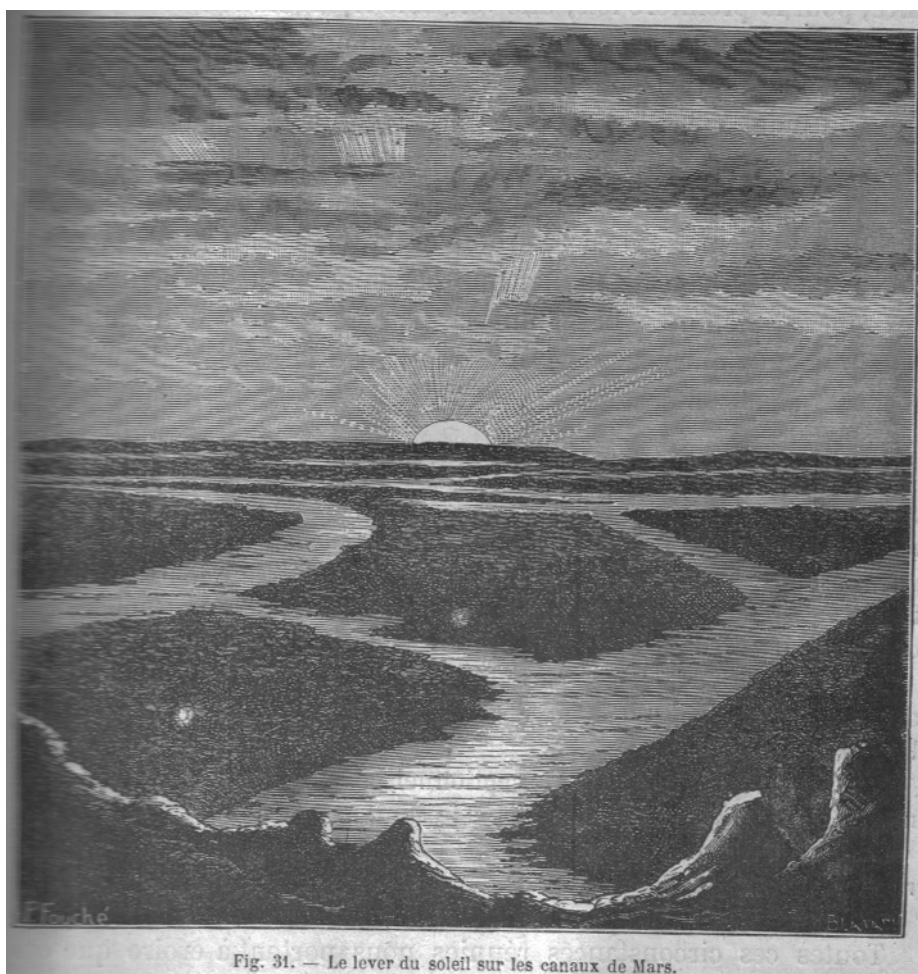


Fig. 31. — Le lever du soleil sur les canaux de Mars.

Figure 1-14 : Canaux martiens remplis d'eau au lever du soleil [Paul Fouché, dans Flammarion, 1884].

Si les canaux étaient réels, on pouvait alors se poser la question de la présence d'être intelligents sur Mars, mais est-ce que les canaux de Lowell existaient vraiment ? En effet, à l'exception des bandes noires les plus évidentes, les « canaux » cartés par Schiaparelli, Lowell, Perrotin et Thollon, Leo Brenner (sous son vrai nom : Spiridon Gopčević) et d'autres sont dans des positions différentes et d'intensités différentes.

N. E. Green, un astronome anglais qui avait étudié longuement Mars avant 1877, soumit l'hypothèse que les canaux n'étaient pas des traces réelles, mais les frontières entre des terrains de couleurs différentes. Vincenzo Cerulli, un observateur italien, proposa que les canaux ne fussent pas des lignes régulières, mais étaient faits de séries de traits et de points disjoints, que l'œil avait tendance à rejoindre quand on observe Mars. Il disait observer en tout cas lui-même les canaux.

Il y eut aussi des astronomes qui ne virent jamais les canaux comme George Ellery Hale qui travailla sur les télescopes des monts Wilson et Palomar. Tout comme Asaph Hall, celui qui découvrit les satellites Phobos et Deimos. La plupart des astronomes ne suivaient pas Lowell quand il disait que la présence des canaux était tout à fait évidente, et après sa mort en 1916, de plus en plus de doutes furent émis sur la réalité des canaux.

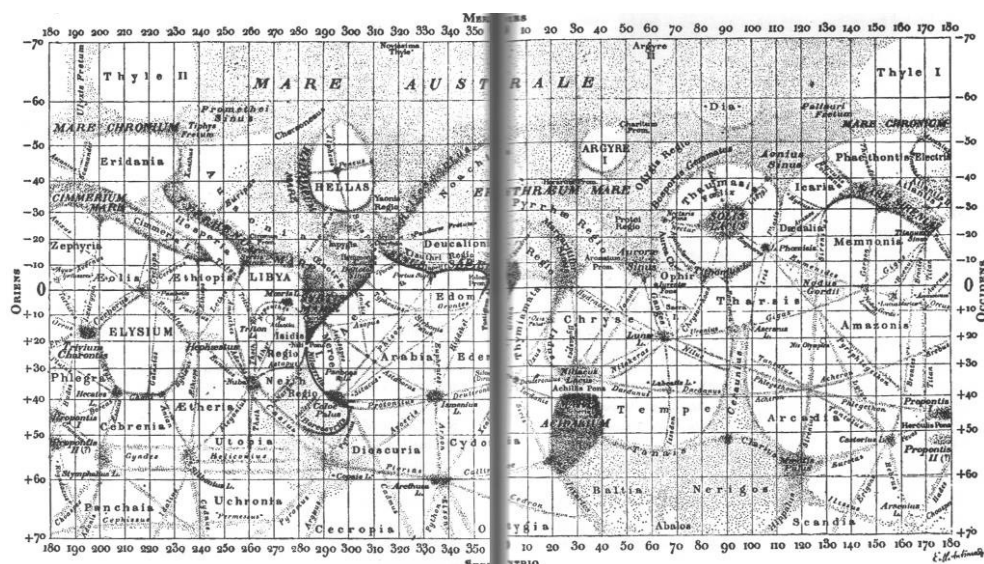
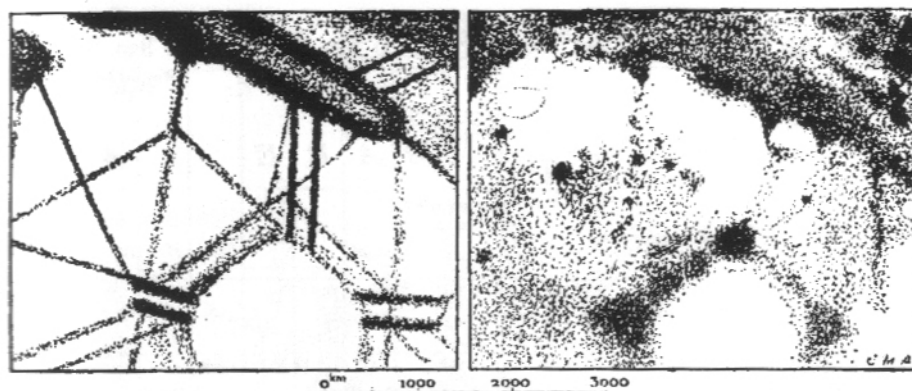


Figure 1-15 : Carte dressée par Antoniadi en 1903 [Moore, 2006].

Dans l'entre-deux-guerres, on doit souligner le travail de Eugenios M. Antoniadi, d'origine grecque, mais qui travailla essentiellement en France, notamment avec Camille Flammarion. Il travailla sur la grande lunette de Meudon, avec laquelle il a dressé les meilleures cartes de Mars jusqu'à l'ère spatiale (voir par exemple la carte de 1903, Figure 1-15). Il a vu lui aussi des « canaux » mais pas du tout comme les canaux artificielles de Lowell. Il finit par publier en 1930 une description complète de la surface Martienne [E. M. Antoniadi, *La Planète Mars*, Hermann, 1930] (NB : De superbes dessins originaux d'Antoniadi de Mars et de Jupiter sont actuellement exposés dans la salle des planètes du Palais de la Découverte, à Paris). Pour lui également, personne n'a jamais vu de canal artificiel à la surface de Mars, mais ce que les observateurs ont vu a une certaine réalité :

traces irrégulières, points sombres, frontières grises, ou lacs... Il ajoute aussi que les canaux de Schiaparelli, qui ont une réalité visuelle, sont différents des réseaux complexes « illusoires » décrits par Lowell. Des dessins d'Antoniadi, Figure 1-16, explique comment certaines traces sombres non continues peuvent être comparées aux canaux cartés par Schiaparelli.



Antoniadi's explanation of the canals. (Left) Canals in the region of Elysium, drawn by Schiaparelli between 1877 and 1890. (Right) The same region, drawn by Antoniadi between 1909 and 1926 with the Meudon 33-inch refractor; the hard, linear features are broken down into fine detail.

Figure 1-16 : Dessins d'Antoniadi expliquant la perception de canaux [Moore, 2006].

L'opinion d'Antoniadi eut beaucoup de poids pendant les décennies qui suivirent, mais jusqu'à peu de temps avant les premières missions spatiales certains astronomes dressèrent encore des cartes proches de celles de Lowell, tel Clyde Tombaugh (celui qui découvrit Pluton en 1930) en 1959.

Pendant les années 50, une longue série d'observations furent conduites par Audoin Dollfus au Pic du Midi, avec une lunette de la même taille que celle de Lowell, mais avec un ciel de meilleure qualité, à 3 km d'altitude. Il sépara les canaux en trois classes : des bandes larges, des lignes plus étroites et régulières, et des « canaux », entièrement noirs, qui semblaient artificiels. Il proposa que ces derniers étaient dus à des effets d'optique, et que les deux premières catégories pouvaient, en cas de conditions parfaites d'observations, être séparées en points et taches discontinus.

En 1956, R. S. Richardson, astronome américain, observa Mars depuis le mont Wilson, sur un télescope d'1,50 m. Il observa que « les régions claires rouges étaient couvertes d'un nombre incalculable de lignes bleues irrégulières, telles des veines courant à travers un minéral ». Il ne les pensa pas artificielles.

Le coup de grâce à la théorie des canaux martiens ne viendra pas avec les observations depuis le sol terrestre, il faudra attendre les sondes Mariner entre 1965 et 1972 pour découvrir la réalité.

On ne pourrait se passer de quelques mots sur les cratères martiens. Comme on le sait aujourd'hui, ils dominent le paysage martien, mais furent rarement au centre des discussions sur la surface de Mars. Certains pensaient que les « oasis » étaient en fait des cratères d'impact de météores ou des caldéras volcaniques (et donc pas d'origine artificielle). Quant au plus grand impact sur Mars, Hellas Planum, souvent blanchâtre quand il est rempli de nuages, il était souvent considéré comme un haut plateau recouvert régulièrement de neige.

En 1915, J. R. Mellish, un astronome planétaire expérimenté scruta Mars à travers la lunette d' 1 m de Yerkes (Wisconsin, Etats-Unis), qui restera sans doute la plus grande lunette jamais construite. Il décrivit Mars comme étant recouverte de cratères, de fractures et de montagnes. Il apprit qu'Edward Emerson Barnard, un autre astronome américain, avait aussi vu des cratères martiens à travers la lunette de 90 cm de l'observatoire de Lick (Californie, Etats-Unis), mais n'avait pas publié ses résultats par peur que les gens ne le croient pas. Aucune des observations de Mellish ou Barnard ne fut publiée. On peut encore se demander si ils ont réellement pu observer des cratères depuis la Terre.

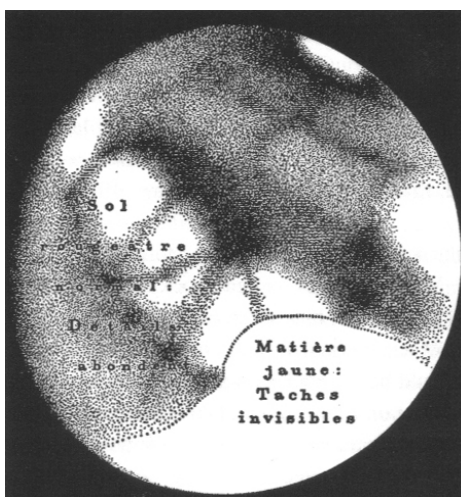


Figure 1-17 : Dessin d'Antoniadi lors de la tempête de poussière de 1929 [Moore, 2006].

1.1.3. Les tempêtes martiennes

Les nuages martiens étaient habituellement classés selon deux catégories : les nuages blancs et les nuages jaunes. Les nuages jaunes sont en fait des tempêtes de poussière. Celles-ci peuvent être plus ou moins étendues. Des tempêtes de

poussière majeures furent enregistrées aux oppositions de 1909, 1924, 1929 (Figure 1-17), 1941, 1956 et 1971-72. Celle de 1909, particulièrement intense, fut observée par Antoniadi depuis la lunette de Meudon.

1.2. En route vers Mars ! ou les premières missions spatiales martiennes

Mars a tôt fait partie de la course vers l'Espace entre les USA et l'URSS. L'annexe 2 présente une liste des différentes missions (sondes, orbiteurs et/ou modules d'atterrissage) lancées vers Mars jusqu'en 1992. Bon nombre d'entre elles ont partiellement ou totalement échoué, que ce soit au lancement ou à la mise en orbite, ou même à cause des conditions climatiques martiennes.

1.2.1. Les premiers survols

La première tentative de conquête de Mars fut entreprise le 1^{er} novembre 1962, quand l'URSS envoya Mars 1 vers la planète rouge. A cette époque, les soviétiques avaient des problèmes réguliers avec leur système de communication à longue portée. Mars 1 commença correctement sa course, dans la bonne orbite. Elle était relativement lourde, près de 900 kg. Mars 1 (comme les autres sondes interplanétaires) transmet quelques informations sur le milieu interplanétaire, mais le contact entre la sonde et la Terre fut perdu à la mi-mars 1963, et ne fut jamais rétabli, alors qu'elle était déjà à 12 « minutes-lumière » de nous. Elle continue sans doute toujours sa course autour du Soleil. Mars 1 fut la quatrième sonde planétaire : la sonde soviétique Venera 1 fut également perdue pendant sa phase de croisière, et les deux sondes américaines vers Venus : Mariner 1 (qui fut détruite au lancement) et Mariner 2 (qui fit un survol réussi de Venus).

Deux sondes Mariner identiques furent préparées pour Mars : Mariner 3 et 4, conçues pour effectuer un survol de Mars et renvoyer des données et des photos.

Mariner 3 fut envoyée le 5 novembre 1964, mais après le décollage, le bouclier abritant la sonde refusa de se détacher, empêchant le déploiement des panneaux solaires, conduisant rapidement à l'épuisement des batteries de la sonde.

Mariner 4 a été envoyée après l'identification du problème, le 28 novembre de la même année. Le 15 juillet 1965, Mariner 4 a ainsi transmis les premières images prises de près de la surface de Mars. La **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** montre une des 22 images récoltées (peut-être la meilleure) : un paysage cratérisé qui ressemble fort à la Lune. Au total, seul environ 1% de la surface de Mars fut photographiée.

On vit ainsi que des cratères étaient présents aussi bien dans les zones sombres que dans les zones ocres, et ces images mirent définitivement fin à la théorie des zones de végétation. Mars n'était pas non plus un monde de paysages très plats comme elle était souvent considérée auparavant.

Concernant l'atmosphère : en passant de l'autre côté de Mars, les signaux radios envoyés par la sonde passèrent par l'atmosphère de Mars, et on put ainsi analyser la pression et la composition de l'atmosphère. Les astronomes trouvèrent une pression à la surface plus faible que l'on ne pensait, de 4 à 7 millibars (<1% de celle de la Terre), et une composition dominée par du dioxyde de carbone, même si une proportion non négligeable en argon était possible.

Une autre sonde planétaire russe fut lancée deux jours après Mariner 4 : Zond 2. Celle-ci devait également procéder à un survol de Mars, mais le contact avec elle fut interrompu bien avant qu'elle n'arrive à proximité de la planète rouge. L'URSS ne tenta plus d'envoyer de sondes vers Mars avant quelques années.

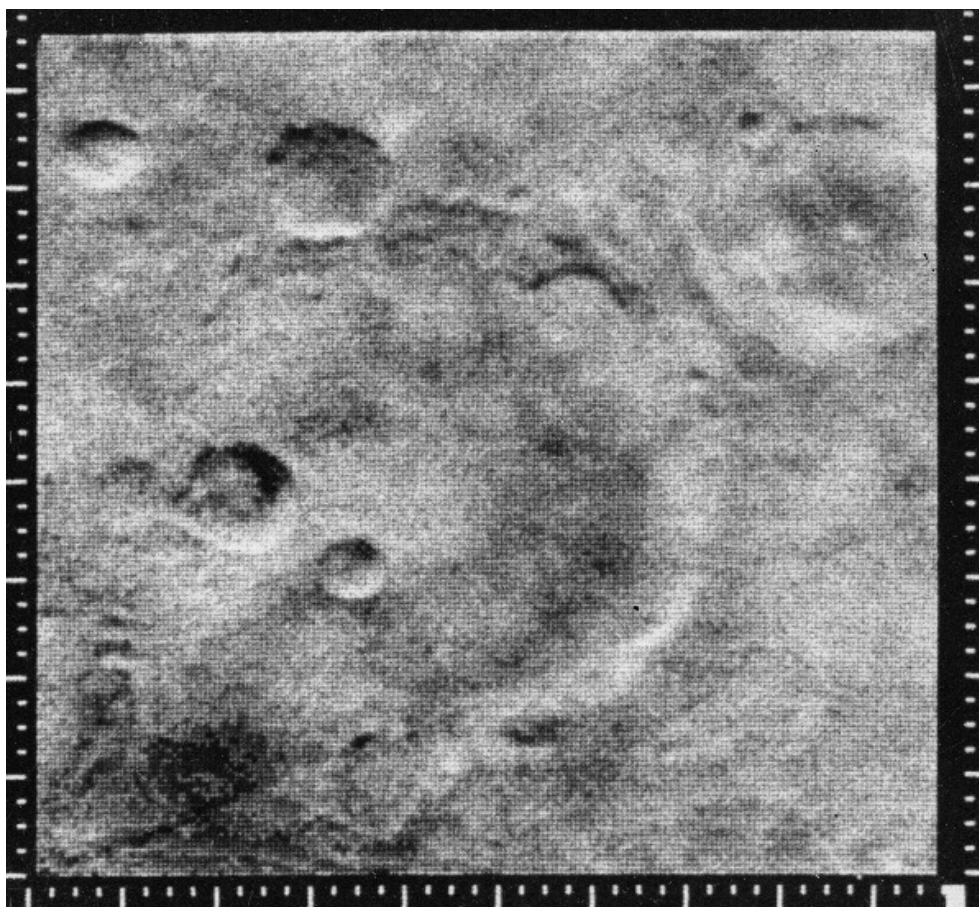


Figure 1-18 : Une des images prises par Mariner 4, on distingue quelques cratères.

Vint le programme Apollo, mais dans le même temps, les sondes Mariner 6 et 7 furent envoyées (2 fenêtres de tir après Mariner 4), et approchèrent de Mars peu de temps après le petit pas de Neil Amstrong sur la Lune. Celles-ci parvinrent à survoler Mars sans trop de problèmes (mise à part une rupture momentanée des communications avec Mariner 7). Chacune des sondes prit des photos globales de Mars avant l'approche finale, montrant parfaitement les calottes polaires, sans aucune bande sombre à leur bord. Elle montrèrent aussi un anneau clair, Olympus Mons, dénommé alors Nix Olympica, que Schiaparelli et d'autres avaient pu voir, cependant les sondes ne montrèrent pas qu'il s'agissait d'un volcan de 24 km de haut. Ces photos globales de Mars mirent définitivement fin aux réseaux de canaux de Lowell. Mariner 6 pris 50 images de loin, et 25 images de près, et Mariner 7 respectivement 93 et 33. Mariner 6 passa du côté de l'équateur (voir par exemple Figure 1-19) et Mariner 7 vers l'extrême sud (Figure 1-20). Les photos étaient de meilleure qualité que Mariner 4, à la fois grâce aux développements techniques, mais aussi car les sondes passèrent plus près de Mars (~3540 km contre 9846 km pour leur prédécesseur). On arriva ainsi à environ 20% de la surface de Mars photographiée de près. On partagea Mars en trois différents types de terrains : les régions cratérisées, les régions chaotiques (des cratères et de nombreuses rides), et quelques parties plus lisses comme la surface d'Hellas. On pensa donc alors que Mars était une planète inerte, sans structure d'un grand intérêt, et ressemblait plus à la Lune que prévu.

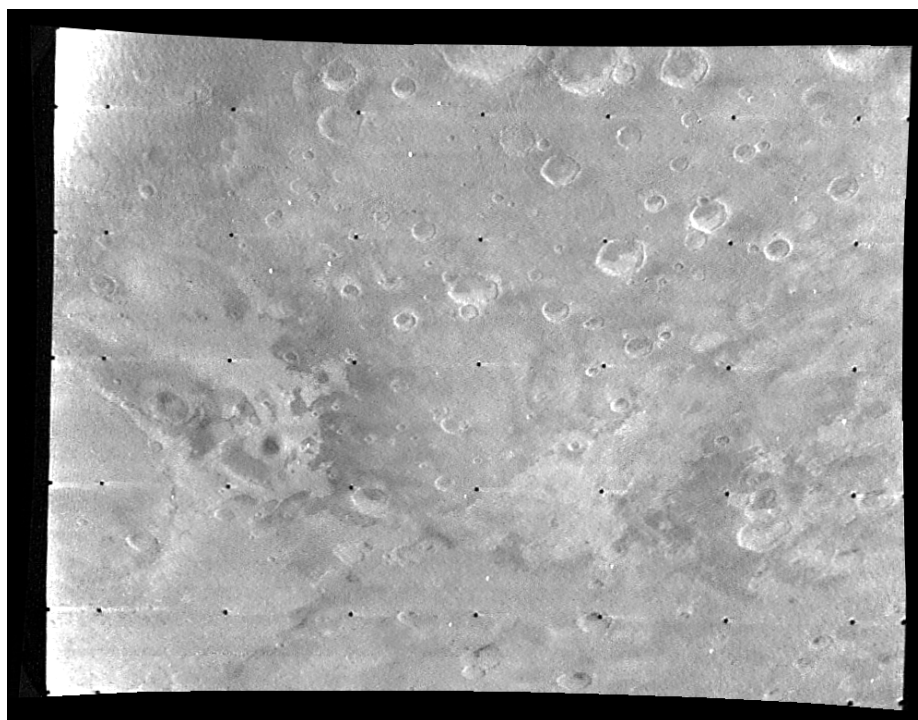


Figure 1-19 : Image de terrains cratérisés par Mariner 6.

Mariner 6 indiqua une pression de 6.5 millibars au dessus de Meridiani, et Mariner 7 de 3.5 millibars au-dessus de la zone alors dénommée Hellespontica Depressio, indiquant ainsi qu'il ne s'agissait pas du tout d'une dépression ! Près de l'équateur, Mariner 6 trouva une température de près d'environ 15°C vers midi, et -70°C de nuit. Mariner 7 mesura la température au-dessus de la calotte sud et trouva un minimum de près de -120°C, proche de la température de condensation du dioxyde de carbone. Cette observation fut une forte preuve que la calotte était faite de neige carbonique, au moins en surface. Le champ magnétique fut lui aussi recherché, mais les sondes n'en détectèrent aucun.



Figure 1-20 : Image de la région polaire sud par Mariner 7. On peut voir la calotte polaire sud en haut à gauche.

Enfin les deux sondes étaient également pourvues d'un spectromètre infrarouge, IRS, opérant entre 1.9 et 14.3 μm , qui avait pour but d'étudier les propriétés thermiques et la composition de l'atmosphère et de la surface. Les deux sondes obtinrent ainsi un total de 238 spectres dans le domaine spectral de 1.9 à 6.0 μm (avec un détecteur proche infrarouge de 1.9 à 3.7 μm et un autre infrarouge thermique de 3.0 à 6.0 μm), essentiellement dans l'hémisphère sud, obtenant des spectres sur des surface de $\sim 200 \times 15 \text{ km}^2$, pour une surface totale couverte de $\sim 200 \times 100 \text{ km}$ [Erard and Calvin, 1997]. IRS a détecté de l'eau sous phase condensée grâce à la présence d'une bande d'absorption à 3.0 μm (voir par exemple un travail récent de calibration de Calvin [1997]), plus importante près du pôle sud

qu'à l'équateur. L'instrument a aussi possiblement détecté la présence de glace d'eau en surface près du pôle sud [Pimentel et al., 1974].

Enfin, la possibilité d'une quelconque vie martienne s'effaça rapidement. Heureusement, les sondes Mariner 8 et 9 étaient si avancées dans leur programme qu'il n'était pas question de les annuler.

1.2.2. Les orbiteurs

En 1971, 4 missions furent prévues : deux américaines, Mariner 8 et 9, et deux soviétiques, Mars 2 et 3. Leurs projets étaient différents, les sondes américaines prévoyaient d'entrer en orbite autour de Mars, alors que les sondes russes allaient plus loin et projetaient d'atterrir sur Mars.

Evoquons d'abord les échecs :

Mariner 8 finit dans la mer à quelques centaines de kilomètres de Puerto Rico après son départ de Cap Canaveral, le 8 mai 1979.

Mars 2 partit le 19 mai et Mars 3 le 28 mai. Elles étaient les plus grosses missions envoyées jusque là : elles pesaient 4650 kg, contre les 975 kg de Mariner 9, composées d'un orbiteur et d'un atterrisseur (ou lander). Elles devaient descendre dans l'atmosphère martienne par des rétrofusées et par un parachute, alors que les orbiteurs continueraient à scruter Mars tout en servant de relais radio.

Mars 2 entra en orbite de Mars le 27 novembre 1971, et éjecta le lander au sud-ouest d'Hellas (44.2°S 213.2°E). Aucun signal ne nous parvint jamais du lander, mais il fut ainsi le premier objet artificiel à toucher la surface de Mars.

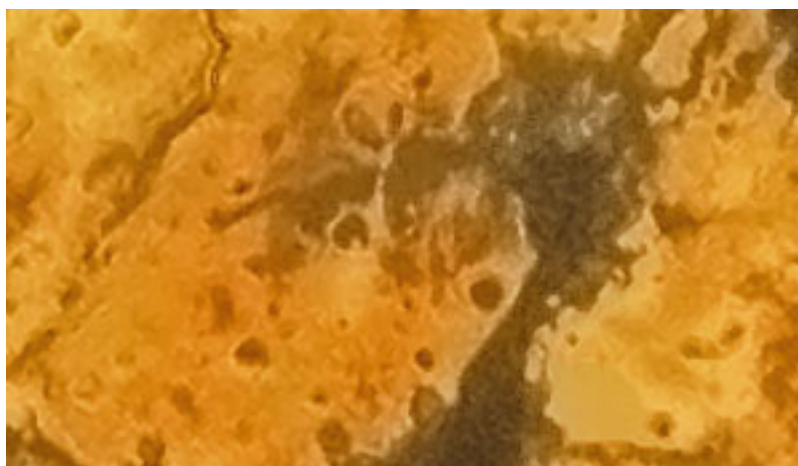


Figure 1-21 : Images obtenue à partir des données de Mars 3, sur les chaos à l'est de Valles Marineris (Crédit photo : Ted Stryk).

Mars 3 entra en orbite le 3 décembre, et libéra elle aussi son lander qui atterrit à 45°S, 158°E, non loin de la calotte polaire sud. Il commença à transmettre une image, mais la transmission fut interrompue au bout de 20 s, et ne fut jamais

rétablie. Le fragment de photo transmis ne montra aucun détail. Il faut se rappeler qu'une tempête de poussière violente avait alors lieu.

Les orbiteurs quant à eux étudièrent la surface de Mars. Les radiotélescopes à leur bord prouvèrent que la température 50 cm sous la surface ne dépasse jamais les -40°C . Ils montrèrent que certains nuages montent à plus de 10 km, et que des montagnes s'élèvent à 3 km et des dépressions tombent à -1 km (les altitudes étaient déterminées à partir d'estimations de la quantité de dioxyde de carbone dans l'atmosphère). On sait bien sûr aujourd'hui que des monts s'élèvent à bien plus de 10 km. Les sondes retrouvèrent des pressions de l'ordre de 5.5 ou 6 millibars (1/200 de la pression terrestre au sol).

Mariner 9 décolla le 30 mai 1971 pour entrer en orbite le 14 novembre, et commença donc à envoyer des informations peu de temps avant les sondes soviétiques. Ces premières images montrèrent... les nuages de poussière ! On pouvait en fait voir quatre taches, qui se sont révélées être les sommets dépassant des nuages : Olympus Mons, Ascraeus Mons, Pavonis Mons et Arsia Mons, les volcans géants de Tharsis (Figure 1-22), qui étaient alors connus sous les noms de Nix Olympica, Ascraeus Lacus, Pavonis Lacus et Nodus Gordii). Schiaparelli avait bien vu lors d'une tempête précédente que Nodus Gordii et Nix Olympica étaient les seules structures visibles et il avait deviné qu'il s'agissait de sommets.

A la fin de l'année, la tempête cessa enfin, et Mariner 9 pu commencer son travail, la sonde renvoya en tout 7329 images, à des altitudes allant de 16800 km à 1640 km. Elle est sans aucun doute toujours en orbite autour de Mars aujourd'hui.

La surface de Mars se révéla être en fait très variée : des hautes montagnes, des vallées profondes, des bassins. Les valeurs de l'altitude sont calculées ainsi (il n'y a pas de niveau océanique comme sur Terre pour définir le niveau zéro) : on a choisi comme altitude nulle l'altitude où la pression est égale à la pression moyenne, on définit ainsi des altitudes positives ou négatives par rapport à ce niveau zéro.

Les deux hémisphères nord et sud apparaissent très différents, le sud est très cratérisé et élevé (entre 800 m et 3 km d'altitude) alors que le nord est bas en altitude (principalement en dessous du niveau zéro) et beaucoup moins cratérisé, et donc plus jeune. La frontière entre ces deux hémisphères (appelée la bordure de la dichotomie) ne suit pas tout à fait l'équateur, mais plutôt un cercle incliné de 35° par rapport à l'équateur. Les deux bassins les plus profonds (Argyre à - 3000 m et Hellas à - 4800 m) sont situés dans l'hémisphère sud et peuvent être remplis de nuages ; c'est pourquoi leur aspect blanc les avait faits prendre pour des hauts plateaux recouverts de neige.

La principale région volcanique de Mars est le dôme de Tharsis. C'est un soulèvement de la croûte qui surmonte la limite de la dichotomie à une altitude d'environ 9500 m. Sur lui reposent les trois grands volcans Arsia, Pavonis et

Ascræus Mons, culminant respectivement à 10200 m, et 18000 m pour les deux autres, par rapport aux terrains avoisinants. A 1500 km de là, vers l'ouest, Olympus Mons domine les plaines du nord de 24000 m. Il est large de 625 km, avec à son sommet une caldera complexe de 64 km de large (Figure 1-23). Au nord de Tharsis se tient Alba Patera, un volcan beaucoup plus large, mais haut de seulement 3200 m pour un diamètre de plus de 1000 km, surmonté d'une caldera centrale.

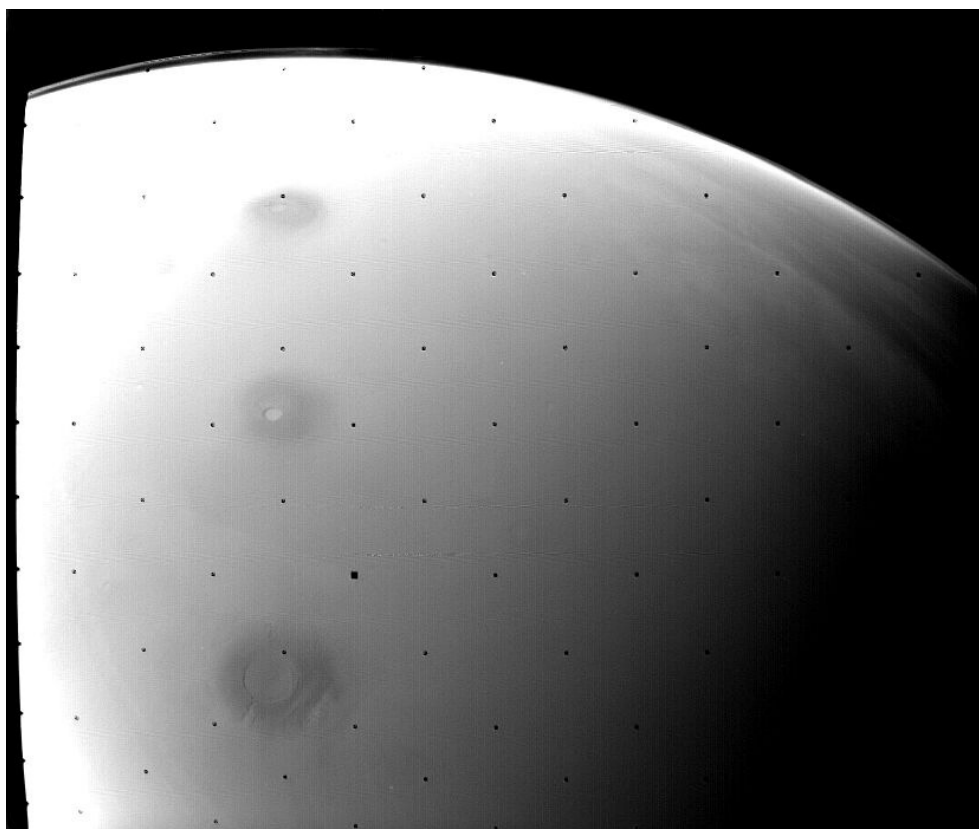


Figure 1-22 : Les volcans de Tharsis à travers une tempête de poussière globale, par Mariner 9 (de bas en haut : Arsia Mons, Pavonis Mons et Ascræus Mons).

La deuxième principale région volcanique est Elysium, large de près de 2000 km, en moyenne à 4000 m d'altitude. Les principaux volcans y sont Elysium Mons, Albor Tholus et Hecates Thollus. D'autres volcans isolés se trouvent près d'Hellas, de Syrtis Major et de Tempe Terra.

Les grands volcans martiens furent divisés en trois catégories : les « montes », larges structures similaires aux volcans hawaïens, mais bien plus grands que leurs cousins terrestre, leurs pentes n'excèdent pas 7°. Les « tholii » (dômes) sont plus petits et plus pentus (laves sans doute plus visqueuses). Les « pateræ » sont des volcans boucliers effondrés avec des pentes faibles.

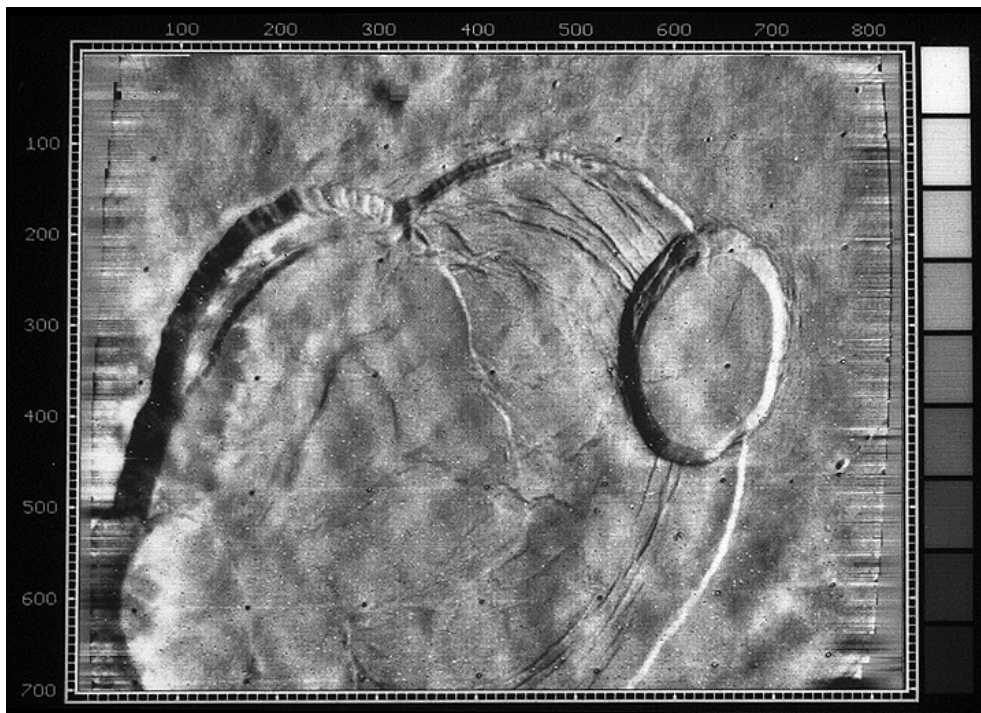


Figure 1-23 : Caldera centrale d'Olympus Mons par Mariner 9 (MTVS 4265-52).

Le plus grand système de canyons de Mars est Valles Marineris (Figure 1-24), long de plus de 4300 km, avec une largeur maximale de 600 km, et une profondeur maximale de plus de 6400 m. Le complexe s'étend de façon très linéaire dans une direction est-ouest. A son extrême ouest se tient Noctis Labyrinthus (Figure 1-25), et à l'est Aurorae Planum et les grands chaos.

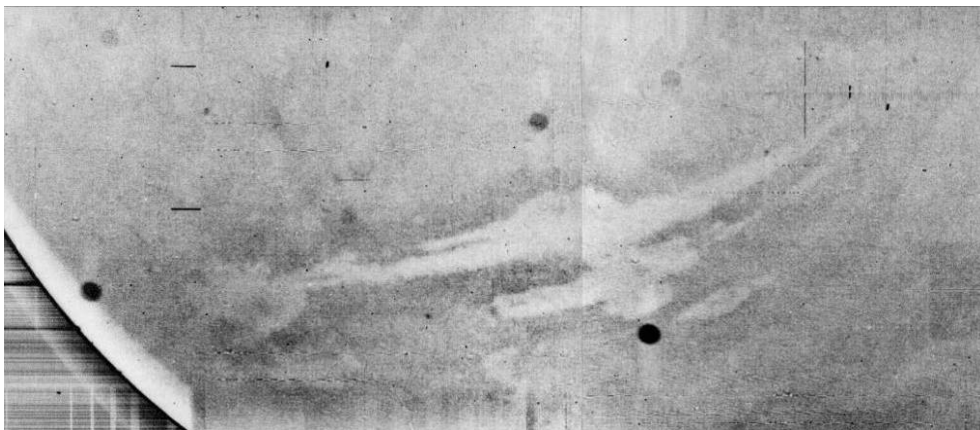


Figure 1-24 : Valles Marineris émergeant de la tempête de poussière, par Mariner 9.

On trouve des cratères d'impact sur toute la surface de Mars, nombre d'entre eux avec des pics centraux. Les grands bassins d'Hellas et Argyre sont eux aussi attribués à des impacts avec des météores.

Mariner 9 a aussi découvert de grandes structures qui s'apparentent grandement à des anciens lits de rivières, de formes et de taille très différentes. Les observations sur ces structures sont détaillées dans la partie 2.

La sonde était aussi équipée d'un spectromètre interféromètre infrarouge (IRIS), qui couvrait le domaine spectral de 6 à 50 μm (infrarouge thermique). Il avait pour but de déterminer le profil vertical de température de l'atmosphère, y détecter des constituants mineurs, étudier les températures de la surface, ses propriétés thermiques, sa composition.

Le contact avec la sonde fut finalement interrompu le 27 octobre 1972.

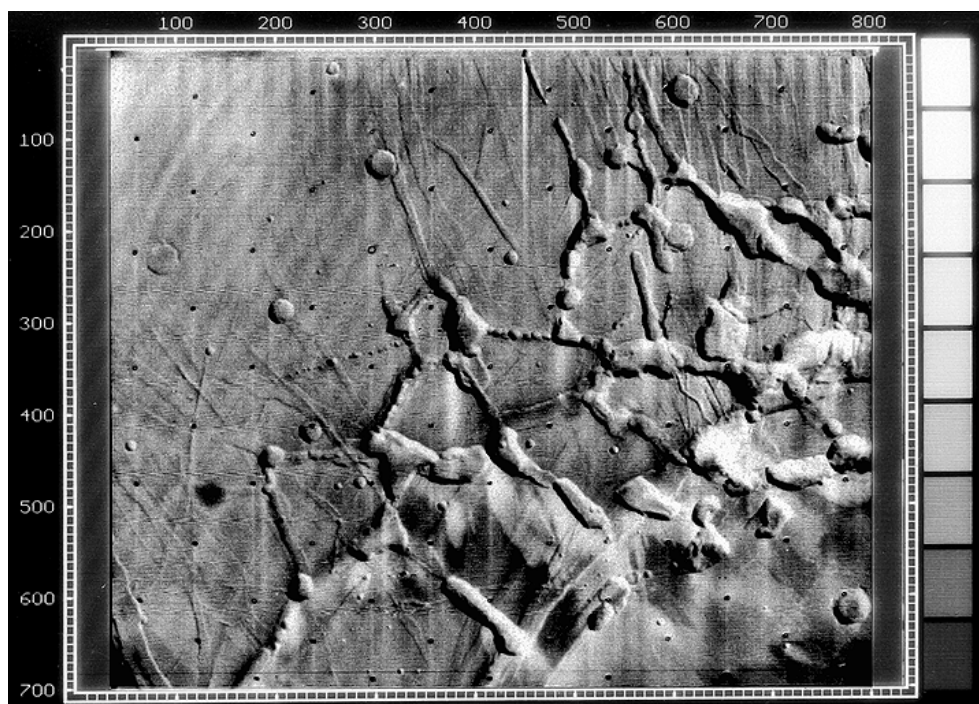


Figure 1-25 : Noctis Labyrinthus par Mariner 9 (MTVS 4187-45).

L'URSS ne prépara pas moins de quatre missions pour 1973, dont deux étaient des couples orbiteur-lander.

Mars 4 fut lancée le 21 juillet 1973, le 10 février 1974, à l'approche de Mars, son système de freinage tomba en panne et la sonde ne put se mettre en orbite. Quelques images furent acquises pendant le survol, mais de basse qualité.

Mars 5 décolla le 25 juillet et approcha Mars le 12 février suivant. Elle fut mise en orbite avec succès, renvoya des images de cratères et de vallées, mais pas comparables avec la qualité des images de Mariner 9.

Mars 6 partit le 5 août, pour approcher Mars le 12 mars 1974. Le lander réussit à se détacher, entrer l'atmosphère de Mars, utiliser les rétrofusées, et le parachute mais le contact fut alors perdu. Il a du atterrir près de Margaritifer Terra à 24°S, 25°W. Quelques images furent également prises avant la séparation, montrant une planète ressemblant à un Lune rouge décroissante.

Mars 7 qui fut lancée le 9 août 1973 approcha de Mars le 9 mars 1974, juste avant Mars 6, mais le lander se détacha trop tôt et manqua Mars de 1300 km.

On peut dire que les Soviétiques (puis les Russes plus tard comme on le verra) n'ont absolument pas eu de chance dans la conquête de Mars.

1.2.3. La nomenclature des structures martiennes

Les noms retenus encore aujourd'hui pour les principales structures martiennes sont ceux des cartes de Schiaparelli, complétés par ceux d'Antoniadi. Bien entendu, beaucoup de noms durent être adaptés, tels Ascreus Lacus et Pavonis Lacus qui se révélèrent être deux des plus grands volcans de Mars, aujourd'hui Ascreus Mons et Pavonis Mons, ou encore Mare Hadriacum, devenue Hadriacum Patera, et bien d'autres.

Voici la nomenclature que l'on utilise aujourd'hui pour décrire les structures martiennes :

Catena : chaîne de cratères

Cavus : orifice aux flancs très pentus

Chaos : zone caractéristique de terrains séparés en larges blocs

Chasma : chaîne linéaire très large

Colles : Collines

Dorsum : ride

Fossa : dépression longue et étroite

Labyrinthus : complexe de vallées (Noctis Labyrinthus est le seul vrai exemple)

Mensa : mesa, petit plateau

Mons : mont ou volcan (Montes au pluriel)

Patera : structure volcanique plate

Planitia : plaine basse en altitude

Planum : plateau lisse en haute altitude

Rupes : falaise

Scopulus : escarpement irrégulier

Sulci : réseau de dépressions et rides linéaires

Terrae : terre, nom souvent donné aux grandes structures d'albedo uniforme

Tholus : colline en forme de dôme

Vallis : vallée

Vastitas : grande plaine

1.2.4. Définition des ères géologiques martiennes

On peut définir les âges relatifs de terrains sur une planète grâce au nombre et à la taille des cratères présents à la surface, sur Mars comme sur la Lune [Hartmann, 1966].

Grâce à la première couverture globale de Mars par Mariner 9, les géologues ont réalisé les premières cartes géologiques de la planète, tout en définissant des âges relatifs grâce aux taux de cratères à la surface, ou à l'état de dégradation des cratères [voir par exemple Masursky et al., 1978]. C'est ainsi qu'une première carte globale a été tracée par Scott et Carr [1978] à une échelle 1 : 25 000 000, définissant trois ères géologiques majeures, se basant sur la position des différentes unités géologiques et des densités de cratères (des modèles de flux de cratères, avec des comparaisons des âges absolus des terrains lunaires, ont permis de dater de manière absolue, avec plus ou moins de précision, les limites des différentes ères) :

- Noachien : d'âge évalué entre plus de 4,5 milliards d'années et 3,8 milliards d'années, correspond au bombardement primitif de météorites, la croûte primitive, puis certaines plaines intercratères, coulées de laves et vallées.
- Hespérien : il y a environ 3,8 à 3,5 milliard d'années, correspond à un volcanisme intense, à la mise en place des plaines ridées, et à la fin du bombardement primitif.
- Amazonien : jusqu'à nos jours, le début correspond à un volcanisme intense et la mise en place des grandes plaines du nord. Elle est aussi caractérisée par un flux d'impacts à peu près stationnaire et modéré.

Les hautes terres du sud consistent en terrains du Noachien et de l'Hespérien, avec de nombreux impacts, simples ou complexes. Les terrains noachiens et hespériens sont incisés par des chenaux, vallées, marqués par des rides et des édifices volcaniques, remplis par des plaines intercratères plus lisses, et érodées par le vent.

Les terres du nord sont couvertes par de vastes plaines hespériennes et amazoniennes. D'immenses écoulements de laves et volcans se sont développés dans les zones de Tharsis et d'Elysium, vers la fin de l'Hespérien et durant l'Amazonien.

1.2.5. Définition du méridien zéro

Beer et Mädler avaient déjà choisi une forme sombre pour définir l'origine des coordonnées sur Mars.

Aujourd'hui, la définition du méridien d'origine est basée sur la position du cratère Airy-0 (56 km de large), nommé d'après Sir George Airy, astronome

britannique du XIX^{ème} siècle, qui fut en partie responsable du choix de Greenwich comme méridien d'origine pour la Terre. Airy-0 est centré à 5.2°S.

1.2.6. Les sondes Viking

L'étape suivante fut d'arriver à placer un module à la surface qui puisse retransmettre des données pendant plusieurs semaines ou mois. Un des principaux buts des sondes américaines Viking fut de savoir si Mars était effectivement stérile, mais aussi d'analyser la composition atmosphérique et ses variations, et d'analyser la composition du sol.

Deux missions furent prévues, Viking 1 et 2 étaient identiques, et devaient exécuter les mêmes analyses dans deux régions différentes. Viking 1 fut prévue pour Chryse Planitia, une large plaine au débouché de plusieurs grandes vallées de débâcle (cf. partie 1.2.), et Viking 2 avait pour but Cydonia, près du pôle nord, à la limite de la calotte lorsque celle-ci est à son maximum. Ces régions sont relativement basses en altitude et assez lisses.

Chaque sonde se constituait d'un orbiteur et d'un lander, l'orbiteur continuant à procéder à des études de Mars après la séparation, tout en relayant les informations transmises par le lander.

Les américains espéraient un atterrissage de Viking 1 le 4 juillet 1976, « Independence Day », mais il apparut rapidement que cette date était impossible, le départ de Viking 1 fut retardé, et finalement c'est la sonde qui devait s'appeler Viking 2 qui parti en premier, et on intervertit donc les noms.

Ainsi, Viking 1 décolla le 20 août 1975 et Viking 2 le 9 septembre. Le voyage se déroula sans problème majeur, et le 19 juin 1976 Viking 1 entra en orbite autour de Mars.

1.2.6.1. Les orbiteurs

Avant d'arriver, les sondes prirent des images de loin qui surpassaient largement celles de Mariner 9. Les images prises une fois en orbite, qui apportaient aussi la couleur se révélèrent également de meilleure qualité. On peut par exemple comparer l'image de Noctis Labyrinthus prise par Viking (Figure 1-26) à celle de Mariner 9 (Figure 1-25), ou voir cette belle vue sur Candor Chasma dans Valles Marineris (Figure 1-27). Mais une fois en orbite, la première mission des orbiteurs, avant l'atterrissage des landers, fut de vérifier la sécurité des sites d'atterrissage prévus.

Les 2 sondes restées en orbites menèrent ensuite une cartographie complète de la surface de Mars en enregistrant des images jusqu'à quelques dizaines de mètres de résolution. Pendant longtemps l'imagerie mosaïque Viking (voir par exemple Figure 1-29) est restée une imagerie de référence (et elle l'est encore

aujourd'hui) dans l'étude géomorphologique de Mars. Elle a également permis de dresser une carte globale des âges relatifs des terrains martiens grâce aux mesures de taux de cratérisation (voir les cartes géologiques dressées par l'USGS).

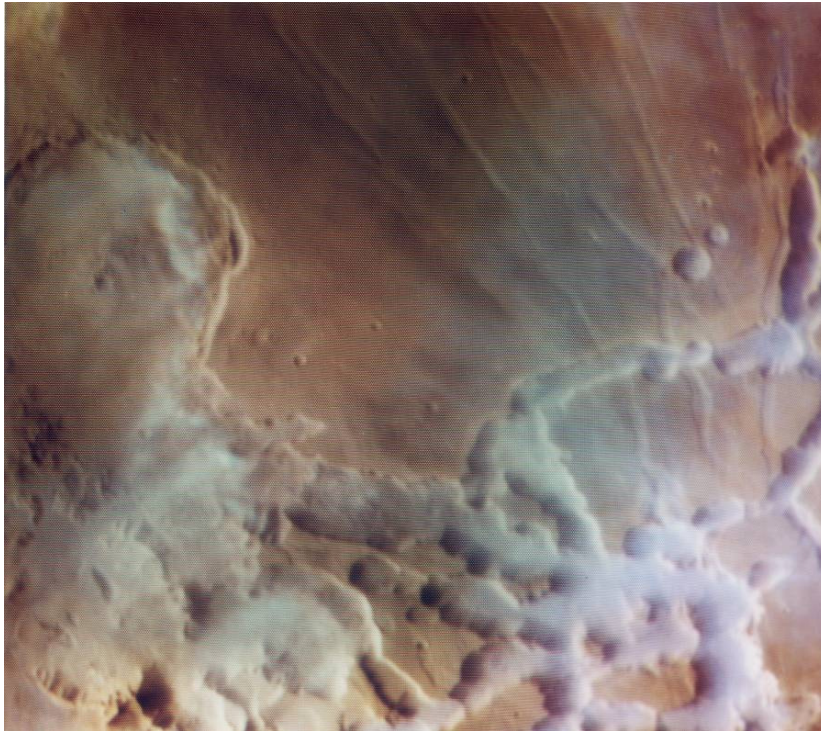


Figure 1-26 : Image composite couleur de Noctis Labyrinthus par Viking. Des nuages de glace d'eau remplissent en partie les canyons.



Figure 1-27 : Mosaïque d'images Viking sur la partie est de Candor Chasma.

Les vallées fluviales furent imagées avec plus de précision, et peu de scientifiques doutèrent qu'elles furent formées par un fluide. C'est par contre après un processus d'élimination de toutes les autres hypothèses qu'un consensus s'établit sur l'action de l'eau liquide.

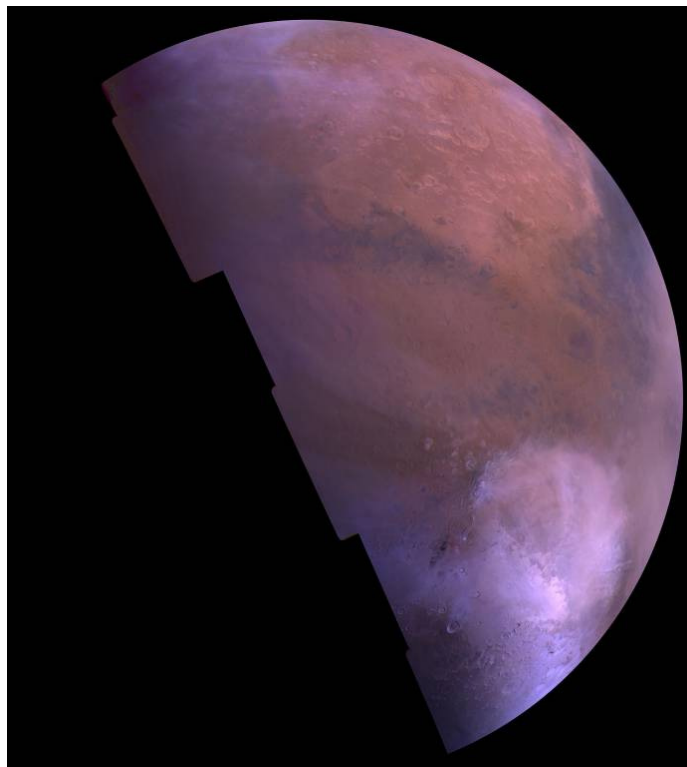


Figure 1-28 : Mosaïque d'images Viking montrant le bassin d'Hellas rempli de nuages (en bas à droite). Terby est un cratère discernable en haut à droite de ce bassin.

1.2.6.2. Les landers

La difficulté principale était l'atterrissage en lui-même, entièrement automatique. Si le lander atterrissait sur une pierre trop large, il serait trop endommagé pour pouvoir accomplir sa mission. Malheureusement, les pierres dangereuses étaient largement sous la résolution des caméras des orbiteurs ou des mesures radar depuis la Terre. Il fallait donc compter sur la chance !

Le lander fut aussi stérilisé (autant que possible) pour ne pas apporter de contamination terrestre sur Mars. Les landers furent mis dans un four pendant 40 heures à haute température.

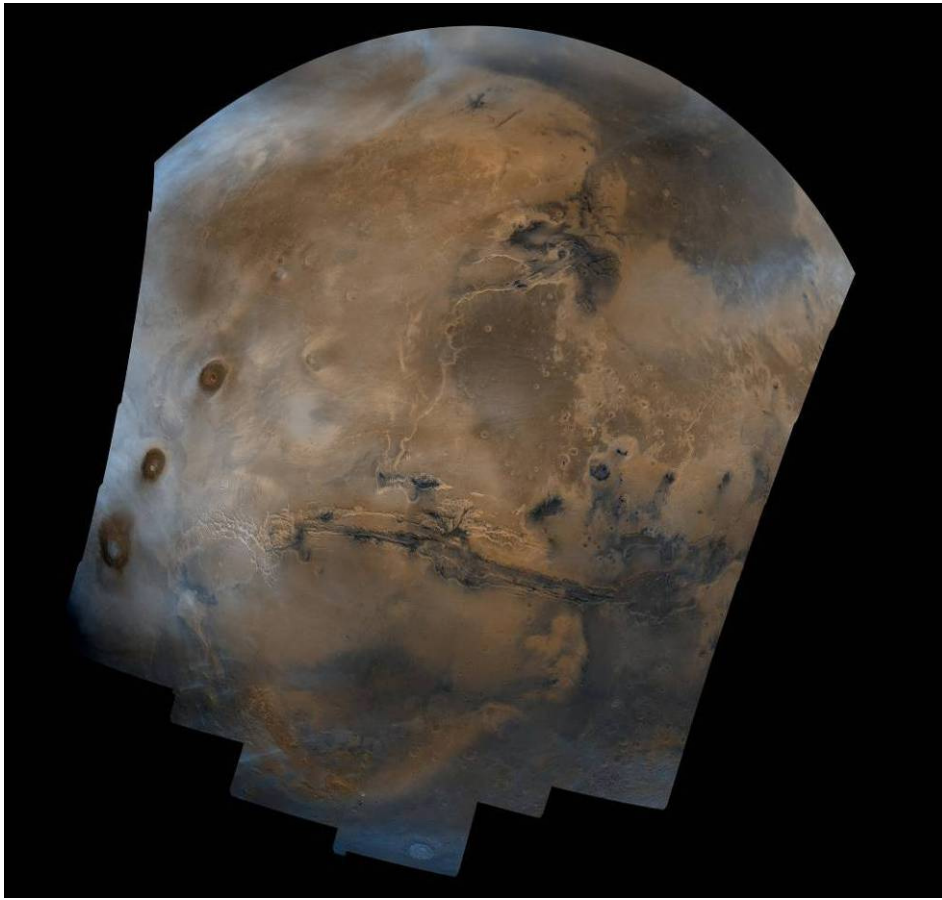


Figure 1-29 : Mosaïque couleur d'images Viking projetées sur le globe martien. On peut distinguer les dômes de Tharsis à gauche à travers des nuages, Valles Marineris au centre, Echus Chasma et Kasei Valles au-dessus. Mawrth Vallis est au coin en haut à droite de l'image.

Les premières images des sondes Viking sur Chryse Planitia mirent en alerte les concepteurs de la mission sur la question de la rugosité de la surface. Des analyses du radiotélescope d'Arecibo (construit à Puerto Rico dans un bassin naturel) montrèrent aussi une rugosité assez importante. Le site d'atterrissage fut alors déplacé vers le nord-ouest, toujours dans Chryse. Le choix final fut porté encore plus au nord, et le 20 juillet, Viking 1 tenta son atterrissage. Celui-ci se fit à environ 30 km du point d'impact prévu, à 7,5 m d'une pierre de 3 m de large sur 1 m de haut, qui aurait été suffisante pour mettre un terme à la mission si le lander avait atterri dessus. Les premières images montrèrent un paysage recouvert de pierres. Les pieds du lander étaient peu enfoncés dans le sol, celui-ci était donc suffisamment solide. La première impression fut celle d'un désert rocailleux, avec de grandes dunes de sable, et des pierres de tailles multiples (Figure 1-30 et Figure 1-31).

Le paysage semble tout d'abord rougeâtre, le sable comme la surface des roches. On pensa donc à une couche d'oxydation (oxydes ferrique) sur les roches. Les premières images montrèrent par contre un ciel bleu ! Après quelques corrections et étalonnages, on pu se rendre compte que celui-ci était en fait rosâtre, sûrement dû à la présence importante de poussières dans l'atmosphère. Le ciel se montra ensuite dans une teinte entre le jaune et le rose.



Figure 1-30 : Panorama pris depuis l'atterrisseur de Viking 1.



Figure 1-31 : image couleur du terrain entourant Viking 1.

Les principales discussions eurent lieu à propos des roches, de types variés. Certaines étaient rugueuses et alvéolées (les alvéoles sont dues à des bulles de gaz qui se forme dans la roche volcanique lorsque de la lave refroidie près de la surface de la coulée), d'autres plus claires et de forme irrégulière. Ces roches semblaient d'origine volcanique. Tout autour du lander, on vit des traces d'érosion éolienne, certaines roches étaient visiblement abrasées par l'érosion, et d'autres étaient tranchantes.

La température mesurée oscillait entre -30°C le jour et moins de -85°C la nuit. Les vents étaient assez faibles, au maximum vers 10h, à moins de 23 km/h. Viking 1 ne vit pas de tourbillon de poussière (dust-devil).

La seule déception vint du sismomètre : la cage qui le protégeait pendant le vol refusa de bouger.

Les opérations avec Viking 1 cessèrent le 11 novembre 1982 après l'envoi à la sonde d'une commande erronée qui provoqua une perte de contact définitive. Pendant six mois et demi, les contrôleurs du Jet Propulsion Laboratory essayèrent de reprendre le contact avec la sonde, sans succès. Prévu pour fonctionner à l'origine pendant 3 mois, le lander aura survécu 6 années à la surface de Mars !

Viking 2 entra en orbite martienne le 7 août, un mois et demi après son jumeau. Le site de Cydonia sembla lui aussi trop rugueux. Il fallut décider d'abandonner Cydonia pour Utopia Planitia. C'est donc là, le 3 septembre, que Viking 2 procéda à son atterrissage, par 48°N, 154°E. Il y eut après la phase de séparation une panne d'électricité dans l'orbiter qui coupa les communications avec la Terre. Les ingénieurs réussirent à utiliser un mode de communication à basse puissance qui permit de ne perdre aucune donnée durant la descente dans l'atmosphère. C'est seulement après l'atterrissage que tout revint dans l'ordre.



Figure 1-32 : Panorama pris depuis l'atterrisseur de Viking 2.

Utopia se révéla être du même type que Chryse, une « forêt de rochers » comme dit l'un des investigateurs (Figure 1-32). Il n'y avait cependant pas de rochers aussi gros qu'au site de Viking 1, mais ceux-ci étaient plus uniformes en taille, et le terrain semblait plus plat. La plupart des rochers étaient ici aussi alvéolés. On observa aussi des brèches d'impact (roches faites de morceaux de roches soudés par la pression et la chaleur d'un impact), et un bel exemple de xenolithe (un morceau de roche sertie dans une autre, par exemple lorsqu'un bloc de la croûte est pris dans une remontée magmatique, sans être refondu). Il y avait aussi du matériau fin, mais pas de dunes de sable comme au site de Viking 1.

La température oscillait entre -30°C et -80°C. Les vents étaient variables et faibles, mais avec des rafales à 50 km/h. Le sismomètre marcha ici, mais n'enregistra d'abord aucun séisme martien alors qu'on s'attendait à des séismes réguliers (comme sur la Lune). Il enregistra seulement les vibrations du lander lorsque celui-ci opérait. Le premier séisme fut enregistré en février 1977.

Viking 2 fonctionna pendant 1281 sols (jours martiens) avant d'être désactivé le 12 avril 1980 à cause d'un problème de batterie.

1.2.6.3. Les analyses du sol

Les deux landers étaient pourvus d'un échantillonneur de sol sur un bras, assez puissant pour creuser une petite tranchée ou déplacer des roches modestes.

Les premières expériences sur la composition furent exécutées par spectroscopie X, qui révéla que les roches correspondaient bien à des roches volcaniques [Binder et al., 1977 ; Mutch et al., 1977].

Vu les conditions martiennes alors connues, on ne s'attendait plus à découvrir des petits hommes verts, mais la présence d'organismes vivants très simples ne semblait pas impossible. Les landers étaient équipés d'expériences pour essayer de détecter la présence de vie sur le sol martien. La détection d'une quelconque présence de vie serait une découverte exceptionnelle. Trois expériences différentes furent mises à bord des landers. Deux étaient basées sur la fixation et la détection de carbone par des organismes vivants (grâce au carbone 14, facilement détectable), et la dernière sur l'émission de gaz lorsqu'un échantillon de sol serait soumis à une atmosphère humide. Les expériences ne donnèrent pas de résultat concluant, les réactions observées pouvaient être chimique autant que biologiques, et la question de la présence d'une vie passée ou encore présente reste entière.

1.3. Les missions depuis Viking

Depuis la fin des missions Viking, et jusqu'à aujourd'hui (été 2008), on compte quinze missions à destination de Mars. Nombre d'entre elles furent à nouveau des échecs, aussi bien du côté américain que russe, mais aussi japonais.

1.3.1. Les sondes Phobos et le spectromètre infrarouge ISM

Les premières missions furent les sondes jumelles Phobos, en 1988. Dans les années 1980, les russes décidèrent d'envoyer deux sondes vers Mars et en particulier son satellite Phobos. Les sondes Phobos étaient équipées de nombreux instruments russes, européens et américains.

Phobos 1 (2600 kg) transportait 31 expériences qui devaient étudier Mars et Phobos. La sonde devait approcher Phobos à seulement quelques dizaines de mètres afin d'étudier de près sa composition, mais aussi pour y déposer deux lander, en les harponnant en quelque sorte à la surface du petit satellite dont la gravité est trop faible pour y procéder à un atterrissage conventionnel. Ces landers devaient opérer pour au moins deux mois. Phobos partit le 7 juillet 1988, mais le 2 septembre, tout contact fut perdu à cause d'une erreur de commande reçue par la sonde.

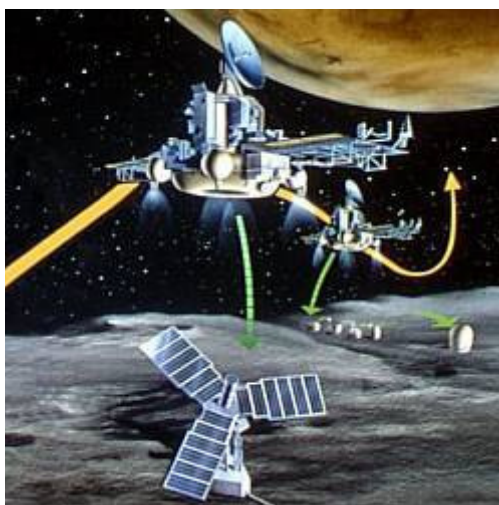


Figure 1-33 : La sonde Phobos et ses deux atterrisseurs à la surface du satellite Phobos : un petit robot sauteur (à droite) et une grosse station immobile (à gauche) (Crédit photo : CNES/David Ducros).

Phobos 2 fut lancée de Baïkonour le 12 juillet, avec encore plus d'ambition. En plus des expériences de Phobos 1, la nouvelle sonde devait larguer deux petits véhicules : l'un devait s'ancrer comme ceux de Phobos 1 (DAS) et rester actif jusqu'à un an à la surface du satellite, mais l'autre (Hopper) était équipé d'un ressort afin de se déplacer par quelques rebonds à la surface de Phobos, pendant quelques jours.

Alors que Phobos 2 approchait de Mars, elle prit quelques images de bonne qualité de Phobos et de Mars, mais encore une fois les Russes perdirent le contact avec la sonde, le 27 mars 1898, avant le début de la phase principale de la mission. Phobos 2 a tout de même fourni des images et a donné quelques indications de la présence d'un champ magnétique.

Phobos 1 et 2 abritaient deux exemplaires du premier spectromètre imageur infrarouge envoyé sur une sonde interplanétaire. Conçu à l'IAS et au DESPA (Observatoire de Paris) : ISM eu les mêmes « papas » qu'OMEGA/Mars Express (voir partie 2) : Alain Soufflot en temps que responsable de projet, et Jean-Pierre Bibring comme responsable scientifique.

Le version d'ISM à bord de Phobos 2 a acquis des spectres de 0,76 à 3,16 μm sur 128 canaux spectraux, et, fonctionnant en mode « whiskbroom » (en enregistrant l'un après l'autre le spectre de chaque pixel contigus d'une image que l'on reconstitue ensuite), a ainsi cartographié des zones spectrales dans le proche infrarouge à des résolutions allant de 7 km à 25 km/pixel pour Mars, et de ~ 700 m/pixel pour Phobos. ISM a enregistré ~ 40000 spectres de Mars, principalement près de l'équateur, et ~ 600 de Phobos.

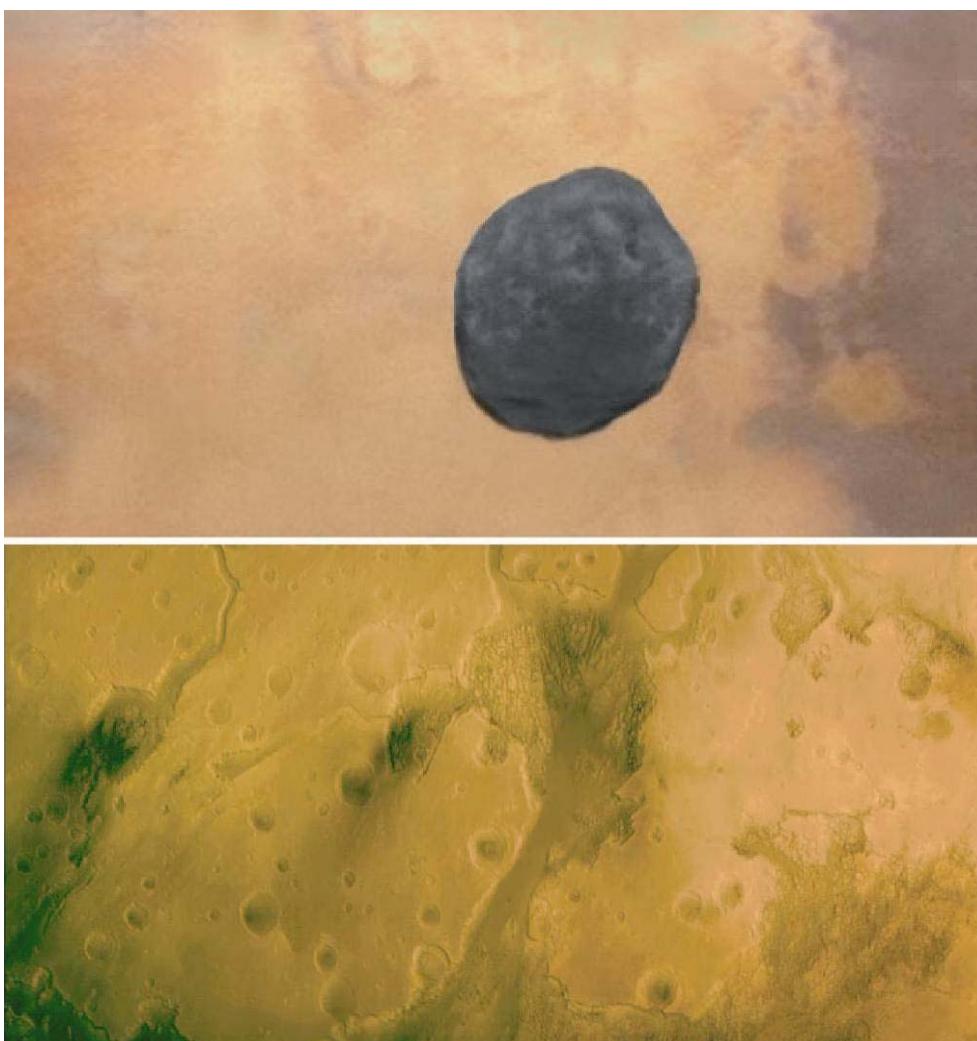


Figure 1-34 : Images composées à partir de données prises par Phobos 2 du satellite Phobos devant Mars, et de chaos à l'est de Valles Marineris, à comparer avec les images de Mars 3, Figure 1-21 (Crédit Photo : Ted Stryk, <http://www.strykfoto.org/>)

Le spectromètre a calculé entre autres, grâce à la mesure de l'absorption du CO₂ atmosphérique, le densité de colonne du CO₂, et est ainsi remonté à l'épaisseur de l'atmosphère, et donc à la topographie des zones survolées. Il a aussi observé la présence d'une hydratation largement présente sur Mars à travers une large bande d'absorption à 3 μm , mais beaucoup plus faible à la surface de Phobos [Bibring et al., 1990 ; Bibring et al., 1989].

Une documentation technique rédigée par Stéphane Erard est disponible sur <http://www.ias.u-psud.fr/ism/DOCUMENT/DOCISM.PDF>.

1.3.2. Les échecs des années 1990

Puis vint Mars Observer, mission américaine lancée depuis Cape Canaveral le 25 septembre 1992. Elle abritait huit expériences en tout, incluant un magnétomètre, un spectromètre gamma et une caméra CCD. La première image fut obtenue le 26 juillet 1993, quand Observer était encore à 3 jours de Mars, l'image montre une moitié de Mars, sans nuage. Mais après que l'émetteur radio fut interrompu pour la phase de freinage, celui-ci ne donna plus jamais signe de vie, le 21 août.

Ensuite vint Mars 96, lancée le 16 novembre 1996 par la Russie. C'était sans doute la mission pour Mars la plus élaborée jamais lancée jusqu'alors, pesant 6180 kg, avec à son bord un total de 20 expériences, couvrant le plus d'axes de recherche possibles. Une première version d'OMEGA et d'HRSC (voir partie 3) étaient à bord. Les principaux instruments étaient installés sur deux plates-formes articulées. La sonde devait atteindre Mars le 12 septembre 1997, mais avant cela deux modules devaient se désolidariser de la sonde pour atteindre la surface, l'un à Arcadia, et l'autre sur Amazonis. Puis deux landers auraient dû également atterrir sur Acidalia et Utopia. Chacun d'eux était doté d'un pénétrateur qui devait atteindre les 6 m de profondeur. Ces stations auraient du rester opérationnelles pour au moins une année martienne, alors que l'orbiteur devait prendre des images de la surface et procéder à des mesures gravitationnelles.

Malheureusement, le quatrième étage de la fusée Proton mis la station en orbite autour de la Terre, mais ne pu la mettre en route vers Mars. Mars 96 finit par ré-entrer dans l'atmosphère terrestre et brûler. La malchance russe avec Mars continuait.

Dans les mêmes temps, les américains envoyèrent Mars Global Surveyor (MGS) le 7 novembre 1996, et Pathfinder le 4 décembre. Ce dernier arriva en premier.

1.3.3. Pathfinder/Sojourner

Le lander Pathfinder abritait à son bord un petit robot mobile, Sojourner. Pathfinder était construit en forme de tétraèdre, équipé de panneaux solaires, et d'une caméra en haut d'un mat de 1,5 m. L'espérance de vie de la sonde était à l'origine de 30 jours. Elle fut envoyée à l'embouchure d'Ares Vallis (19.33°N, 33.5°W), un endroit assez plat. Ares Vallis est l'un des chenaux de débâcle qui se jettent dans Chryse Planitia (partie 1.2).

Il n'y eut pas de mise en orbite de la sonde, elle se dirigea directement vers la surface, atterrit en bondissant plusieurs fois, protégée par des airbags tout autour d'elle. Pathfinder arriva à la surface le 4 juillet 1997 (Independence Day, cette fois-ci la date est atteinte), et rebondit au moins 15 fois. Le deuxième sol (un sol est un jour martien), Sojourner sortit du lander et commença son programme. Sojourner était tout juste de la taille d'un téléviseur moyen, équipé de 6 roues et de panneaux solaires, il renvoyait ses données par l'intermédiaire du lander, son espérance de vie était au maximum d'une semaine.



Figure 1-35 : Vue sur les « Twin Peaks » à l'horizon depuis Pathfinder.

On attendait au site d'atterrissage un grand nombre de roches différentes, et c'est effectivement ce que Pathfinder et Sojourner purent vérifier. Pathfinder prit une image panoramique du site (Figure 1-35) : des rochers de tous types et tailles, des dunes, des collines. Quand Sojourner tourna autour du lander, il exposa du matériel sombre derrière son passage. Ce matériel était très fin (de taille comparable au limon, entre 2 et 50 μm). Sojourner analysa la composition des roches avec un spectromètre (APXS : Alpha Proton X-ray Spectrometer). Le rocher le plus près de Pathfinder (Barnacle Bill) se révéla être une andésite (roche volcanique qui contient de nombreux phénocristaux), un autre (Yogi) était différent, basaltique (roche volcanique issue du refroidissement rapide des laves). Ces roches étaient similaires à celles identifiées aux sites des landers Viking.

La température oscillait entre -10°C et en dessous de -70°C . La pression atmosphérique moyenne était de 6,7 millibars. Les vents atteignaient 30 km/h la nuit, et il y avait des tourbillons de poussière (« dust-devils ») réguliers.

Il faut noter que Pathfinder et Sojourner n'étaient pas conçus pour détecter la présence de vie, et que quand bien même elle aurait été présente, celle-ci n'aurait pu être identifiée.

Pathfinder et Sojourner résistèrent plus longtemps que prévu, la dernière bonne transmission fut reçue le 27 septembre 1997, et les derniers signaux les 2 et 8 octobre. Cela laissa le temps à la mission de rapporter 16000 images (dont 550 de

Sojourner), ainsi que les analyses des roches et de l'atmosphère [Golombek et al, 1999].

1.3.4. Mars Global Surveyor

MGS entra en orbite martienne le 11 septembre 1997, vers la fin de la mission Pathfinder, et était un orbiteur seul. La sonde était prévue pour une longue période (environ une année martienne).

Le but était d'étudier Mars selon tous ses aspects, atmosphère, surface, distribution des minéraux, propriétés magnétiques, depuis une orbite quasi polaire et circulaire, à 400 km au dessus du sol.

- La camera MOC (Mars Orbiter Camera, voir section 3) avait pour but de produire des images grand angle de Mars chaque jour, donnant ainsi une sorte de bulletin météo quotidien de Mars. Le canal à haute résolution de la même caméra fournissait des images de quelques kilomètres de large, d'une résolution entre 6 m/pixel et 1,5 m/pixel, c'était alors les images les plus précises de Mars qu'on n'avait jamais obtenues depuis orbite. MOC a mis en évidence la présence de couches sédimentaires dans les canyons de Noctis Labyrinthus, dans des cratères, sur certains plateaux. La caméra a aussi montré de nombreux « gullies » ou ravines, sur les flancs de certains cratères et reliefs, ou encore des écoulements de débris qui montrent que de l'eau ou de la glace a dû être proche de la surface récemment. Les calottes polaires se sont aussi montrées faites de nombreuses couches d'albedo différentes. Le « visage » de Mars de la région de Cydonia découvert par Viking s'est aussi montré sous un autre jour (à un angle différent, avec un éclairage différent) comme étant une simple colline érodée.
- L'altimètre laser MOLA (voir la section 3 pour plus de détails, ainsi que le MNT global MOLA en Annexe 1) a permis de produire un modèle numérique de terrain (MNT, une topographie générale du terrain) : un laser émettait un pulse régulier (10 fois par seconde), et le temps reçu pour le recevoir indiquait la distance entre la sonde et la surface, et permettait ainsi de remonter à l'altitude. Un MNT globale de Mars a ainsi été produit avec une résolution horizontale de 200 m à l'équateur (là où la précision est la plus faible, puisque l'orbite quasi-polaire induit que les points de mesure soient plus espacés à l'équateur qu'aux pôles), et une résolution verticale d'environ 10 m. MOLA a montré par exemple que les calottes polaires étaient épaisses de plusieurs centaines de mètres.
- Le spectromètre thermique TES (Thermal Emission Spectrometer) analysait la lumière émise par la surface dans l'infrarouge thermique (entre 5.8 et 50 μm). Ceci a permis de mesurer la température de la surface, de calculer l'inertie thermique du sol [Christensen et al., 2001 ; Putzig et al., 2005], mais aussi de donner des informations sur la composition de la surface, en comparant les spectres

enregistrés par TES avec des spectres de laboratoire de certains minéraux. TES a ainsi pu dresser des cartes globales de la densité de poussière [Ruff et Christensen, 2002], ou par exemple des plagioclases, du pyroxène, de l'olivine, de l'hématite, des verres basaltiques ou riches en silicates [Bandfield, 2002]. TES a aussi tenté de détecter la présence de sulfates et de carbonates dans les roches de la surface de Mars, mais sans succès.

- Le MER (Magnetometer Electron Reflectometer) devait de son côté rechercher la présence de champ magnétique. Le 15 septembre, à peine quatre jours après sa mise en orbite, MGS a ainsi pour la première fois détecté un champ magnétique sur Mars. Ce champ est faible, environ 1/800 du champ terrestre à la surface. Il s'agit en fait « d'anomalies magnétiques » dans la croûte martienne, de polarité variable [Connerney et al., 2001].

MGS s'est éteinte durant ma thèse, les dernières transmissions datent du 2 novembre 2006, après avoir fourni 240 000 images de la planète rouge. Elle détient aujourd'hui le record de la mission martienne la plus longue.

1.3.5. Les échecs de la fin des années 90

Le Japon envoya entre temps une sonde, Nozomi (« espoir ») le 3 juillet 1998. Celle-ci devait être un orbiteur, et devait tourner autour de Mars durant 2 ans. Malheureusement, au cours de sa route vers Mars (plus longue que pour les autres sondes martiennes, comportant deux survols de la Terre en 2002 et 2003), la sonde montra des problèmes électriques, et en décembre 2003, il fut décidé d'abandonner la mission, et de la dévier de sa route et la mettre en orbite solaire pour éviter qu'elle ne s'écrase sur Mars.

La sonde suivante, Mars Climate Orbiter, transportait une série d'instruments destinés à étudier l'atmosphère martienne. Elle fut lancée le 11 décembre 1998 de Cape Canaveral, et fut prête à la mise en orbite le 23 septembre 1999. Les données envoyées à la sonde devaient être transmises dans le système métrique, mais elles furent malheureusement transmises dans les unités du système anglo-saxon. La sonde entra dans l'atmosphère de Mars et semble avoir brûlé à 50 km de la surface.

La dernière mission martienne du XX^{ème} siècle fut Mars Polar Lander, lancée le 3 janvier 1999 de Cape Canaveral, prévue pour atterrir près du pôle sud, et qui portait deux petits pénétrateurs. La sonde était dotée d'une suite d'instruments météorologiques, une pelle capable de récolter des échantillons, et un microphone afin d'entendre les sons de Mars. Encore une fois, le contact fut perdu à son arrivée

le 3 décembre 1999, après que la sonde eut dû protéger son antenne pour la phase de rentrée dans l'atmosphère.

1.3.6. Mars Odyssey

Mission suivante de la NASA, Mars Odyssey fut lancée de Cape Canaveral le 7 avril 2001, pour atteindre Mars le 24 octobre. Elle est encore aujourd'hui dans une orbite polaire quasi circulaire à 400 km d'altitude.

Mars Odyssey contient plusieurs instruments dédiés à la recherche de l'eau à la surface ou sous la surface de Mars.

La sonde abrite un spectromètre à neutron et spectromètre gamma (GRS : Gamma Ray Spectrometer), qui parvient à déterminer la présence d'une vingtaine d'éléments chimiques à la surface de Mars, notamment l'hydrogène. On a pu dresser une carte de la présence d'hydrogène à la surface ou proche de la surface : cet hydrogène est attribué à la présence d'eau (sous forme de glace ou dans la composition de minéraux hydratés, voir la Figure 1-36) [Boynton et al., 2007].

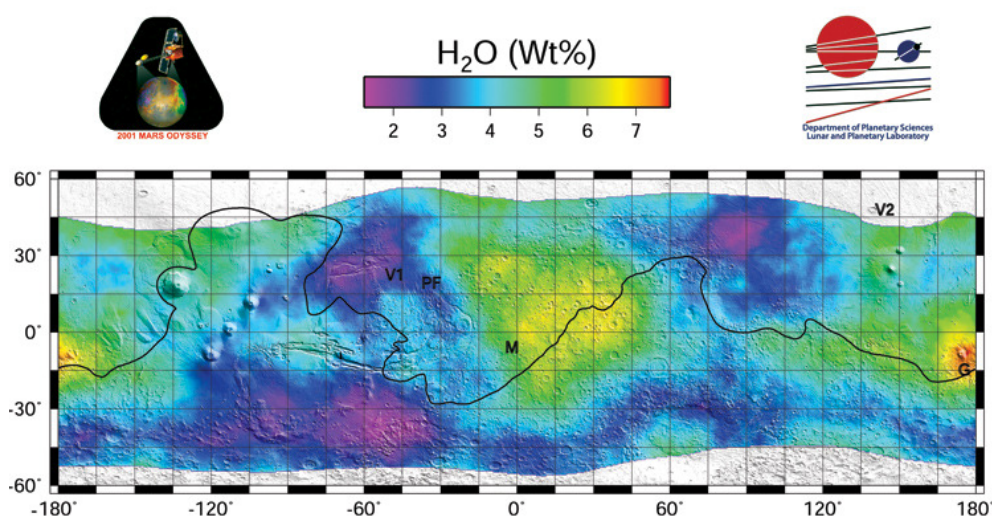


Figure 1-36 : Pourcentage massique de l'eau en surface martienne déduit de GRS/Odyssey. On remarque un enrichissement en eau sur Arabia Terra et Meridiani. Mawrth Vallis est située à la pointe nord ouest de cette zone. La ligne noire souligne la ligne de niveau d'altitude zéro.

L'instrument THEMIS (Thermal Emission Imaging System) enregistre le rayonnement émis par la surface dans l'infrarouge thermique, et permet ainsi de remonter à la température pour chaque pixel (avec une résolution de 100 m/pixel). Les images de jour font ainsi fortement ressortir la topographie (différence entre les zones réchauffées par le Soleil et les zones à l'ombre), alors que les images prises de nuit permettent de souligner les caractéristiques physiques des premiers

centimètres du sol. L'instrument a procédé depuis sa mise en service à une couverture complète de la surface avec ses canaux infrarouge. Un autre canal du même instrument, qui opère dans le visible, obtient des images à haute résolution du sol (20 m/pixel) mais n'a couvert qu'une petite partie de la surface (plus de détails dans la partie 3).

La sonde possède également un instrument pour étudier l'environnement radiatif (par exemple dans l'optique d'envoyer des astronautes à la surface de la planète).

1.3.7. Mars Express

La première mission martienne planifiée par l'ESA partie le 2 juin 2003 avec une fusée Soyouz-Fregat, depuis Baïkonour au Kazakhstan. Reprenant plusieurs instruments prévus à l'origine sur Mars 96, elle emmenait également à son bord un module d'atterrissage, Beagle 2 (Beagle (1) étant le bateau sur lequel Charles Darwin fit son tour du monde), qui devait être capable de détecter la présence d'une éventuelle vie à son site d'atterrissage.

Beagle 2 fut séparé 6 jours avant l'arrivée en orbite martienne. Il devait être ralenti par des parachutes, puis rebondir à la surface, abrité par des airbags, comme Pathfinder l'avait fait avant lui. Les communications avec Beagle 2 ne purent jamais ré-établies après la phase d'atterrissage, et le module fut définitivement abandonné le 6 février 2004.

Voici les instruments de l'orbiteur :

- HRSC (High Resolution Stereo Camera, déjà présent sur Mars 96) : Cette caméra enregistre de larges images à haute résolution (entre 50 et 15 m/pixel sur plus de 100 km de large), ainsi que des images couleurs et stéréoscopiques, permettant ainsi le calcul de modèles numériques de terrain à haute-résolution (voir plus de détails en section 3).
- OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, déjà présent sur Mars 96) : Ce spectro-imageur visible et infrarouge permet de dresser des cartes minéralogiques de la surface, ainsi que d'étudier les glaces et l'atmosphère martienne. Il a notamment permis de détecter et de cartier de grands affleurements de sulfates (Valles Marineris, chaos, Terra Meridiani) et de phyllosilicates (Mawrth Vallis, Nili Fossae...) (voir plus de détails en section 3).
- MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) : Ce radar fonctionne entre 1.3 et 5.5 MHz, ce qui lui permet de sonder le sol martien à plusieurs kilomètres de profondeur, pour cartier la distribution d'eau dans le sous-sol, trouver des structures géologiques enfouies, ou encore sonder l'ionosphère de Mars (avec un mode à 0.1 MHz).

- SPICAM (Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars, déjà présent sur Mars 96) : Ce spectromètre ultraviolet et infrarouge doit étudier la composition de l'atmosphère martienne, en étudiant la répartition verticale et horizontale du dioxyde de carbone, de l'eau ou encore de l'ozone.
- PFS (Planetary Fourier Spectrometer, déjà présent sur Mars 96) : Ce spectromètre à transformée de Fourier doit également être capable de caractériser l'atmosphère par l'infrarouge et rechercher la présence de constituants mineurs.
- ASPERA (Analyzer of Space Plasma and Energetic Atoms, déjà présent sur Mars 96) : L'instrument mesure les flux d'ions, d'électrons et d'atomes dans l'atmosphère externe afin de déterminer l'érosion de l'atmosphère martienne par le vent solaire.
- MaRS (Mars Radio Science Experiment) : se sert des signaux transmis entre la sonde et la Terre qui passent à travers l'ionosphère martienne, l'atmosphère, la surface, et même l'intérieur, grâce au champ gravitationnel qu'il engendre, afin d'étudier l'environnement martien.

1.3.8. Les MERs : Mars Exploration Rovers

La NASA a prévu à la suite de Sojourner, deux robots capables de parcourir deux régions de Mars pour des périodes minimales de 90 jours.

Les deux rovers jumeaux (Mars Exploration Rovers : MERs), Spirit et Opportunity partirent de Cape Canaveral en été 2003, Spirit en premier, parti le 10 juin pour arriver le 4 janvier 2004, suivi d'Opportunity, parti le 7 juillet pour une arrivée le 25 janvier 2004. Les deux étaient équipés d'un parachute et de rétrofusées, ainsi que d'airbags pour amortir l'impact. Spirit rebondit 27 fois, pour arriver à moins de 10 km du centre de l'ellipse d'atterrissage, alors qu'Opportunity fit 26 rebonds pour terminer au fond d'un petit cratère (nommé de suite « Eagle » : un membre de l'équipe fit ce commentaire : « un trou en un coup interplanétaire », au golf, on fait un « Eagle » lorsqu'on met la balle dans le trou en deux coups de moins que le nombre maximal de coups autorisés pour ce trou pour ne pas perdre de points).

Les MERs sont des véhicules à 6 roues d'1,50 m de long, de 175 kg, dont les suspensions permettent de monter sur des rochers de 30 cm de haut, ou d'être penché jusqu'à 30° sans se renverser.

Spirit atterrit dans le cratère Gusev (165 km de large, 14,6°S, 175,4°E, nommé d'après un astronome russe Matvei Gusev, 1826-1866). Le cratère Gusev est sans doute un ancien lac, car il est à l'embouchure du grand chenal de débâcle Ma'adim Vallis, long de plus de 800 km. Spirit fit son atterrissage près d'un petit cratère : Bonneville (140 m de large), qui fut l'une des premières cibles de Spirit. Le

rover se dirigea ensuite vers des collines situées à moins de 2,5 km de là. Le 21 août 2005, il réussit à atteindre le sommet de Husband Hill, la colline la plus haute.

Sur sa route, Spirit analysa une plaine rocheuse, dont la base est constituée de basaltes, et la surface est recouverte de poussière. Arrivé sur les Columbia Hills, le robot a détecté des roches stratifiées, enrichies en minéraux altérés goethite, hématite, et oxydes ferriques, indiquant une possible action de l'eau dans la modification des roches. Spirit a également détecté la présence de sulfates riches en magnésium et en fer dans la poussière du sol. Enfin, le rover a aussi enregistré le passage de nombreuses « dust devils », petite tornades qui soulèvent la poussière du sol (et des panneaux solaires lorsque, par chance, elles passent sur le robot) [Arvidson et al., 2006]. Récemment, Spirit a analysé un plateau de roches stratifiées surnommé « Home Plate », riche en silice, qui montre l'interaction de volcanisme basaltique avec de l'eau souterraine [Squyres, 2007].

Opportunity alla atterrir de l'autre côté de la planète, dans une plaine de Meridiani Planum. MGS avait détecté de l'hématite cristalline (avec le spectromètre infrarouge TES) sur Meridiani. L'hématite est un oxyde de fer (Fe_2O_3), qui est généralement formé, sur Terre, en présence d'eau liquide en assez grande quantité. Opportunity devait donc étudier les processus de formation de l'hématite sur Mars, et si de l'eau liquide était impliquée. Sur les bords de cratère Eagle, Opportunity étudia les roches affleurantes, et vit rapidement des sphérules bleuâtres (en fausse couleur) composées d'hématite, surnommées « blueberries » (ou myrtilles), ainsi que la présence de jarosite dans la roche, un sulfate ferrique, qui se forme sous la présence d'eau acide et de fer (voir partie 2).

1.3.9. Mars Reconnaissance Orbiter

Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) est la dernière mission orbiteur prévue par la NASA, elle décolla le 12 août 2005 depuis Cape Canaveral, et fut mise en orbite le 10 mars 2006. Elle suit depuis, comme MGS ou Odyssey, une orbite circulaire quasi-polaire. La première phase scientifique a débuté en septembre 2006.

MRO a pour buts d'étudier l'atmosphère et la géologie de Mars à la plus haute résolution jamais atteinte, mais aussi de préparer les futures missions en étudiant en détail les sites d'atterrissage des futurs rovers et landers, tels que Phoenix, MSL ou ExoMars.

La sonde abrite six instruments scientifiques :

- HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) : cette caméra offre des images dans le visible jusqu'à près de 25 cm/pixel de résolution, la meilleure résolution jamais atteinte depuis orbite sur Mars., sur quelques kilomètres de large (plus de détails dans la section 3).

- CTX (Context Camera) : produit des images à une résolution de 6 m/pixel comme contexte des instruments HiRISE et CRISM, sur quelques dizaines de kilomètres de large (plus de détails dans la section 3).
- MARCI (Mars Color Imager) : permet d'étudier régulièrement l'atmosphère de Mars en enregistrant régulièrement une couverture quasi-complète du globe.
- CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) : spectro-imageur visible et infrarouge à haute résolution (15 à 20 m/pixel, sur une dizaine de kilomètres de large) qui permet d'étudier les glaces et les minéraux à la surface de Mars (plus de détails dans la section 3).
- MCS (Mars Climate Sounder) : Spectromètre destiné à l'étude de l'atmosphère martienne.
- SHARAD (Shallow Radar) : ce radar permet de sonder sous la surface de Mars pour détecter des interfaces dans le sous-sol. Il permet notamment d'étudier la stratification des calottes polaires de glace. L'onde radar (10 MHz) permet de sonder à quelques centaines de mètres de profondeur, avec une résolution verticale de 10 à 20 m.

1.3.10. Phoenix

Cette mission partie le 4 août 2007, vient d'atterrir sur Mars le 25 mai 2008, par 68°N, 233°E, dans une plaine près du pôle nord martien.

La mission a été appelée ainsi car elle doit renaître des cendres des missions Mars Polar Lander (échouée) et le lander de Mars Surveyor (qui a été annulé, et dont l'orbiteur est devenu Mars Odyssey). Le lander utilise d'ailleurs plusieurs instruments initialement prévus sur Mars Polar Lander.

Phoenix a pour but d'étudier l'histoire de l'eau sur Mars, et de chercher la présence de zones habitables et le potentiel biologique dans le permafrost des plaines arctiques de Mars. Après son atterrissage, la sonde a détecté des matériaux qui pourraient se révéler être de la glace sous la sonde, et dans une tranchée creusée par une pelle articulée. L'hiver approchant elle a également vu du givre le matin, déposé sur les roches et le sol autour d'elle (Figure 1-37).

1.4. Les prochaines étapes de l'exploration

Quelques missions sont prévues dans les prochaines années pour aller à nouveau à la surface de Mars.

Un rover américain, Mars Science Laboratory (MSL), devrait partir courant 2011 vers Mars. Ce gros robot (la taille et le poids d'une petite voiture de ville) doit rechercher des traces de vie passée ou actuelle dans des environnements où l'on sait que l'eau liquide a eu une importance primordiale, comme des dépôts lacustre,

ou des minéraux hydratés tels que les phyllosilicates. A l'heure qu'il est (été 2008), sept sites sont pré-sélectionnés, dont trois sous l'impulsion des résultats minéralogiques apportés par OMEGA. Le région de Mawrth Vallis (partie 5) fait pour le moment partie de ces sites, et j'espère qu'une des quatre ellipses potentielles d'atterrissage définies sur la région sera choisi pour cette mission.

Une autre mission ayant les mêmes objectifs et menée par l'ESA, Exomars, devrait partir en 2013. La sélection des sites d'atterrissage devrait commencer l'année prochaine.

Enfin, à plus long terme, vers 2020, une mission internationale, baptisée MSR, pour Mars Sample Return, devrait retourner sur Mars, sans doute sur un site d'atterrissage d'une mission précédente, afin de ramener des échantillons de roches et sols martiens (comme son nom l'indique). Cette mission, d'un coup élevé, sera co-financée et co-dirigée par les différentes agences spatiales, et dépend beaucoup du succès des missions Exomars et MSL.

En attendant bien sûr les premiers pas de l'homme sur notre voisine rouge...

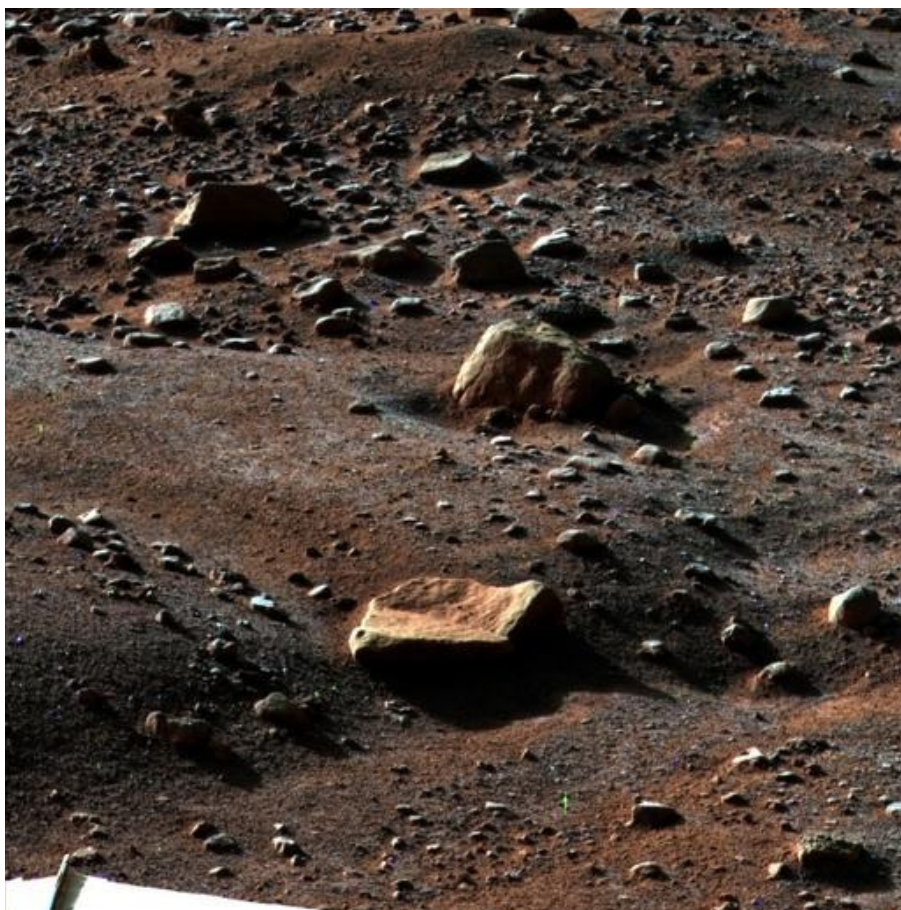


Figure 1-37 : Images prise un matin (18 août 2008) par Phoenix, à l'approche de l'hiver de l'hémisphère nord martien, un dépôt de givre de glace d'eau est visible sur le sol (Crédit photo NASA).

2. La présence d'eau sur la Mars primitive

Sommaire

| | |
|--|-----------|
| 2. La présence d'eau sur la Mars primitive | 59 |
| 2.1. Indices géomorphologiques..... | 61 |
| 2.1.1. Chenaux de débâcle (ou « outflow channels ») | 62 |
| 2.1.2. Vallées anciennes ramifiées | 65 |
| 2.1.3. Les sédiments | 68 |
| 2.1.4. Discussion | 71 |
| 2.2. Minéraux hydratés martiens | 72 |
| 2.2.1. Les météorites martiennes | 72 |
| 2.2.2. Etudes spectrales depuis la Terre | 73 |
| 2.2.3. Minéralogie <i>in situ</i> | 73 |
| 2.2.4. Minéralogie orbitale | 76 |
| 2.3. Histoire géologique et minéralogique martienne | 81 |



Figure 2-1 : Vue d'artiste de Kasei Vallis en débâcle (Kees Veenenbos).

Depuis la découverte des premières grandes vallées martiennes par la sonde Mariner 9, d'autres indices géomorphologiques et minéralogiques montrent aujourd'hui la présence passée (voire très récente) d'eau liquide à la surface ou près de la surface de Mars. Les missions martiennes avec lander ont toujours essayé de suivre ces traces, souvent dans l'idée de trouver une évidence potentielle d'une vie présente ou passée. Jusqu'ici, ce sont principalement les indices géomorphologiques qui ont guidés les décisions de sites d'atterrissages (sauf pour Opportunity), sans doute en partie par le manque de données spectroscopiques détaillées de la surface, mais les prochains rovers (landers dotés de robots mobiles) des agences américaines et européennes (respectivement Mars Science Laboratory prévu pour 2009 et ExoMars prévu pour 2011 ou 2013) s'appuient conjointement sur la minéralogie et la morphologie des terrains pour juger de l'importance que l'eau a eu au cours de l'histoire de Mars dans les sites potentiels d'étude *in situ*.

Nous nous attachons dans cette section à décrire des indices géomorphologiques et minéralogiques qui pourraient indiquer la présence d'eau liquide à la surface ou près de la surface de Mars.

2.1. Indices géomorphologiques

On observe sur Mars plusieurs types de morphologies d'écoulements et de sédimentations, très différents par leurs tailles et leurs organisations. Les premières structures furent vues par Mariner 9, puis Viking, alors que les plus petites structures ont été révélées depuis 1997 par les nouvelles sondes. Mariner 9 a tout d'abord révélé d'immenses chenaux de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres de large, alors que d'autres terrains dans l'hémisphère sud montrent des vallées ramifiées de taille plus petite (voir la carte de répartition Figure 2-2). Enfin certains reliefs montrent des ravines, souvent attribuées à des écoulements très récents d'eau liquide, mais nous nous attacherons ici uniquement aux traces d'écoulement anciens. Viking, puis les caméras haute résolution de MGS, Mars Express et MRO ont également montré un grand nombre de terrains où l'on observe des terrains stratifiés, dont certains sont attribués à une sédimentation en milieu aqueux. Aujourd'hui les conditions thermo physiques ne permettent pas de maintenir une eau liquide à la surface de Mars, et beaucoup d'études ont essayé d'expliquer les structures d'érosion sans avoir recours à l'hypothèse de l'eau liquide, mais par des processus faisant appel aux écoulements de lave [par exemple : Carr, 1974], au vent [par exemple : Cutts & Blasius, 1981], à des hydrocarbures liquides [Yung & Pinto, 1978], ou encore à des écoulements mixtes nécessitant peu d'eau, « debris flows » [par exemple Nummedal, 1978 et Nummedal & Prior, 1981], mais aucune de ces théories ne peut totalement expliquer la formation de toutes les structures associées.

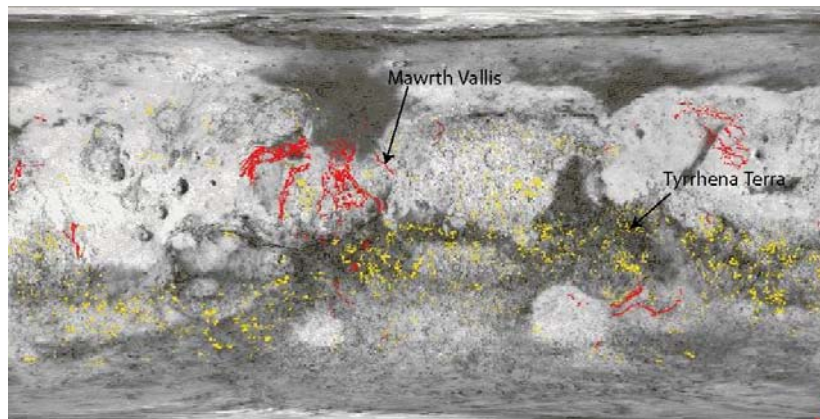


Figure 2-2 : En rouge : vallées de débâcle martiennes (on peut remarquer la concentration autour de Chryse Planitia près du centre de l'image, Mawrth Vallis isolée à l'est). En jaune : réseaux de vallées ramifiées (répartis sur les terrains cratérisés de l'hémisphère sud, comme sur Tyrrhena Terra). Cette carte a été réalisée en 1996 et a été complétée depuis avec les images des missions récentes [Carr, 1996].

2.1.1. Chenaux de débâcle (ou « outflow channels »)

La région à la frontière entre les hautes terres du sud (« highlands ») et les plaines du nord montre de nombreux chenaux de très grandes tailles. Ces chenaux font de plusieurs kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètre de large, sur des longueurs de quelques centaines à plusieurs milliers de kilomètres, avec des pentes très faibles (< 2.5 ‰). Les chenaux sont généralement plus profonds à leur source qu'en aval, et ont un rapport largeur sur profondeur élevé. On observe de très rares tributaires, et peu de sinuosités, mais des chenaux en tresses sont souvent présents suggérant des débits importants [Carr, 1996] (Figure 2-3).

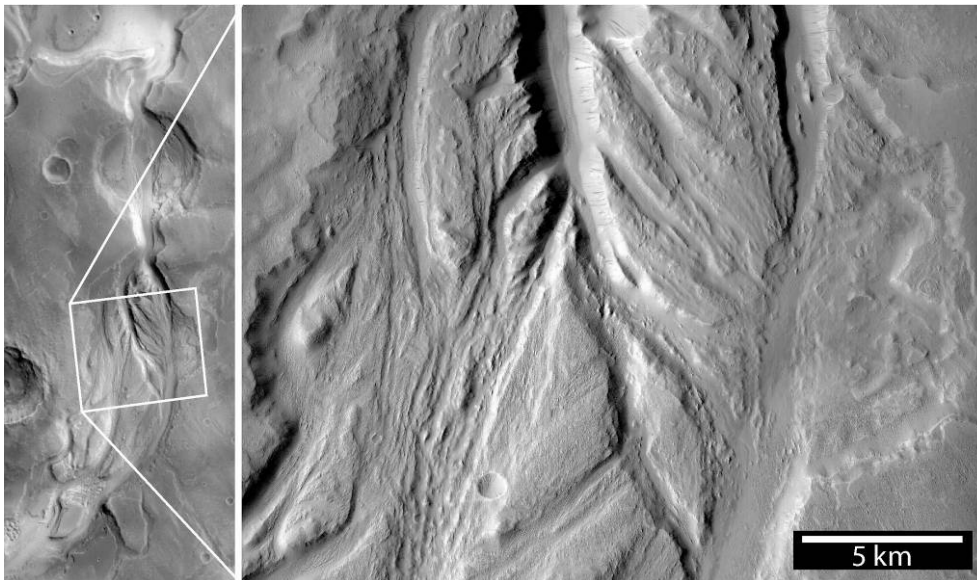


Figure 2-3 : à gauche, image HRSC (prise au matin) de l'aval de Mangala Vallis, dont la source est située dans Mangala Fossae, à droite, zoom sur une image CTX (prise le soir) sur les chenaux en tresse de Mangala Vallis. Le nord est vers le haut pour les deux images.

On observe des plateaux isolés séparant le chenal, des vallées suspendues, des îles en forme de larme (Figure 2-4). Les lits des chenaux présentent des cannelures longitudinales creusées par un très haut débit, des chenaux internes postérieurs, des terrasses, des cataractes. Ces morphologies nécessitent de grands débits et ne peuvent être expliqués sur Mars qu'avec la présence d'eau liquide en grande quantité (sans doute mélangée avec beaucoup de roches et de glace), d'où le nom de « chenal de débâcle ». Les chenaux de débâcle sont similaires aux « scablands » terrestres [Baker, 1982], ou terrains décapés, dont le plus grand exemple se situe dans l'état de Washington (Etats-Unis), formés par des flux turbulents à grande vitesse qui ont parcourus ces terres.

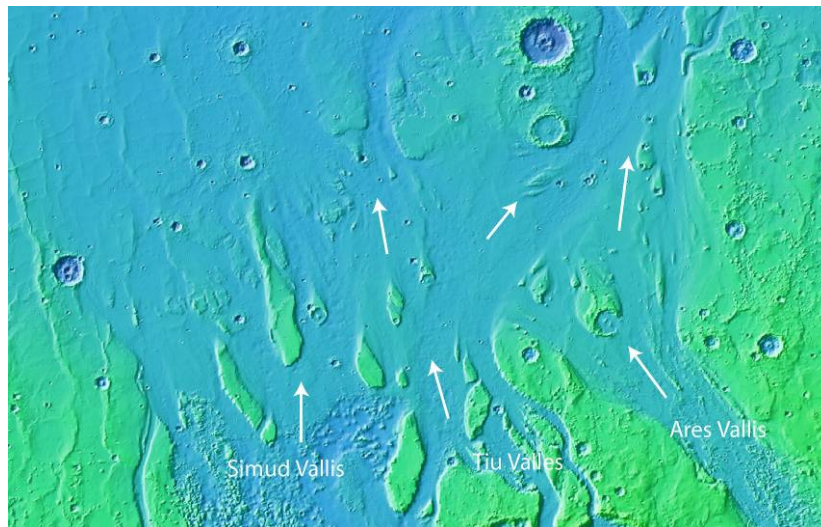


Figure 2-4 : Embouchures de Simud Vallis, Tiu Valles et Ares Vallis, montrant de nombreuses îles en forme de larme qui montrent la direction d'écoulement, ici indiquée par les flèches blanches (MNT MOLA).

Les chenaux de débâcle sont nombreux dans les zones de Chryse Planitia, à l'ouest d'Elysium, à l'est du bassin d'Hellas, et sur les bordures ouest et sud d'Amazonis Planitia. Tous ces chenaux n'ont pourtant pas les mêmes âges, ni les mêmes types de sources ou de contexte géologique. Les plus grands sont autour de Chryse, et la plupart prennent leur source dans des dépressions nommées terrains chaotiques [Sharp, 1973] (Figure 2-5) : ces dépressions sont deux à cinq kilomètres sous le niveau des plateaux alentours, et de nombreux blocs larges, résidus de l'ancienne surface, couvrent leur fond. Ainsi ces terrains pourraient être formés par effondrement des plateaux, indiquant alors l'intervention d'eau souterraine dans le processus de formation des chenaux de débâcle. La plupart de ces terrains chaotiques sont liés à l'ouest à Valles Marineris et à l'est aux chenaux de débâcle. Il semble ainsi qu'il y ait un lien entre la tectonique à l'origine du canyon et la formation des chenaux.

Dans la région d'Elysium, les chenaux prennent leur source dans des fractures radiales aux flancs du complexe volcanique d'Elysium. A l'est d'Hellas, ils proviennent des flancs du volcan Hadriaca Patera.

Nelson et Greeley [1999] ont cartographié et daté les différents chenaux autour de Chryse Planitia, et les ont classé par âge : Mawrth Vallis (dont la région est amplement étudiée partie 5) est le plus vieux, suivi par Ares Vallis, puis par Tiu, Simud et Shalbatana Vallis, et les plus jeunes unités à l'embouchure de Kasei Vallis, semblant indiquant une évolution d'est en ouest.

Les datations de Scott et Tanaka [1986], Greeley et Guest [1987] et Tanaka et Scott [1987] montrent que 70% des chenaux de débâcle étudiés dissectent des

terrains hespériens, alors que 50% des chenaux ont eux-mêmes un âge maximum dans l'hespérien supérieur, et 25% des chenaux traversent des terrains d'âge amazonien (voir section 1.2.4 pour la définition des ères géologiques de Mars). On voit ici que les processus conduisant à la formation des chenaux de débâcle ont été très espacés dans l'histoire martienne.

Mawrth Vallis occupe une place particulière dans ces chenaux de débâcle, étant daté à la limite entre l'Hespérien et le Noachien [Scott and Tanaka, 1986], le plaçant comme le plus vieux chenal de débâcle de Mars. Mawrth Vallis est relativement petit par rapport aux autres « outflows » de la région (Figure 2-5) et la difficulté de son étude vient de l'absence de zone de source évidente du chenal comme le sont les Chaos, les Chasma et les Fossae pour les autres. Il est possible que, étant plus âgée, la source du chenal ait été effacée par des impacts ou de l'érosion, qui était bien plus importante au Noachien [par exemple Hartmann and Neukum, 2001 ; Golombek et al., 2006] que par la suite.

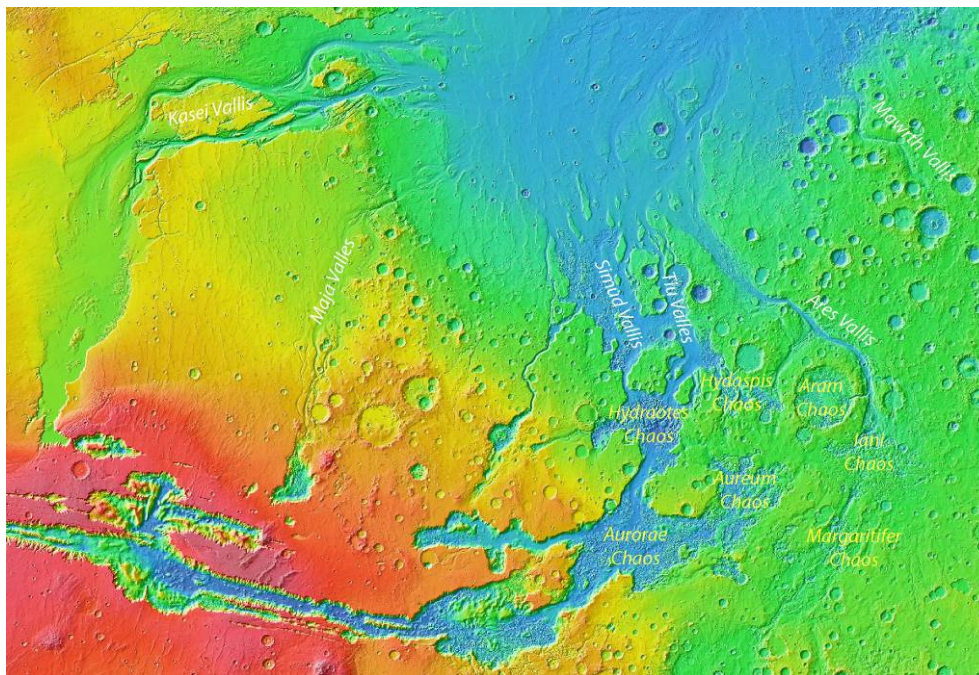


Figure 2-5 : Situation des chenaux de débâcle autour de Chryse Planitia par rapport au terrains chaotiques à l'est de Valles Marineris sur le MNT MOLA.

Les dimensions des chenaux indiquent des débits de l'ordre de 10^7 à 10^9 m^3/s : c'est deux ordres de magnitudes de plus que les Scablands. La durée des débâcles est courte, estimée à quelques jours ou quelques semaines, selon l'estimation du débit. Si la source a été rechargée plusieurs fois, la débâcle s'est reproduite à plusieurs reprises. Dans les conditions actuelles, des chenaux de débâcle pourraient encore se former avec de l'eau liquide (exemple de Athabasca

Valles, daté jusqu'à moins de 10 millions d'années [Burr et al., 2002]), car les grands volumes d'eau impliqués peuvent empêcher un gel ou une sublimation de l'eau pendant la durée assez courte de l'écoulement : le fait d'observer des chenaux de débâcle sur Mars n'implique pas de climat permettant la présence d'eau liquide pérenne à la surface de Mars.

En ce qui concerne l'origine de ces débâcles, la plupart des chenaux peuvent être expliqués par l'hypothèse d'une libération catastrophique d'eau souterraine ou de lacs de surface [Baker et al., 1992], par exemple suite à des ruptures de barrages naturels de lacs glaciaires. On évoque également des nappes souterraines prisonnières sous pression, sous le permafrost, qui pourraient être libérées soudainement, par des séismes par exemple. De telles conditions peuvent encore être rencontrées aujourd'hui [Carr, 1996]. Une autre hypothèse pourrait être la fonte du permafrost par une activité volcanique [Baker, 1991]. Les chenaux à proximité des volcans d'Elysium et d'Hadriaca Patera à côté d'Hellas sont des exemples possibles pour ce mécanisme. L'eau peut aussi se concentrer le long des zones perméables comme les failles, comme on peut le voir par l'émergence de chenaux de fractures dans les régions d'Elysium et de Memnonia Fossae (Mangala Vallis). On pourrait ainsi expliquer l'accumulation d'eau dans la région de Tharsis, du côté de Valles Marineris.

2.1.2. Vallées anciennes ramifiées

Des vallées ramifiées, dans lesquelles des affluents se rejoignent vers l'aval, pour former des réseaux, dissectent de nombreux terrains des hautes terres de l'hémisphère sud. Le nombre d'affluents est assez faible par rapport aux vallées terrestres et on observe aussi de grandes zones non dissectées entre les vallées [Pieri, 1980]. Il semblait à l'échelle Viking que les réseaux martiens ne soient pas matures [Carr et Clow, 1981], mais l'érosion qui s'est produite depuis leur formation a effacé et rempli de nombreux affluents.

Ces réseaux de vallées sont principalement situés dans les terrains les plus anciens de Mars, et donc très érodés, à des altitudes de 2 km à 5 km. La plupart des réseaux prennent source sur des sommets locaux, s'écoulent de façon tortueuse, et confluent à angles larges (Figure 2-6). Les principales caractéristiques de ces vallées sont leur forme rectangulaire, avec des fonds plats et des flancs pentus. Certains réseaux de vallées se déversent dans des cratères, dans des cônes d'alluvions, et parfois des anciens deltas. De telles morphologies ne peuvent être expliquées que par l'écoulement d'eau liquide le long de ces reliefs, érodant des vallées qui se rejoignent pour en former de plus larges.

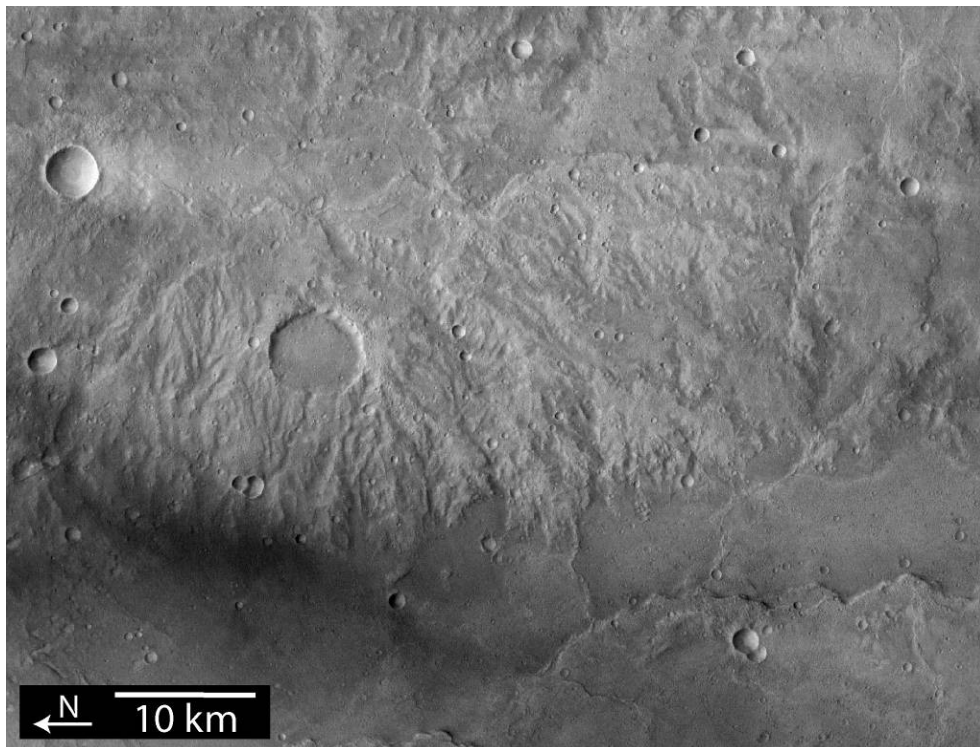


Figure 2-6 : Image HRSC de vallées ramifiées sur un relief de Terra Cimmera (voir Ansan et al. [2008]).



Figure 2-7 : Image CTX sur les méandres de Nani Vallis, on peut distinguer certaines terrasses et des affluents.

Certaines vallées sont longues de plusieurs centaines de kilomètres et larges de quelques dizaines de kilomètres, avec peu d'affluents, et de nombreux méandres, comme Nirgal Vallis ou Nani Vallis (Figure 2-7). Cependant la plupart

des vallées font moins de 200 km de long et au maximum quelques kilomètres de large (Figure 2-6).

La majorité des réseaux de vallées dans les hautes terres du sud ont été datés dans le Noachien : Scott et Dohm [1992] ont estimé que plus de 90% des réseaux de ces réseaux de vallées se sont formés entre le Noachien moyen et l'Hespérien inférieur (avec 70% dans le Noachien). La région de Tyrrhena Terra est un exemple de zone fortement dissectée par des réseaux de vallées principalement datés au Noachien (section 4). On observe ainsi une frontière nette entre les âges de formation des réseaux de vallées des hautes terres du sud, et des chenaux de débâcle, Mawrth Vallis étant peut-être la seule exception. Il y a aussi certaines vallées ramifiées datées de l'Hespérien, on peut citer par exemple Warrego Vallis [Ansan and Mangold, 2006] et les plateaux d'Echus Chasma (section 4) [Mangold et al., 2004 ; Mangold et al., 2008]. La limite de formation des vallées ramifiées n'est pas soudaine.

Si on compare les volumes et débits impliqués dans la formation des réseaux par rapport à ceux des chenaux de débâcle, on remarque que les réseaux de vallées ont été engendrés avec des débits beaucoup plus faibles. Ainsi le développement des réseaux et la morphologie des vallées impliquent que l'eau devait être suffisamment stable à la surface de la planète sans geler ou s'évaporer, pour former les réseaux par de l'eau en surface, sur des durées bien supérieures à 100 ans.

Il semble donc que la présence de réseaux de vallées, principalement formés durant le Noachien, est due à un climat particulier dont la planète jouissait au début de son histoire : une planète plus chaude et plus humide, avec une atmosphère plus dense. Les taux d'érosion ont subi une baisse après le Noachien, et un changement de climat pourrait expliquer ce phénomène [i.e. Carr, 1996 ; Hartmann and Neukum, 2001].

D'autres types de réseaux de vallées se situent sur certains volcans. Les chenaux sur les flancs de volcans sont habituellement dus à des laves ou des nuées ardentes, mais certains réseaux d'Alba Patera, de Ceraunius Tholus, d'Hecates Tholus, ou encore sur Hadriaca, Thyrrhena et Apollinaris Patera semblent s'être formés sous l'action de l'eau liquide [par exemple Mougini-Mark et al., 1988, ou Gulick and Baker, 1990]. Ces vallées sont plus étroites et moins profondes que les autres, avec une densité de vallées plus élevée et des angles de confluence plus aigus. Ces réseaux sont aussi plus jeunes (Amazonien) et montrent que l'eau liquide sur Mars a pris part à l'érosion de la surface, ne serait-ce qu'épisodiquement et localement, après la fin du Noachien.

2.1.3. Les sédiments

La présence de nombreux affleurements de roches claires stratifiées, notamment enregistrés par la caméra MOC (Mars Orbiter Camera) de Mars Global Surveyor [Malin et Edgett, 2000] (localisés sur la carte Figure 2-8, quelques exemples sont montrés Figure 2-9) soulève la question de la présence de roches sédimentaires liées à des étendues d'eau liquide sur Mars. Ces affleurements sont situés principalement dans des bassins entre $+30^\circ$ et -30° de latitude, mais on en trouve aussi de nombreux à d'autres latitudes. Ils apparaissent dans des cas différents : 1) fonds de cratères (Becquerel, Holden, Gale...), 2) terrains inter-cratères (Terra Meridiani, Arabia Terra...), 3) terrains chaotiques (Iani Chaos, Aram Chaos...), et 4) intérieurs de canyons (Capri, Ganges, Ophir Chasma...).

Un dépôt sédimentaire lacustre peut engendrer des formations stratifiées, composées de matériaux fins et peu indurés. Les phénomènes sont généralement cycliques et forment des strates d'épaisseur peu variable. Mais des roches peuvent apparaître stratifiées suite à des processus de formation extrêmement différents, qui n'impliquent pas la participation d'eau liquide : une série de coulées de laves peut provoquer la formation de couches, mais les terrains qui en résultent sont très rocheux (inertie thermique très forte), s'érodent en formant de gros blocs, les couches peuvent être épaisses (>10 m) et on n'observe pas de cyclicité des couches (grande variabilité des épaisseurs). Un autre phénomène volcanique, le dépôt de cendres, peut former des roches stratifiées, composées de matériaux fins et peu indurés comme les sédiments lacustres, mais de tels phénomènes ne sont généralement pas cycliques, et entraînent la formations de couches d'épaisseur variable. Des sédiments éoliens sont eux aussi fins et peu indurés, et une cyclicité de leur dépôt est possible, par exemple liée à des variations de la pression atmosphérique dues aux perturbations astronomiques subies par la planète [Malin et Edgett, 2000].

Il est ainsi a priori difficile de distinguer par imagerie spatiale des sédiments éoliens et lacustres. Afin de les différencier, une étude *in situ* serait souvent indispensable, mais d'autres indices peuvent nous aider : le contexte géologique (embouchure de vallées, cônes d'alluvion ou deltas, comme sur la Figure 2-10, qui ne peuvent se former par processus éolien) est un élément majeur dans la compréhension du dépôt ; la minéralogie des sédiments peut indiquer si l'eau liquide a pris part à la formation des roches, mais même dans ce cas-là, elle n'a pas forcément participé au dépôt des sédiments, comme on le verra en partie 5.

Parmi les cas relevés avec MOC, certains sont associés à des formes d'écoulement et de dépôts liés à l'eau liquide, et peuvent être expliqués par la présence de plaines d'alluvions ou de lacs, actifs sur de longues périodes, de plusieurs milliers d'années [voir par exemple Ori et al., 2000].

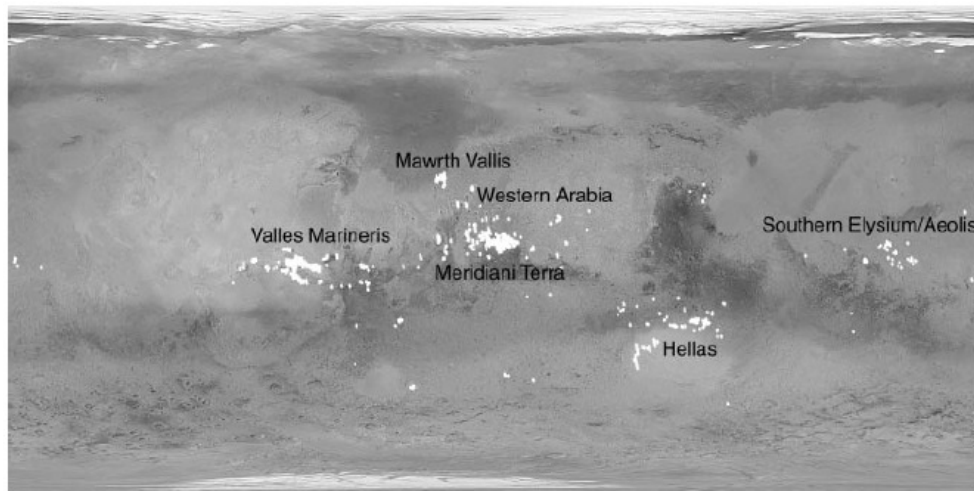


Fig. 2. Simple cylindrical equal angular map of Mars (centered on 0° latitude, 0° longitude) showing locations of all light, intermediate, and dark-toned layered, massive, and thin mesa unit outcrops in MOC images obtained through 31 October 2000.

Figure 2-8 : Carte indiquant les localisations des terrains stratifiés identifiés sur des images MOC en 2000 [Malin and Edgett, 2000].

Des hypothèses de formation ont également évoqué des ejecta d'impact. Ce processus a peut-être contribué à la formation des roches stratifiées mentionnées ici, mais on attend la présence de mégabrèches^a et l'absence de cyclicité pour ce type de dépôt. Cette hypothèse ne peut expliquer entièrement les formations observées.

Lorsque les conditions suivantes sont réunies : roches dont les strates sont souvent très fines (de l'ordre du mètre) et d'épaisseurs et d'aspect quasi-constants, d'inertie thermique ne correspondant pas à des laves, que ces unités stratifiées soient confinées dans des bassins associés à des morphologies d'écoulement aqueux, et qu'on n'y observe pas de mégabrèches que des impacts auraient créées ; il est alors possible que le principal facteur de formation des strates soit une sédimentation lacustre, mais ce processus peut être complété par des phénomènes éoliens, volcanoclastiques, ou des impacts, dans un environnement de déposition dynamique. Nous nous attacherons donc à observer en détail la géomorphologie de chaque région d'étude où des terrains stratifiés sont présents avant de conclure sur les implications de l'eau liquide dans les processus de formation.

La première étude *in situ* de terrains sédimentaires a été réalisée dans la région de Meridiani Planum, par le rover Opportunity, sur place depuis janvier

^a : roche contenant des blocs anguleux de taille >10 m résultant de l'éjection d'une surface par un impact météoritique.

2004. Les études déduites des données du rover ont conclu qu'une partie de la formation correspondait à des sédiments présentant des lamines entrecroisées, résultat d'une formation par des rides de courant sous une couche d'eau de faible épaisseur. Il est possible qu'une nappe d'eau souterraine à niveau variable ait à cette époque atteint la surface, peut-être entre des dunes, pour former des petits étangs remplis de sable [Squyres et al., 2006]. Les études effectuées par Opportunity sont détaillées en section 2.2.3.

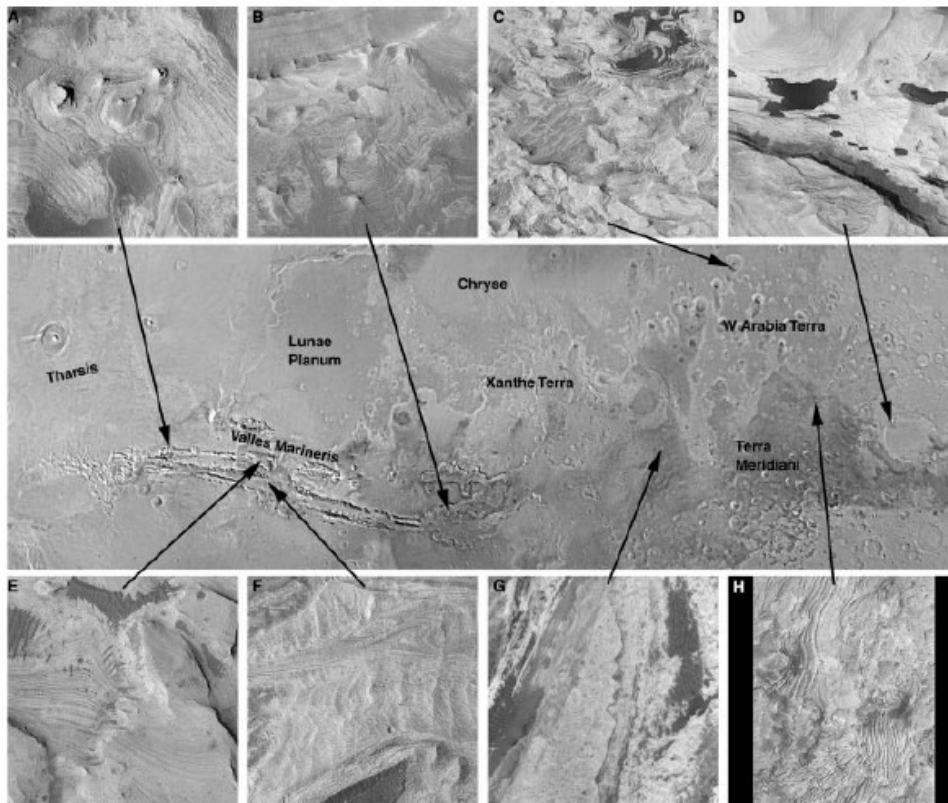


Fig. 1. Eight examples of very similar outcrops of light-toned, layered, cliff-forming material exposed in locations separated by hundreds to thousands of kilometers. This map extends ~9600 km across equatorial Mars ($\pm 25^\circ$ latitude) from 120°W to 340°W . Examples are subframes of MOC images, each is illuminated from the left, shown at the same scale, and covers 1.5 km by 1.5 km. (A) Tithonium Chasma, 5.0°S , 89.7°W , M08-04701. (B) Capri Chasma, 13.1°S , 49.4°W , M11-00862. (C) Becquerel Crater, 21.7°N , 8.0°W , M02-02717. (D) Crater in northwest Schiaparelli Basin, 0.2°S , 345.5°W , M10-00798. (E) West Candor Chasma, 6.3°S , 75.9°W , M07-05599. (F) Melas Chasma, 8.8°S , 74.2°W , M09-02145. (G) Iani Chaos, 4.1°S , 18.5°W , M13-01484. (H) Crater in Terra Meridiani (black areas have no coverage), 2.8°N , 359.0°W , M08-00170.

Figure 2-9 : Exemples de terrains stratifiés interprétés comme sédimentaires sur des images MOC [Malin and Edgett, 2000].

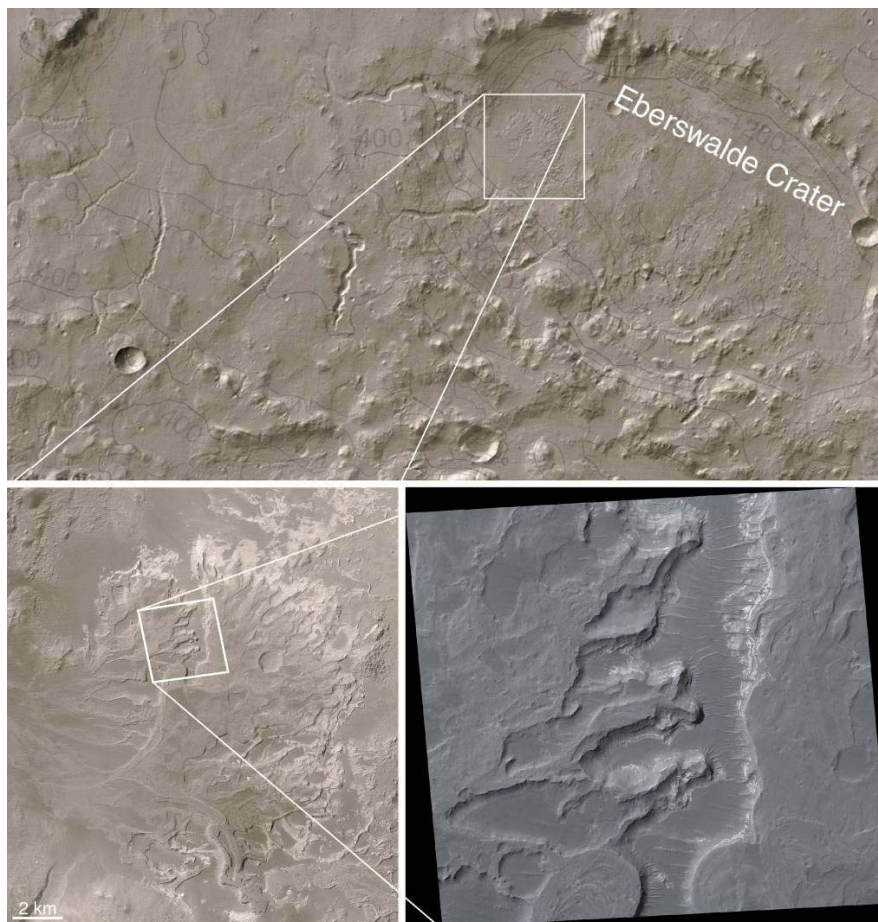


Figure 2-10 : Images MOC d'un ancien delta érodé au relief inversé dans le cratère Eberswalde. La présence de ce delta implique la présence de l'eau liquide dans le transport et le dépôt sédimentaire (Crédit photo Malin Space Science Systems).

2.1.4. Discussion

Les morphologies d'écoulement présentes à la surface de Mars ont montré que l'eau liquide a érodé la surface de manière importante au cours de l'histoire de Mars, et en particulier sa période primitive. Mais les traces les plus imposantes que sont les chenaux de débâcles ne sont pas celles qui montrent le climat le plus propice à la présence d'eau liquide pérenne à la surface ou proche de la surface de Mars, et ces écoulements n'ont pas imprimé de marque d'hydratation sur les régions qu'ils ont traversé. On s'en est par exemple rendu compte avec les études de la mission Pathfinder-Sojourner. Un indice de l'action prolongée de l'eau sur la surface de Mars serait d'y trouver en surface ou subsurface des minéraux qui ont subi cette action.

2.2. Minéraux hydratés martiens

La découverte de minéraux hydratés sur Mars où dans des matériaux d'origine martienne implique une altération aqueuse de minéraux ignés. Cependant, la simple connaissance de la minéralogie ne permet pas de conclure sur la nature de l'altération, qui peut se faire par contact avec une phase gazeuse de l'eau, ou dans des conditions particulières comme le métamorphisme. Nous recherchons plutôt des minéraux formés grâce à de l'eau liquide à la surface ou près de la surface de Mars, et la connaissance du contexte géologique est donc indispensable pour comprendre le processus d'altération mis en œuvre.

2.2.1. Les météorites martiennes

Certaines météorites trouvées sur Terre partagent les mêmes caractéristiques minéralogiques, chimiques et isotopiques, qui les classent à part des autres météorites. Elles sont nommées météorites SNC, pour les noms des trois sites où les trois premières furent découvertes : Chassigny (France) en 1815, Shergotty (Inde) en 1865 et Nakhla (Egypte, 1911). 36 météorites différentes ont ainsi été identifiées comme appartenant à cette classe jusqu'à aujourd'hui. Après datation, ces météorites se sont révélées bien plus jeunes que la plupart des météorites (moins de 1,3 milliards d'années) révélant ainsi qu'elles proviennent d'un ou de plusieurs corps jeunes. Basé sur des études sur leurs âges (1.3 Ga à 180 Ma, trop jeune pour des astéroïdes), sur la composition en éléments et en isotopes des traces de gaz qu'elles contiennent (par comparaison avec la composition isotopique de l'Argon des atterrisseurs Viking), et sur les éléments et l'état d'oxydation des minéraux qui la constituent, il a été conclu que ces météorites sont d'origine martienne [Treiman et al., 2000 ; ou McSween, 1994].

On a identifié la présence de minéraux issus d'altération aqueuse sur plusieurs de ces météorites [Gooding, 1992]. Des évidences texturales et isotopiques indiquent que l'altération a eu lieu sur l'astre d'origine des météorites, donc sur Mars. De la magnétite, de la ferrihydrite, des smectites argileuses [Gillet et al., 2002 ; Treiman et al., 1993], des grains de calcite (CaCO_3), de gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et de bassanite ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$) [Wentworth and Gooding, 1994] ont été parfois identifiés, selon les météorites. Ils apparaissent sous la forme de petites veines à l'intérieur des minéraux primaires, ou de films entre les grains.

Il a ainsi été mis en évidence une altération aqueuse des minéraux, mais une telle altération ne nécessite pas un écoulement d'eau liquide pérenne, et ne contraignent pas nos connaissances sur le climat martien passé.

2.2.2. Etudes spectrales depuis la Terre

On a vu en section 1.1 que les grandes régions d'albédo différentes sont facilement résolues à travers les observations télescopiques terrestres. Des études spectrales ont également été faites dans le proche infrarouge [Singer et al., 1979] et on peut citer celles de McCord et al. [1982] qui a étudié 11 régions distinctes depuis le télescope de 2.2 m de l'Université d'Hawaï au Mauna Kea. En acquérant des spectres de la surface entre 0.65 et 2.5 μm , ils ont identifié la présence de givre de glace d'eau sur le sol (bandes d'absorption à 1.5 et 2.0 μm), plus importante sur les zones d'albédo élevée. Ils ont également observé sur certains spectres des absorptions à 1.9 μm et à 2.3 μm , indiquant une présence possible de minéraux hydratés tels certains phyllosilicates riches en fer ou magnésium, des absorptions autour de 1 μm attribuées à Fe^{2+} et Fe^{3+} , et la présence de clinopyroxène.

De telles études, même si elles permettent une détection possible de minéraux hydratés, manquent de résolution angulaire qui puisse permettre de corrélérer la minéralogie à la géologie des terrains, et de comprendre la formation de ces minéraux. Il est nécessaire d'aller plus loin dans la cartographie minéralogique de la surface de Mars pour comprendre son histoire.

2.2.3. Minéralogie *in situ*

Le robot Opportunity, qui investit depuis janvier 2004 une zone de Meridiani Planum, est le premier à avoir étudié sur place des affleurements de roches sédimentaires. En atterrissant par chance au milieu d'un ancien petit cratère (Eagle, quelques mètres de diamètre), puis en étudiant notamment les affleurements sur les flancs d'autres cratères plus grands (Endurance puis Victoria, voir Figure 2-11), les études minéralogiques et morphologiques du rover ont permis de dresser une histoire de la formation des roches observées dans cette zone de Meridiani Planum.

Les affleurements de Meridiani étudiés par Opportunity sont des grès (sandstones) formés par sédimentation de grains de sables mis en place par le vent et par l'eau. Une section stratigraphique des roches de la zone étudiée par le rover (surnommée « Burns formation » ou formation de Burns) a été déterminée : la majorité de la section est dominée par des lamines entrecroisées d'origine éolienne (notamment car les angles entre les strates, ou lamines, ne présentent pas de

festons), mais dans la partie supérieure de la section, des rides de courant semblent être intervenues dans le processus de déposition, et des lamines en festons ont été observées (voir Figure 2-12 et Grotzinger et al. [2005]), ce qui, sur Terre, n'est pas observé dans le cas d'une sédimentation éolienne [Squyres et al., 2006].

Opportunity Traverse Map (Sol 1333)

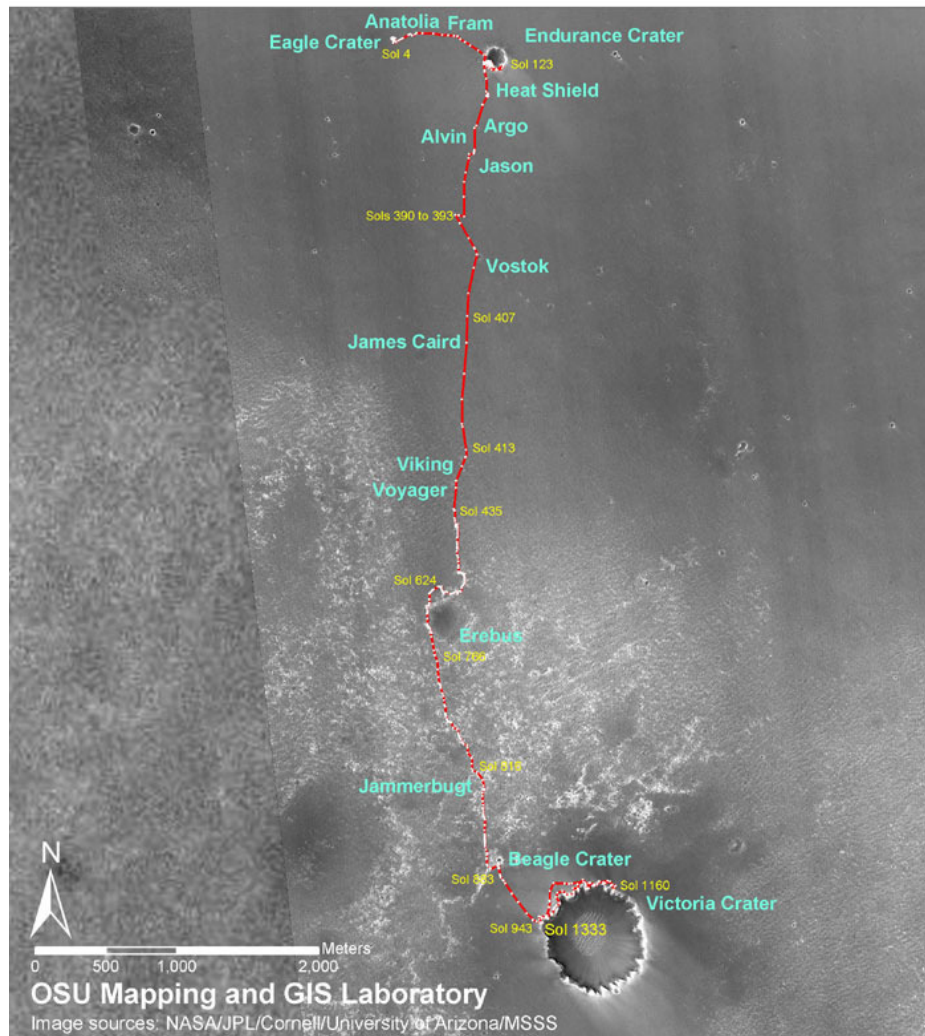


Figure 2-11 : Carte du parcours du rover Opportunity sur Terra Meridiani, depuis son atterrissage à du cratère Eagle, jusqu'à l'étude des affleurements du cratère Victoria. Un « sol » est une journée sur Mars.

Ces grès sont à la fois composés de grains fins silicatés et de sulfates, mais abritent également des oxydes de fer, notamment de l'hématite (Fe_2O_3). La fraction silicatée semble provenir de l'altération chimique de roches basaltiques, et les sulfates quant à eux sont essentiellement des sulfates riches en magnésium (Mg-sulfates) mais incluent aussi des sulfates riche en Calcium (Ca-sulfates) et de la

jarosite a également été détectée localement (sulfate riche en potassium et fer, $KFe^{3+}_3(SO_4)_2(OH)_6$). L'eau d'hydratation dans les roches est estimée entre 1% et 5% en poids [Squyres et al., 2006].

La jarosite est connue pour précipiter uniquement à partir de solutions acides, il semble ainsi que de l'acide sulfurique ait participé à l'altération du basalte dans la région de Meridiani Planum, provenant probablement de la réaction des gaz sulfuriques volcaniques avec la vapeur d'eau. Le fait que de la jarosite soit présente encore aujourd'hui dans ces roches montre qu'elles n'ont pas été en présence d'eau à un pH supérieur à 4 ou 5 depuis leur formation [Squyres et al., 2006]. En revanche, le fait que la jarosite ne soit pas observée partout implique soit qu'elle ait été formée seulement localement, soit qu'elle ait été préservée juste dans quelques zones.

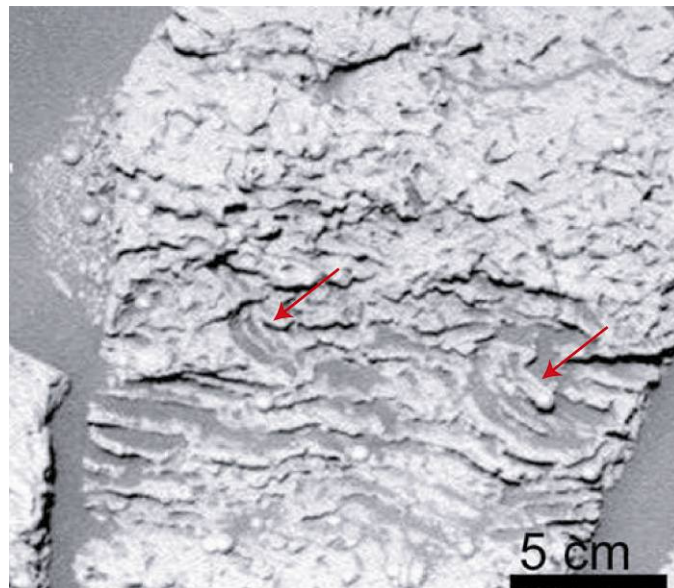


Figure 2-12 : Image d'Opportunity de la partie supérieure de la formation de Burns. Les flèches rouges indiquent des lamines en festons révélant d'anciennes rides de courant [Grotzinger et al., 2005].

La minéralogie déterminée par l'analyse des roches d'Opportunity semble correspondre à celle de l'évaporation de l'eau formée durant l'altération de basalte riche en olivine par de l'acide sulfurique [Tosca et al., 2005]. Squyres et al. [2006] interprètent la formation de Burns comme un brassage de sulfates et de silicates par le vent et l'eau. L'environnement de la formation des minéraux n'est donc pas visible dans les roches actuelles de Meridiani Planum.

Rappelons aussi qu'il a été décidé d'envoyer le rover dans cette région car des oxydes de fer (hématite cristalline) y ont été découverts en grande quantité par TES [Lane et al., 1999 ; Bandfield, 2002]. Comment se présente cette hématite et d'où vient-elle ?

Après l'arrivée d'Opportunity, on identifia ceints dans la roche, et au sol, de grandes quantités de petites sphérules riches en hématite surnommées depuis « myrtilles » (ou « blueberries »). On peut en voir au sol et affleurant d'une roche sur la Figure 2-13, au site d'atterrissage d'Opportunity. Ces sphérules sont observées de façon uniforme dans tous les affleurements de la zone, et montrent une concentration élevée en hématite grise cristalline, à la fois à leur surface, mais aussi à travers tout leur intérieur.

Ces sphérules ont été considérées comme provenant d'un processus diagénétique, il s'agirait de concrétions formées dans une nappe phréatique, saturée en fer.

Les sphérules, plus indurées que le grès des roches dans lesquelles elles se sont formées, se retrouvent ainsi au sol après érosion de la roche qui les contenait. Une grande quantité de sphérules se retrouvant ainsi en surface, l'hématite a été détectée depuis l'orbite. C'est la région de Mars où de l'hématite grise cristalline a été détectée en plus grande quantité.

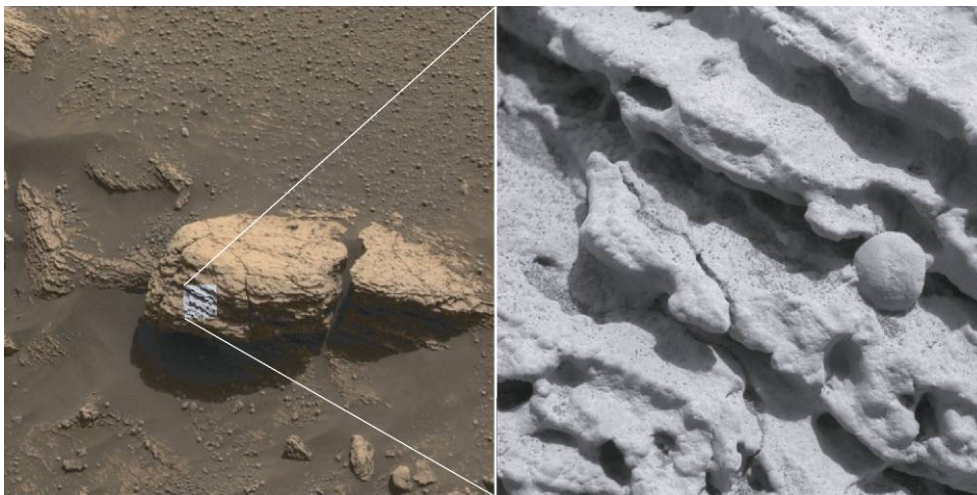


Figure 2-13 : Images d'Opportunity de « Stone Mountain » à Eagle Crater, à gauche l'affleurement entouré de sable et de blueberries, à droite, un zoom sur la roche très érodée dont une myrtille est en partie exhumée (crédit photo NASA/JPL/Cornell).

2.2.4. Minéralogie orbitale

Nous avons vu section 1 que les spectroscopes IRS sur Mariner 6 et 7 et ISM sur Phobos 2 ont observé une forte bande d'absorption vers 3 μm , attribuée à de l'eau adsorbée sur le sol. Quelques caractéristiques spectrales furent attribuées à l'hématite et d'autres à des minéraux argileux [Erard et Calvin, 1997], mais il a fallu attendre la fin des années 1990 pour en avoir confirmation.

Depuis 1997, deux instruments ont réalisé des études spectroscopiques infrarouge globales de la surface de Mars depuis des orbiteurs pour en étudier la minéralogie. TES/MGS (cf section 1.3.4) et OMEGA/Mars Express (cf section 3) ont couvert la totalité de la surface dans des domaines spectraux différents. TES fonctionnait dans l'infrarouge thermique, avec une taille de pixels de $3 \times 8 \text{ km}^2$, et a identifié de l'hématite dans quelques régions, notamment sur Meridiani Terra et dans Aram Chaos. C'est cette observation qui a poussé la NASA à envoyer le rover Opportunity dans cette région.

OMEGA a fait grandement progressé notre connaissance des minéraux hydratés sur Mars, avec notamment la découverte et la cartographie précise d'affleurements de sulfates et de phyllosilicates [Gendrin et al., 2005 ; Bibring et al., 2005 ; Poulet et al., 2006], ainsi que d'oxydes hydratés. OMEGA fonctionne dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique, de 0.3 à $5 \text{ }\mu\text{m}$, avec des résolutions allant de 300 m à 5 km par pixel selon l'altitude de la sonde sur son orbite elliptique. CRISM, un spectro-imageur sur MRO, qui couvre le même domaine spectral qu'OMEGA, mais à plus haute résolution ($\sim 20 \text{ m/pixel}$) sur de plus petites surfaces, a permis d'étudier plus précisément les affleurements de minéraux hydratés détectés par OMEGA au niveau spatial, ainsi qu'au niveau spectral grâce à une résolution légèrement plus élevée et la possibilité de différencier plus facilement les affleurements (voir section 3).

OMEGA a retrouvé une forte bande d'absorption à $3 \text{ }\mu\text{m}$ comme l'avaient vue les spectromètres précédents, confirmant la présence de molécules d'eau liées aux minéraux du sol et de la surface.

OMEGA observe sur de nombreux spectres de certaines régions une bande d'absorption à $1.93 \text{ }\mu\text{m}$, due à la molécule d'eau chimiquement ou physiquement adsorbée par certains minéraux ; la bande est commune à plusieurs groupes de minéraux hydratés comme les hydroxydes, les phyllosilicates et les sulfates.

Aucune détection de carbonates n'a été faite jusqu'ici par OMEGA ou CRISM, n'excluant pas sa présence, OMEGA ne pouvant en détecter en dessous d'une abondance volumique de 4% [Bibring et al., 2006].

2.1.1.1. Les phyllosilicates

Les phyllosilicates sont des minéraux issus de l'altération aqueuse de roches ignées. Les indices géomorphologiques suggèrent que l'altération des roches a été relativement importante à la surface de Mars, et la présence de phyllosilicates tels que certains minéraux argileux comme les smectites a été suggérée relativement tôt, comme par exemple par Toulmin et al. [1977], qui proposa la présence abondante de nontronite, une smectite (minéral argileux, $\text{Na}_{0.33}\text{Fe}^{+3}_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) riche en Fer, qui pourrait être le meilleur candidat

pour les expériences de fluorescence X à bord des landers Viking pour la poussière présente à la surface du site d'atterrissage, mais aussi de montmorillonite (smectite, $(\text{Na,Ca})_{0.33}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), ou de saponite (smectite, $(\frac{1}{2}\text{Ca,Na})_{0.33}(\text{Mg,Fe}^{+2})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$).

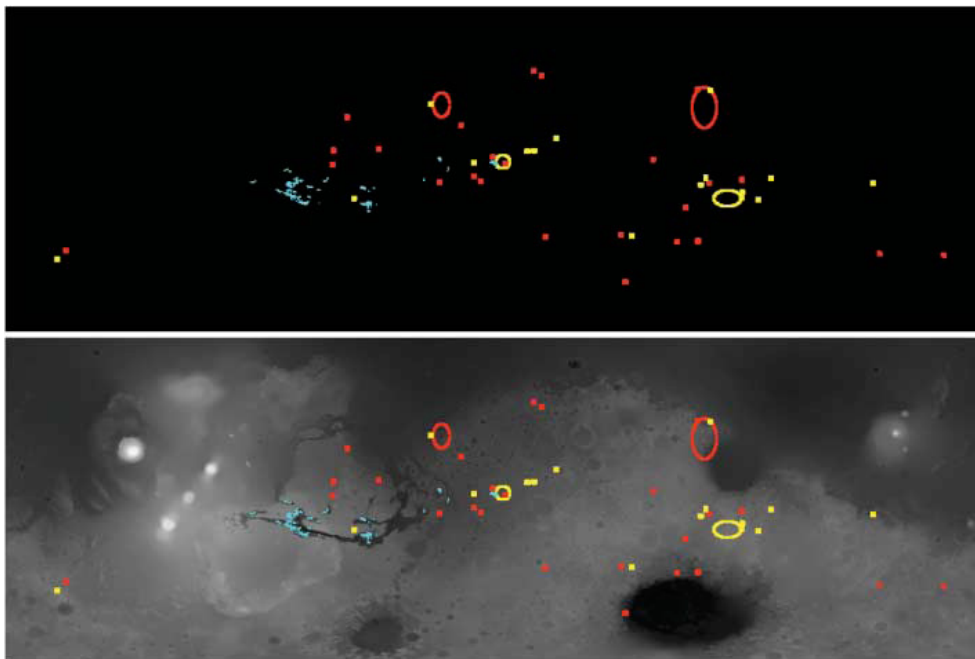


Figure 2-14 : Localisation des détections par OMEGA : de phyllosilicates, en rouge ; de sulfates, en bleu ; de minéraux hydratés identifiés par la bande à 1.93 μm , en jaune [Bibring et al., 2006].

Sur certains spectres, OMEGA a identifié en plus de la bande à 1.93 μm des bandes caractéristiques de liaisons métal-OH chez les phyllosilicates dans le domaine 2.15 à 2.4 μm : une bande d'absorption à 2.2 μm que l'on retrouve dans le spectre de la montmorillonite due à la liaison Al-OH, et une à 2.3 μm , présente dans le spectre de la nontronite par exemple, et due aux liaisons Fe-OH et Mg-OH [Poulet et al., 2005 ; Bibring et al., 2006].

Contrairement à la bande à 3 μm , les phyllosilicates sont détectés sur des surfaces bien délimitées, correspondant à des morphologies particulières de terrains. Poulet et al. [2005] décrivent les différents types de terrains sur lesquels des phyllosilicates ont été identifiés avec certitude : il s'agit toujours soit de dépôts sombres, soit de terrains stratifiés. La présence de phyllosilicates sur les dépôts sombres pourrait être expliquée par un mélange de phyllosilicates exposés par l'érosion avec un matériau sombre spectralement neutre [Poulet et al., 2005]. Une carte de Bibring et al. [2006] indique la localisation des détections de phyllosilicates par OMEGA sur Mars (Figure 2-14, voir également Poulet et al. [2007]).

Le deuxième type de terrains concerne les affleurements stratifiés : deux régions sont particulièrement remarquables : Mawrth Vallis [Loizeau et al., 2007 ; Michalski and Noe Dobrea, 2007, et section 5 de cette thèse] et Nili Fossae [Mangold et al., 2007]. Il s'agit bien d'affleurements exhumés de la croûte et pas de couche altérée récemment en surface. Les affleurements concernés ont été datés au Noachien.

Un point important est le fait que l'on ait observé plusieurs types de phyllosilicates différents, ce qui signifie que l'altération a été importante ou que plusieurs types de roches ont été touchées. La nontronite et les smectites riches en fer sont typiques sur Terre de l'altération de matériaux mafiques comme les basaltes ou les gabbros, les phyllosilicates riches en aluminium tels la montmorillonite et la kaolinite se retrouvent sur Terre principalement dans les cendres volcaniques altérées [Meunier, 2002].

CRISM a identifié des espèces altérées supplémentaires, notamment dans la région de Mawrth Vallis (section 5), comme de la silice hydratée^a [Bishop et al., 2008].

Récemment, une estimation de l'abondance des différents minéraux a été entreprise par Poulet et al. [2008a] par modélisation des spectres OMEGA. Cette analyse a montré que les affleurements les plus altérés sur Mars sont ceux de la région de Mawrth Vallis, avec plus de 50% de phyllosilicates, ainsi que la présence d'hydroxydes de fer.

Le fait d'observer des phyllosilicates dans des volumes de roche importants, avec des abondances élevées, indique qu'au moment de l'altération l'environnement de leur formation était très différent de l'actuel.

2.1.1.2. Les sulfates (et oxydes)

Une autre classe de minéraux hydratés identifiée et cartographiée sur Mars par OMEGA concerne les sulfates hydratés, notamment des Mg-sulfates comme la kiesérite et des Ca-sulfates comme le gypse [Gendrin et al., 2005 ; Langevin et al., 2008 ; Bibring et al., 2006 ; Poulet et al., 2007].

Ces sulfates ont été détectés sur trois types de dépôts différents : les dépôts clairs stratifiés de Valles Marineris, Aram Chaos et Iani Chaos, des dépôts dans Terra Meridiani (Figure 2-14), et des dunes sombres de la calotte polaire nord riches en gypse [Langevin et al., 2005].

^a : exemple : opale, de formule $\text{SiO}_2, n\text{H}_2\text{O}$.

Dans les dépôts stratifiés de Valles Marineris, OMEGA a identifié de la kiesérite (sulfate monohydraté) sur les surfaces les plus érodées et à pente forte, et des sulfates polyhydratés sur des affleurements plus sombres et moins érodés. Ces sulfates requièrent la présence d'eau liquide pour s'être formé par précipitation, soit dans un environnement lacustre intermittent, soit par des fluides hydrothermaux. Ces fluides ont dû être riches en soufre pour permettre la précipitation des nombreuses couches de sulfates [Mangold et al., 2008a ; Le Deit et al., 2008].

Sur Terra Meridiani, OMEGA identifie des minéraux hydratés qui semblent être soit des sulfates ferriques, soit des hydroxydes hydratés, au nord et à l'est des plaines d'hématite grise identifiée par TES, sur des terrains érodés stratifiés [Poulet et al., 2008b].

Des oxydes de fer ont été à plusieurs reprises identifiés près des zones où l'on détecte des sulfates : sur Chandor Chasma Est et Ouest [Mangold et al., 2008a ; Le Deit et al., 2008], sur Aram Chaos [Massé et al., 2008], et sur Terra Meridiani [Poulet et al., 2008 ; Squyres et al., 2006] (voir les travaux d'Opportunity sur Terra Meridiani section 2.2.3). Les zones identifiées par OMEGA correspondent aux terrains riches en sulfates et à la base de ces affleurements, en corrélation avec la détection d'hématite grise par TES. Tout comme au site d'atterrissage d'Opportunity (section 2.2.3), il est possible que ces oxydes de fer soient à l'origine des concrétions à l'intérieur des dépôts stratifiés riches en sulfates, exhumées par l'érosion, et transportées par gravité à la base des affleurements. Les oxydes de Terra Meridiani et Aram Chaos se présentent comme des dunes ou des étendues de sable.

Les observations d'Opportunity ont mené à interpréter les concrétions d'hématite comme dues à un fluide circulant dans les dépôts, si le même processus explique les oxydes cartographiés par OMEGA, ceux-ci pourraient étendre l'importance de l'action de l'eau dans les dépôts riches en sulfates de Terra Meridiani et Aram Chaos [Bibring et al., 2006].

2.3. Histoire géologique et minéralogique martienne

Basés sur l'imagerie Viking de la surface de Mars et sur les taux de cratérisation des unités géologiques, Scott et Carr [1978] ont tracé une carte géologique globale de Mars, posant les bases d'un découpage de l'histoire de Mars en trois ères géologiques (voir section 1.2.4).

A partir des études minéralogiques liées à l'eau sur Mars, et en mettant en relation la formation des minéraux et les âges des terrains correspondants, Bibring et al. [2006] ont mis en place une chronologie de l'altération sur Mars, avec les phyllosilicates correspondant aux terrains les plus vieux, et à une phase d'altération aqueuse non acide (âge Phyllosien), les sulfates à des terrains plus jeunes, avec une altération aqueuse acide (âge Theiikien), et depuis l'arrêt de la présence d'eau à la surface de Mars, la formation d'oxydes ferriques anhydres par altération atmosphérique sèche (âge Sidérikien).

Il semble ainsi qu'au début de l'histoire de Mars, au Noachien, des conditions étaient réunies pour permettre l'altération des roches ignées en minéraux argileux. Mais s'agissait-il d'un système hydrologique actif, avec un cycle de l'eau comparable à celui de la Terre, et un climat global favorable plus chaud et humide, ou bien d'autres processus ont pu entrer en action, générés par des impacts ou une activité hydrothermale importante, et pourraient avoir participé grandement à la formation d'une partie de ces minéraux altérés ?

Pour parvenir à répondre à ces questions, l'étude coordonnée des données géologiques et minéralogiques est indispensable, et c'est dans ce cadre que ma thèse s'inscrit.

3. Les instruments et données traités

Sommaire

| | | |
|-------------|--|------------|
| 3. | Les instruments et données traités | 83 |
| 3.1. | Le spectro-imageur OMEGA | 85 |
| 3.1.1. | Description de l'instrument | 85 |
| 3.1.2. | Organisation des données | 87 |
| 3.1.3. | L'étalonnage | 89 |
| 3.1.4. | Transformation des spectres en réflectance | 92 |
| 3.1.5. | Correction atmosphérique | 94 |
| 3.1.6. | L'analyse des spectres | 95 |
| 3.1.7. | Les minéraux recherchés | 98 |
| 3.1.8. | Les précautions à prendre dans l'interprétation des données | 100 |
| 3.2. | La caméra HRSC | 109 |
| 3.2.1. | Description de l'instrument | 109 |
| 3.2.2. | Une couverture globale avec imagerie haute résolution couleur | 111 |
| 3.2.3. | Une couverture stéréoscopique pour des MNTs haute résolution | 112 |
| 3.3. | Les autres instruments orbitaux utilisés lors de la thèse | 115 |
| 3.3.1. | Le spectro-imageur CRISM/MRO | 115 |
| 3.3.2. | Les caméras haute résolution | 117 |
| 3.3.3. | La camera thermique THEMIS/Odyssey | 121 |
| 3.3.4. | L'altimètre MOLA/MGS | 123 |

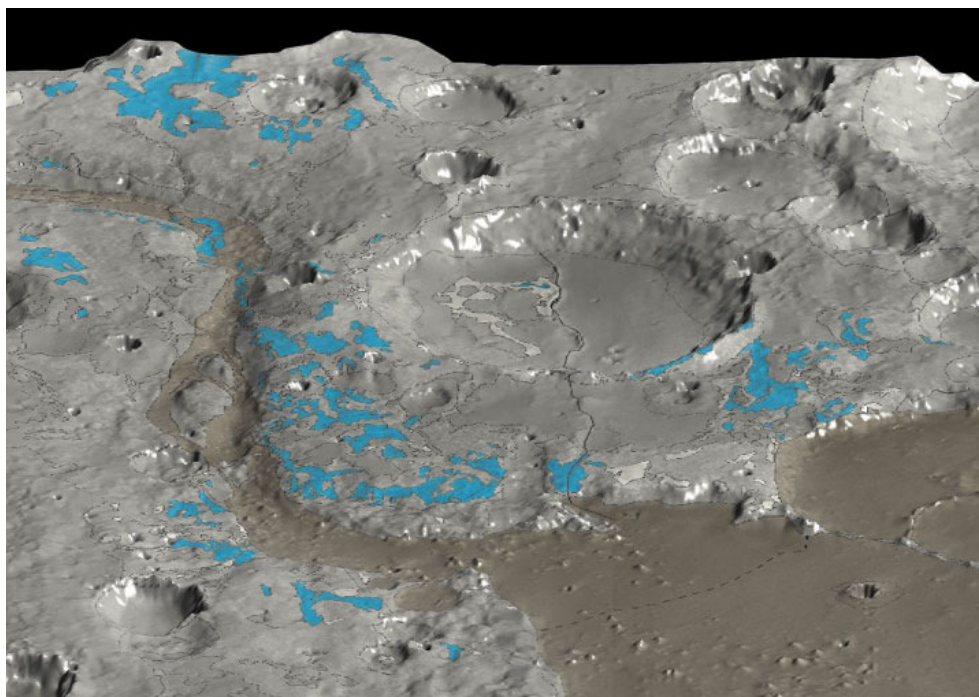


Figure 3-1 : Perspective 3D sur les plateaux de la région de Mawrth Vallis avec détection de phyllosilicates par OMEGA, cartographie sur HRSC, et projection sur MNT MOLA.

Comme on l'a vu en section 1, le nombre de données disponibles et leur « volume » s'est considérablement accru depuis 1997 et les sondes américaines Pathfinder et Mars Global Surveyor. Cette dernière a battu le record de longévité d'une sonde autour de Mars, avec près de 10 ans de service. Les sondes Mars Odyssey/NASA et Mars Express/ESA ont vu leur mission prolongée plusieurs fois et continuent à fournir de précieuses données, en améliorant les conditions d'acquisition ou en complétant la couverture.

Une étude complète morphologique et minéralogique de la surface nécessite de manier les différentes données photogéologiques, spectrales et topographiques, en attendant d'envoyer des sondes sur place, ou de pouvoir ramener des échantillons. La sonde européenne Mars Express a eu l'occasion de montrer plusieurs fois depuis 2004 le grand intérêt de ses données, avec par exemple la première couverture quasi-globale de la surface par une caméra hyperspectrale infrarouge, et la première couverture systématique en stéréoscopie pour des MNTs à haute résolution.

3.1. Le spectro-imageur OMEGA

L'Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, OMEGA, est un spectro-imageur avec deux principaux objectifs scientifiques :

- d'une part la caractérisation de la composition des matériaux de la surface, et la distribution spatio-temporelle de différentes classes de silicates, de minéraux hydratés, d'oxydes et de carbonates dans les sols et les roches, ainsi que celles des glaces et des givres ;
- et d'autre part les distributions spatio-temporelles de différents composants atmosphériques, en particulier le CO₂, le CO, la vapeur d'eau et les aérosols.

Au cours de ma thèse, c'est essentiellement pour caractériser et cartographier des minéraux de surface que j'ai utilisé les données d'OMEGA, l'influence de l'atmosphère étant plutôt un facteur gênant dans l'analyse des spectres puisqu'elle modifie le spectre de réflexion ou d'émission propre au sol. Il a donc fallu corriger ou éviter les effets atmosphériques pour les études spectrales.

OMEGA a été conçu à la fin des années 80, pour partir avec la mission russe Mars-96. Cette dernière ayant échoué, c'est donc le modèle de rechange d'OMEGA qui est parti sur Mars Express. L'instrument a été amélioré entre temps par une nouvelle électronique de bord et un système embarqué de compression des données.

3.1.1. Description de l'instrument

OMEGA est un spectro-imageur qui observe dans le visible et l'infrarouge (0.35 à 5.1 μm) avec une résolution au sol allant de 5km à 300m par pixel selon l'altitude de la sonde Mars Express (voir Tableau 3-1). Il est divisé en trois détecteurs distincts :

- VNIR : visible and near infrared, de 0.35 à 1 μm (nommé aussi voie V)
- SWIR : short wavelengths infrared, de 0.9 à 2.7 μm (nommé aussi voie C)
- LWIR : long wavelengths infrared, de 2.5 à 5.1 μm (nommé aussi voie L)

VNIR fonctionne en mode pushbroom : le détecteur est une matrice de CCD 384 x 288, on acquiert une image de la surface le long d'une fente perpendiculaire au déplacement de la sonde, sur 384 pixels ; la lumière est diffusée dans l'autre direction du CCD pour obtenir le spectre en 288 'spectels' (spectral elements) pour chacun des 384 pixels. On obtient alors à chaque acquisition le spectre pour une ligne de surface d'un pixel de large. Pour obtenir une image 2D, le déplacement de

la sonde sur son orbite fournit l'autre dimension : lorsque la sonde s'est suffisamment déplacée, on acquiert une nouvelle série de 384 pixels, ainsi de suite, jusqu'à obtenir une image de la surface de plusieurs centaines ou milliers de lignes, chaque pixel possédant une information spectrale propre.

SWIR et LWIR fonctionnent en mode whiskbroom : chacun des deux détecteurs est une barrette de 128 éléments, et grâce à un réseau on diffuse le flux reçu de Mars pour acquérir un spectre de 128 spectels pour un seul pixel. On passe ensuite au pixel suivant grâce à un miroir à balayage, dans la direction perpendiculaire au déplacement de la sonde sur son orbite, afin d'obtenir là aussi une ligne de surface, ou 'fauchée'. Cependant il faut un temps assez long pour obtenir une ligne, et selon la vitesse de la sonde (et donc selon son altitude) il faut diminuer le nombre de pixels par ligne : il faut en effet que le premier pixel d'une ligne soit joint au premier pixel de la ligne précédente, ce qui limite le temps d'acquisition d'une ligne (voir Figure 3-2 et Tableau 3-1). Ainsi, plus l'altitude de la sonde est faible, plus la sonde est rapide, plus le temps d'acquisition d'une fauchée doit être court, et donc plus le nombre de pixel par ligne est faible.

L'IFOV (Instantaneous Field Of View) de chaque élément est de 1.2 mrad, ainsi le champ de vue maximal d'OMEGA est de 8.8° (128 x 1.2 mrad), mais il varie selon le nombre de pixels par fauchée, et donc selon l'altitude de la sonde.

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

Tableau 3-1: Largeur de la fauchée en fonction de l'altitude pour les voies SWIR et LWIR (Thèse Aline Gendrin)

Il faut préciser que la matrice CCD de VNIR comprenant 384 pixels pour la dimension spatiale, on doit sommer les pixels trois par trois pour obtenir l'équivalent des 128 pixels de SWIR et LWIR. Lorsque la largeur de fauchée est inférieure à 128 pixels, on ne retient que les pixels centraux qui correspondent au champ de vue de SWIR et LWIR. De la même façon, afin d'augmenter le rapport signal/bruit (et de limiter la taille des données), les 288 spectels de VNIR sont sommés par 2 ou par 3, ce qui nous amène à un échantillonnage spectral de 5 ou 7.5 nm. Avec 128 spectels pour SWIR et LWIR, leur échantillonnage spectral est

respectivement de 14 et 21 nm, avec un décalage de 1 à 3 nm aux extrémités du champ de vue.

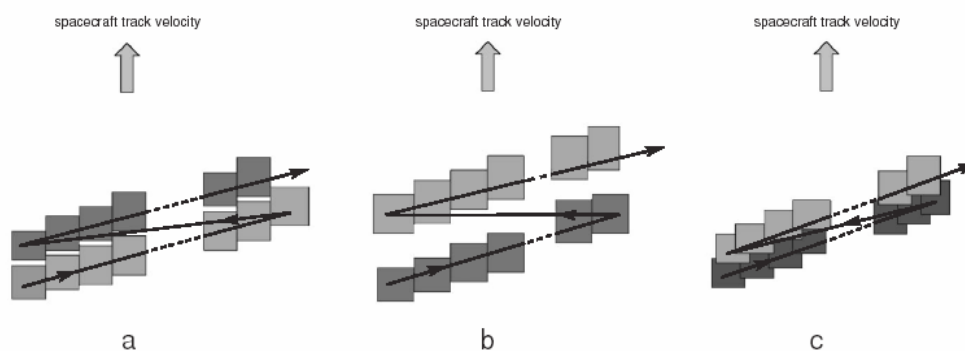


Figure 3-2 : Illustration du mode whiskbroom de SWIR et LWIR ; a) couverture de la surface optimale, b) surface pas assez observée, c) recouvrement partiel entre deux lignes [Bibring et al., 2004]

OMEGA arrive ainsi à un rapport signal sur bruit S/N supérieur à 100 sur la totalité du domaine spectral couvert, ce qui permet l'identification de bandes d'absorption avec une précision de l'ordre de 1%.

3.1.2. Organisation des données

L'Institut d'Astrophysique Spatiale a été choisi par l'ESA pour être un des lieux de stockage des données reçues de l'instrument OMEGA. Les données passent auparavant par l'ESOC à Darmstadt pour calculer les données géométriques et de fonctionnement pour chaque acquisition. Elles sont organisées par le numéro de l'orbite pendant laquelle elles ont été acquises. Depuis décembre 2004 à juin 2008, Mars Express a effectué plus de 5500 orbites autour de Mars, mais toutes n'ont pas donné lieu à l'acquisition de données, la sonde devant partager le temps d'observation et la capacité de stockage des données entre les différents instruments à son bord.

Le volume des données représente à ce jour plusieurs centaines de millions de spectres acquis sur la planète. Plusieurs images peuvent être acquises au cours d'une même orbite. Les données reçues sont organisées en cubes à 3 dimensions, représentés Figure 3-3 :

- La première est une dimension spatiale, elle correspond au nombre de pixels ayant servi à l'acquisition, dans le sens transverse au déplacement de la sonde sur son orbite : Mars Express ayant une orbite quasi-polaire, cette dimension est proche d'un déplacement en longitude;

- La seconde est la dimension spectrale, qui contient toujours les 352 spectels des trois voies, VNIR , SWIR et LWIR ;
- La troisième est la seconde dimension spatiale, le nombre de scans effectués durant l'acquisition, au cours du déplacement sur l'orbite. Cette dimension est obtenue par le déplacement de la sonde, et est proche d'un déplacement en latitude.

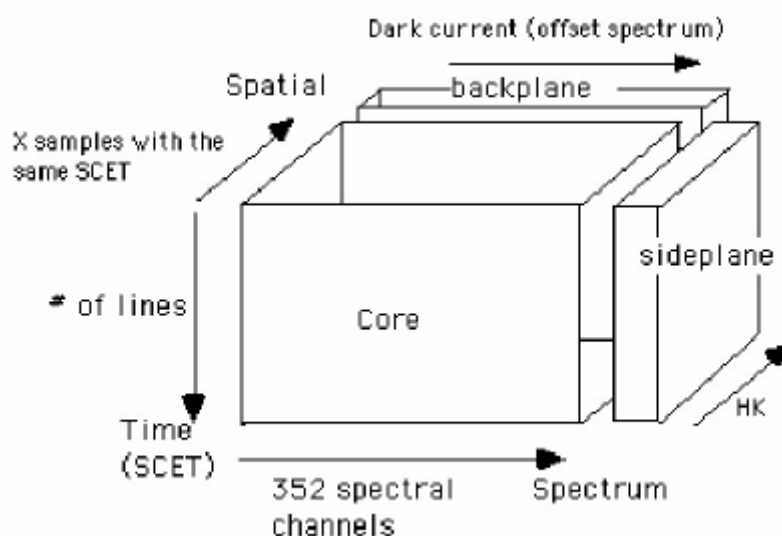


Figure 3-3 : Organisation d'un cube de données OMEGA

En plus des données chaque cube contient des informations de calibration (voir Figure 3-3) :

- Le « backplane » contient l'acquisition du courant d'obscurité de chaque spectel, pris une fois à chaque fauchée ;
- Le « sideplane » contient de nombreuses informations sur l'état de la sonde et de l'instrument au moment de l'acquisition, en particulier leur température, l'angle du miroir d'entrée, etc.

Parallèlement à la réception des données d'acquisition, l'ESOC fournit les informations géométriques prévues de chaque pixel, dans un autre cube de mêmes dimensions spatiales : altitude, latitude et longitude du centre et des quatre coins de chaque pixel de mesure, angle d'incidence du soleil à la surface, etc.

Ces cubes sont au format PDS (Planetary Data System), format générique pour les instruments spatiaux attachés aux sciences planétaires.

Les cubes de données fournis par l'ESOC sont au niveau dit « 1B » : chaque « spectre » est en fait le signal numérique en DN (Data Number) lu pour chaque spectel. Afin d'obtenir un véritable spectre de la surface et/ou de l'atmosphère de

Mars, il faut traiter les données pour les ramener à une intensité réémise par la planète par rapport au flux de lumière reçue par le soleil.

Pour commencer le traitement de données, l'IAS met à disposition un logiciel de lecture des cubes et de traitement, régulièrement mis à jour. Ce logiciel, qui fonctionne sous IDL, permet de calculer le flux énergétique associé, en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$, grâce à la fonction de transfert liée à chaque spectel d'OMEGA, puis de le comparer au flux solaire reçu. Le logiciel permet également d'accéder aux données de calibration, qui permettent de vérifier l'état des spectels (éléments de résolution spectrale) et l'état de l'instrument en général. En effet avec le temps les détecteurs s'abîment (les rayons cosmiques peuvent régulièrement détruire des pixels du CCD, notamment sur des détecteurs infrarouge). Aujourd'hui, après près de 4 ans d'utilisation, plusieurs dizaines de spectels sont touchés, et il faut adapter les corrections en fonction de la dégradation des capteurs au cours des orbites.

Voir aussi le document décrivant en détail l'organisation des données OMEGA : OMEGA Experiment Archive Interface Control Document, OME-DU-061-214 (2005) :

[www.rssd.esa.int/SYS/include/pubs_display.php?project=MARSEXPRESS
&id=397683](http://www.rssd.esa.int/SYS/include/pubs_display.php?project=MARSEXPRESS&id=397683)

3.1.3. L'étalonnage

Les spectres enregistrés par OMEGA dépendent des minéraux présents sur Mars, mais aussi du spectre du Soleil, du spectre thermique de Mars pour le canal LWIR, des aérosols martiens, de l'atmosphère, et de la fonction de transfert de chaque spectel de l'instrument en lui même. Il faut donc pouvoir corriger le plus possible tous ces effets avant de tirer des conclusions quant à la composition minéralogique de la surface. La Figure 3-4 donne un exemple de l'aperçu des données fournies par OMEGA : pour chacun des pixels d'une image, on accède à un graphe donnant la valeur numérique (DN) lue pour chaque spectel d'OMEGA entre 0.35 et 5.1 μm . On pourra remarquer ici qu'on a bien un recoupement des domaines spectraux des trois canaux VNIR (bleu), SWIR (noir) et LWIR (rouge).

L'étalonnage consiste en trois parties principales :

- un étalonnage spectral, qui permet de connaître le profil en longueur d'onde de chaque spectel (position et largeur spectrale) ;
- un étalonnage radiométrique, consistant à mesurer la valeur du signal de sortie de chaque élément des détecteurs en fonction d'un flux de lumière reçu ;
- un étalonnage spatial, pour déterminer la direction précise de visée correspondant à chaque pixel et spectel des détecteurs.

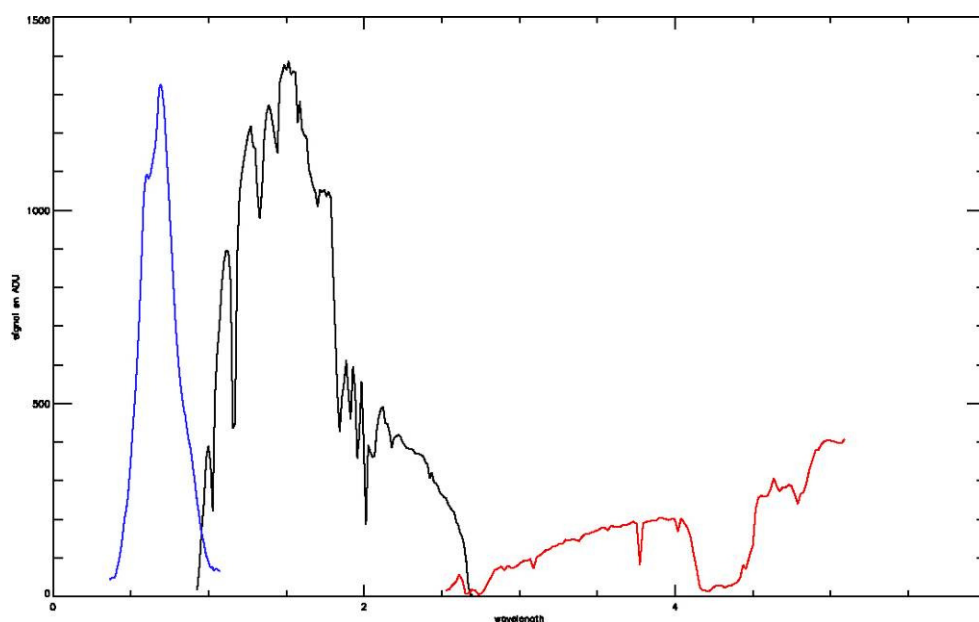


Figure 3-4 : valeur numérique lue pour chaque spectel, en fonction de sa longueur d'onde centrale, pour un pixel OMEGA. En bleu : voie VNIR, en noir : voie SWIR, en rouge : voie LWIR.

L'étalonnage spectral, effectué au sol, à l'IAS à Orsay, a montré que la position spectrale d'un spectel reste constante à quelques nanomètres près (1 à 3 nm de décalage dépendant de la position de visée dans le champ lorsqu'on fonctionne en mode whiskbroom), ce qui est largement inférieur à la largeur de spectel. On considérera par la suite la position des spectels constante.

L'étalonnage spectral a été vérifié durant la croisière en observant la Terre et Mars. Un décalage de 11 nm (vers les courtes longueurs d'onde) pour les spectels de SWIR a alors été détecté, les fichiers ont été modifiés en conséquence (Gendrin Aline, Thèse).

L'étalonnage radiométrique, également effectué à l'IAS, a permis d'obtenir la fonction de transfert de l'instrument, en observant différents corps noirs à différentes températures. La Figure 3-5 montre la fonction de transfert pour les spectels des trois canaux d'OMEGA. On évitera de travailler avec les spectels des bords des détecteurs, qui ont une fonction de transfert très faible et un comportement imprévisible (voir thèse d'Aline Gendrin [2004]).

L'étalonnage a permis également de remarquer que les détecteurs ont un comportement non linéaire pour des valeurs de flux hautes et basses. Yves Langevin a intégré au traitement des données une fonction qui permet de corriger cet effet. On verra lors des exemples d'utilisation d'OMEGA pour la détection de certaines bandes d'absorption que les détecteurs ont encore un comportement non

linéaire pour certains spectels, qui peuvent faire croire à une détection si l'on ne vérifie pas systématiquement le comportement des spectels (voir section 3.1.8).

Enfin on remarquera sur les spectres une bosse autour de 1.3-1.4 μm , peut-être due à un recouvrement d'ordres dans le spectromètre, et à prendre en compte lors de l'interprétation des spectres. Un recouvrement d'ordres peut arriver dans un spectromètre à réseau diffractant un spectre de lumière continue, car une même longueur d'onde peut se retrouver réémise par le réseau dans plusieurs directions (plusieurs « ordres »), il arrive ainsi que le détecteur reçoive sur le même pixel un signal provenant de plusieurs longueurs d'ondes différentes, alors que le but du spectromètre est de les séparer, il y a alors recouvrement d'ordres.

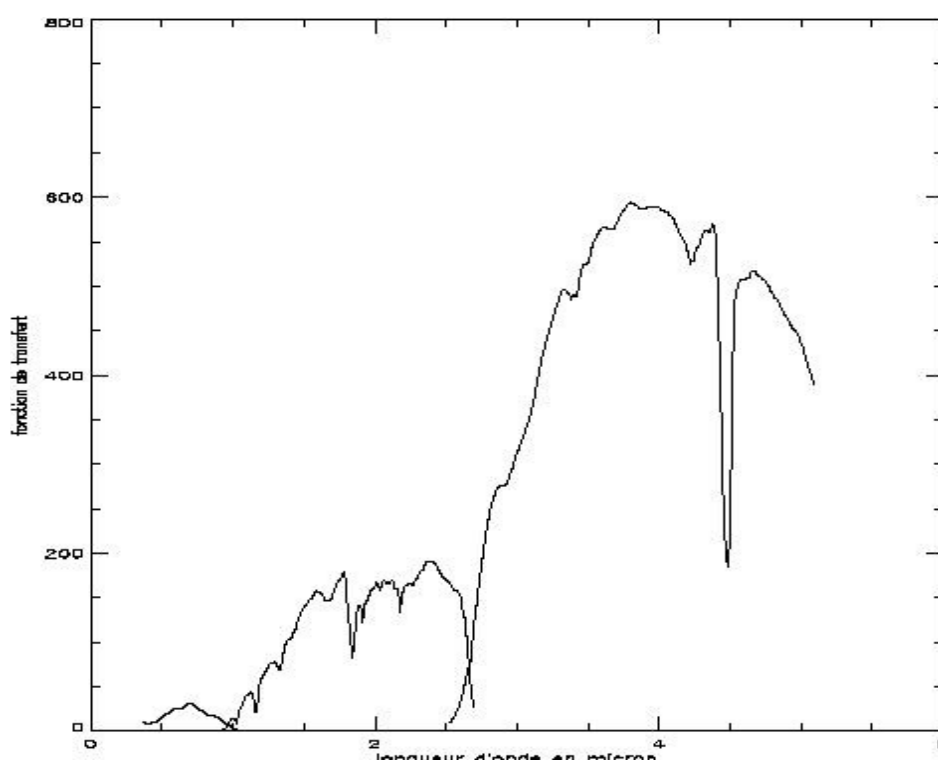


Figure 3-5 : Fonction de transfert de l'instrument OMEGA pour les trois canaux VNIR, SWIR et LWIR en fonction de la longueur d'onde.

En ce qui concerne l'étalonnage spatial, l'IFOV particulier de chaque élément des détecteurs a été déterminé, et il est important de prendre en compte les légères différences d'IFOV d'un élément à l'autre ($\sim 1\%$). De plus les trois détecteurs ont des directions de visée légèrement différentes avec des décalages spatiaux qui varient dans le temps entre les voies. Il faut localiser les pixels des différentes voies qui correspondent à la même zone d'observation, et l'on a en général un décalage de 3 à 4 pixels entre les voies VNIR et SWIR et de 1 pixel entre SWIR et LWIR dans une direction oblique au déplacement sur l'orbite. Pour la détection de minéraux durant

cette thèse, je me sers quasi exclusivement de la voie SWIR, il ne me sera donc pas nécessaire de faire cette opération.

3.1.4. Transformation des spectres en réflectance

Les spectres enregistrés tiennent compte, en plus de la composition de la surface, du spectre solaire réfléchi (surtout entre 0.5 et 3 μm), de l'émission thermique de la planète (au delà de 3 μm), et de l'effet de l'atmosphère.

La radiance reçue par OMEGA est donc la somme du solaire réfléchi :

$$r_F(i, e, \varphi) \frac{E_S}{\pi R^2} A(\mu_0, \mu)$$

Et de l'émission thermique :

$$B_\lambda \varepsilon(e) A(\mu)$$

Où i : angle d'incidence entre direction du Soleil et normale à la surface locale

e : angle d'émergence entre normale à la surface et direction d'observation

φ : angle de phase entre direction du Soleil et direction d'observation (voir Figure 3-6)

$E_S/\pi R^2$: irradiance (puissance incidente par unité d'aire) à la distance R de Mars

B_λ : radiance du corps noir à la température de la surface observée

r_F : réflectance bidirectionnelle de la surface

ε : émissivité de la surface

A : transmittance atmosphérique

$\mu_0 = \cos(i)$, $\mu = \cos(e)$

Si on considère que la surface émet de façon isotrope (elle est alors dite lambertienne), on connaît alors une relation entre l'émissivité de la surface et sa

réflectance bidirectionnelle : $\varepsilon = 1 - \frac{r_F}{\cos(i)}$ [Erard et Calvin, 1997].

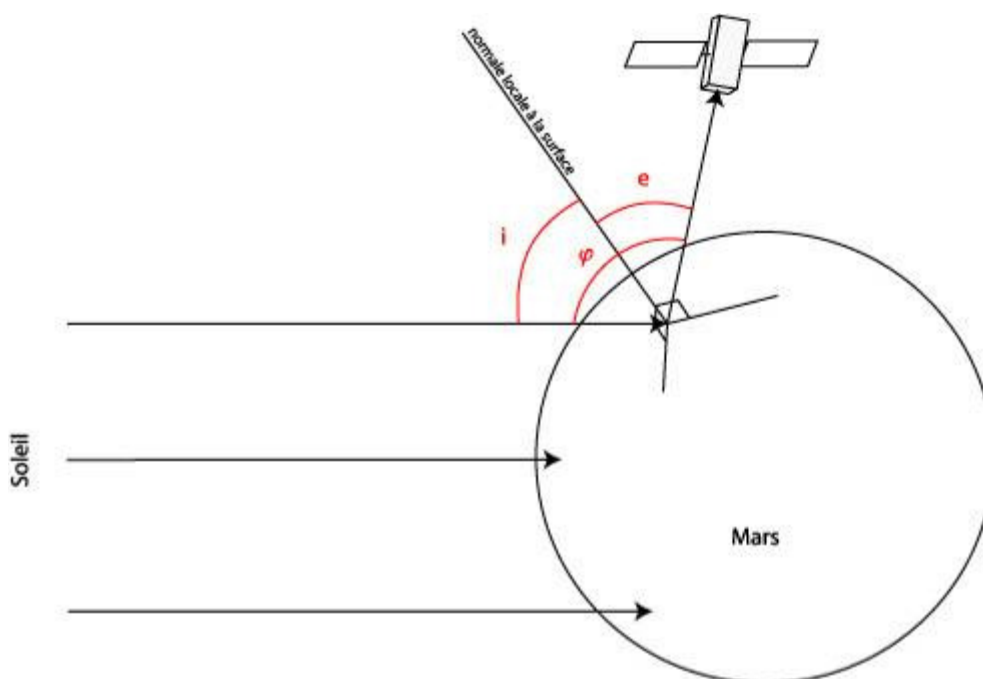


Figure 3-6: Représentation des angles d'incidence i , d'émergence e et de phase φ entre le Soleil, Mars et la sonde Mars Express

Maintenant, pour connaître la réflectance de la planète (qui dépend de la composition du sol), il ne nous reste plus qu'à connaître le spectre solaire au niveau de la planète, la température de la surface observée, et la transmittance de l'atmosphère martienne au-dessus du point d'observation.

Nous n'utiliserons pas durant cette thèse la voie LWIR, où il faut tenir compte du rayonnement thermique de la planète, qui prend le pas sur le rayonnement solaire réfléchi : ainsi on peut ici s'affranchir de la connaissance de la température du sol au moment de l'observation. Le spectre pour les voies VNIR et SWIR est constitué du rayonnement solaire réfléchi, ainsi les données tiennent compte de deux facteurs en plus de la composition du sol : le spectre solaire et la transmittance de l'atmosphère aux différentes longueurs d'onde.

Pour des raisons de simplicité de la correction, on choisira un spectre solaire constant. Il existe effectivement des raies dans le spectre solaire qui varient, mais ces raies sont très fines par rapport à la résolution spectrale d'OMEGA, leurs variations ne paraîtront donc pas par la suite. On considère également que la variation de distance de la planète par rapport au soleil est trop faible pour avoir une influence sur les spectres d'observation, et pour calculer le flux solaire reçu, on utilisera une valeur moyenne constante de la distance Mars-Soleil. De plus si la

correction du spectre solaire faisait apparaître une bande dans le spectre final, cette bande serait commune à tout un cube de données, et comme on compare toujours les détections aux formations géologiques, il serait facile de comprendre que ces pseudo-détections sont à rejeter, ne correspondant à aucune formation particulière en surface.

Le spectre utilisé par l'équipe OMEGA est un spectre modélisé avec une méthode similaire à celle utilisée pour les spectro-imageurs terrestres, adapté à l'échantillonnage d'OMEGA (spectre calculé dans Colina et al. [1996]). Ce spectre est précis à quelques pourcents près.

Afin de corriger les spectres mesurés par OMEGA, on les divise par ce spectre solaire de référence. Le résultat est alors un spectre en I/F : intensité reçue par l'instrument sur flux reçu par la surface de Mars depuis le Soleil avant réflexion.

Toutes ces étapes de lecture des données spectrales et de navigation, d'étalonnage et de transformation en réflectance, sont effectuées grâce à un programme IDL fourni par l'IAS « readomega.pro », et diffusé par l'ESA.

3.1.5. Correction atmosphérique

L'absorption due à l'atmosphère terrestre est dominée par H₂O, avec des contributions de O₂, O₃ et CO₂. Sur Mars, l'absorption dominante est due au CO₂.

La méthode utilisée pour modéliser la transmittance de l'atmosphère martienne part du principe que la contribution suit une loi de puissance avec l'altitude. On peut alors écrire :

$$\textit{spectre sans atmosphère} = \frac{\textit{spectre avec atmosphère}}{\textit{contribution atmosphérique}^z}$$

Avec z dépendant de l'altimétrie.

Une contribution atmosphérique de référence a été mesurée à haute résolution en observant le sommet d'Olympus Mons, plus haut sommet de Mars, puis le pied du volcan, et en soustrayant les deux spectres : c'est la contribution pour une atmosphère d'épaisseur équivalente à la hauteur d'Olympus Mons, si l'on considère que la réflectance de la surface est la même au sommet et au pied du volcan.

La routine IDL que j'ai utilisé pour la correction atmosphérique a été écrite par Yves Langevin. Elle évalue l'épaisseur optique sur un spectre, grâce à la bande d'absorption du CO₂ à 2 μm. En la soustrayant à l'épaisseur optique de l'atmosphère de référence d'épaisseur équivalente à Olympus Mons, on obtient z

dans l'équation ci-dessus, la puissance qu'on doit appliquer à la contribution atmosphérique calculée précédemment.

Parfois des nuages de glace d'eau circulent dans l'atmosphère martienne, surtout à certaines saisons, lorsque les calottes polaires se subliment en partie, et que de l'eau est libérée dans l'atmosphère [Montmessin et al., 2004]. Ces nuages de glace dégradent fortement la qualité des spectres de surface. Il faut donc trouver un modèle de correction de ces glaces pour pouvoir analyser une surface sans avoir à reprogrammer une observation de la même zone. J'ai utilisé durant ma thèse une méthode développée par François Poulet qui permet dans certains cas de corriger efficacement les spectres de la présence de nuages de glace d'eau. Il reste cependant toujours plus sûr d'utiliser des observations sans nuage, et lorsque plusieurs observations sont disponibles pour une même zone, on privilégiera celles sans nuage de glace.

Pour finir, l'équipe OMEGA a mis au point des méthodes pour ôter le rayonnement thermique de la surface des données, et retrouver ainsi des bandes dues à la composition de la surface dans le domaine supérieur à 3 μm . Ceci permettra d'utiliser avec plus de précision les données de la voie LWIR, dont le domaine de longueurs d'onde est dominé par le rayonnement thermique du sol martien [voir thèse de Denis Jouglet ; Jouglet et al., 2007]

3.1.6. L'analyse des spectres

Avec les spectres dépendant uniquement de la nature du sol martien, et pour détecter des minéraux, nous allons calculer les « index spectraux » de certaines bandes d'absorption afin d'identifier les minéraux dans le domaine de longueurs d'onde disponible. J'ai effectué l'analyse des spectres à l'aide des logiciels IDL et ENVI. La méthode générale adoptée pour calculer ici ces index est basée sur l'équation suivante :

$$index\ spectral = 1 - \frac{2 \times I / F_{longueur\ d'onde\ centrale\ de\ la\ bande}}{I / F_{longueur\ d'onde\ à\ droite} + I / F_{longueur\ d'onde\ à\ gauche}}$$

Ici le terme « longueur d'onde » désigne la valeur en I/F du spectre à cette longueur d'onde. Les longueurs d'onde à droite et à gauche sont prises dans le continuum. Le résultat est nul si le spectre est plat, entre 0 et 1 selon la profondeur de la bande, il sera donc généralement exprimé par la suite en pourcentage. Cet index spectral d'une bande est lié à la profondeur de cette bande, il est par contre plus facile à calculer de manière systématique comme on cherche à le faire pour étudier les spectres, et permet d'éviter d'éventuels spectels moins fiables

(absorption atmosphérique, rayon cosmique ayant altéré un détecteur) qui pourraient être présent dans la bande d'absorption. Afin de s'adapter aux différentes bandes et aux contraintes instrumentales ou de correction, on pourra donner des coefficients aux différentes longueurs d'onde de l'équation ci-dessus, ou prendre en compte plus de longueurs d'onde dans le calcul de l'index spectral.

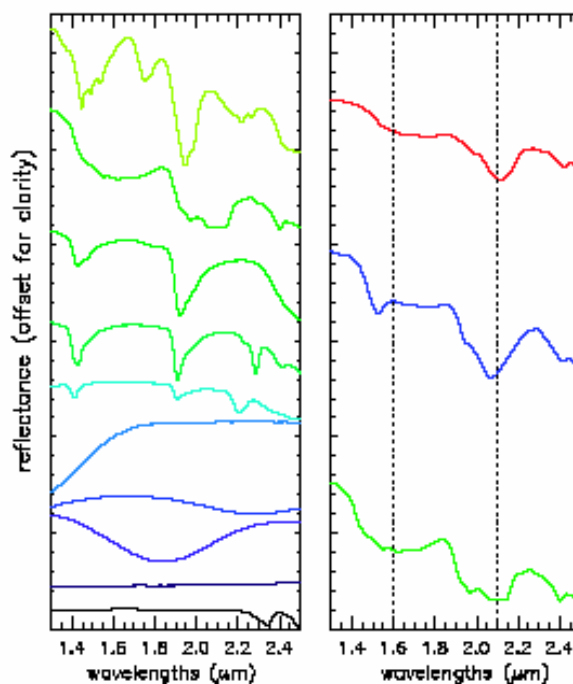


Figure 3-7: Spectres de laboratoire de minéraux terrestres qu'on s'attend à retrouver dans le sol martien, sur une partie du domaine de la voie SWIR. De haut en bas et de droite à gauche : gypse (sulfate), kiesérite (sulfate), chabazite (zéolite), nontronite (phyllosilicate), montmorillonite (phyllosilicate), olivine, diopside (clinopyroxène), enstatite (orthopyroxène), hématite (oxyde), calcite (carbonate), Zn-sulfate, Mn-sulfate et kiesérite (Mg-sulfate) [Gendrin et al., 2005].

Nous allons dans la plupart des cas conclure sur toute une famille de minéraux caractérisés par la présence d'une même bande, et pas sur la présence d'un minéral particulier, et nous n'aurons que rarement accès à une composition précise de la roche entière. Il faudra donc analyser parallèlement la présence de plusieurs bandes d'absorption sur les mêmes spectres pour caractériser avec plus de précision la minéralogie du sol. De plus, un pixel de détection d'OMEGA couvre des surfaces entre $\sim 10^5$ m² et plusieurs km², et sur de telles surfaces plusieurs minéraux sont présents : nous n'avons pas accès à un spectre pur d'un minéral. Outre les effets atmosphériques, la présence de poussière recouvrant le sol de Mars peut aussi affaiblir les bandes d'absorption recherchées. En effet, dans le proche

infrarouge, on ne sonde que les premiers micromètres de la surface, et une fine couche de poussière suffit pour cacher le signal de la roche.

Pour plus de certitudes sur la détection de bandes, on peut aussi faire le rapport entre le spectre de la zone à étudier et un spectre de référence plat d'une zone poussiéreuse située à proximité et de radiance similaire (afin d'avoir des conditions atmosphériques et instrumentales proches). Cela permet de faire disparaître les erreurs systématiques de l'instrument et des corrections et donc de faire mieux ressortir les bandes d'absorptions qui correspondent vraiment à la détection de minéraux [voir notamment Gendrin et al., 2005].

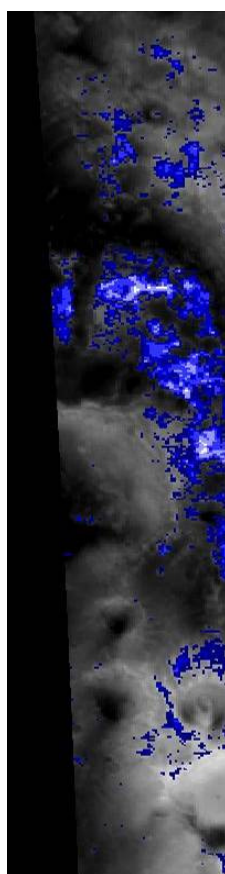


Figure 3-8: Exemple de détection de minéraux hydratés (index spectral de la bande à 1.93 μm , de 2% à 6% du bleu foncé au blanc), superposé sur l'albedo à 1 μm donné par OMEGA, région de Mawrth Vallis, cube ORB2240_4. Le nord est vers le haut.

Rappelons qu'OMEGA fournit des spectres de la surface entre 0.35 et 5.1 μm , selon trois voies : VNIR entre 0.35 et 1 μm , SWIR entre 0.9 et 2.7 μm et LWIR entre 2.5 et 5.1 μm . Les données de la voie LWIR se situent dans le rayonnement thermique émis par la planète, et tant que le corps noir équivalent pour chaque pixel de la surface n'a pas été calculé, les bandes d'absorption des minéraux sont

plus difficiles à mesurer dans ce domaine de longueur d'onde. La voie visible VNIR couvre un domaine spectral qui possède peu de bandes d'absorption caractéristiques des principaux minéraux hydratés recherchés au cours de cette thèse à la résolution spectrale d'OMEGA. C'est pour cela que cette étude est concentrée sur la voie infrarouge SWIR, et que les spectres présentés ici vont de 0.9 à 2.7 μm . De nombreux minéraux communs ont des bandes d'absorption spécifiques dans ce domaine spectral (cf Figure 3-7 pour des exemples de spectres de laboratoire). Ainsi il est déjà possible de différencier de nombreux minéraux en utilisant uniquement cette voie.

Quand pour chaque pixel on calcule l'index spectral d'une bande d'absorption, on peut alors produire une carte du critère (en excluant tous les pixels dont l'index spectral est au-dessous d'une valeur seuil), qu'on pourra alors géoréférencer avec l'aide des informations géographiques des cubes de données de navigation (voir un exemple Figure 3-8), puis par exemple superposer avec une carte visible ou infrarouge à haute résolution du sol de Mars pour recueillir le maximum d'informations sur chaque unité géologique.

3.1.7. Les minéraux recherchés

Le Tableau 3-1 montre les index spectraux des différentes bandes utilisées au cours de cette thèse pour la cartographie des minéraux de surface. Les seuils de détections sont déterminés de manière empirique, il est donc fortement possible que la cartographie des minéraux ne soit pas complète, et que sur certains pixels la bande ne soit pas assez forte pour que OMEGA puisse détecter avec certitude des minéraux malgré tout présents.

On trouve généralement le pyroxène, un silicate de teinte sombre, dans les roches magmatiques, comme le basalte. Il est formé d'un assemblage de chaînes simples de complexes tétraédriques SiO_4 , sa formule générale est $\text{XY}(\text{SiO}_3)_2$, où X et Y sont des cations. Une étude spectrale dans le proche infrarouge avec OMEGA ne permet pas de distinguer la nature des cations, sauf concernant la teneur du pyroxène en calcium, qui déplace les bandes d'absorption du pyroxène dans le proche infrarouge. Un pyroxène riche en calcium (HCP pour « High Calcium Pyroxene », clinopyroxène) possède deux larges bandes centrées à 1.05 et 2.3 μm , alors qu'un pyroxène pauvre en calcium (LCP pour « Low Calcium Pyroxene », orthopyroxène) voit ses bandes déplacées à plus petites longueurs d'ondes, autour de 0.9 et 1.8 μm [Mustard et al., 2005].

L'olivine est un silicate riche en magnésium et en fer de formule générale $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, de couleur généralement verte. Sur Terre, elle est présente dans des

roches ignées, dans certaines roches métamorphiques et constitue une grande partie du manteau supérieur. Elle a été identifiée dans des météorites, sur la Lune, sur la comète Wild 2 ainsi que sur Mars. La composition de l'olivine varie entre ses deux pôles magnésium (forstérite) et fer (fayalite). Sur Terre, l'olivine riche en magnésium est plus commune que celle riche en fer. On l'identifie dans le proche infrarouge par la large bande centrée autour de $1\ \mu\text{m}$, dont la largeur, la position et la forme varie avec la concentration en fer [Mustard et al., 2005].

Les phyllosilicates sont des silicates en feuillets (du grec « phullon », feuille, et du latin « silis », silice) tel qu'illustrés Figure 3-9, qui forment des couches de Si_2O_5 tétraédriques. Parmi eux on trouve les groupes Serpentine, Minéraux argileux, Micas, et Chlorite. Les minéraux argileux ont la particularité d'avoir une taille très petite (quelques microns au maximum) et se forment sur Terre sous l'action de l'eau liquide à la surface (altérites, sols, sédiments) ou en sub-surface (diagenèse, altérations hydrothermales) [Meunier, 2002].

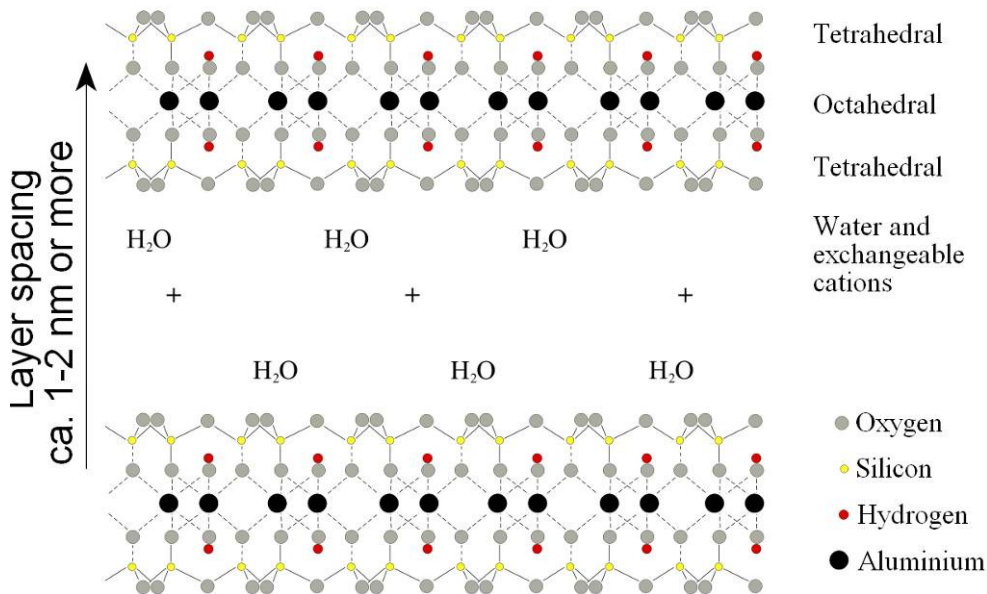


Figure 3-9 : Schéma représentatif de l'assemblage des atomes en feuillets dans une montmorillonite (Crédit image Andreas Trepte). On remarquera les molécules d'eau interfoliaires dont la présence pour faire changer l'épaisseur de cet espace.

On identifie les phyllosilicates par la présence d'une bande d'absorption centrée à $1.9\ \mu\text{m}$ dues à la molécule H_2O physiquement ou chimiquement liée au minéral, corrélée à une bande entre 2.1 et $2.5\ \mu\text{m}$ due à une liaison métal-OH dans le minéral, et dont la longueur d'onde dépend du métal présent (Tableau 3-2), ainsi qu'à une bande d'absorption centrée à $1.4\ \mu\text{m}$ [Clark et al., 1990].

| Nom de la bande | Description de la bande | Index Spectral | Seuil de détection |
|-----------------|---|---|---------------------|
| Pyroxène HCP | Large bande à 2.2 µm de clinopyroxène (High Calcium Pyroxene) | $\frac{1 - (R(2.15) + R(2.20))}{(R(1.81) + R(2.50))}$ | 1% |
| Forstérite | Bande à 1.0 µm due à une olivine riche en Mg | $R(1.56) / (0.1 * R(1.01) + 0.2 * R(1.21) + 0.7 * R(1.33))$ | ~104 (selon orbite) |
| Fayalite | Bande à 1.0 µm due à une olivine riche en Fe | $(0.5 * R(1.69) + 0.5 * R(1.70)) / (0.1 * R(1.01) + 0.1 * R(1.21) + 0.4 * R(1.36) + 0.4 * R(1.50))$ | ~102 (selon orbite) |
| 1.93 µm | Fine bande centrée à 1.93 µm due à des minéraux hydratés | $\frac{1 - (R(1.93) + R(1.94))}{(R(1.80) + R(2.12))}$ | 2% |
| 2.20 µm | Fine bande centrée à 2.20 µm due à la liaison Al-OH | $\frac{1 - (R(2.19) + R(2.20))}{(R(2.15) + R(2.27))}$ | 2% |
| 2.30 µm | Fine bande centrée à 2.30 µm due aux liaisons Fe-OH ou Mg-OH | $\frac{1 - R(2.30)}{(0.25 * R(2.26) + 0.25 * R(2.27) + 0.5 * R(2.34))}$ | 2% |

Tableau 3-2 : Description des index spectraux utilisés au cours de la thèse [voir aussi Poulet et al., 2007]. La forstérite et la fayalite représentent deux pôles extrêmes de l'olivine selon la proportion de fer et de magnésium, mais pas deux minéraux distincts.

3.1.8. Les précautions à prendre dans l'interprétation des données

3.1.8.1. Influence des nuages de glace d'eau

Une des orbites OMEGA sur la région d'Echus Chasma (ORB0920) a été acquise alors que des nuages de glace étaient présents au-dessus des terrains. OMEGA a donc enregistré à cette occasion des spectres indiquant la présence de glace d'eau. La bande d'absorption de la glace à 1.5 µm semble dépendre de la surface (Figure 3-10a), ce que l'on n'attend pas *a priori* de nuages. Nous allons voir ici à quoi cette dépendance pourrait être due.

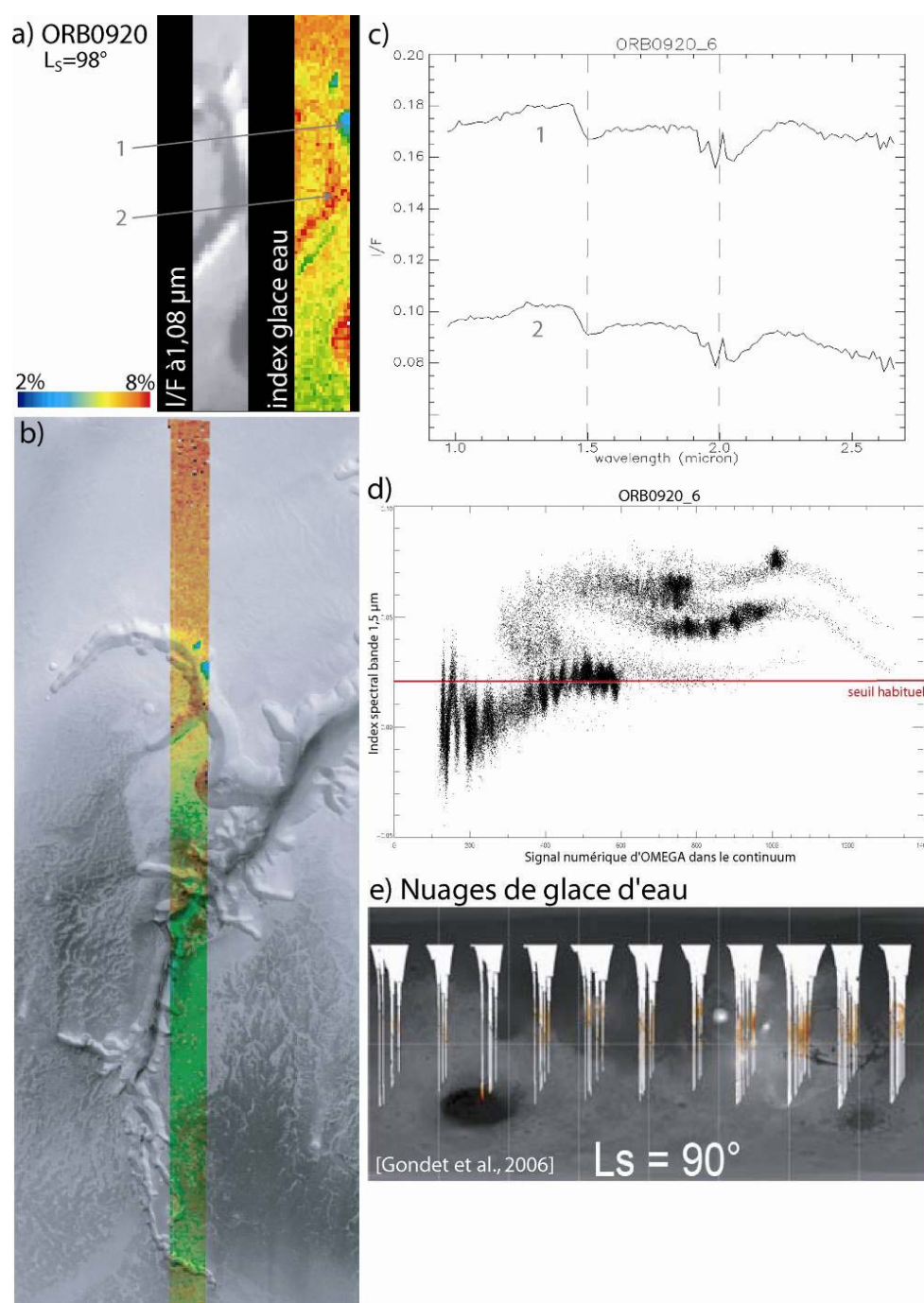


Figure 3-10: a) Partie de l'orbite ORB0920 d'OMEGA, avec l'index spectral de la bande à $1,50 \mu\text{m}$ de la glace d'eau ; b) index spectral OMEGA de la glace d'eau de la même orbite superposé à une image HRSC ; c) spectres d'une zone à l'ombre et d'une zone au soleil correspondant aux points 1 et 2 de l'image a) ; d) index spectral de la glace d'eau en fonction du signal numérique d'OMEGA dans le continuum près de la bande ; e) détection de nuages d'altitude de glace d'eau sur plusieurs années au début de l'été martien [Gondet et al., 2006].

La Figure 3-10 résume quelques caractéristiques de cette orbite. On remarque que l'index spectral de la glace n'est pas uniforme : il diminue du nord vers le sud, et le critère est plus élevé sur les terrains sombres (les flancs des canyons à l'ombre) que sur les terrains clairs (les flancs au Soleil). Ceci peut s'expliquer a priori de deux manières : soit un artefact instrumental qui fait apparaître la bande d'absorption plus forte lorsque le signal est plus faible, soit il s'agit réellement d'une présence plus importante de glace d'eau aux zones à l'ombre, plus froides, tel que la présence d'un dépôt de givre en surface, qui pourrait approfondir la bande à 1,50 μm .

Comme sur cette orbite le soleil est à l'ouest à l'heure de l'enregistrement, l'acquisition a été faite durant l'après-midi. On retrouve donc ce givre potentiel sur un flanc qui a été exposé au Soleil toute la matinée, alors que les flancs au Soleil durant l'acquisition sont pauvres en glace. S'il s'agit bien de givre, il devrait donc s'être déposé en quelques heures, depuis que le Soleil ne réchauffe plus les flancs du canyon à l'ombre à l'heure du passage de Mars Express. Cela semble peu vraisemblable, et la différence de profondeur de bande entre les flancs à l'ombre et au Soleil pourrait plutôt venir d'un effet instrumental.

Un spectre correspondant à chacune des deux zones à l'ombre et au soleil est représenté Figure 3-10c : on remarque bien la bande à 1,50 μm choisie pour cartographier la présence de glace d'eau, ainsi qu'une bande centrée autour de 2,0 μm , mais qui se retrouve superposée à une bande d'absorption du CO₂ atmosphérique qui est partiellement corrigée (on voit ici quelques pics rémanents après la correction). Il existe enfin une bande, plus large, s'étendant au-delà de 2,3 μm et centrée à 3.0 μm , et qui sort du domaine spectral du détecteur SWIR que j'utilise. De plus, cette dernière bande sature rapidement en présence de glace d'eau. La bande à 1,5 μm a ainsi été choisie pour cartographier la glace d'eau sur Mars [Langevin et al., 2007] et c'est son index spectral que je calcule systématiquement.

Regardons maintenant le diagramme Figure 3-10d, où j'ai tracé, pour chaque pixel, l'index spectral de la bande à 1,50 μm de la glace d'eau, en fonction du signal numérique (avant transformation en intensité) enregistré par un spectel du continuum, près de la bande (il s'agit d'un des spectels du continuum utilisé dans le calcul de l'index spectral). On observe ici une nuage dense de points d'index spectral < 3%. Ce nuage principal semble osciller (période ~34), mais également suivre une pente croissante de 200 à 600, pour finir par dépasser le seuil de 2% que l'on utilise habituellement. Cette oscillation est due à un effet de non-linéarité du détecteur OMEGA : le signal des différents spectels n'augmente pas de la même façon face à une augmentation de la luminosité, ainsi le critère spectral calculé à partir de quelques bandes peut se retrouver supérieur ou inférieur de quelques dixièmes de pourcents à sa valeur moyenne selon l'intensité lumineuse du

continuum. Le reste des pixels se détachent nettement de ce nuage dense pour des valeurs de l'index entre 2% et 8%, indiquant ainsi une réelle détection de glace d'eau.

Gondet et al. [2006] ont dressé une carte des nuages d'altitude de glace d'eau (Figure 3-10e) autour du solstice d'été, sur plusieurs années, et la région d'Echus Chasma est l'une des régions où se concentrent ces nuages. L'orbite OMEGA ORB0920 a été acquise à cette période de l'année ($L_s = 98^\circ$), et c'est ce phénomène que nous observons sur cette orbite.

3.1.8.2. Recherche d'hydratation et non-linéarité d'OMEGA

Dans ma recherche des implications de l'eau sur les plateaux d'Echus Chasma (voir section 4.1), j'ai cherché dans les spectres la présence de bandes d'absorption liées à des minéraux hydratés ou à la glace d'eau. Il est apparu lors du calcul des index spectraux qu'à la limite entre les terrains sombres et clairs des réseaux dendritiques, une faible bande d'absorption se creusait autour de $1,5 \mu\text{m}$, avec un index spectral inférieur à 2% (j'ai représenté les pixels où l'index spectral est compris entre 1% et 2% sur la Figure 3-11). Cette bande est présente dans le spectre d'absorption de la glace d'eau comme on l'a vu dans la section précédente.

On peut aussi remarquer Figure 3-10c que la bande à $2,0 \mu\text{m}$ de la glace d'eau est plus forte que celle à $1,5 \mu\text{m}$. On s'attend donc dans tout spectre de glace d'eau où l'on détecte une bande à $1,5 \mu\text{m}$, à voir une bande à $2,0 \mu\text{m}$. Hors, lorsque l'on regarde les spectres des plateaux où une faible bande à $1,5 \mu\text{m}$ est détectée, Figure 3-12, aucune bande à $2,0 \mu\text{m}$ n'est visible. Il reste donc deux possibilités pour expliquer la présence de cette bande : soit un artefact instrumental, soit la présence d'un autre candidat minéral à la surface.

En recherchant un seuil de détection plus adapté pour la bande à $1,5 \mu\text{m}$, j'ai tracé pour chaque cube de données l'index spectral en fonction du signal numérique d'OMEGA dans le continuum près de la bande, comme en Figure 3-10d. Ce diagramme permet de vérifier que certains pixels montrent une détection réelle, et d'adapter ainsi le seuil de détection pour cette bande et pour le cube de données en question. Reste ensuite à vérifier si les pixels où l'on considère avoir une détection correspondent effectivement à une zone précise à la surface de la planète.

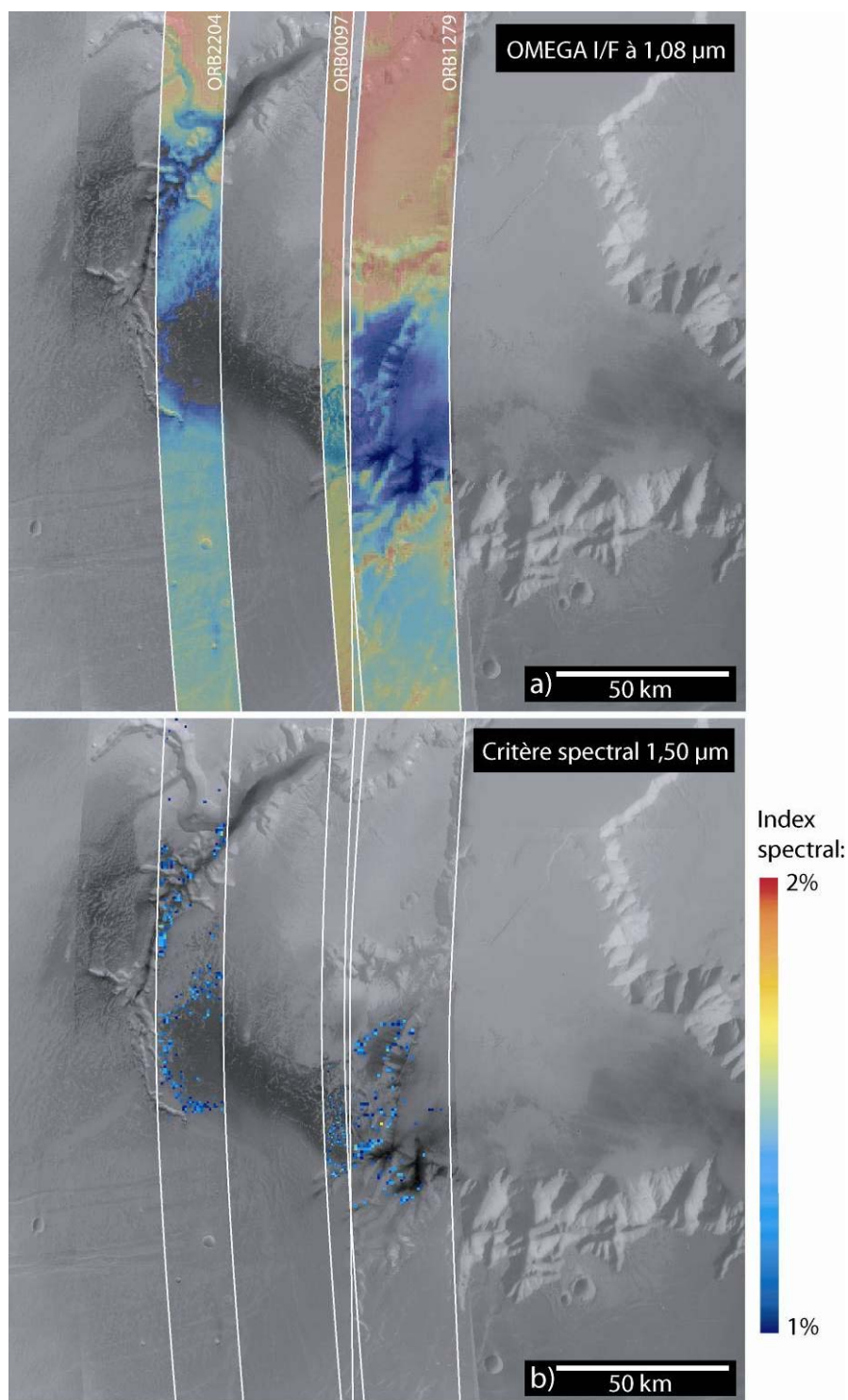


Figure 3-11: a) I/F à 1,08 μm mesurée par OMEGA, superposé à la mosaïque HRSC. b) Critère spectral OMEGA de la bande d'absorption de la glace d'eau à 1,5 μm . (la projection sinusoidale utilisée explique le courbure des orbites)

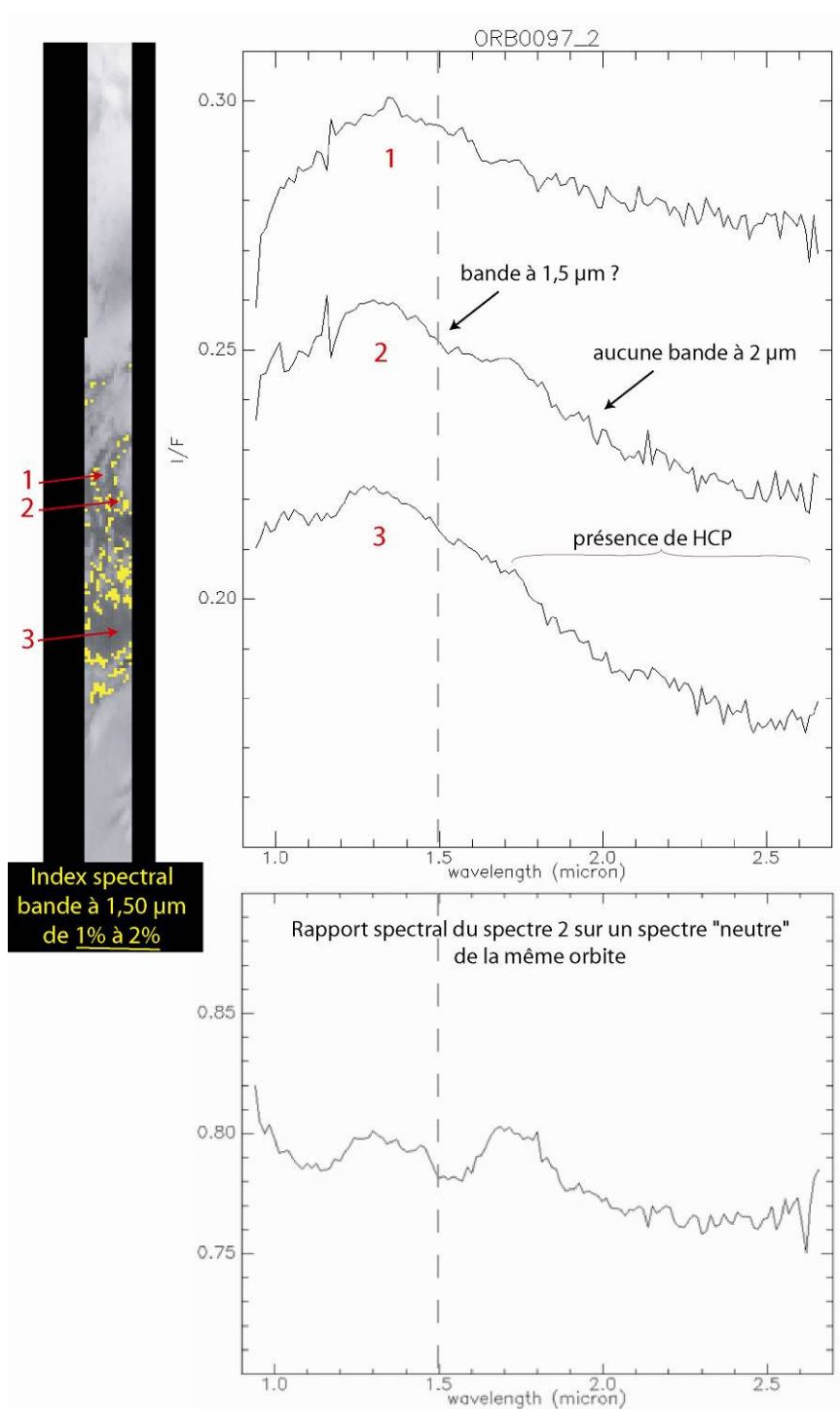


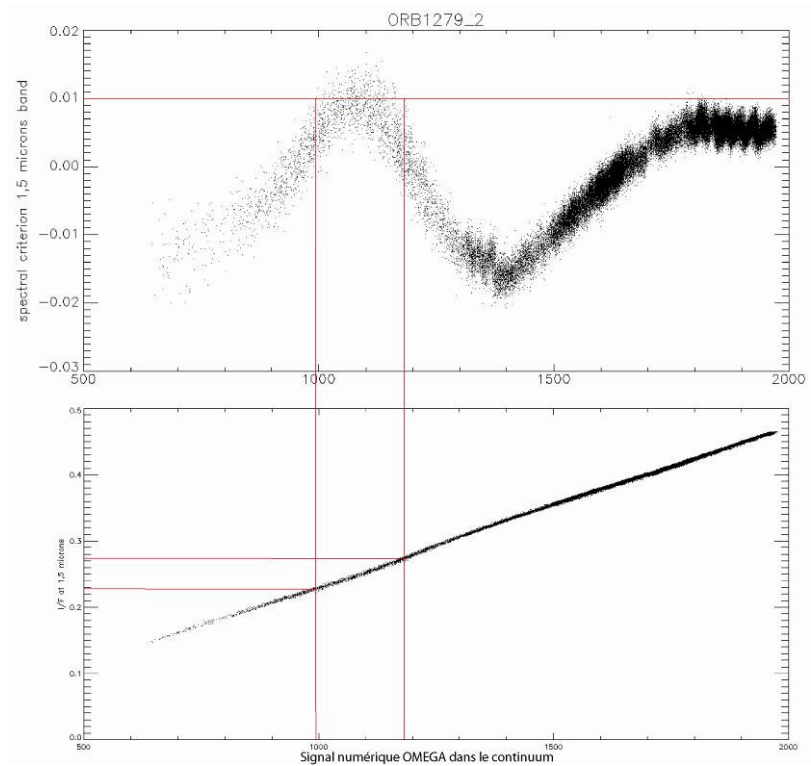
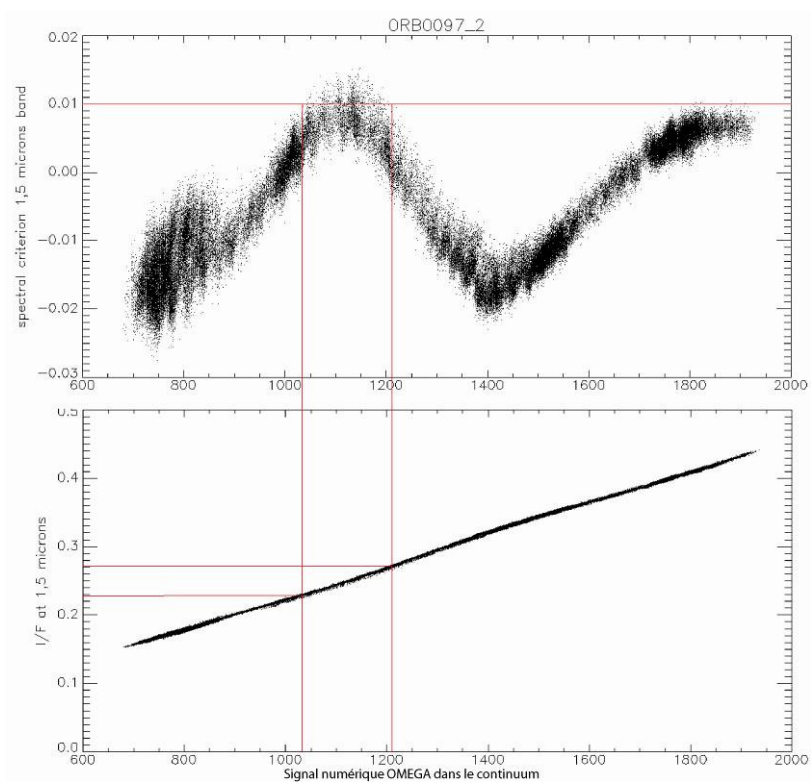
Figure 3-12: OMEGA ORB0097_2: spectre de zones claire (1), de ton intermédiaire montrant une faible bande d'absorption à 1,5 µm (2), sombre (3). Un rapport de spectre est présenté entre le spectre 2 et une zone spectralement neutre de l'orbite.

Pour les plateaux d'Echus Chasma, lorsque l'on trace ce diagramme, on remarque que le critère spectral est fortement dépendant de la valeur du continuum sur de petits pourcentages. La Figure 3-13 montre ainsi pour les 3 orbites couvrant le plateau d'Echus Chasma que pour un signal entre ~1020 et ~1210, l'index spectral dépasse les 1%. Il ne s'agit ici pas d'un groupe de points qui « s'échappent » de la tendance générale des pixels comme sur la Figure 3-10d, mais c'est la tendance des points en elle-même qui conduit certains pixels à dépasser les 1%. On voit en comparant les nuages de points des trois orbites que, en plus de l'oscillation « à petite période » que l'on a vu dans la section précédente, les points ont l'air de suivre une grande tendance avec un minimum en deçà de 800, un maximum autour de 1100, un nouveau minimum vers 1400, et un nouveau maximum à 1800 et au-delà.

On voit ici que le maximum entre 1000 et 1200 apparaît toujours dans cet intervalle pour les trois orbites. Si l'on regarde en plus à quel niveau de rapport d'intensité I/F il s'agit, les trois autres diagrammes indiquent qu'on obtient l'index spectral à plus de 1% pour des intervalles de valeurs différents selon l'orbite : (I/F = 0,23 à 0,27 pour ORB0097, 0,23 à 0,27 pour ORB1279 mais 0,20 à 0,24 pour ORB2204). Cela indique que le détecteur enregistre un maximum de l'index spectral pour des intensités lumineuses différentes, mais à des valeurs du signal numérique identiques. Il semblerait donc que c'est le détecteur en lui-même qui produit cette augmentation de l'index spectral à des valeurs systématiques du signal numérique.

Il faudra faire systématiquement attention à vérifier l'allure du diagramme index spectral vs. signal numérique OMEGA. Celui-ci permet à la fois de vérifier l'allure du critère spectral des pixels d'une image, et de déterminer ainsi s'il existe une véritable détection de bande d'absorption, et enfin, de déterminer un seuil adapté à l'orbite, qui peut même dans certains cas être adapté à la valeur du signal numérique à l'intérieur d'un même cube OMEGA. Il faudra également vérifier les spectres individuels des zones en question.

Section 3 : Les instruments et données traités



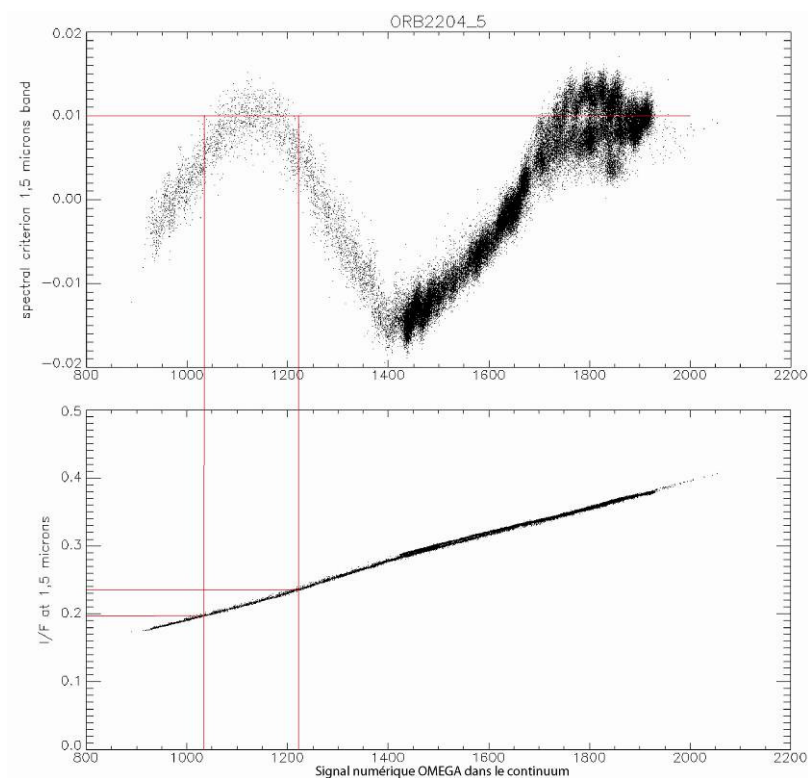


Figure 3-13: Pour les 3 orbites ORB0092, ORB1279 et ORB2204, index spectral (aussi appelé critère spectral, ou « spectral criterion ») en fonction du signal numérique OMEGA pour chaque pixel, et rapport d'intensité I/F en fonction du signal numérique OMEGA pour chaque pixel. On remarquera sur ORB2204 la silhouette du monstre du Loch Ness, dont la présence explique sans doute la difficulté des interprétations.

3.2. La caméra HRSC

HRSC (High Resolution Stereo Camera) est la caméra visible de Mars Express, conçue pour fournir une carte quasi-globale de la surface de Mars à haute résolution (>25 m/pixel) en imagerie panchromatique nadir, mais aussi en couleur (à une résolution plus faible) et en trois dimensions, puisque la capacité stéréoscopique d'HRSC en fait un instrument de visualisation et de mesure des différences d'élévation d'un terrain. De plus, l'instrument permet d'obtenir des images de la même zone, avec la même fonction de transfert, sous cinq angles différents, pour des études photométriques du sol.

J'ai utilisé l'instrument HRSC dans ces différentes capacités durant l'étude des différentes régions de cette thèse. HRSC permet en premier lieu d'obtenir une imagerie régionale à une résolution qu'aucun autre instrument ne permet d'atteindre aujourd'hui avec une telle couverture, et de plus en couleur. Enfin, HRSC est le seul instrument conçu pour obtenir systématiquement des images stéréoscopiques à chaque observation, et obtenir ainsi des modèles numériques de terrain (MNT) jusqu'à mieux que 50 m de résolution sur des régions entières, en faisant les MNT régionaux dotés de la plus haute résolution pour Mars.

3.2.1. Description de l'instrument

HRSC fut tout d'abord conçue pour la mission russe Mars-96, tout comme OMEGA. La caméra est constituée de neuf détecteurs en ligne CCD montés en parallèle dans le plan focal du télescope. L'instrument abrite également un canal à plus haute résolution (« Super Resolution Channel », SRC) fonctionnant avec une matrice CCD. Je n'ai pas utilisé les images de cet instrument durant cette thèse, les images ayant un problème de calibration, les cibles de la caméra ont été très limitées en nombre.

Chaque ligne CCD est constituée de 5272 pixels, pour un angle de vue de 11.9° perpendiculairement à l'orbite (8.25 arcsec par pixel), cinq sont situées derrière un filtre panchromatique qui couvre un large domaine spectral dans le visible entre 600 et 800 nm, et quatre sont dédiées à la couleur, avec des filtres centrés sur le bleu, le vert, le rouge à grandes longueurs d'onde, et le proche infrarouge (voir Figure 3-14).

Les neuf canaux sont montés pour observer la surface de Mars sous des angles différents allant jusqu'à 18.9° en avant et en arrière du canal nadir dans la direction de l'orbite de la sonde (Figure 3-15). On obtient ainsi 9 images de la

même région sous 9 angles différents, et sous différentes longueurs d'onde. Ces images sont compressées sous forme JPEG à bord même de Mars Express.

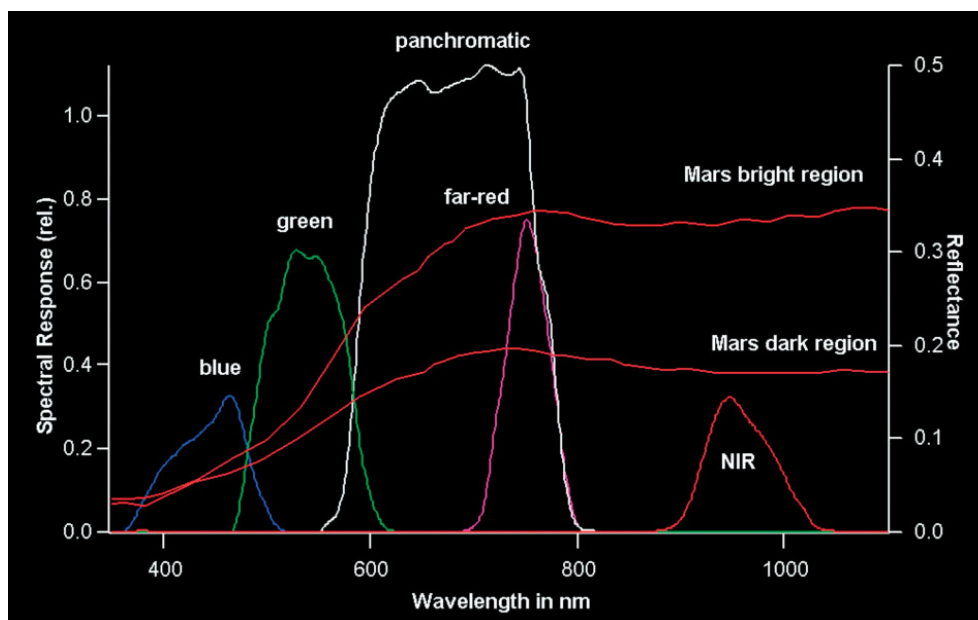


Figure 3-14 : Les caractéristiques des filtres spectraux des canaux d'HRSC [Neukum and Jaumann, 2004].

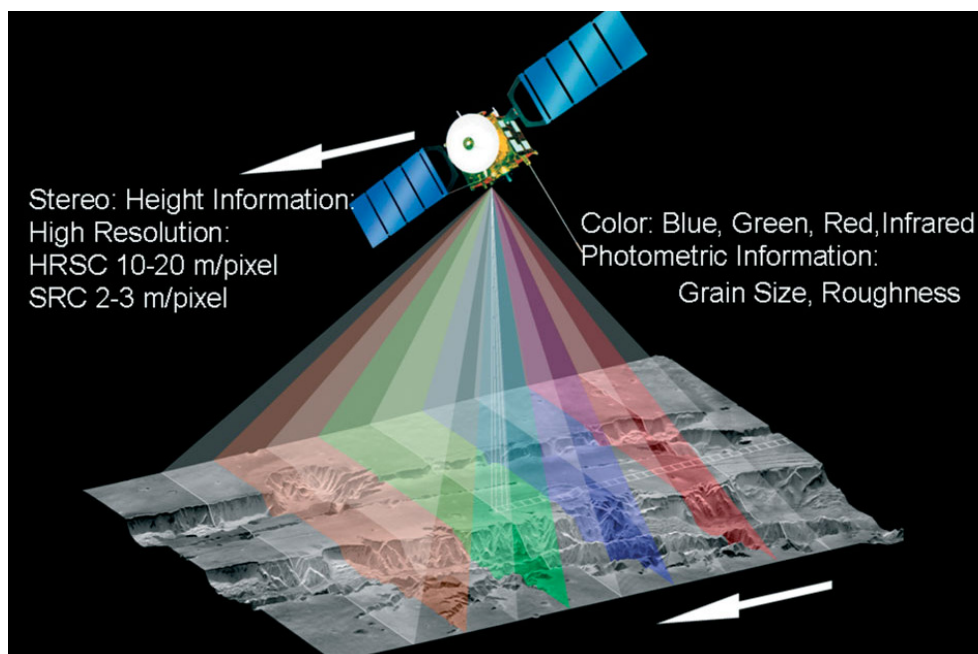


Figure 3-15 : Le principe d'opération d'HRSC et des différents canaux [Neukum and Jaumann, 2004].

Etant donné l'orbite elliptique de Mars Express, la distance de la sonde au sol varie durant une orbite, et donc la résolution d'HRSC n'est pas constante. L'instrument peut obtenir des images approchant les 10 m/pixel au périastre (sur ~50 km de large), mais on peut également enregistrer des images plus larges avec des résolutions plus faibles.

Les pixels peuvent être sommés pour chacune des neuf lignes. La résolution du canal panchromatique nadir est généralement meilleure que celle des autres, dont les pixels sont souvent sommés. Ainsi les MNT calculés à partir des images stéréo ou les images en couleur ont généralement des résolutions moindres que l'image nadir.

3.2.2. Une couverture globale avec imagerie haute résolution couleur

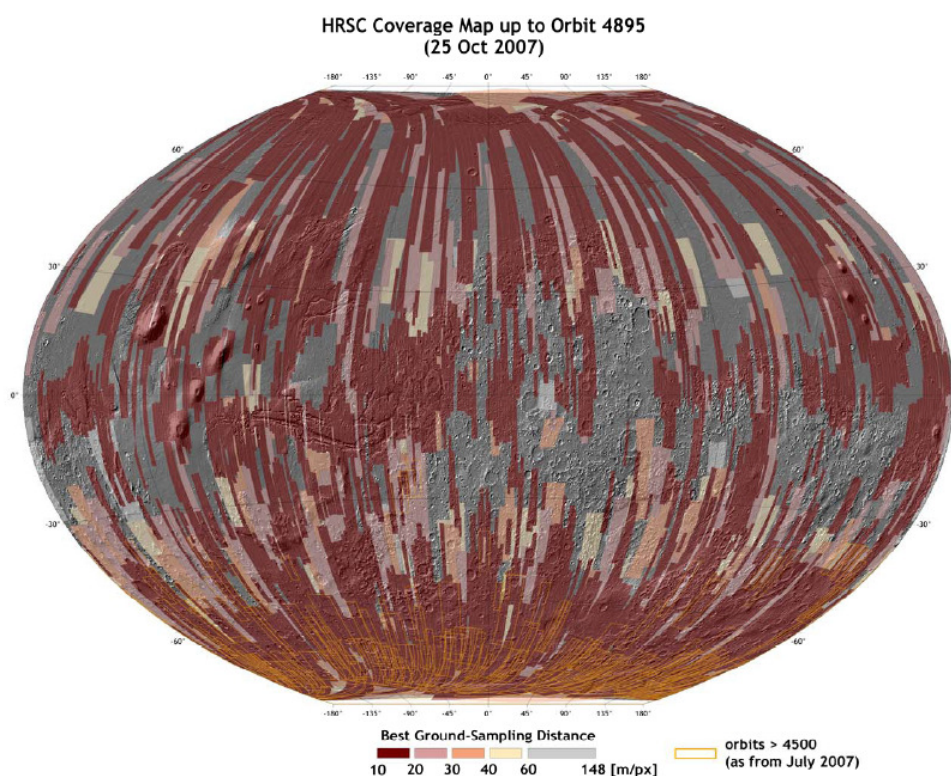


Figure 3-16: Carte de couverture d'HRSC aux différentes résolutions telle qu'à la fin 2007 [Neukum, Mars Express - Exomars Conference, Nordwijk, 13 novembre 2007].

La Figure 3-16 montre la couverture d'HRSC telle qu'elle était il y a un an. On peut remarquer que la plus grande partie des images ont été acquises proches du périastre, à une résolution meilleure que 20 m/pixel. Le but d'HRSC est d'obtenir une couverture quasi globale de Mars à une résolution d'environ 15 m/pixel.

HRSC est la seule caméra qui fournit une couverture régionale complète à une telle résolution. De plus, chaque orbite est accompagnée de données couleurs, acquises avec une résolution le plus souvent 4 fois moins bonne que l'image de référence panchromatique nadir.

Une telle couverture régionale fournit un contexte géologique complet indispensable à l'étude de grandes structures sur Mars. HRSC est ainsi également un outil crucial dans la datation des terrains martiens, il permet des comptages de cratères sur de grandes échelles avec une grande résolution, permettant ainsi une datation relative des surfaces d'une plus grande précision (voir pour d'amples détails la thèse de Stephanie Werner [2005]).

L'aspect spectrophotométrique des données HRSC permet de distinguer grâce aux données couleurs différents terrains qui paraissent identiques sur les images panchromatiques, c'est cette utilisation que nous avons utilisé dans la région de Mawrth Vallis (section 5.3). L'intérêt de l'utilisation de l'imagerie couleur HRSC, outre la différenciation de terrains, peut venir aussi dans l'utilisation spectroscopique des données : des tentatives ont été faites pour distinguer avec les quatre canaux la présence de différents minéraux à la surface de Mars en comparant les données notamment avec OMEGA. McCord et al. [2007] ont ainsi pu identifier à partir des données HRSC la présence de certains minéraux qu'ils interprètent comme des oxydes de fer, du basalte non altéré et la glace polaire (voir aussi [Wendt et al., 2008]).

3.2.3. Une couverture stéréoscopique pour des MNTs haute résolution

Un avantage majeur de la caméra HRSC est sa capacité à obtenir des images stéréoscopiques de façon systématique à chaque image obtenue de la surface de Mars (mais aussi de ses satellites Phobos et Deimos). L'instrument possède en effet 5 canaux panchromatiques équipés de filtres identiques, qui enregistrent 5 images différentes de la même surface prises sous 5 angles différents.

Une utilisation qualitative de la stéréoscopie passe par la constitution d'anaglyphes, en superposant deux images de la même orbite, en leur appliquant deux couleurs différentes, et en les visualisant à l'écran ou sur papier avec des lunettes adaptées, équipées de deux filtres différents correspondants aux deux

couleurs de l'image obtenue. Ainsi on peut aisément visualiser le relief du terrain, ce qui peut être très utile pour des études morphologiques.

Une utilisation quantitative vise à calculer un MNT (modèle numérique de terrain) complet à partir de ces images stéréoscopiques. Les MNTs disponibles avant HRSC étaient ceux obtenus grâce aux données MOLA/MGS (voir section 3.3.4) avec une résolution au sol horizontale de ~ 2 km près de l'équateur (et ~ 500 m près des pôles). HRSC peut facilement produire des MNTs avec une résolution de 200 m près de l'équateur, et on atteint une résolution de 50 m, fournissant ainsi les meilleurs MNT régionaux pour Mars (voir par exemple Figure 3-17).

Il faut souligner que d'autres caméras comme MOC/MGS (voir section 3.3.2.1) et HiRISE/MRO (voir section 3.3.2.3) peuvent fournir des MNTs à plus haute résolution, mais, n'ayant pas de canaux dédiés à la stéréoscopie, ces MNTs sont réalisés au cas par cas, en passant deux fois au même endroit à deux orbites différentes, et leur couverture réduite ne permet jamais de constituer des MNTs régionaux.

Les MNTs HRSC que j'ai utilisé durant cette thèse (voir section 5.3) ont été réalisés par Véronique Ansan, en utilisant le canal nadir et les deux canaux HRSC stéréo, situés à 18.9° en avant et en arrière du canal nadir. Le DLR (agence spatiale allemande) et l'Université Technique de Berlin ont développé un programme photogramétrique pour générer des MNTs à partir des images stéréoscopiques HRSC [Scholten et al., 2005; Albertz et al., 2005 ; Gwinner et al., 2007 ; Ansan et al., 2008].

Pour chaque triplet d'image (l'image nadir et les deux images stéréoscopiques), le programme trouve des points homologues (qui correspondent au même point de la surface), utilisant un processus de corrélation avec une grille adaptative [Scholten et al., 2005]. Ensuite, pour chacun de ces points homologues, le programme calcule sa position spatiale, définie en coordonnées cartésiennes dans un système de référence martien, en utilisant les points homologues et les données d'orientation de Mars Express et HRSC [Duxbury et al., 2002 ; Seidelmann et al., 2002 ; Spiegel et al., 2007]. On choisit les points dont l'erreur de localisation dans l'espace 3D est jugée suffisamment petite [Ansan et al., 2008] (voir aussi la section 5.3 pour un exemple sur la région de Mawrth Vallis). Il faut ensuite changer les coordonnées cartésiennes en latitude, longitude et hauteur, projetée sur l'ellipsoïde martienne de l'IAU (International Astronomical Union) [Duxbury et al., 2002 ; Seidelmann et al., 2002].

On calcule ensuite l'altitude par rapport à l'aréoïde (géoïde martien défini comme la référence topographique pour les altitudes martiennes [Smith, 1999]). Cela permet d'obtenir une carte des altitudes des points homologues. Un MNT complet est enfin calculé, en incluant les zones vides par interpolation (Figure 3-17).

Le problème pour ce système de calcul stéréoscopique de l'altitude est donc la nécessité d'interpoler le MNT sur des zones où des points homologues n'ont pas pu être défini. Ces points correspondent généralement à des zones où le terrain est très homogène (pas de points de reconnaissance au sol entre les images des canaux stéréoscopiques). Ces zones correspondent souvent à des terrains très plats sans texture, où l'interpolation n'est pas gênante. Les fonds de cratères sont aussi souvent remplis de poussière, et donc très homogènes, il est donc parfois difficile d'accéder à la profondeur maximale de certains cratères (voir section 5.3).

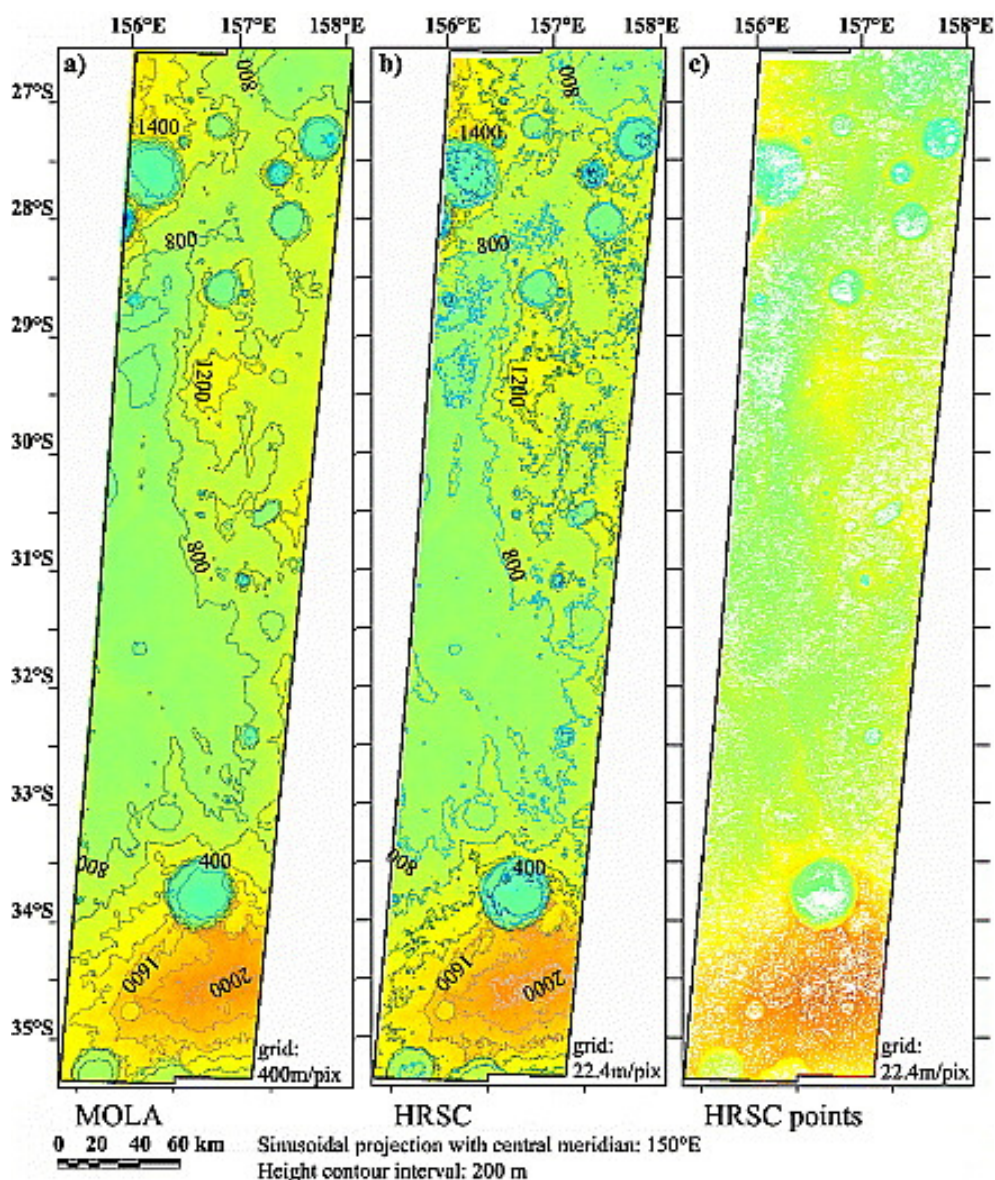


Figure 3-17 : a) MNT MOLA dans la région d'Aeolis ; b) MNT HRSC pour la même région ; c) ensemble des points homologues utilisés pour obtenir le MNT HRSC. (de Ansan et al. [2008]).

3.3. Les autres instruments orbitaux utilisés lors de la thèse

Au début de ma thèse, les sondes américaines Mars Global Surveyor (MGS) et Mars Odyssey étaient en orbite autour de Mars et avaient déjà acquis un grand nombre de données. J'ai profité de ces missions à travers les grandes banques d'images visibles à haute-résolution MOC et infrarouge THEMIS.

Arrivée en orbite en mars 2006, Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) fournit de nouvelles images très haute résolution de la surface de Mars à travers les caméras HiRISE et CTX, mais est aussi équipée d'un spectro-imageur comparable à OMEGA, opérant à plus haute résolution spatiale, CRISM.

Avant de pouvoir utiliser les MNT HRSC, j'ai aussi grandement utilisé la topographie fournie par l'altimètre MOLA, que je décris en fin de section.

3.3.1. Le spectro-imageur CRISM/MRO

CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars, sur Mars Reconnaissance Orbiter, MRO) est le dernier spectromètre arrivé en orbite autour de Mars. Il couvre un domaine spectral comparable à celui d'OMEGA, de 0.37 à 3.92 μm , avec une résolution spectrale légèrement supérieure de 6.55 nm/spectel. CRISM est donc capable de détecter les mêmes types de bandes minéralogiques et atmosphériques qu'OMEGA.

L'instrument est divisé en deux détecteurs, VNIR pour le visible et le proche infrarouge (362 à 1053 nm), et IR pour l'infrarouge (1002 à 3920 nm). Les détecteurs sont des matrices CCD de 640 x 480 pixels, l'axe le plus long correspond à la dimension spatiale perpendiculaire à la direction de l'orbite, et l'axe le plus court à la dimension spectrale.

Son intérêt vient de la résolution spatiale que CRISM atteint en mode ciblé (« targeted »): ~20 m/pixel, sur des zones de ~10 x ~20 km² par observation, avec une couverture de la planète de ~1% [Murchie et al., 2008 ; Pelkey et al., 2007]. CRISM fonctionne donc en complémentarité d'OMEGA, permettant d'obtenir des zooms spectroscopiques sur certains affleurements identifiés par OMEGA.

CRISM peut aussi fonctionner sur un deuxième mode, dit de reconnaissance (« survey »), ou multispectral, couvrant le même domaine spectral, mais divisé sur seulement 72 spectels, choisis pour leur appartenance à certaines bandes spectrales caractéristiques. Ce mode doit couvrir toute la surface martienne en visée nadir avec une résolution spatiale de ~200 m/pixel [Murchie et al., 2008]. Le mode ciblé pourra être également utilisé ensuite sur certains terrains pour apporter une meilleure résolution spectrale et spatiale.

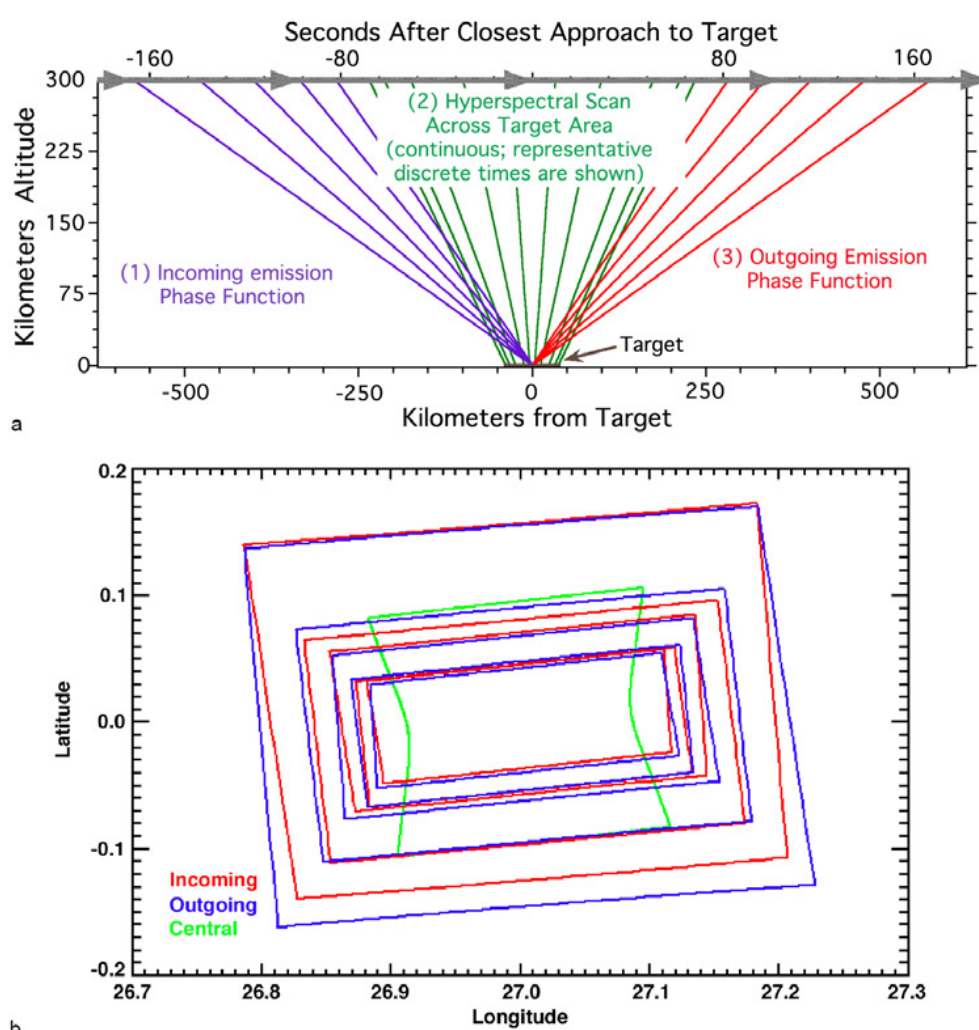


Figure 3-18 : a) représentation dans le plan de l'orbite de la progression des angles de visée de CRISM au cours d'une acquisition en mode ciblé ; b) représentation dans le plan de la surface des zones observées par CRISM, avec le cube du mode ciblé en vert, de forme caractéristique en nœud papillon [Murchie et al., 2007].

L'originalité de CRISM, par rapport aux autres instruments qui fonctionnent généralement en visée nadir, vient du mode ciblé. Afin d'augmenter le rapport signal/bruit du détecteur, il faut augmenter la durée d'observation pour chaque pixel. Avec la vitesse de MRO constante en orbite quasi-circulaire, une façon d'augmenter la durée d'observation d'une surface consiste à regarder la surface en avant de la sonde avant que la sonde ne passe au-dessus de la surface, en nadir au moment où la sonde passe au-dessus de la surface, puis en arrière de la sonde une fois que la surface a été dépassée, comme représenté Figure 3-18. Ceci permet d'avoir un temps d'observation total supérieur à la visée nadir, mais oblige à

obtenir des images limitées en longueur. On ne pourra pas ainsi obtenir des bandes de plusieurs centaines de kilomètres de long comme pour OMEGA. La distance entre la sonde et la surface étant plus grande au début et à la fin de l'observation qu'au moment du passage au nadir, les données CRISM géoréférencées vont avoir une forme caractéristique en nœud papillon ou sablier, les pixels étant plus gros au début et à la fin, comme on peut le voir par la forme verte sur la Figure 3-18 [Murchie et al., 2007].

En plus de l'acquisition du cube de données spectrale, CRISM acquiert cinq spectres de la zone d'observation avant et cinq après le début du mode ciblé, à différentes positions, pour avoir des informations sur l'absorption atmosphérique à différents angles, et donc à différentes épaisseurs optiques. CRISM commence et finit généralement d'acquérir le cube spectral à $\pm 35^\circ$ du passage au nadir [Murchie et al., 2007].

CRISM peut aussi obtenir des cubes de données plus petits ou élargir la zone couverte par le détecteur en sommant les pixels.

Durant ma thèse, je n'ai pas personnellement traité de données spectrales CRISM, mais j'ai utilisé des cartes minéralogiques obtenues grâce à CRISM (traitées soit par l'équipe CRISM, soit directement par François Poulet) afin de confirmer les observations faites avec les données HRSC couleur de résolution spatiale similaire (voir section 5.4).

3.3.2. Les caméras haute résolution

3.3.2.1. MOC/MGS

La Mars Orbiter Camera (MOC), à bord de Mars Global Surveyor (MGS), est en fait constituée de deux types de caméras différentes, toutes deux fonctionnant en mode de balayage « pushbroom », une ligne CCD enregistrant les images ligne après ligne, profitant du déplacement de la sonde pour obtenir des bandes d'images le long de l'orbite de la sonde :

- « MOC narrow angle camera » : comme son nom l'indique, fournit des images obtenues avec un petit champ de vue ($3.7 \mu\text{rad}/\text{pix}$), couvrant donc une petite partie de la surface (sur 3 km de large en général), mais avec une résolution comprise entre 6 m et 1,5 m par pixel (pour 2048 pixels de large). Ce sont ainsi les images les plus précises qu'on pouvait avoir jusqu'à l'arrivée de MRO (voir section 3.3.2.3). Les images font quelques dizaines de kilomètres de long, dans une direction approximativement nord-sud donnée par l'orbite quasi-polaire de la sonde MGS. Le filtre utilisé est panchromatique (~ 500 à 900 nm) [Malin et al., 1992 ; Malin et al., 1998].

- « MOC wide angle cameras » : les images à large champ de vue (140°) permettent d'avoir des images contextes pour les images MOC à haute résolution, de fournir des images régionales de la surface de Mars afin de surveiller régulièrement les changements à la surface (par exemple aux pôles) à moyenne résolution (quelques centaines de mètre par pixel), mais aussi de surveiller l'évolution des phénomènes atmosphériques (nuages, tempêtes de poussière...) puisque le champ de vue permet de prendre des images d'un horizon à l'autre, on peut ainsi en quelques orbites, sur 24h, obtenir une couverture globale de la planète avec une résolution minimale de 7,5 km/pix. Ces caméras fournissent en outre des images en couleur (deux filtres, un bleu entre ~420 et 450 nm, et un rouge entre ~600 et 630 nm) [Malin et al., 1992 ; Malin et al., 1998].

Au cours de ma thèse, j'ai utilisé essentiellement les images à haute résolution, me servant des images HRSC (entre 15 et 50 m/pixel de résolution) alors disponibles comme contexte.

Cependant, la couverture de Mars par ces images MOC est loin d'être totale (~5% de la surface à la fin de la mission). Il s'agit de les utiliser comme des zooms localisés de la surface, sans faire d'étude régionale basée uniquement sur MOC : il faut un jeu de données dont la couverture soit plus complète. Certaines zones de Mars ont été parfois visées par MOC assez souvent pour qu'on puisse mosaïquer ces images, sur des zones limitées à ~10 x 10 km² au maximum. La région de Mawrth Vallis par exemple, qui a rapidement montré avec les images MOC la présence de nombreux affleurements stratifiés, jouit d'une grande concentration d'images MOC.

3.3.2.2. CTX/MRO

La plus haute résolution il y a quelques années était de quelques mètres par pixel, cette résolution devient de l'imagerie contexte aujourd'hui. Etant donné la très haute résolution (jusqu'à ~25 cm/pix) de la nouvelle camera HiRISE de Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), il fallait des images contextes à la mesure de ces nouvelles données. La sonde MRO est équipée de la « Context Camera », ou CTX, afin de fournir des images panchromatiques visibles de la surface de Mars pour les autres instruments de la sonde américaine. L'intérêt scientifique de la caméra en elle-même est bien entendu important.

CTX a un champ de vue de 5.7° , fournissant ainsi des images d'une trentaine de kilomètres de large, sur 5000 pixels de large, atteignant une résolution de 6 m/pix. La caméra fonctionne en mode de balayage pushbroom, comme MOC et HRSC, acquérant ligne après ligne le long de l'orbite de la sonde. La sonde est en orbite quasi-circulaire, quasi-polaire, offrant ainsi une résolution quasi-constante

sur chaque image et entre les images. La caméra enregistre la surface dans le visible, entre 500 et 700 nm [Malin et al., 2007].

Avec ses images larges et à haute résolution, CTX est la seule caméra qui peut offrir actuellement une couverture régionale à une résolution inférieure à 10 m/pix. La couverture de Mars enregistrée à la mi-2008 ne permet en fait d'étude régionale que sur quelques sites particuliers, notamment les sites d'atterrissage potentiels du futur rover de la NASA : MSL (Mars Science Laboratory), dont la région de la Mawrth Vallis (section 5) fait partie.

3.3.2.3. HiRISE/MRO

HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) est une caméra haute résolution, en partie couleur, destinée à acquérir des images de la surface de Mars à des résolutions entre 1,3 et 0,25 m/pixel, en faisant la première caméra orbitale capable de résoudre des objets de taille < 1 m. L'objectif est de couvrir ainsi ~1% de la surface martienne dans les 2 ans de la première phase de la mission MRO.

HiRISE est constituée de 14 détecteurs CCD, chacun de 2048 x 128 pixels. Les images sont obtenues en mode pushbroom, un balayage qui permet de « scanner » la surface : la plus grande dimension du CCD est la dimension spatiale perpendiculaire à l'orbite de la sonde, alors que les pixels sont sommés dans l'autre dimension du CCD, afin d'augmenter le rapport signal/bruit (il est aussi possible de sommer les pixels dans la plus grande dimension du CCD, pour diminuer le volume de données). La deuxième dimension spatiale est acquise grâce au déplacement de la sonde.

Les 14 capteurs sont disposés comme suit : 10 détecteurs équipés d'un filtre « rouge » (panchromatique, centré à 694 nm) sont alignés dans le sens de la plus grande dimension des CCDs. Ils permettent en les mosaïquant de constituer de très larges images à haute résolution ; les 4 autres détecteurs sont situés au centre, 2 équipés d'un filtre bleu-vert (centré à 536 nm), et 2 d'un filtre dans le proche-infrarouge (centré à 874 nm), disposés en ligne également (voir Figure 3-19), on obtient ainsi une image couleur au milieu de l'image panchromatique, dite « rouge ». ~20% de l'image HiRISE peut ainsi être disponible en couleur. La Figure 3-20 montre la réponse des trois types de détecteur à un spectre martien moyen.

La stratégie généralement utilisée consiste à utiliser les canaux au centre du champ de vue à leur plus haute résolution, et à sommer les pixels des CCDs des autres canaux pour réduire la taille des données autour de la bande centrale.

Les images sont également compressées à bord de MRO, avant d'être envoyées vers la Terre. Etant donné la taille des détecteurs (d'HiRISE aussi bien que de CTX), MRO est la sonde la plus productrice en volume de données de toutes les sondes martiennes jusqu'à aujourd'hui.

J'ai utilisé durant ma thèse des images déjà traitées (étalonnées et mosaïquées) par l'Université d'Arizona, et disponibles au site : <http://hirise.lpl.arizona.edu/>.

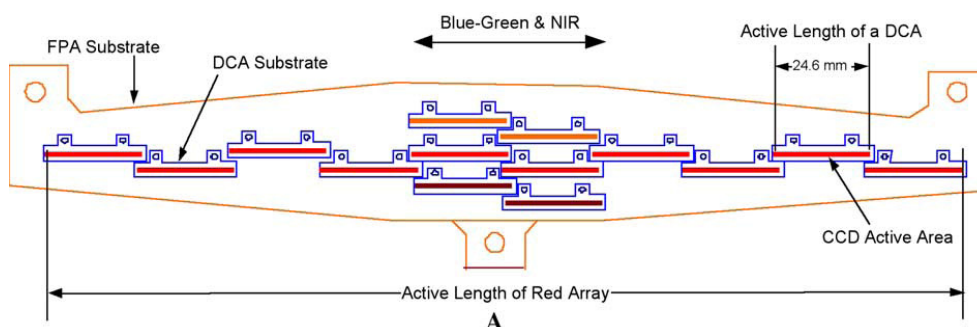


Figure 3-19 : Organisation des 10 détecteurs rouge, des 2 détecteurs bleu-vert, et des 2 détecteurs proche infrarouge de HiRISE [McEwen et al., 2007].

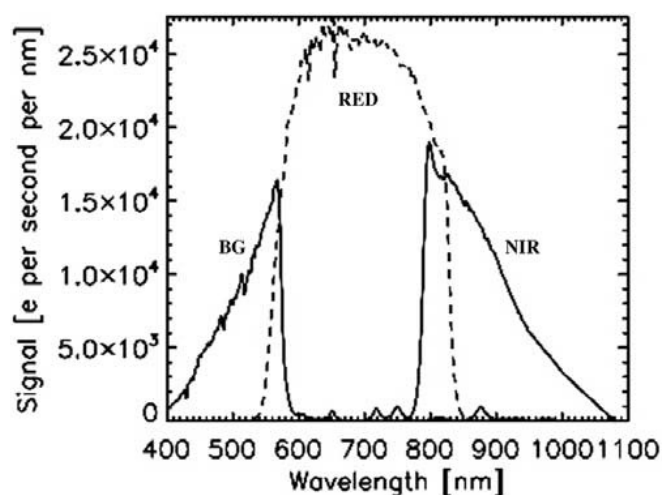


Figure 3-20 : réponse des trois canaux HiRISE à un spectre moyen de zone claire martienne [McEwen et al., 2007].

A l'approche du lancement des prochains rovers MSL/NASA et ExoMars/ESA, HiRISE va se concentrer sur la couverture des différents sites d'atterrissage potentiels. En effet la caméra est la seule à pouvoir détecter des rochers de moins d'un mètre de large, qui peuvent être dangereux lors de l'atterrissage d'un rover. Les images HiRISE pourront ensuite guider les rovers lors de traversées de terrains.

De plus, il est prévu d'acquérir un grand nombre de paires d'images d'une même surface afin de pouvoir calculer des MNTs précis sur des zones clés.

3.3.3. La camera thermique THEMIS/Odyssey

L'instrument THEMIS (THERmal EMission Imaging System) est en fait un ensemble de deux sous-systèmes imageant la surface en mode multispectral : l'un enregistre des images dans le domaine visible, à une résolution moyenne de 18 m/pixel, l'autre enregistre des images dans l'infrarouge thermique à 100 m/pixel (sur une largeur de 32 km). Au cours de ma thèse, j'ai essentiellement utilisé les données infrarouge thermique, et très peu les données visibles, avantageusement compensées par l'imagerie HRSC.

Le système THEMIS infrarouge est divisé en 9 canaux spectraux, entre 6 et 16 μm , dont les bandes passantes sont représentées Figure 3-21. Un capteur de 320 pixels (dans le sens perpendiculaire au déplacement de la sonde) par 240 pixels (dans le sens du déplacement) est divisé en 10 bandes de 320 pixels de large et de 16 pixels de long, séparées par des espaces de 8 pixels « noirs ». Chaque bande est équipée d'un filtre différent, sauf les bandes 1 et 2 centrées toutes deux à 6,78 μm pour améliorer le signal dans cette zone spectrale, afin d'être plus sensible à la présence de carbonates.

De la même manière, le système visible utilise un capteur 1024 x 1024 équipé de filtres et lu par bandes de 192 pixels de large.

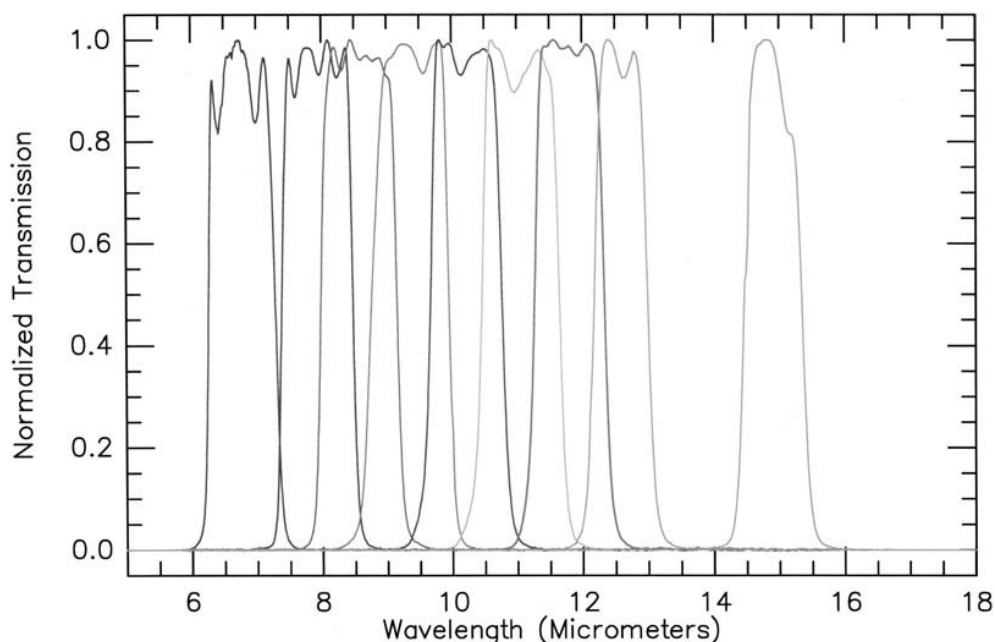


Figure 3-21 : Bandes passantes des 9 canaux spectraux du système THEMIS infrarouge.

Lors d'une acquisition, les systèmes THEMIS visible et infrarouge enregistrent une image, laissent la sonde se déplacer, enregistrent une deuxième

image, et ainsi de suite jusqu'à obtenir une bande-image de longueur variable, et aux différentes longueurs d'onde [Christensen et al., 2004].

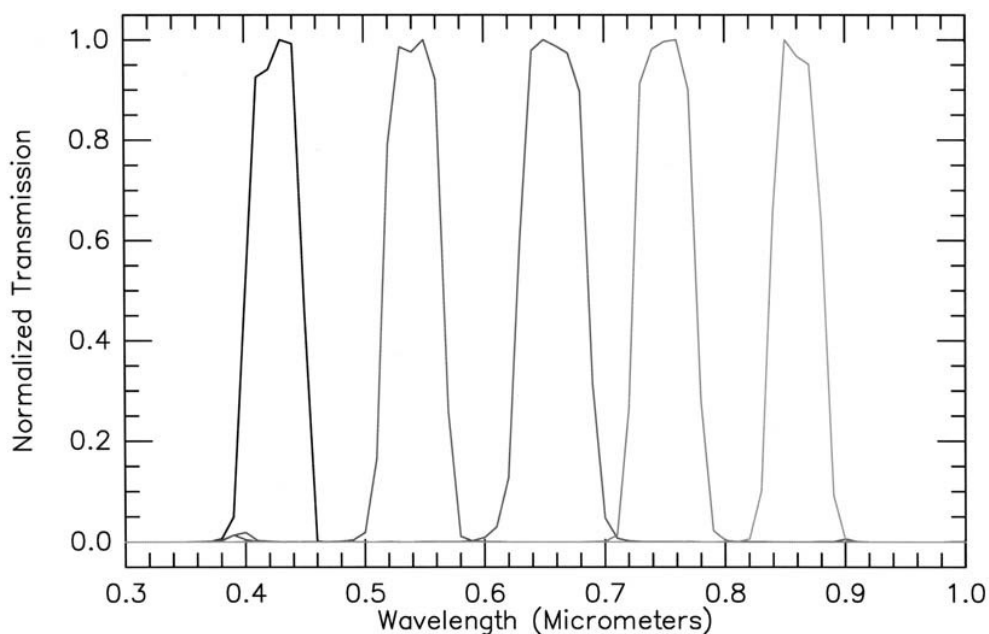


Figure 3-22 : Bandes passantes des 5 canaux spectraux du système THEMIS visible.

Mars Odyssey est en orbite circulaire quasi-polaire, THEMIS obtient donc des images de direction nord-sud. Les images visibles sont acquises de jour (la plupart du temps sur un seul canal visible, et parfois sur les cinq), mais le système infrarouge thermique permet d'étudier la surface aussi bien de jour que de nuit. THEMIS a ainsi enregistré une couverture globale quasi-totale de la surface de Mars, de jour et de nuit.

Au premier ordre, le signal reçu par le système infrarouge THEMIS est fonction de la température du sol. Ainsi, les images acquises par THEMIS sont des cartes de la température du sol martien, plus la température étant élevée, plus l'émission thermique est importante. Au cours de ma thèse, j'ai utilisé les données de la bande 9, transformées en température de surface. Les températures sont calculées avec une incertitude de 0,5 à 1 K [Pelkey et al, 2003].

De jour, c'est l'énergie reçue par le rayonnement solaire qui joue essentiellement sur la température du sol, ainsi, les zones les plus chaudes, et donc les plus brillantes pour THEMIS, seront les zones qui absorbent rapidement la lumière (les zones de faible albédo) et les zones les mieux orientés vers le Soleil (les versants du relief à l'ombre étant plus froids). THEMIS enregistre les images de jour en milieu d'après-midi du point d'observation (entre 3 et 5 heures de l'après-midi, [Pelkey et al., 2003]), on remarque donc généralement sur les images

THEMIS infrarouge de jour que les versants ouest des reliefs sont plus chauds. Les images infrarouges THEMIS de jour révèlent ainsi très bien les reliefs, mais montrent souvent un signal élevé pour les zones d'albédo faible.

De nuit, c'est la capacité du sol à maintenir la chaleur qui influe sur sa température, mais aussi la quantité de chaleur qu'il a emmagasiné dans la journée. La température de nuit va donc dépendre de la latitude du point, de son orientation par rapport au Soleil (la quantité d'énergie reçue par unité de surface, due à l'orientation et à la durée d'ensoleillement), de la saison, de l'inertie thermique du sol et de son albédo (la capacité du sol à retenir l'énergie de rayonnement).

Si l'on fait une étude qualitative d'une zone à partir d'une seule image, on sait que la longitude varie peu, et que la saison est la même. Si l'on regarde des terrains relativement plats, l'orientation par rapport au soleil est constante. Tout se joue donc entre l'albédo et l'inertie thermique. Les images de nuit sont enregistrées en général entre 3 et 5 heures du matin du point d'observation, et donc après plusieurs heures sans apports d'énergie du Soleil, les effets d'albédo et de reliefs sont donc largement dissipés [Pelkey et al., 2003].

Il reste finalement les effets de l'inertie thermique, liée à la conductivité des premières dizaines de centimètres du sol. Un matériau constitué de grains fins et non consolidés (poussière, sable très fin...) a ainsi une inertie thermique faible (il apparaîtra froid la nuit, sombre sur les images infrarouge de nuit), alors qu'un matériau constitué de gros grains (sable grossier, gravier) ou un matériau fortement induré (coulées de laves) ont une inertie thermique plus élevée.

3.3.4. L'altimètre MOLA/MGS

L'altimètre laser MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter), à bord de Mars Global Surveyor, a dressé une topographie globale de Mars à travers la mesure en quelques 671 millions de points de la distance entre la sonde et la surface de la planète. Pour ce faire, MOLA a mesuré pour chacun de ces points le temps de parcours moyen d'un pulse laser infrarouge à 1.064 μm , émis par la sonde elle-même, et réfléchi par la surface, ou, à l'occasion, par un nuage [Smith et al., 2001].

En connaissant exactement la position de la sonde par rapport au centre de masse de Mars, il est possible, par soustraction, de retrouver la distance entre la surface et le centre de masse de Mars. Il faut ensuite soustraire le rayon local du géoïde martien ou aréoïde (calculé à partir des données gravitationnelles de la planète) pour obtenir finalement une valeur de l'altitude du point par rapport à ce géoïde de référence.

La précision verticale de mesure de MOLA sur chaque point est d'environ 1 m [Neumann et al., 2001], mais la précision de l'aréoïde (de 1,8 m selon Lemoin et al. [2001]) entraîne une erreur de ~ 3 m sur la donnée de l'altitude moyenne à un

point de mesure. En ce qui concerne la précision horizontale, chaque point de mesure a une précision de 100 m sur sa position [Neumann et al., 2001]. Il faut ainsi relativiser la précision de l'altitude verticale à la taille du point de mesure (que l'on peut assimiler à un cercle de rayon 100 m), au sein duquel l'altitude a toutes les raisons de varier de plus de 3 m.

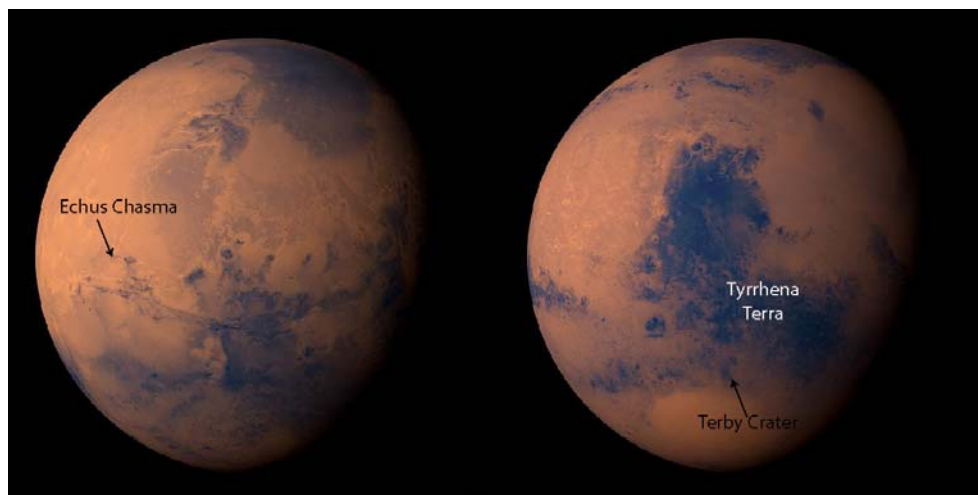
A partir des points de calcul, un modèle numérique de terrain (MNT) est interpolé sur une grille de pixels, après avoir écarté les points de mesure erronés : on fait la moyenne des points de mesure lorsque plusieurs points se situent dans le même pixel de la grille, et on interpole lorsqu'un pixel est vide. L'orbite de MGS étant quasi-polaire, la densité des points de mesure est plus élevée au niveau des pôles qu'à l'équateur, ainsi la résolution horizontale des MNTs varie entre 0,5 km/pixel près des pôles, et 2 km/pixel près de l'équateur, mais des zones sans mesure jusqu'à 12 km de longueur peuvent aussi apparaître, si les orbites d'acquisition de la sonde ont été trop espacées.

Durant ma thèse, j'ai utilisé ces MNTs MOLA. Mais certaines études peuvent être menées de manière plus précise en utilisant directement les mesures d'altitude acquises par MOLA ou cours d'une seule orbite. Cependant ce genre de profil n'est disponible que le long des orbites d'acquisition de MOLA, ce qui contraint l'emplacement des profils topographiques.

4. Minéralogie liée à trois morphologies différentes

Sommaire

| | | |
|-------------|---|------------|
| 4. | Minéralogie liée à trois morphologies différentes..... | 125 |
| 4.1. | Echus Chasma : des réseaux de vallées sur les plateaux..... | 127 |
| 4.1.1. | Recherche de minéraux hydratés | 127 |
| 4.1.2. | Terrains riches en pyroxène | 130 |
| 4.1.3. | Contexte géologique des pyroxènes | 130 |
| 4.1.4. | Conclusion | 135 |
| 4.2. | Terby Crater : des dépôts stratifiés hydratés | 137 |
| 4.2.1. | Les dépôts de la partie nord et les données OMEGA | 139 |
| 4.2.2. | Minéraux mafiques et inertie thermique | 144 |
| 4.2.3. | Conclusion | 146 |
| 4.3. | Tyrrhena Terra : <i>ejecta</i> lobés et plaines hydratées..... | 147 |
| 4.3.1. | Cartes minéralogiques OMEGA | 149 |
| 4.3.2. | <i>Ejecta</i> lobés hydratés | 155 |
| 4.3.3. | Plaines hydratées | 158 |
| 4.3.4. | Conclusion | 161 |
| 4.4. | Discussion | 163 |



Mosaïque couleur Viking

Cette section présente trois études minéralogiques et géologiques de trois régions fortement différentes de Mars. La première, déjà abordée en partie 3, Echus Chasma, présente des réseaux de vallées dendritiques sur des plateaux, au bord des canyons tributaires d'Echus Chasma, on cherche donc des signes minéralogiques de la présence d'eau sur ces plateaux. La deuxième, le cratère d'impact Terby au bord du bassin d'Hellas, s'attache à l'étude de terrains stratifiés probablement sédimentaires, où l'implication de l'eau dans la formation des dépôts est en question. La troisième région, bien plus vaste au nord de Terby, est Tyrrhena Terra, composée de plateaux fortement cratérisés et érodés par de nombreuses vallées fluviales, séparés par des plaines inter-cratères. Cette vaste région présente de nombreux cratères à *ejecta* lobés. Ces trois régions ont été touchées par la présence d'eau liquide sur Mars, à des degrés et des époques différentes, et une étude à la fois minéralogique et géologique des terrains peut aider à comprendre l'importance que l'eau pourrait y avoir jouée.

4.1. Echus Chasma : des réseaux de vallées sur les plateaux

La région d'Echus est située au nord-ouest du complexe de Valles Marineris (voir Figure 4-1). Echus Chasma est à la source de la plus grande vallée de débâcle de Mars : Kasei Valles, qui s'étend au nord du canyon (voir le contexte MOLA Figure 4-1). Les plateaux autour d'Echus Chasma sont couverts en partie de réseaux de vallées ramifiées (voir perspective Figure 4-2, image HRSC Figure 4-3, et zooms HRSC et CTX en Figure 4-7), qui semblent finir aujourd'hui dans les canyons tributaires d'Echus Chasma (voir la carte de Mangold et al. [2008b], Figure 4-3b, et Ansan et al. [2008]). L'eau liquide est soupçonnée avoir creusé ces réseaux dendritiques [Mangold et al., 2008b]. Les questions sur l'origine de cette eau ou sur son impact sur le sol ou sur le sous-sol de la région sont importantes. Je me suis donc penché sur une étude minéralogique de ces plateaux.

Sur les images visibles HRSC, dont une mosaïque est présentée Figure 4-3, et sur les zooms CTX Figure 4-7, on remarquera la présence de terrains différenciés par l'albédo au sein des réseaux dendritiques : l'intérieur des vallées est clair (valeur albedo ~ 0.28 à $1.08 \mu\text{m}$ selon OMEGA) alors que les terrains entre les vallées sont plus sombres (albedo ~ 0.18).

4.1.1. Recherche de minéraux hydratés

La section 3.1.8 montre que les zones à la limite entre les terrains sombres et les terrains clairs montrent sur les spectres OMEGA une bande autour de $1.5 \mu\text{m}$, sur plusieurs orbites, due à un effet de non-linéarité instrumentale. Le reste du matériau remplissant les vallées est spectralement proche de poussières, et aucun minéral hydraté n'a été détecté jusqu'à aujourd'hui par OMEGA sur les plateaux d'Echus Chasma. Il semble donc que, soit les écoulements qui ont formé les réseaux ramifiés sur les plateaux n'ont pas changé la minéralogie des roches encore en place, soit les minéraux hydratés qui seraient présents sont aujourd'hui dissimulés par d'autres matériaux qui les recouvrent, comme la poussière à l'intérieur des vallées, ou ont été érodés.

Section 4 : Minéralogie d'Echus, Terby et Tyrrhena

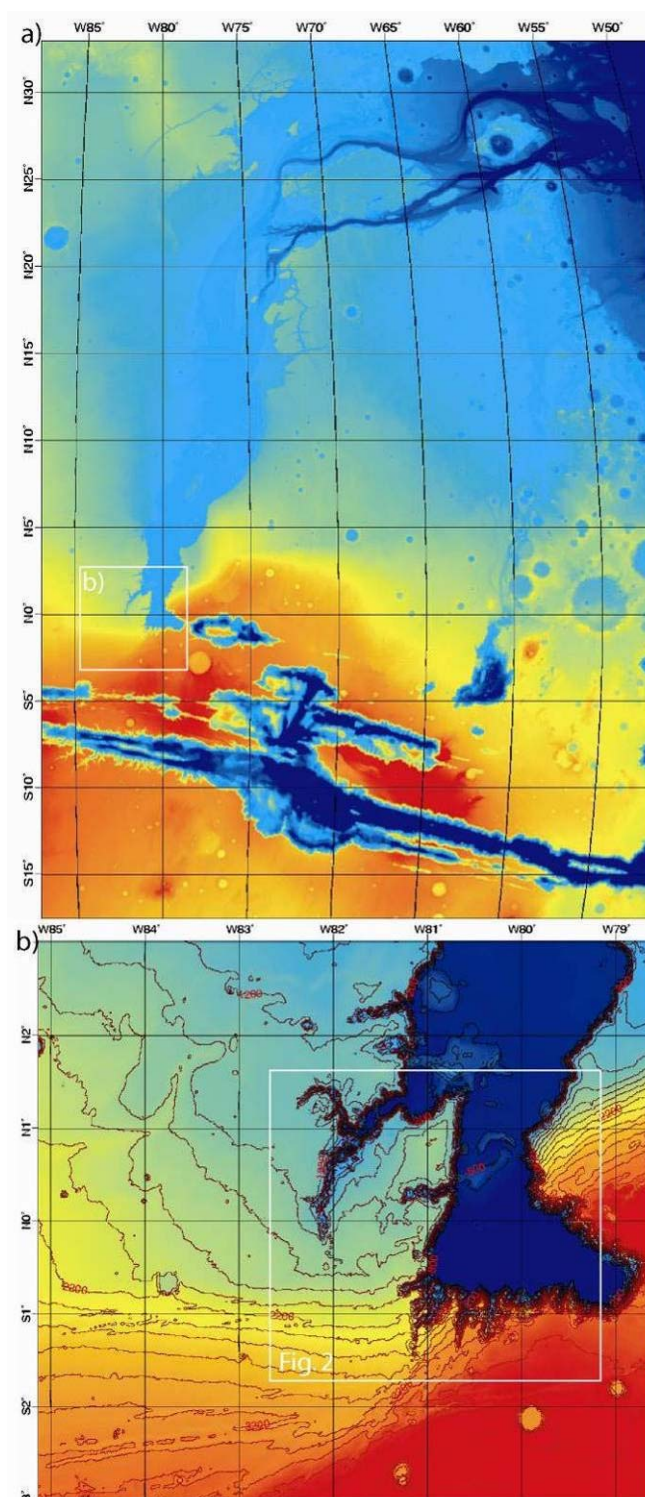


Figure 4-1: a) Topographie MOLA de la région centrale de Valles Marineris et de Kasei Vallis. b) Topographie MOLA d'Echus Chasma, des canyons, et des plateaux alentours.

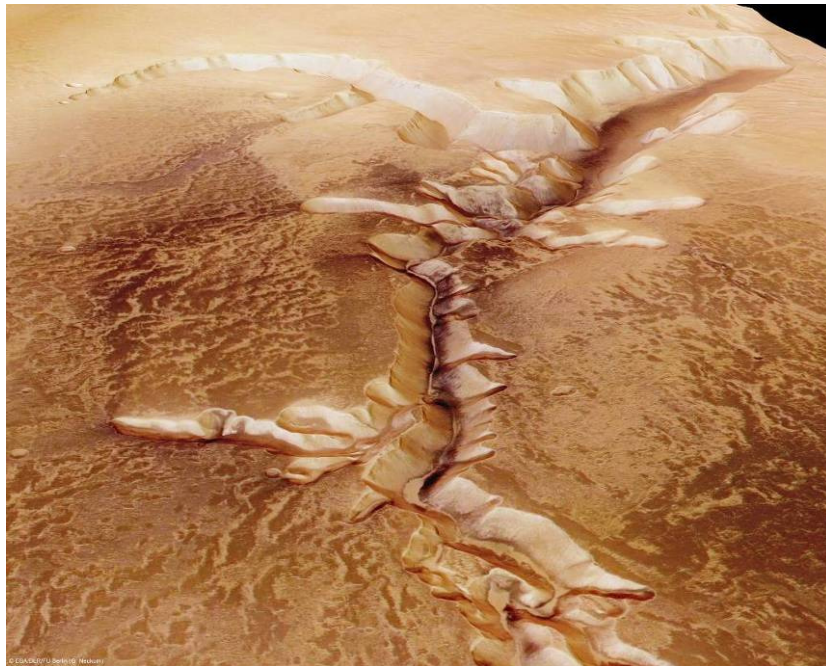


Figure 4-2 : images couleur HRSC en perspective des plateaux et canyons tributaires d'Echus Chasma (Crédit photo : ESA/DLR/FU Berlin).

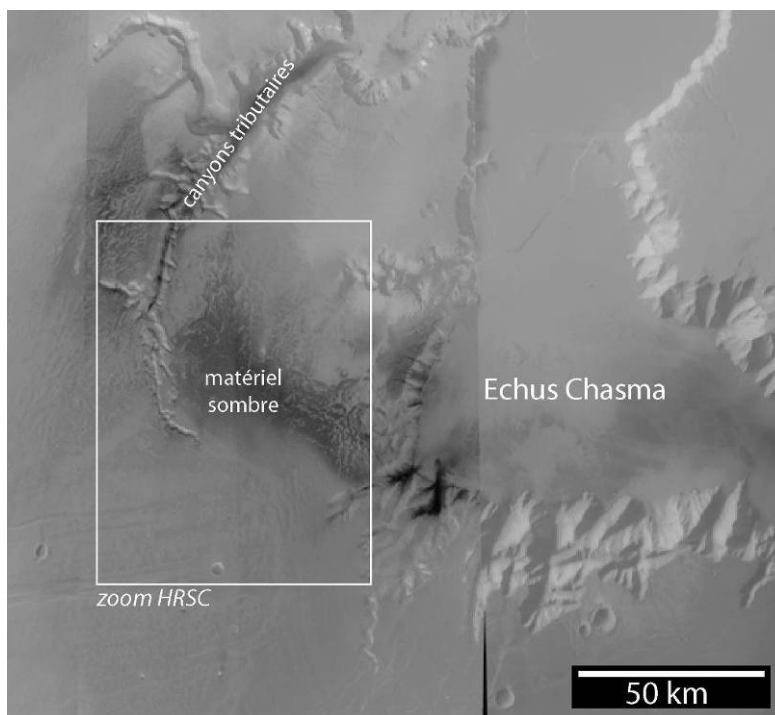


Figure 4-3 : Mosaïque HRSC du plateau ouest d'Echus Chasma. Des vallées ramifiées couvrent une grande partie du plateau, à la fois à travers le matériel sombre et le matériel clair. Le cadre blanc localise le zoom de la Figure 4-7.

4.1.2. Terrains riches en pyroxène

En me concentrant sur les terrains sombres, j'ai remarqué sur les spectres OMEGA des pixels correspondant à ces terrains la présence d'une large bande centrée autour de 2.2 μm . Cette bande est souvent observée sur les terrains sombres martiens [Mustard et al., 2005 ; Poulet et al., 2007], elle est due à la présence de pyroxène (plus exactement de clinopyroxène, un pyroxène riche en Calcium, dit HCP : High Calcium Pyroxene). La Figure 4-4 montre la localisation de ce pyroxène à partir de 3 cubes de données d'OMEGA acquis durant les orbites #0097, #1279 et #2204. On voit que le pyroxène est présent sur les plateaux, ainsi que dans certains flancs, et le fond d'Echus Chasma et des canyons tributaires. L'index spectral de la bande à 2.2 μm du pyroxène HCP, calculé pour cartographier la présence du pyroxène, est décrit en section 3.1. On retrouve bien une présence concentrée uniquement sur les terrains sombres de la région.

4.1.3. Contexte géologique des pyroxènes

Afin de mieux comprendre sa présence sur Echus Chasma et les plateaux, l'on peut tout d'abord regarder l'inertie thermique de ces terrains fournie par TES/MGS, et les images THEMIS/Odyssey infrarouge (IR) de la région. La Figure 4-5 présente une carte de l'inertie thermique dérivée des données TES sur le nord de Valles Marineris. On y voit que sur le plateau ouest d'Echus, sur les zones d'albedo faible, l'inertie thermique est relativement élevée ($\sim 250 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ S}^{-1/2}$) par rapport au reste du plateau ($< 150 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ S}^{-1/2}$). Une telle différence peut s'expliquer par la présence d'une couverture poussiéreuse sur une partie du plateau, qui diminue l'inertie thermique de la surface. Le fond du canyon tributaire d'Echus et le fond et les flancs d'Echus ont une inertie thermique encore plus élevée ($> 300 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ S}^{-1/2}$).

Regardons maintenant des images THEMIS IR de ces plateaux (Figure 4-6) : de jour, les terrains sombres ont une température élevée (ce qui peut s'expliquer par un réchauffement efficace des terrains par le rayonnement solaire, étant donné leur albedo faible) ; de nuit, les terrains sombres gardent une température bien plus élevée que les terrains clairs des plateaux, dû au fait que leur inertie thermique est plus élevée que les vallées remplies de poussière d'inertie thermique faible.

Si l'on revient sur des images dans le domaine visible, la Figure 4-7 montre deux zooms CTX sur des réseaux de vallées. Le premier révèle des vallées par la différence d'albédo entre terrains sombres riches en pyroxènes et intérieurs de vallées clairs remplis de poussières. Plus au sud, l'ensemble du terrain est recouvert de poussières et c'est essentiellement le relief qui nous révèle la présence des vallées.

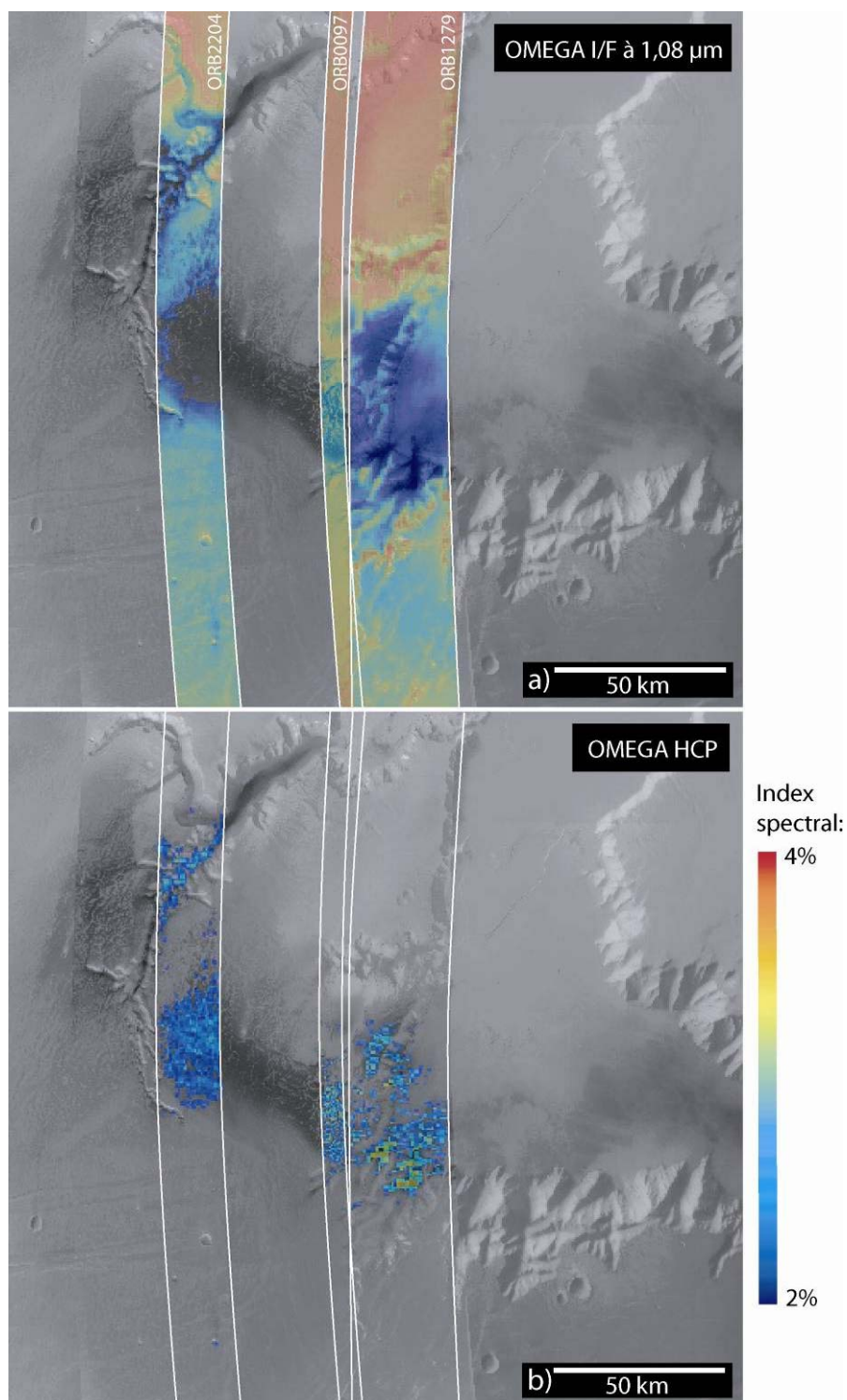


Figure 4-4 : a) I/F à 1,08 μm mesurée par OMEGA, superpose à la mosaïque HRSC. b) Critère spectral OMEGA de la bande d'absorption du HCP à 2,2 μm . (la projection sinusoidale utilisée explique le courbure des orbites)

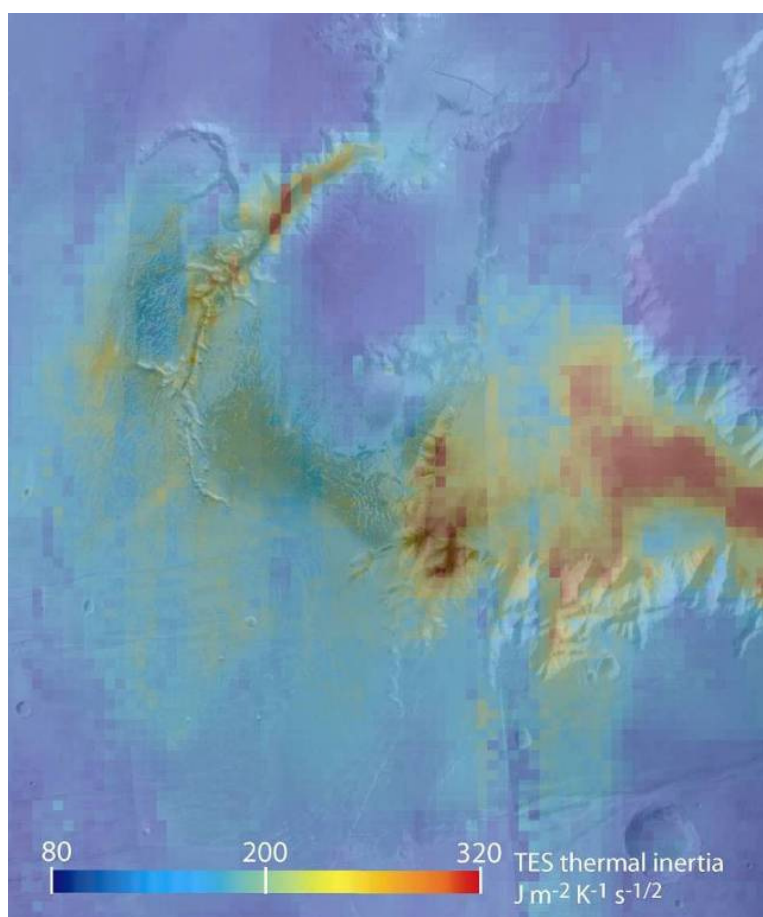


Figure 4-5: Inertie Thermique calculée à partir des données TES sur Echus Chasma, superposée à la mosaïque HRSC [Putzig et al., 2005].

Si l'on regarde une image MOC des plateaux, située sur une vallée claire, on voit, comme sur la Figure 4-8, que les vallées sont remplies de dunes de matériau clair, sur des terrains sombres. Il semble donc que les vallées aient été creusées dans un matériau sombre, riche en pyroxène, et d'inertie thermique relativement élevée (peut-être une cendre volcanique indurée de composition basaltique). Ces vallées ont depuis été remplies par un matériau plus fin et clair qui forme les dunes actuellement visibles. On retrouve ce matériau clair et fin (poussière) sur une grande partie de la surface de Mars, ce matériau a un spectre globalement plat dans notre domaine d'étude spectrale proche infrarouge.

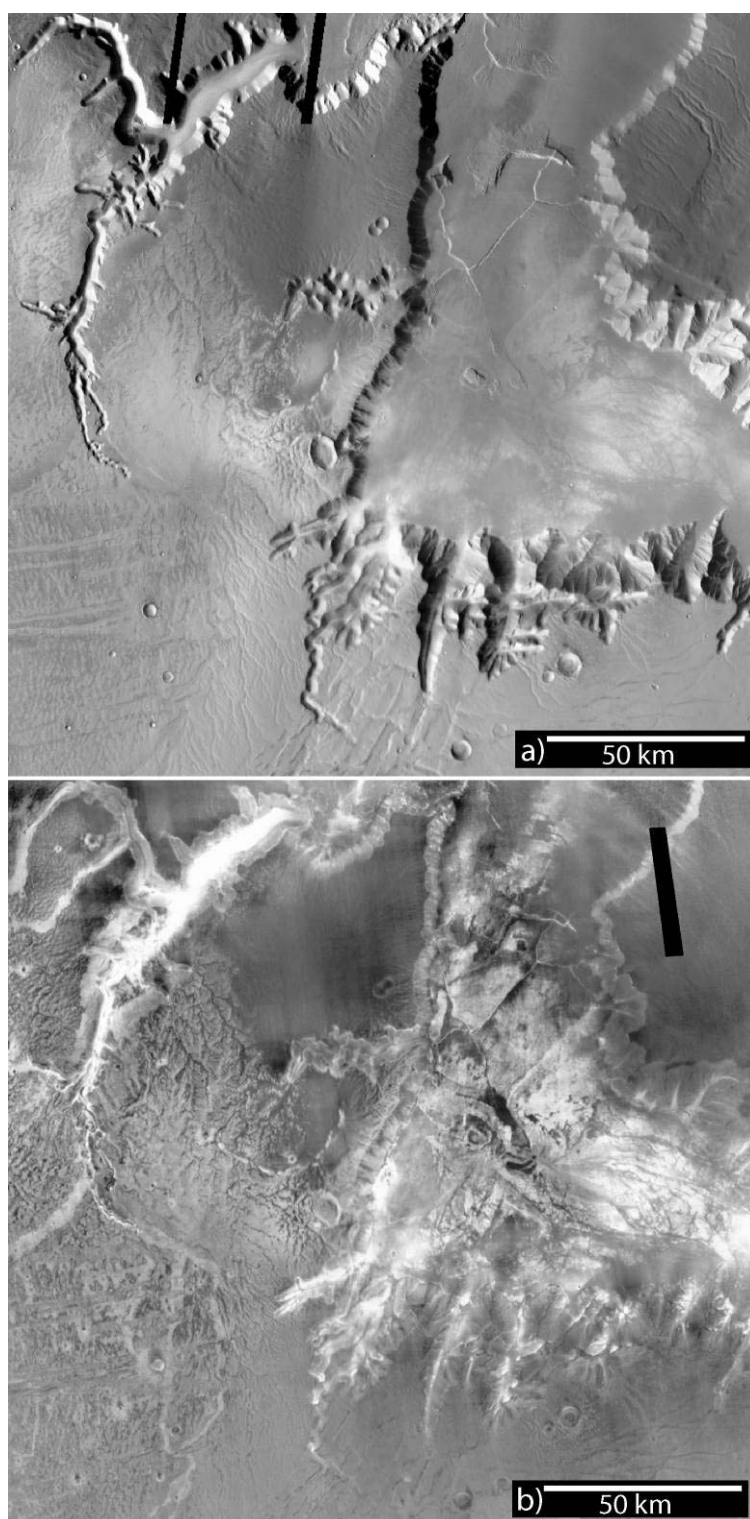


Figure 4-6: a) mosaïque d'images THEMIS IR de jour. b) mosaïque d'images THEMIS de nuit sur Echus Chasma et plateau ouest.

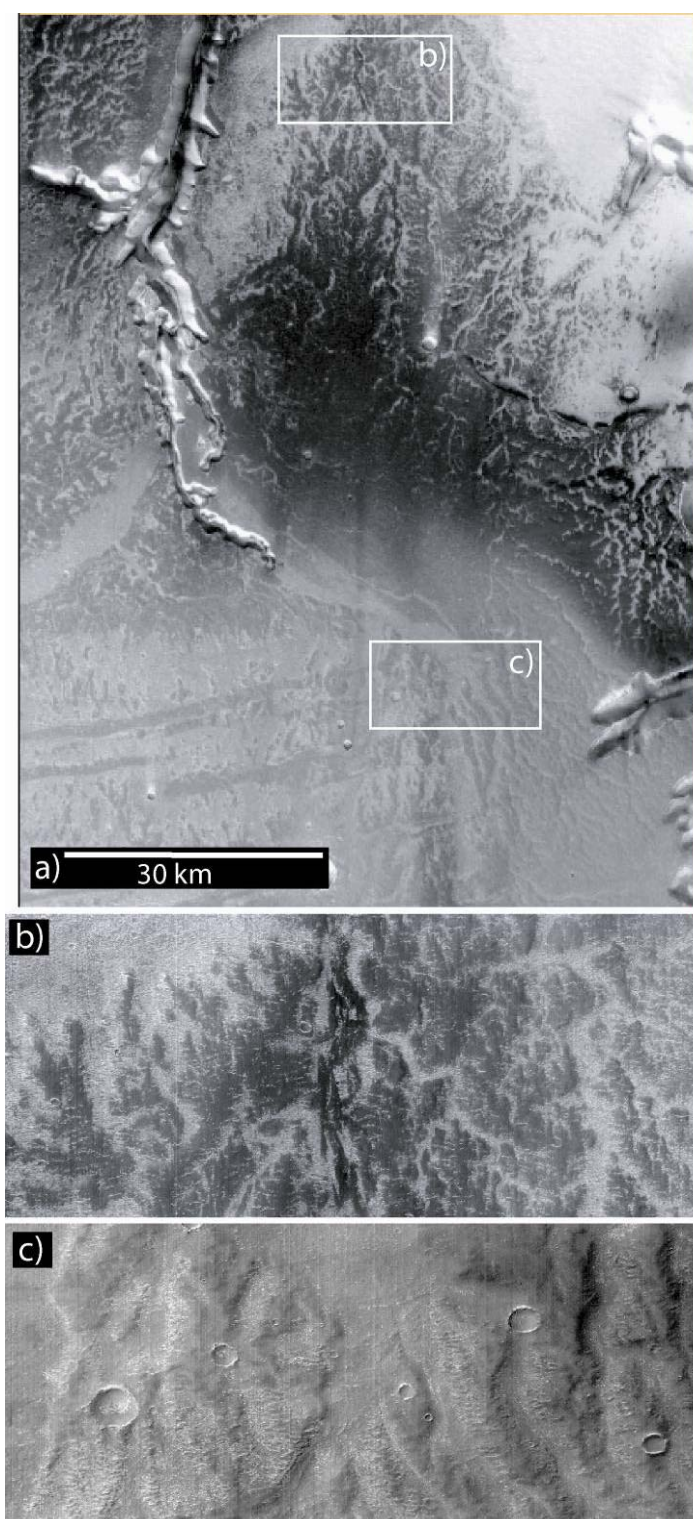


Figure 4-7: a) Zoom HRSC sur le plateau ouest ; b) Zoom CTX sur un réseau rempli par du matériau clair ; c) Zoom CTX sur un réseau recouvert de poussière.



Figure 4-8: Partie de l'image MOC So200430, sur une partie d'une vallée remplie de dunes de matériau clair sur les plateaux d'Echus Chasma, entourée de matériau sombre d'inertie thermique plus élevée.

4.1.4. Conclusion

L'utilisation d'OMEGA nous a permis de détecter la présence de pyroxène et de le cartographier sur les plateaux et les canyons de la région d'Echus. Les autres jeux de données (topographie, imagerie infrarouge, inertie thermique, imagerie haute résolution) ont montré le contexte géologique de ce pyroxène sur les plateaux. La recherche d'autres signatures a par contre conduit à soulever la complexité des analyses des données OMEGA (section 3.1.8). Aucun minéral hydraté n'a été détecté avec OMEGA sur les plateaux d'Echus Chasma. Peut-être qu'une analyse à plus haute résolution spatiale avec CRISM pourrait conduire à la découverte d'affleurements hydratés, comme cela a été le cas sur certains plateaux le long de Valles Marineris où des morphologies similaires existent [Milliken et al., 2007]. Dans le cas où l'absence d'altération serait avérée, cela conforterait l'idée que l'érosion fluviale de cette région n'a pas été très longue à l'échelle géologique (typiquement <100 000 ans, Mangold et al. [2008]).

4.2. Terby Crater : des dépôts stratifiés hydratés

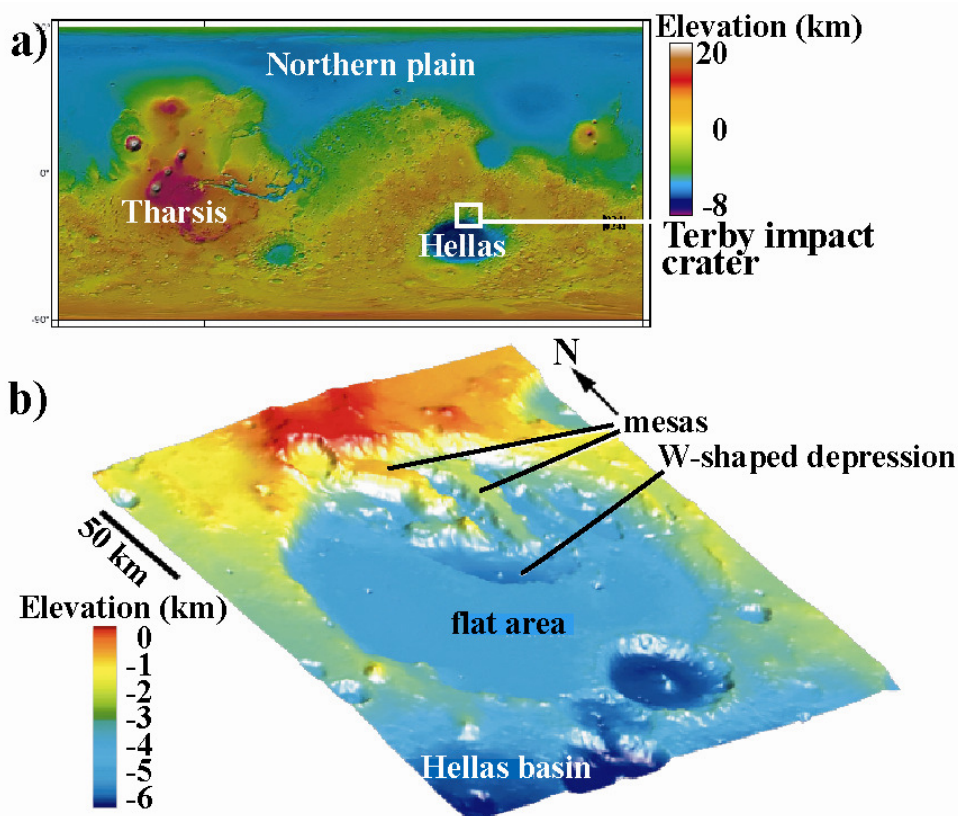


Figure 4-9 : a) Localisation du cratère d'impact Terby au nord du bassin d'Hellas, sur la carte altimétrique MOLA ; b) Perspective 3D de la topographie MOLA de Terby : 174 km de diamètre, 5.5 km de relief entre le plus haut point du bord et le plus bas point de la moitié nord. La partie centrale du cratère est très plate, autour de -4 km d'altitude, sauf la partie nord où une dépression en forme de W entoure des reliefs nommés mesas (figure aimablement fournie par Véronique Ansan).

Le cratère d'impact Terby est situé sur le bord nord du bassin d'Hellas (Figure 4-9), au sud de Tyrrhena Terra, par 28.0°S, 74.1°E. Il présente un intérieur rempli de matériau tout comme de nombreux autres cratères des terrains Noachiens, mais aucune grande vallée visible ne converge vers lui comme pour d'autres cratères remplis [De Hon, 1992 ; Cabrol and Grin, 1999]. Les bords du cratère sont tout de même très érodés (Figure 4-10), résultat d'une activité éolienne ou aqueuse intense.

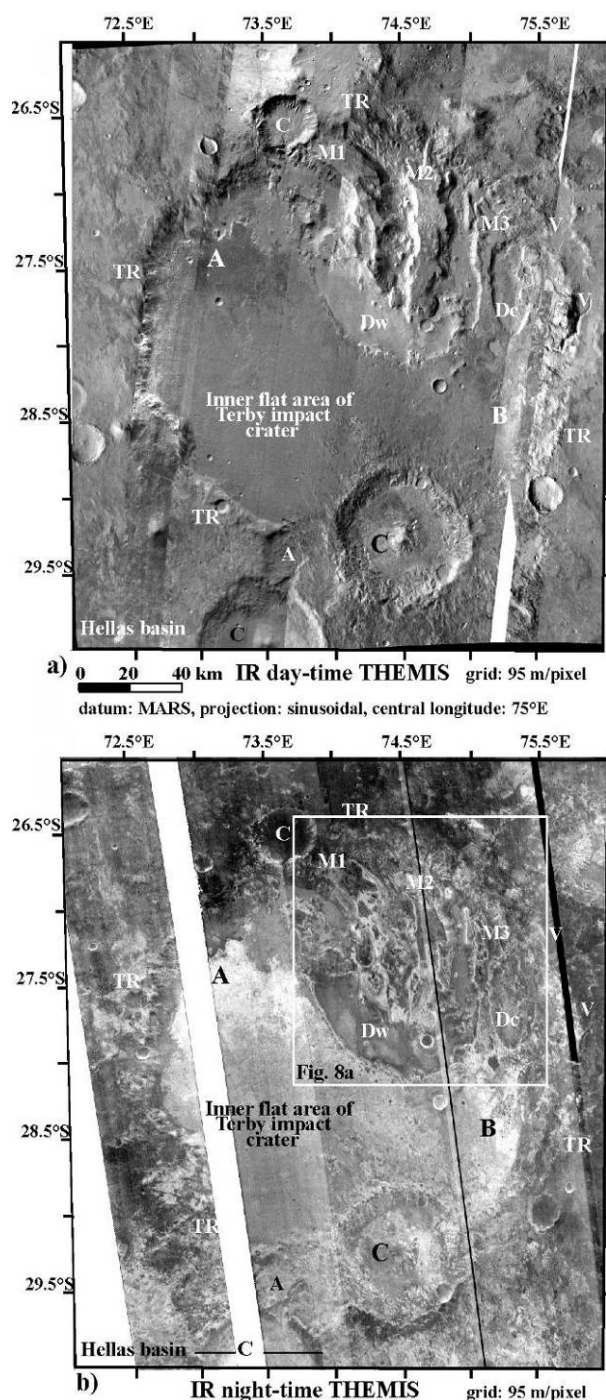


Figure 4-10 : a) mosaïque THEMIS IR de jour ; b) même zone sur la mosaïque THEMIS IR de nuit. Le cadre blanc indique la localisation du zoom de la figure suivante. V: vallée, TR: bord du cratère d'impact Terby, Dw: dépression fermée en forme de W, Dc: dépression fermée ovale, M1, M2 et M3 : les différentes mesas, et C: cratères d'impact. A et B sont 2 zones d'inertie thermique élevée (figure aimablement fournie par Véronique Ansan).

Terby est unique par sa partie nord, qui présente un relief érodé alors que la partie sud du cratère est très plate. Cette partie nord montre des dépressions et des monts formant un relief atteignant plus de 2 km de différence d'altitude, datés à la limite entre l'Hespérien et le Noachien [Leonard and Tanaka, 2001]. A partir des données Viking, le matériau fut interprété comme des dépôts friables éoliens ou fluviaux, peut-être d'origine volcanique, et peut-être cimentés par de la glace [Leonard and Tanaka, 2001].

Depuis Viking, les données MOLA, MOC et THEMIS ont montré un relief maximum du cratère de 4.5 km, et que les mesas de la partie nord (de largeur moyenne ~25 km, et de longueur ~60 km depuis le bord nord) sont constituées de strates, sur une épaisseur d'au moins 2.5 km [Ansan and Mangold, 2004 ; Ansan et al., 2006, Wilson et al., 2007]. On voit sur la Figure 4-10 les mosaïques THEMIS de jour et de nuit sur lesquelles sont reportées les désignations des différentes structures, comme les mesas M1, M2 et M3 et la dépression Dw, profonde de plus de 500 m. Seule la mesa M3 est liée à la zone plate du sud du cratère.

Les questions sur Terby sont nombreuses sur la composition des strates, leur géométrie, le contexte géologique de leur déposition, la durée de la déposition, et la nature de l'érosion des dépôts.

Plus récemment, Mars Express et MRO ont observé (ou essayé d'observer) Terby, en spectroscopie infrarouge, en imagerie visible haute résolution, et en stéréoscopie. Toutefois la région du bassin d'Hellas est souvent un lieu de formation de nuages et de tempêtes de sable. Le nombre d'observations de bonne qualité est donc limité.

4.2.1. Les dépôts de la partie nord et les données OMEGA

La Figure 4-11 présente un zoom sur la mosaïque THEMIS IR de nuit. Les zooms sur les flancs des mesas montrent des fortes différences de température qui forment des lignes concentriques autour des mesas. Ces différences révèlent des matériaux d'inertie thermique, et donc de propriétés physiques différentes, qui s'organisent en couches, autour des mesas. L'image (c) montre que des couches de différentes propriétés physiques constituent aussi la partie plate du sud de Terby, mais elle apparaissent plus fines et sont sur une épaisseur moins importante que celles des mesas. Le sommet des mesas est recouvert de poussière sombre, de basse température sur les images THEMIS IR de nuit (Figure 4-10 et Figure 4-11).

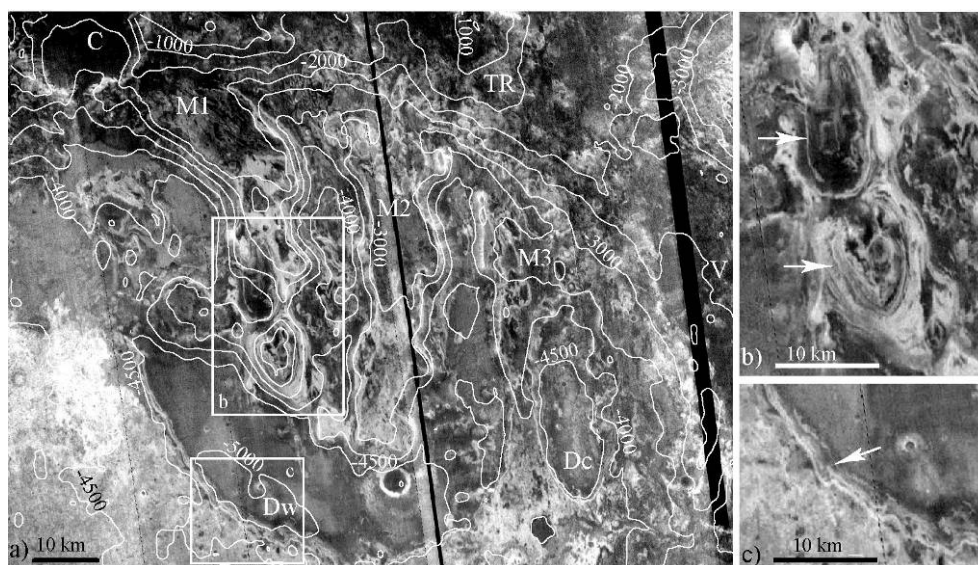


Figure 4-11 : a) Zoom sur les mesas de Terby sur la mosaïque THEMIS IR de nuit, les lignes de niveau MOLA sont dessinées tous les 500 m ; b) Détail sur la mesa M1 ; c) Détail sur le côté sud de la dépression Dw, les lignes blanches et noires indiquées par les flèches révèlent l'existence de matériaux différents dans la mesa (figure aimablement fournie par Véronique Ansan).

J'ai recueilli et analysé toutes les orbites OMEGA couvrant le cratère Terby. Malgré les conditions atmosphériques délicates, quelques orbites ont tout de même été acquises dans des conditions optimales : 2 orbites à moyenne résolution (< 1000m/pixel, 64 pixels de large, #0422 et #0444), et 7 orbites à haute résolution (<500 m/pixel, 16 pixels de large, #0232, #1021, #1032, #2316, #2327, #2338, #4199).

Les orbites #0232 et #4199 sont superposées sur la mesa M1, mais acquises avec des conditions d'illumination différentes (la première au matin et la deuxième dans l'après-midi, ce qui influe de manière importante sur l'illumination des flancs des mesas de direction nord-sud), et la #2316 sur la mesa M2 (voir les positions Figure 4-12a).

Ces données OMEGA permettent de dresser une carte partielle de la présence de quelques familles de minéraux sur le cratère et son voisinage : le pyroxène (ici du HCP, High Calcium Pyroxène, clinopyroxène), l'olivine (ici détectée grâce à l'index spectral de son pôle riche en magnésium, forstérite) et les minéraux hydratés (ici, à travers la présence d'une bande d'absorption à 1.93 μm et d'une autre à 2.30 μm).

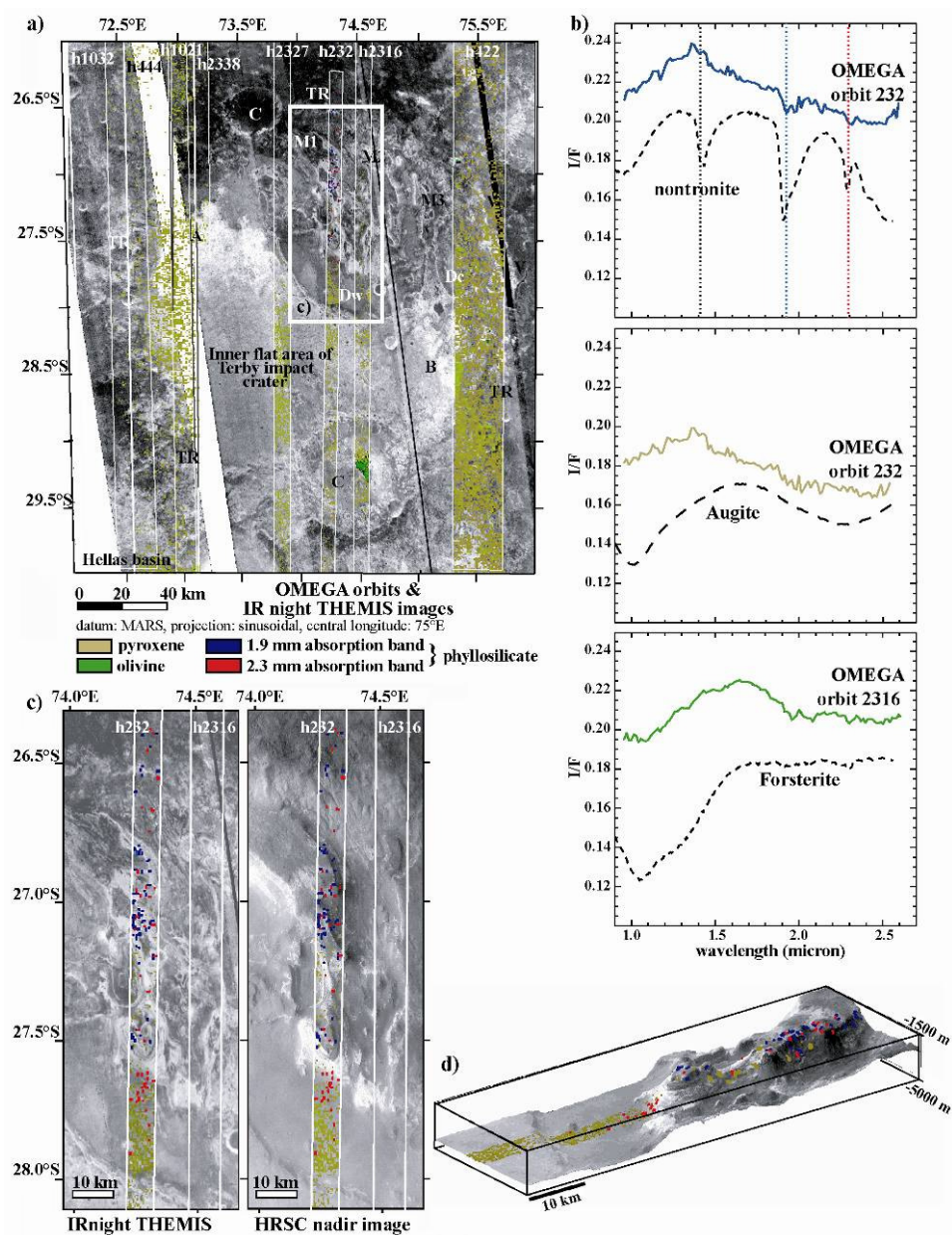


Figure 4-12 : a) Localisation des orbites OMEGA utilisées pour cette étude sur la mosaïque THEMIS IR de nuit. Sont superposés les pixels de détection des familles de minéraux (pyroxène, olivine, et bandes d'hydratation de phyllosilicates) ; b) Trois spectres OMEGA caractéristiques des familles de minéraux présentes comparés à des spectres de laboratoire (l'axe des ordonnées n'est valable que pour les spectres OMEGA en couleur) ; c) Zoom sur la mesa M1 sur images THEMIS IR de jour et HRSC, et pixels OMEGA de détection de pyroxènes et bandes à 1.9 μm et 2.3 μm ; d) Même zoom que précédemment en perspective 3D (figure aimablement fournie par Véronique Ansan).

Le pyroxène, carté grâce au calcul de l'index spectral de la large bande à 2.2 μm , est présent en grande quantité sur le fond plat du cratère, la dépression et les bords de Terby. Nous reviendrons sur le cas de l'olivine dans la section suivante.

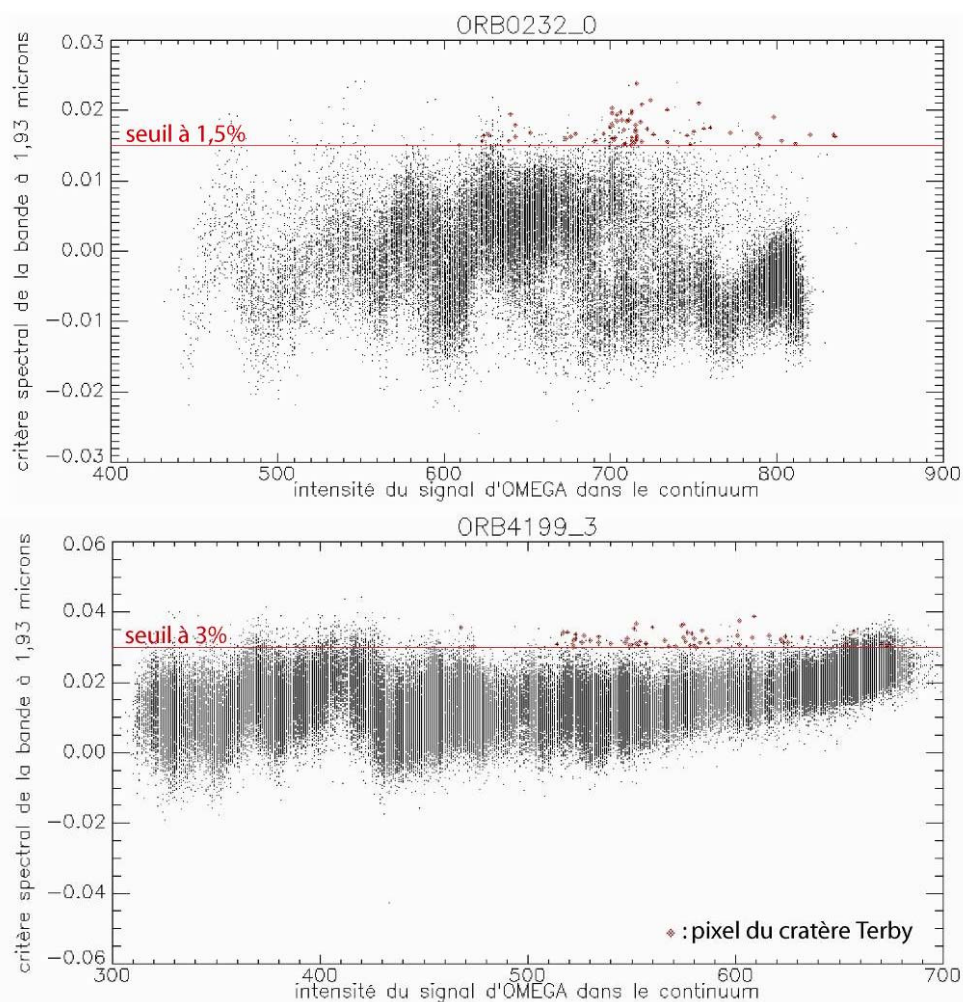


Figure 4-13 : Diagramme des pixels des orbites OMEGA ORB0232_0 et ORB4199_3 (ces orbites sont superposées) de l'index spectral de la bande à 1.93 μm vs. Intensité OMEGA dans le continuum. Les pixels des cubes OMEGA correspondant à la zone de Terby sont en rouge. Le seuil de détection est choisi en fonction de l'orbite.

La bande d'hydratation à 1.93 μm , commune à de nombreux minéraux hydratés, est accompagnée pour les phyllosilicates de bandes dues à une liaison métal-OH dans le domaine 2.2 – 2.4 μm (exemple de la nontronite Figure 4-12b). Dans le cas de Terby, la bande à 1.93 μm n'a été observée que sur les orbites #0232 et #4199, couvrant les mêmes terrains de la mesa M1. Cette bande d'absorption est ici très faible et dépasse tout juste le seuil de détection déterminé à partir des

diagrammes de la Figure 4-13 par rapport aux autres pixels du même cube OMEGA, et dépendant de l'orbite. On peut voir ici que nous avons abaissé ce seuil à 1.5% pour ORB0232_0, alors qu'il a fallu le remonter à 3% pour ORB4199_3.

Ces spectres montrant une (faible) absorption à 1.93 μm sont parfois accompagnés d'une bande d'absorption à 2.3 μm (Figure 4-12b). Cette bande est généralement due à la liaison Fe-OH ou Mg-OH pour les phyllosilicates. Un tel duo indiquerait la présence de smectites (Nontronite riche en fer, ou hectorite riche en magnésium). Sur les spectres de laboratoire de tels smectites apparaît une bande d'absorption supplémentaire à 1.4 μm , plus faible que celle à 1.93 μm , mais qui n'apparaît pas sur les spectres OMEGA, cette absence pourrait être liée à un défaut instrumental à cette longueur d'onde [Poulet et al., 2008], cette bande n'apparaît d'ailleurs en général que sur des rapports de spectres [Loizeau et al., 2007].

Les pixels qui montrent de tels bandes à 1.93 et 2.3 μm sont tous situés sur les parties exhumées des flancs stratifiés de la mesa M1 couverte par OMEGA, et sur les mêmes zones pour les 2 orbites #0232 et #4199. OMEGA indiquerait donc la présence de phyllosilicates dans le matériau constituant les strates de cette mesa.

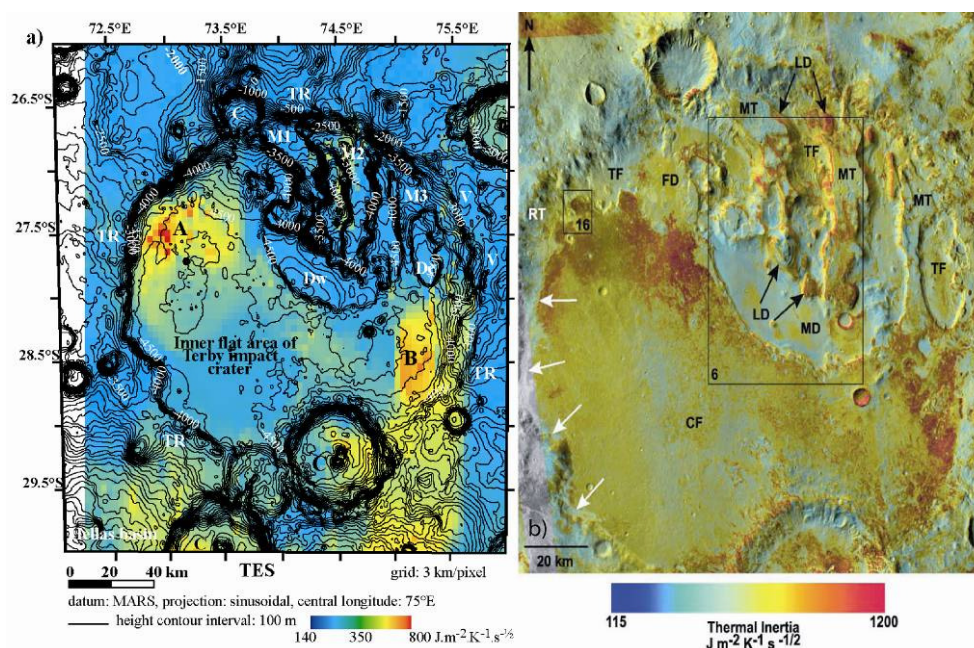


Figure 4-14 : a) Inertie thermique TES extraite de Putzig et al. [2005] sur les lignes de niveau de la topographie MOLA. Les zones A et B (voir aussi Figure 4-10) d'inertie thermique élevée ($>650 \text{ J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-0.5}$) sont indiquées (figure aimablement fournie par Véronique Ansan); b) inertie thermique dérivée des données THEMIS, superposée à la mosaïque THEMIS IR de jour, réalisée par Wilson et al. [2007].

Une détection supplémentaire faite par OMEGA sur cette zone est la présence de quelques pixels au pied de la mesa M1 (au sud, en rouge sur la Figure

4-12c) ou le spectro-imageur détecte une bande à 2.3 μm mais où la bande à 1.93 μm reste sous le seuil de détection. Quelques hypothèses pourraient expliquer ce phénomène : soit les minéraux hydratés (phyllosilicates) ont subi une déshydratation due à la mise en contact avec l'atmosphère ou par métamorphisme dû à la compaction, expliquant la diminution de la bande à 1.93 μm ; soit les grains dont la taille aurait été diminuée par l'érosion influenceraient la bande à 1.93 μm [Pommerol et al., 2007].

Les minéraux hydratés, avec la bande à 1.93 μm , n'apparaissent que sur les flancs de la mesa M1 où l'inertie thermique est élevée (Figure 4-14b, de Wilson et al. [2007]), avec des valeurs localement $>700 \text{ J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-0.5}$. On voit donc que les minéraux hydratés appartiennent à des matériaux fortement cohésifs.

Véronique Ansan a fait une étude approfondie de la géologie de Terby Crater à partir des données visibles, THEMIS IR, et de la stéréoscopie HRSC, que nous avons pu compléter avec les données spectroscopiques OMEGA.

L'épaisseur des strates visibles sur les images MOC est de quelques mètres en général. La roche est constituée de grains fins, mais fortement cohésifs. La morphologie des strates montre de nombreux changements de direction, de pendage et d'épaisseur, et pourrait indiquer que ces strates sont des sédiments qui forment un ancien delta ou un ancien cône d'alluvions. Le fait qu'OMEGA y observe de l'hydratation aujourd'hui révélerait soit la présence de minéraux altérés accumulés dans les sédiments après leur érosion en amont, soit une altération lors de la déposition et sédimentation dans le cratère Terby.

4.2.2. Minéraux mafiques et inertie thermique

Si on compare la carte de localisation du pyroxène Figure 4-12 et les cartes de l'inertie thermique TES et THEMIS Figure 4-14, on remarque que le pyroxène est corrélé aux zones d'inertie thermique élevée, sur la partie plate du sud du cratère, ainsi que sur les bords du cratère. TES révèle l'inertie thermique sur les premières dizaines de centimètre, jusqu'au premier mètre de profondeur [Putzig et al., 2005].

Ces zones semblent correspondre sur les données visibles haute résolution parfois à des surfaces consolidées (du matériau riche en pyroxène fortement induré) et parfois à des dunes de sable (à grains millimétriques, étant donné la forte inertie thermique $> 700 \text{ J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-0.5}$ [Presley and Christensen, 1997]).

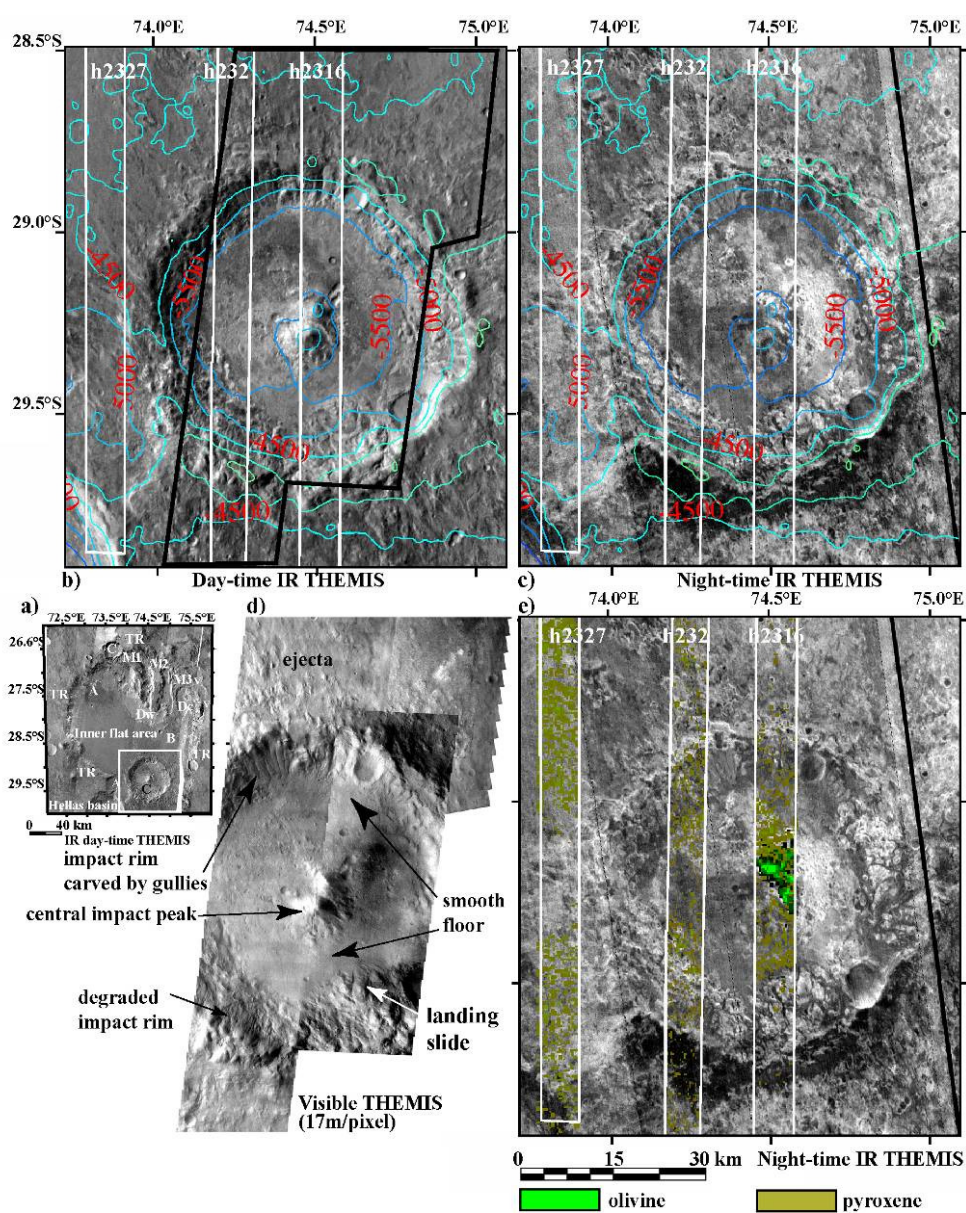


Figure 4-15 : a) Localisation du cratère sur le bord sud de Terby (cadre blanc) ; b) et c) Mosaïque THEMIS IR de jour et de nuit avec localisation des orbites OMEGA et de la mosaïque THEMIS visible, et ligne de niveau MOLA tous les 500 m ; d) Mosaïque des images THEMIS visible sur le cratère ; e) Mosaïque THEMIS IR de nuit avec pixels de détection OMEGA du pyroxène et de l'olivine (figure aimablement fournie par Véronique Ansan).

Le reste de la région est lui aussi couvert en grande partie de pyroxène, sur des terrains d'inertie thermique plus faible, pouvant donc correspondre à des matériaux plus fins et moins indurés.

Enfin la Figure 4-15 montre que le pic central du cratère qui repose sur le bord sud de Terby est riche en olivine. Etant donné la situation de la surface riche en olivine, il s'agit bien du matériau constituant le pic, ou résultant de l'érosion du pic, qui donne cette signature. Cette olivine est mixée avec du pyroxène, au niveau de résolution des pixels OMEGA, mais on ne peut pas distinguer si le pyroxène est présent dans le matériau du pic, ou dans du sable qui serait sur le pic (voir un spectre Figure 4-12b).

La croûte qui constitue le socle de Terby est donc riche en olivine. Le pyroxène riche en calcium HCP présent sur le fond de Terby et sur les bords du cratère sont quand à eux venus recouvrir les terrains après l'impact. De plus, les dépôts stratifiés eux-mêmes sont recouverts de matériaux riches en HCP, qui pourraient provenir de l'érosion du HCP présent autour du cratère Terby.

4.2.3. Conclusion

La région d'Hellas est une zone où l'analyse de données spatiales est rendue difficile par les conditions atmosphériques liées à l'influence du bassin d'Hellas. OMEGA a détecté sur les affleurements stratifiés remplissant le cratère d'impact Terby, des bandes d'absorptions à 1.93 μm et à 2.30 μm indiquant la présence de phyllosilicates dans ces roches interprétées comme sédimentaires. Ces minéraux ayant subi une altération aqueuse pourraient donc conforter l'hypothèse d'une sédimentation lacustre dans le cratère, ou au moins de l'accumulation de sédiments fluviaux dans un cône alluvial.

La faiblesse des bandes d'absorption de ces minéraux hydratés pourrait être due à une altération relativement faible des sédiments ou à un mélange avec des sédiments peu altérés. L'observation d'un pic central de cratère riche en olivine sur le bord sud de Terby indique que le socle de Terby est lui-même riche en olivine, et ne montre pas avec OMEGA de signes d'altération.

Etant donné la résolution spatiale d'OMEGA (~300 /pixels) et la faiblesse des bandes d'absorption, il n'a pas été possible de distinguer avec OMEGA une variation de la minéralogie avec la profondeur dans les sédiments des mesas. Si un tel changement était observé, il pourrait être expliqué soit par une variation de l'origine des sédiments ou de l'intensité de l'altération (peut-être comme sur Mawrth Vallis, section 5), soit par un métamorphisme dû au processus de diagenèse des dépôts, qui aurait modifié la nature des minéraux sédimentés.

4.3. Tyrrhena Terra : *ejecta* lobés et plaines hydratées

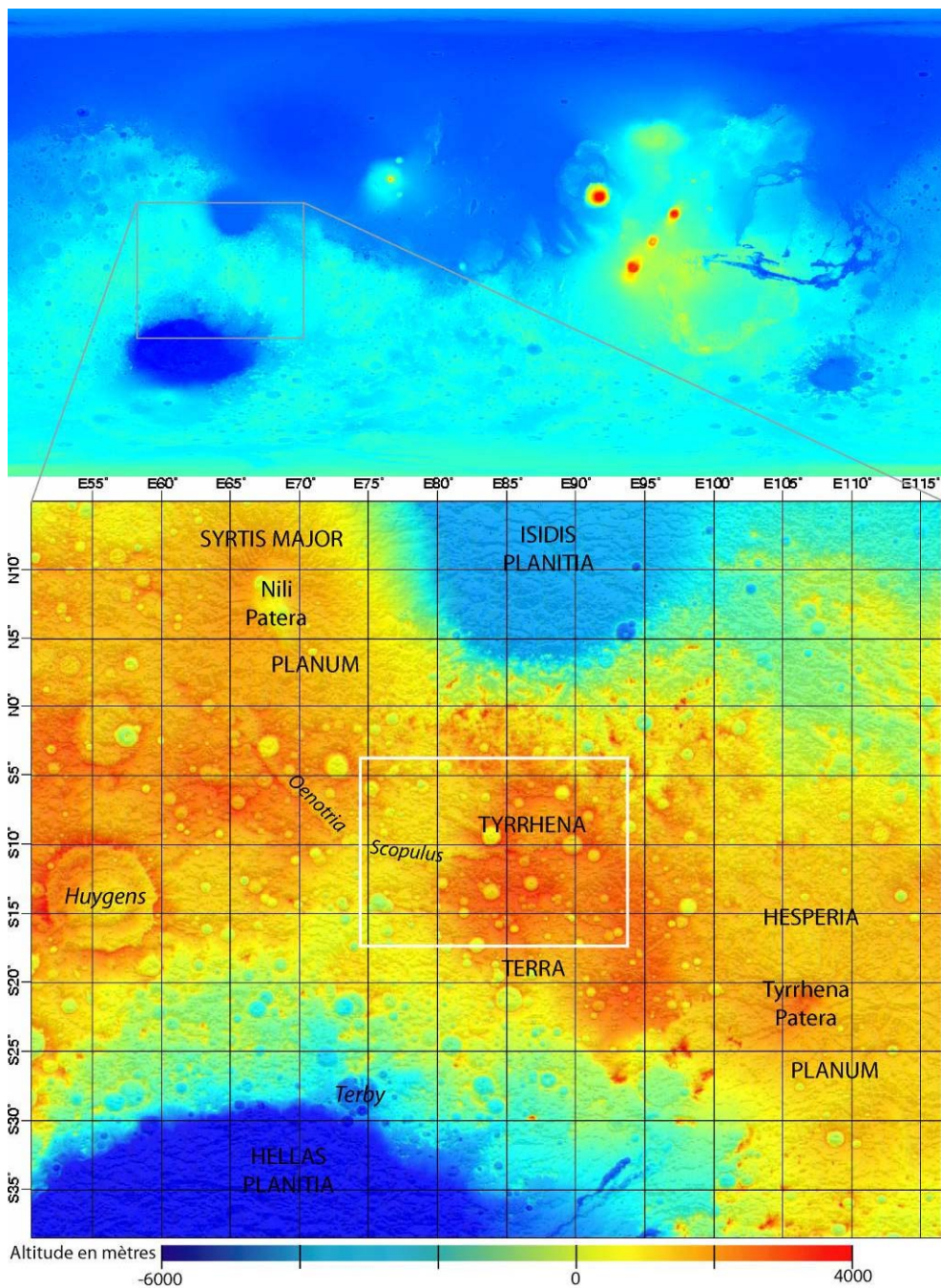


Figure 4-16 : Contexte régional de Tyrrhena Terra sur la topographie MOLA. Le cadre blanc sur l'image du bas indique la localisation des 3 figures suivantes.

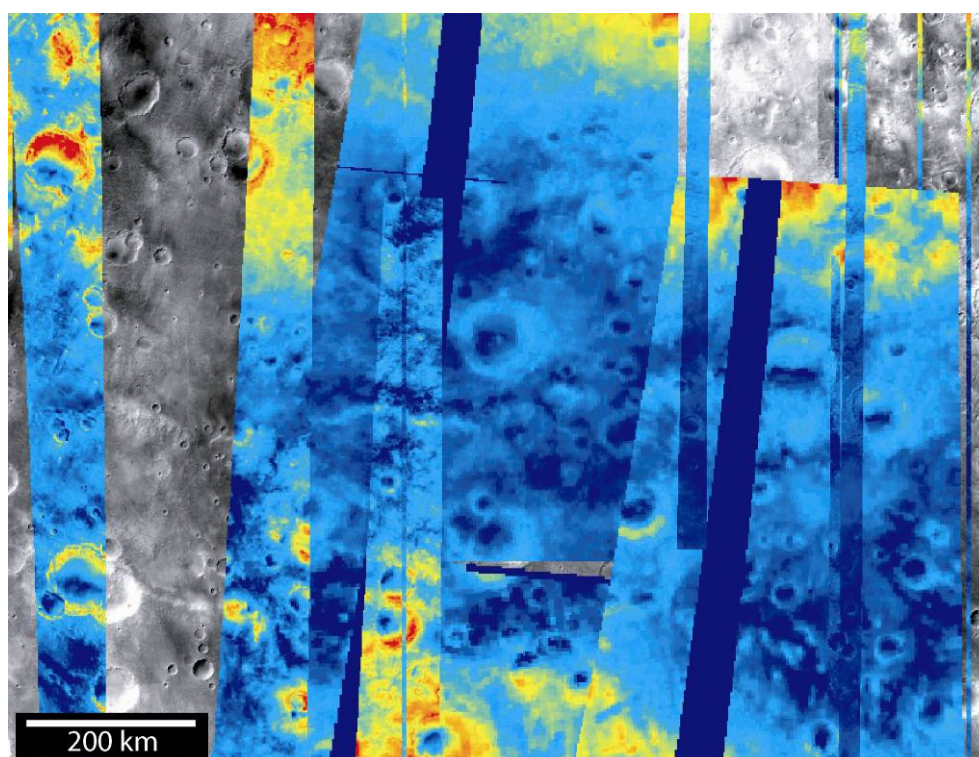


Figure 4-17 : Intensité reçue par OMEGA à $1,02 \mu\text{m}$ (en couleur) superposée à une mosaïque d'images MOC wide angle, afin de montrer la couverture spatiale des différentes orbites utilisées dans cette étude. On remarque que la couverture de la région n'est pas totale. Les bandes bleu-sombre au milieu des orbites les plus larges viennent du fait que les données de ces cubes présentent un problème pour ces pixels là, j'ai donc choisi de ne pas les traiter. Sont ici traités les cubes des orbites #0006, #0047, #0422, #1193, #1237, #1281, #1303, #1464, #1508, #2063, #2074 et #2096. Depuis, d'autres données ont été acquises avec OMEGA sur la même région.

Tyrrhena Terra est une large zone cratérisée (tirant son nom de la Mer Tyrrhénienne) au milieu des highlands de l'hémisphère sud, située entre le bassin d'Isidis au nord, le bassin d'Hellas au sud, Tyrrhena Patera à l'est et Syrtis Major au nord-ouest, comme le montre la Figure 4-16. Cette zone a été peu couverte par les instruments des sondes jusqu'ici, car elle n'avait jusqu'alors pas montré un grand intérêt géologique par rapport à d'autres régions, et les données visibles à haute résolution disponibles sont assez limitées par rapports aux autres zones étudiées durant ma thèse. La région est une zone complexe où les cratères, leurs *ejecta*, des réseaux de vallées et des plaines se mêlent, et traversée par Oenotria Scopulus, une faille concentrique à Isidis Planitia, et liée à la formation du bassin.

4.3.1. Cartes minéralogiques OMEGA

La Figure 4-17 montre les zones couvertes par les données OMEGA que j'ai utilisées durant ma thèse, avec les numéros des orbites sélectionnées. Il existe depuis d'autres données, notamment à plus haute résolution spatiale, en mode 16 pixels (voir partie 3.1).

La zone de Tyrrhena Terra a été reportée par Poulet et al. [2005] et Bibring et al. [2006] comme l'une des zones de Mars montrant des affleurements riches en minéraux hydratés, de nature inconnue. Certaines surfaces de Tyrrhena Terra présentent en effet sur les spectres OMEGA dans le proche infrarouge une bande d'absorption à 1.93 μm . Dans la région de Tyrrhena Terra, la détection de cette bande est faible (l'index spectral est $< 4\%$), et les spectres ne montrent pas d'autre bande d'absorption évidente, qui pourrait indiquer la présence d'un minéral précis.

La Figure 4-18 montre la localisation de ces terrains hydratés sur l'imagerie visible MOC wide angle, et sur la topographie MOLA. Les pixels où OMEGA détecte cette hydratation sont souvent situés sur des cratères et leurs couronnes d'*ejecta*, dispersés sur la région, montrés par des cercles bleus (une étude de ces cratères a été effectuée par Costard et al. [2006] et Meresse [2008]), mais aussi dans certaines vallées et plaines, sans correspondance avec des cratères, dans les cadres rouges, mais qui semblent localisées sur la partie ouest des terrains situés en hauteur qui couvrent toute la moitié est de l'image. On ne distingue pas sur la mosaïque MOC wide angle d'albedo particulière pour les terrains hydratés, *ejecta* ou plaines.

En Figure 4-19, les *ejecta* et terrains hydratés sont localisés sur les mosaïques THEMIS IR de jour et de nuit. En ce qui concerne les vallées et plaines hydratées, on remarque une température en général assez forte de nuit, alors que les *ejecta* hydratés montrent des températures relativement plus faibles que les terrains alentours. La Figure 4-20 présente un spectre OMEGA où la bande d'absorption à 1.93 μm apparaît, l'absorption atmosphérique du CO_2 n'étant pas parfaitement corrigée, la bande semble s'étaler vers 2 μm . Du pyroxène est également présent dans l'angle d'ouverture du pixel, et creuse une large bande d'absorption centrée vers 2.2 μm .

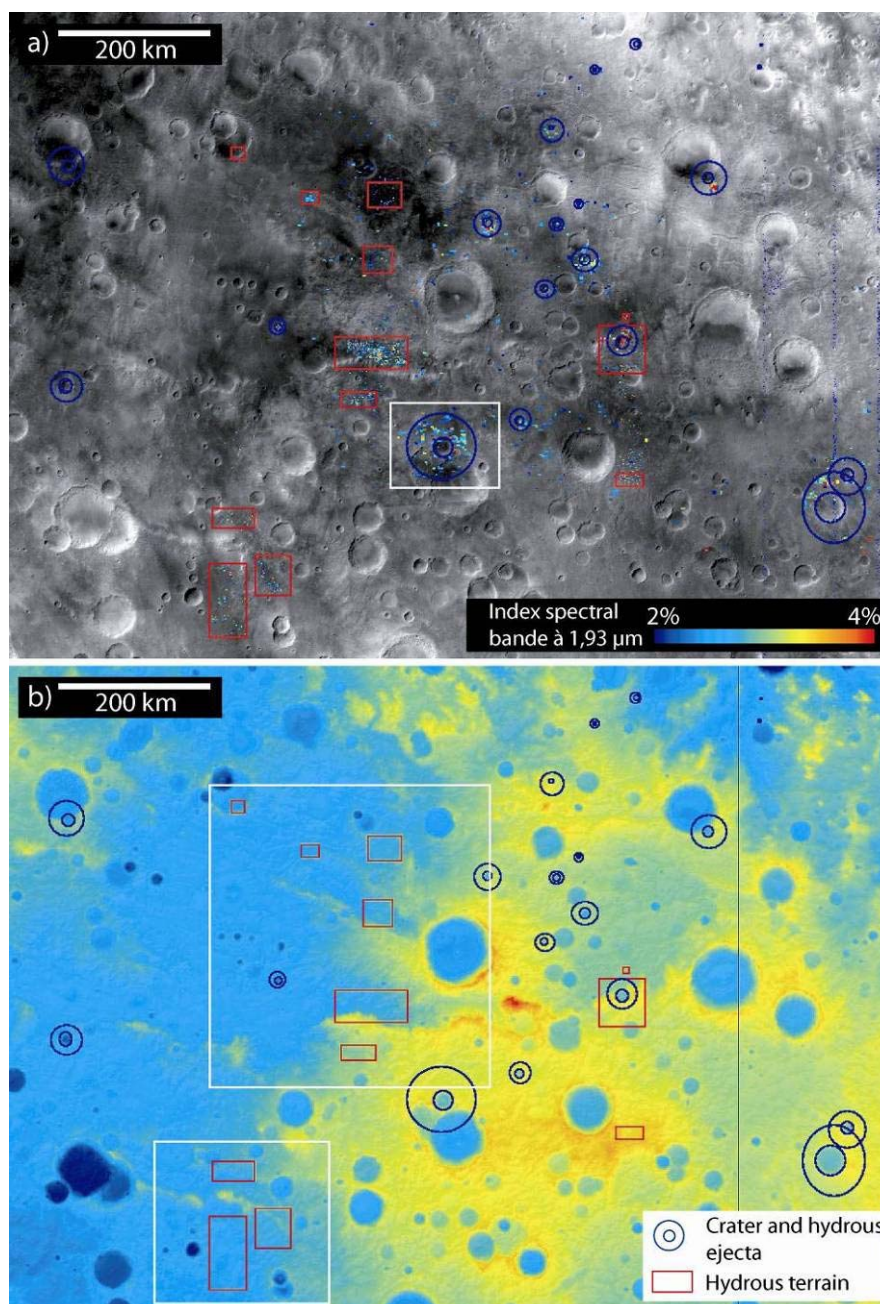


Figure 4-18 : (a) Index spectral de la bande d'hydratation à 1,93 μm superposé à une mosaïque d'images MOC wide angle. Le cadre blanc indique la localisation des zooms de la Figure 4-24. (b) Topographie MOLA de la même zone. Les cercles bleus montrent les cratères et leurs ejecta où l'on détecte des minéraux hydratés, alors que les rectangles rouges indiquent d'autres terrains (plaines ou buttes) hydratés. Les rectangles blancs encadrent les zooms de la Figure 4-25.

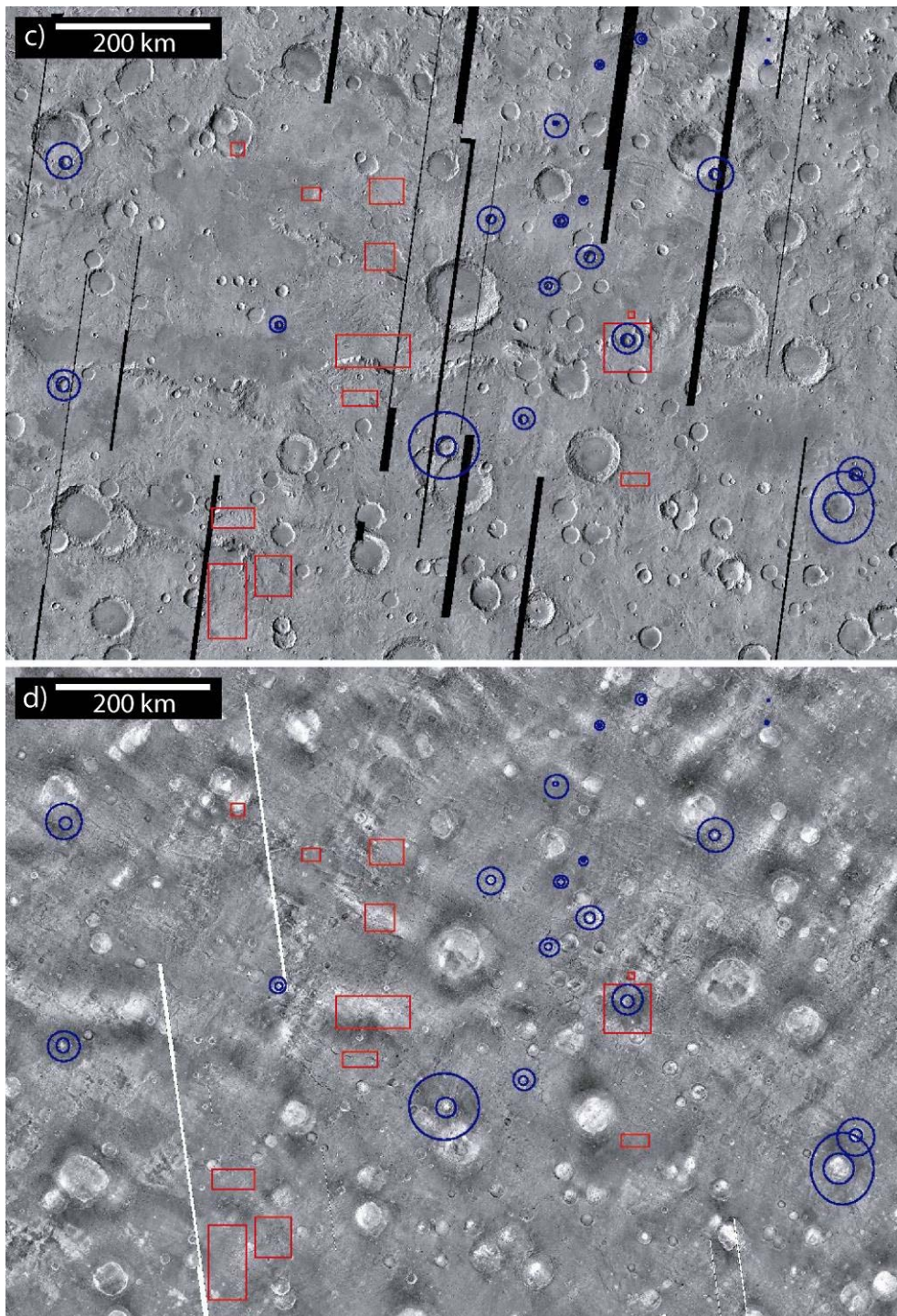


Figure 4-19 : (a) même zone que précédemment vue par la caméra THEMIS IR de jour. (b) même zone avec la caméra THEMIS IR de nuit.

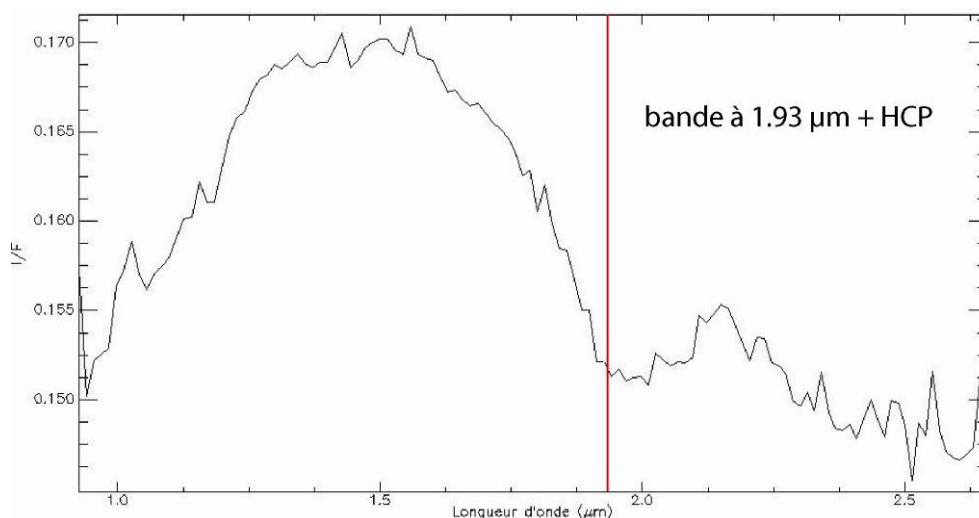


Figure 4-20 : Spectre OMEGA montrant une bande d'absorption à 1.93 μm (ORB1508_5). Une légère absorption atmosphérique du CO_2 à 2 μm reste sur le spectre, mais les spectels choisis pour le calcul de l'index spectral sont très peu ou pas touchés par l'absorption du CO_2 .

Les cartes de la présence de clinopyroxène (HCP, pour High Calcium Pyroxene) en Figure 4-21 montrent que celui-ci est largement répandu dans la région (on peut s'en rendre compte sur les cartes globales minéralogiques de Poulet et al. [2007]). On remarque aussi que les cratères et *ejecta* hydratés présentent des déplétions en HCP (index spectral <2%), alors que les plaines et vallées hydratées sont des zones où la bande d'absorption du HCP est forte (index spectral >3%).

La carte de l'olivine sur la même figure présente à la fois la détection du pôle riche en fer (fayalite) et du pôle riche en magnésium (forstérite) du minéral. L'absorption due à la forstérite (en vert) est en générale plus forte et plus répandue que celle due à la fayalite (en rouge), sauf dans quelques fonds de cratères de la région. La zone de Tyrrhena Terra est celle où OMEGA a observé les plus grandes zones riches en olivine [Poulet et al., 2007].

La présence d'olivine est la plupart du temps corrélée à une forte absorption en HCP, et la Figure 4-22 montre bien que sur les pixels où le spectre indique la présence d'olivine par son absorption entre 1 μm et 1.5 μm , le HCP est également présent.

J'ai localisé en Figure 4-23 les quelques zones où l'olivine est décorrélée de la présence d'HCP. On remarque que ces zones ont un index spectral de fayalite plus élevé lorsqu'elles sont au fond de larges cratères (>30 km de diamètre), et un index spectral de forstérite plus élevé lorsqu'elles sont sur des *ejecta* de cratères (<10 km de diamètre). La taille des grains d'olivine pouvant jouer sur les index spectraux entre fayalite et forstérite [Poulet et al., 2007], il est possible que ces observations soient liées à des différences de tailles de grains entre le fond des cratères et les

ejecta. On remarquera aussi la présence de forstérite sur les *ejecta* du cratère au milieu-sud, zoomé en Figure 4-24, plus grands *ejecta* hydratés de la région.

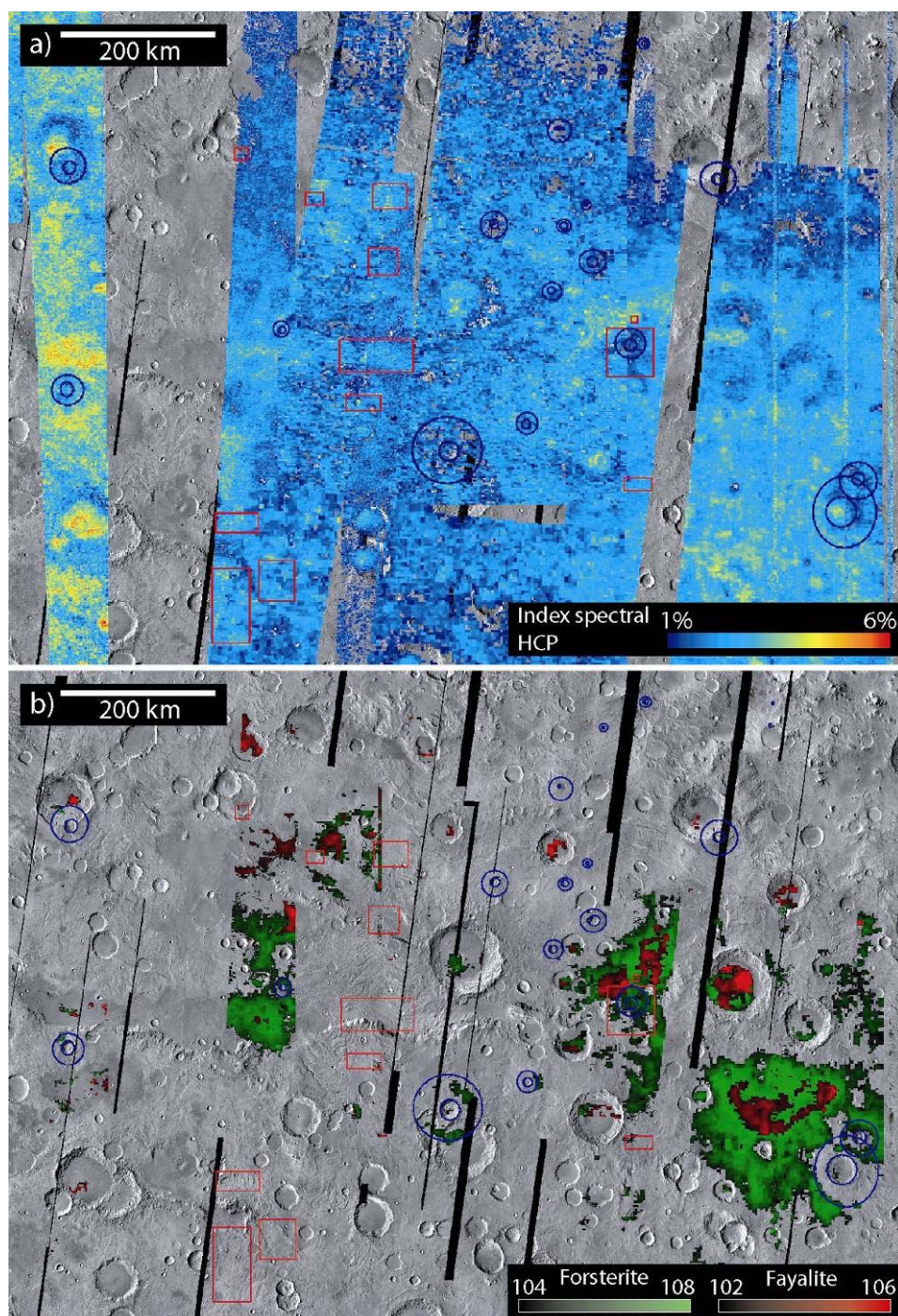


Figure 4-21 : (a) même zone que précédemment montrant la détection avec OMEGA de pyroxène riche en calcium (HCP, clinopyroxène) ; (b) même zone montrant les index spectraux des pôles Fe (Fayalite) et Mg (Forstérite) de l'olivine.

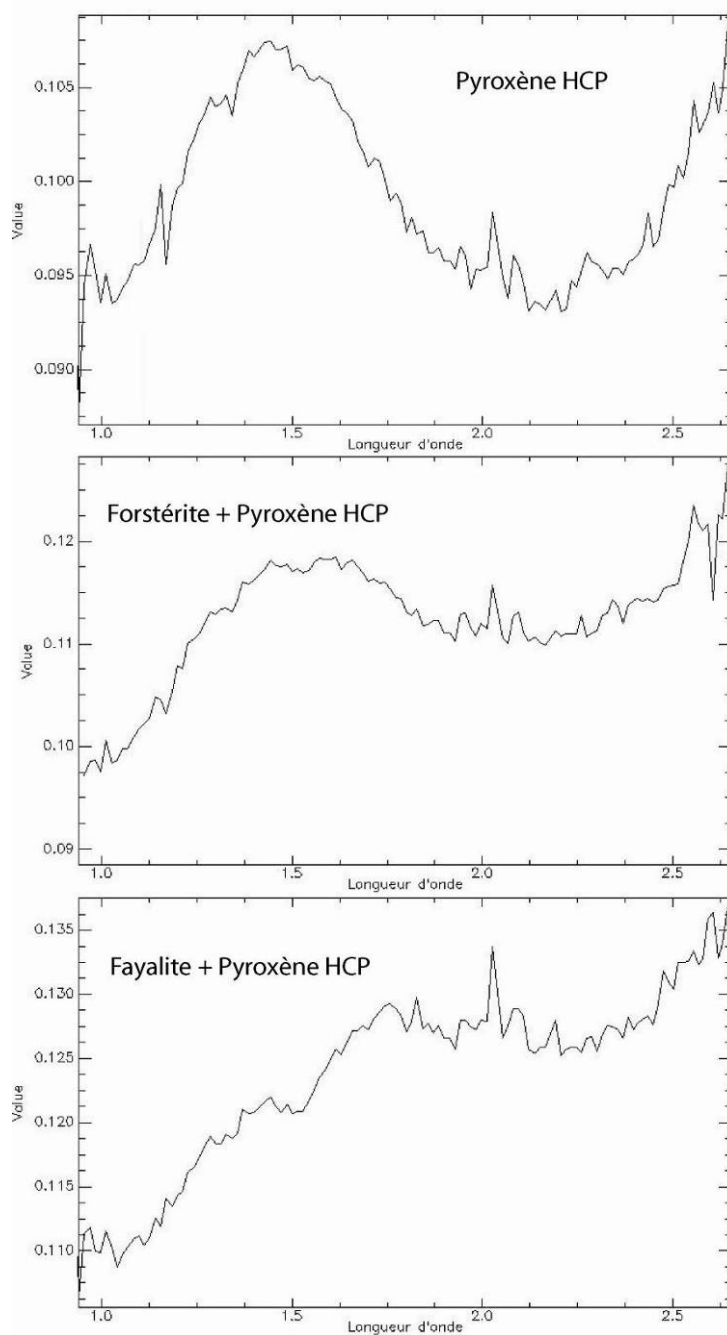


Figure 4-22 : Spectres OMEGA (ORBo422_2), montrant la présence de clinopyroxène (HCP), et olivine (pôle Fe Fayalite et pôle Mg Forstérite). On peut remarquer sur ces spectres que les bandes de CO₂ autour de 2 µm sont ici légèrement sous-corrigées.

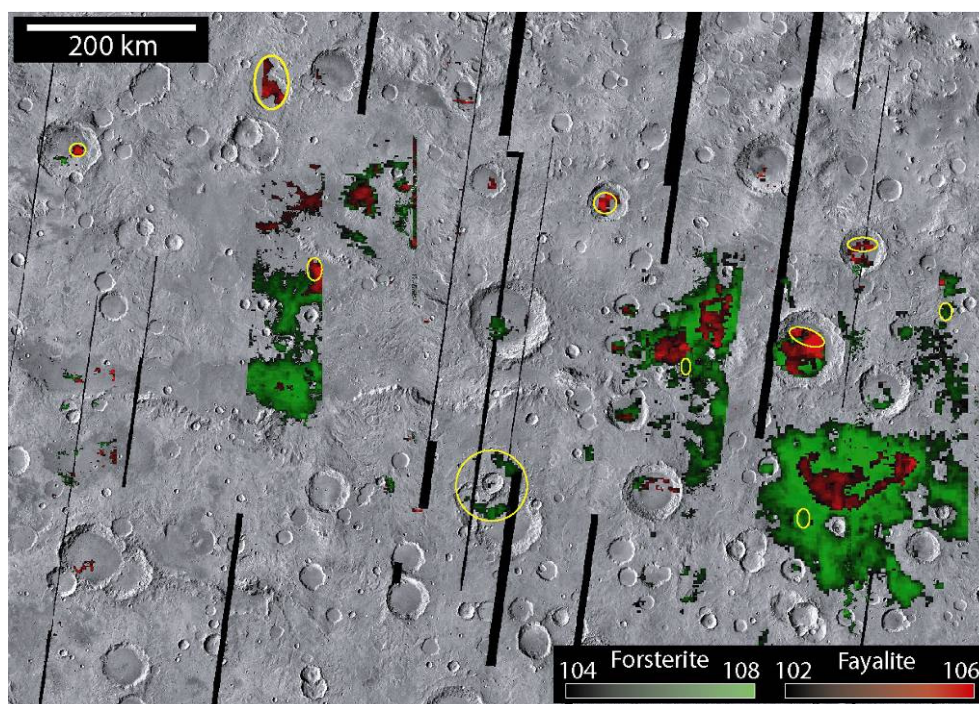


Figure 4-23 : Carte OMEGA de l'olivine sur mosaïque THEMIS IR de jour. Les cercles jaunes indiquent les zones où l'olivine est décorrélée du pyroxène.

4.3.2. *Ejecta* lobés hydratés

Quelques dizaines de nappes d'*ejecta* de cratères ont été remarquées par OMEGA pour la présence de minéraux hydratés, notamment au sud de Gangis (-11.4°S, 308.5°W), à l'ouest d'Hellas (-25°S, 50°E), sur Nili Fossae [Mangold et al., 2007], et sur Tyrrhena Terra.

Dans la région de Nili Fossae, des affleurements stratifiés riches en phyllosilicates sont également présents dans le reste de la région, sans impliquer de façon évidente des *ejecta*. Dans cette région, l'explication la plus probable de la présence de ces cratères à *ejecta* hydratés est l'excavation par l'impact de matériaux riches en phyllosilicates présents dans la croûte avant l'impact [Mangold et al., 2007].

Une petite vingtaine de cratères de la région de Tyrrhena présentent des *ejectas* lobés hydratés. Les *ejecta* lobés sont considérés comme étant créés par des processus fluides, soit par un impact dans des volatiles en surface, et leur vaporisation [Barlow et al., 2000], soit par entraînement des *ejectas* par l'atmosphère martienne [Barnouin-Jha et Schultz, 1998]. Les *ejecta* lobés hydratés de Tyrrhena Terra ont été étudiés plus en détail par Sandrine Meresse durant sa thèse [Meresse, 2008].

L'origine des minéraux hydratés dans les *ejecta* est donc importante pour savoir s'ils résultent, ou non, d'un processus lié à la présence de volatiles lors de l'impact [Costard et al., 2006].

Dans notre région, les cratères à nappes hydratées ont des diamètres de 1,2 à 26,3 km, sont relativement frais avec des *ejecta* bien délimités, en général montrant plus de pixels hydratés avec OMEGA que l'intérieur des cratères eux-mêmes (exemple Figure 4-24), même si la résolution d'OMEGA ne permet pas tout le temps de bien distinguer les pixels à l'intérieur du cratère et sur la nappe [Meresse, 2008]. Ces *ejecta* montrent également le signal de la présence de pyroxènes, même si celui-ci est plus faible sur les *ejecta* que sur le reste des terrains (Figure 4-21).

Il existe cependant de nombreux autres cratères à *ejecta* lobés dans la région qui ne présentent pas d'hydratation sur les données OMEGA. Les images THEMIS de nuit permettent souvent de distinguer les cratères à nappes hydratées des autres : les *ejecta* hydratés ont des températures plus froides la nuit que les terrains inter-cratères (voir par exemple Figure 4-24), alors que la différence est en général moins marquée pour les autres *ejecta*. Il semblerait donc que les *ejecta* hydratés et non-hydratés aient des propriétés physiques différentes, avec une inertie thermique plus faible pour les nappes hydratées [Meresse, 2008]. La couverture poussiéreuse de la région étant assez faible [Ruff et Christensen, 2003], et l'inertie thermique élevée (entre 200 et 450 J/m² K s^{1/2}) [Putzig et al., 2005], avec une confirmation par OMEGA étant donné que chaque surface présente des minéraux identifiable par la spectroscopie proche infrarouge (HCP, olivine ou minéraux hydratés) et pas de poussière, cette différence de propriété des nappes ne viendrait pas d'une couverture poussiéreuse plus importante sur certaines que sur d'autres, mais réellement du matériau constituant les nappes.

On peut voir sur la Figure 4-24d un zoom CTX sur des *ejecta* hydratés : on remarque certaines buttes érodées en surface. La présence de matériau sombre comme on le voit sur l'image HRSC, et d'un signal de pyroxène sur les spectres OMEGA, en plus de la bande d'absorption à 1.93 µm, indique que le pyroxène et les minéraux hydratés sont tous deux présents sur les *ejecta*. Deux hypothèses peuvent expliquer cette observation : soit les deux matériaux sont présents dans la même roche qui constitue les *ejecta*, soit l'absorption à 1.93 µm pourrait venir de l'exhumation des buttes visibles sur les *ejecta* comme le montre le zoom CTX, alors que le reste des *ejecta* seraient recouverts par une couverture riche en pyroxène. Les deux hypothèses pourraient être vraies en même temps, si un matériau riche en pyroxène recouvre des *ejecta* constitués à la fois de pyroxène et de minéraux hydratés. Une étude spectroscopique à plus haute résolution avec CRISM/MRO pourrait aider à partager ces hypothèses.

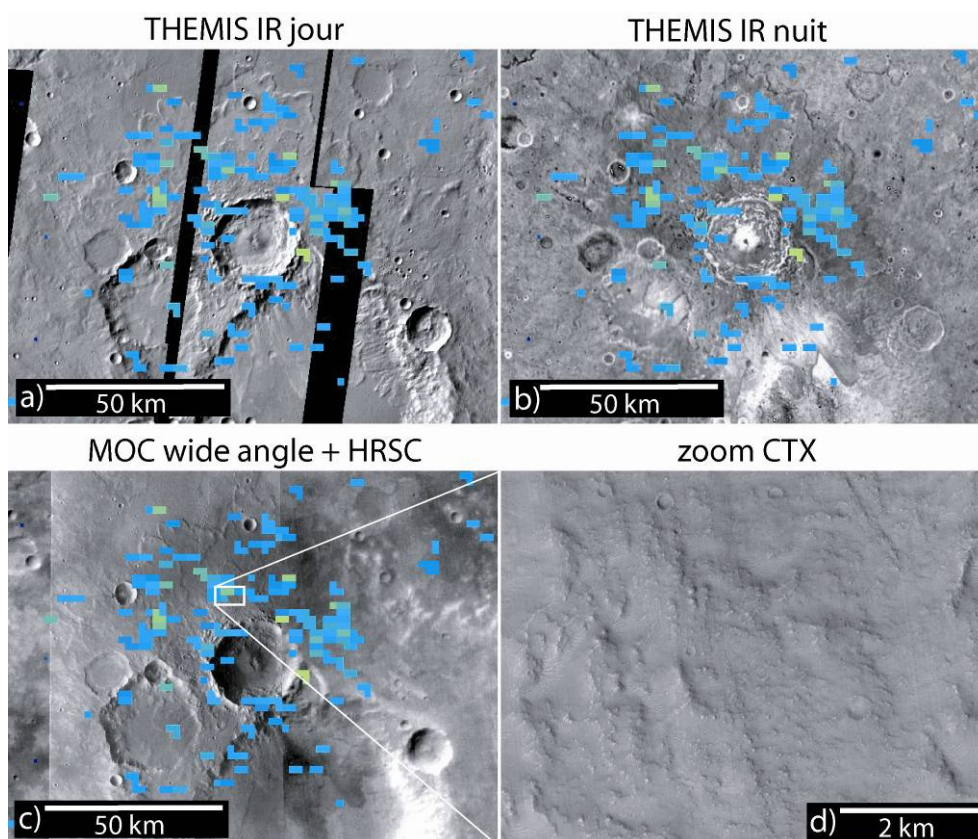


Figure 4-24 : (a), (b) et (c) zooms sur le même cratère à *ejecta* lobés, le cadre blanc en (c) indique la localisation du zoom (d) ; (d) zoom CTX sur les *ejecta* de ce cratère.

De plus, si l'on calcule l'extension maximale des *ejecta* lobés, on trouve une mobilité de 2,8 pour ceux montrant la présence de minéraux hydratés avec OMEGA, contre 2,3 pour les autres. Ce résultat conforterait l'idée du rôle de l'hydratation dans la fluidisation des *ejecta* lobés [Meresse, 2008].

Il existe 3 hypothèses expliquant la présence de minéraux hydratés dans les nappes aujourd'hui :

- 1) Une altération des *ejecta* suite à l'impact, par des matériaux volatiles (d'origine atmosphérique ou excavés par l'impact), incorporés dans les *ejecta*.
- 2) Une altération des *ejecta* par hydrothermalisme après leur mise en place (des aquifères auraient pu circuler localement dans les roches autour du cratère grâce à l'énergie apportée par l'impact).
- 3) Une excavation par l'impact de matériaux enfouis déjà hydratés.

Un hydrothermalisme tel que l'hypothèse (2) ne pourrait expliquer pourquoi l'hydratation est restreinte aux nappes d'*ejecta* et pas plus développée sur les flancs et fonds des cratères. L'hypothèse (1) a du mal à expliquer le fait que seuls certains cratères possèdent des *ejecta* hydratés. Il semblerait donc que l'hypothèse la plus

probable soit celle de l'excavation par les impacts de matériaux hydratés enfouis. Une réponse pourrait être apportée par la détection de minéraux hydratés sur les plaines inter-cratères, hors des *ejecta*, ainsi que par l'observation à plus haute résolution de minéraux hydratés dans les flancs ou les pics centraux des cratères avec CRISM.

Enfin, si l'on observe le plus grand cratère à nappe d'*ejecta* hydratée, au milieu-sud des Figure 4-18 et Figure 4-21 (12.5°S, 83°W), l'on remarque que cette nappe est zonée, avec une ceinture riche en olivine située vers l'extérieur de la nappe. Comme au cour d'un impact, les matériaux les plus profonds restent près du cratère car leur vitesse d'éjection a été moins importante, ceci pourrait indiquer une certaine épaisseur limitée d'une couche riche en olivine couvrant une croûte riche en minéraux hydratés enfouie en sous-sol [Melosh, 1989 ; Baratoux et al., 2007].

4.3.3. Plaines hydratées

La Figure 4-25 montre sur une image de la topographie MOLA deux zones de Tyrrhena Terra où des minéraux hydratés ne sont pas associés à des nappes d'*ejecta*. On remarque ici que toutes ces zones sont de larges plaines (>20 km de large, ~100 km de long) entourées de reliefs recouverts de réseaux de vallées étroites, comme on le voit sur les mosaïques THEMIS IR de nuit et de jour Figure 4-26, qui se jettent dans ces larges plaines, où qui les parcourent. Sylvain Bouley (doctorant) étudie plus en détail ces vallées et leur relation avec les unités minéralogiques que j'ai identifiées et cartographiées.

La Figure 4-27 présente un zoom HRSC et MOC sur une telle plaine. On y voit des matériaux clairs fortement cratérisés et recouverts en certains endroits par une couche de matériaux sombres (en haut de l'image MOC). Si l'on fait une analogie avec une autre région où l'on observe des minéraux hydratés, comme Mawrth Vallis (voir section 5.2), on pourrait interpréter la morphologie de la Figure 4-27 comme une couche de matériaux hydratés clairs recouverte par des matériaux sombres riches en pyroxènes. La basse résolution d'OMEGA par rapport à la taille des morphologies présentes sur l'image MOC fait qu'il est difficile de discerner quelle minéralogie appartient à quelle morphologie.

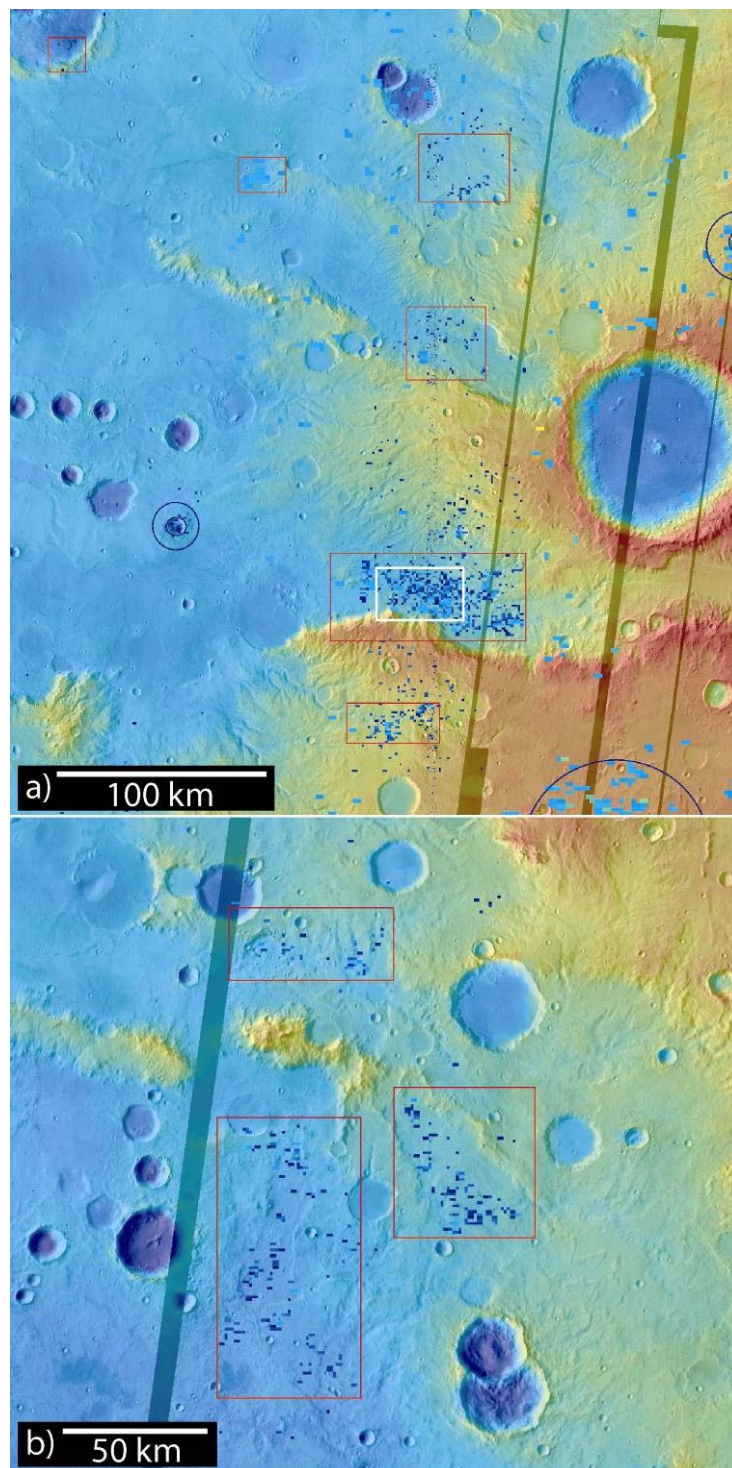


Figure 4-25 : (a) et (b) zooms sur la topographie MOLA superposée à la mosaïque THEMIS IR de jour, montrant des plaines hydratées détectées par OMEGA (on voit aussi l'index spectral de la bande à $1.93 \mu\text{m}$). Le cadre blanc montre la localisation du zoom de la Figure 4-27.

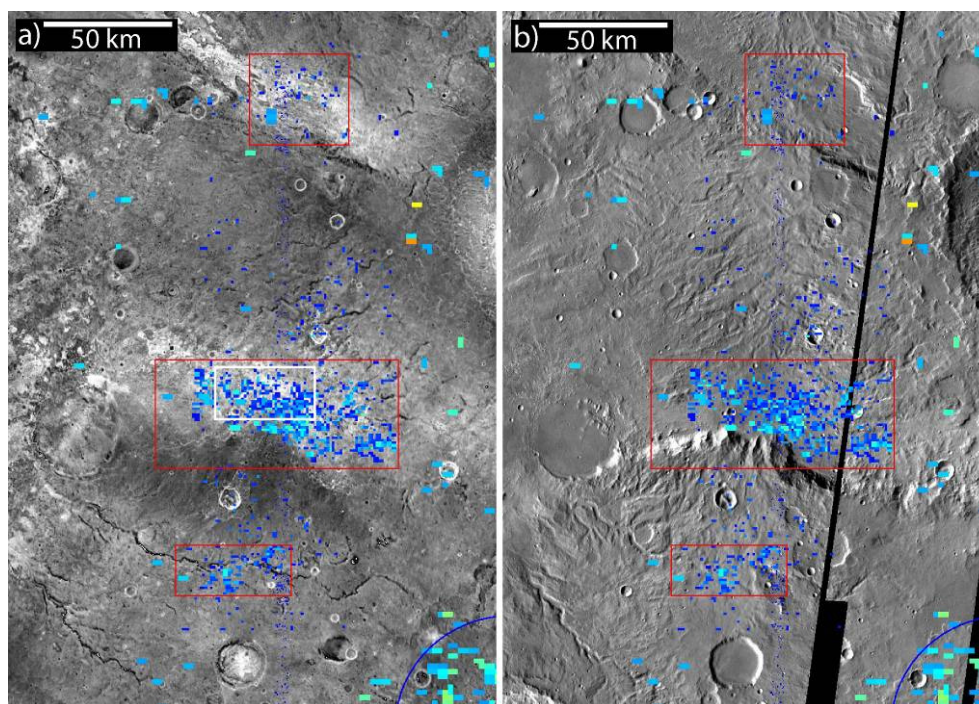


Figure 4-26 : Zoom sur la Figure 4-25a, sur les mosaïques THEMIS de nuit (gauche) et de jour (droite), montrant des plaines hydratées détectées par OMEGA (on voit aussi l'index spectral de la bande à $1.93 \mu\text{m}$). Le cadre blanc montre la localisation du zoom de la Figure 4-27.

Trois hypothèses pourraient expliquer la présence de minéraux hydratés dans ces plaines :

- 1) Ces plaines pourraient correspondre à une couche contenant des minéraux hydratés et située stratigraphiquement en profondeur, et excavée par endroit par les impacts de la section précédente.
- 2) Les vallées sur les reliefs autour des plaines ont apporté les minéraux hydratés depuis les reliefs situés au-dessus, dans des plaines sédimentaires (en érodant par exemple les *ejecta* situés plus en altitude, ou les plateaux eux-mêmes).
- 3) Les minéraux hydratés présents dans les plaines proviennent de l'altération de minéraux de la croûte et de leur transport et sédimentation dans la vallée, depuis les plateaux.

Ces hypothèses sont en cours d'analyse et nous ne prétendons pas apporter de solution définitive dans ce qui suit. A ce jour, on n'observe pas d'érosion par les vallées des nappes d'*ejecta*, cette hypothèse est donc à écarter. Il semble ainsi que les vallées précèdent les impacts et la mise en place des nappes d'*ejecta*. L'hypothèse (2) nécessite alors que les plateaux soient riches en minéraux hydratés, ce que l'on n'observe pas : les plateaux sont riches en pyroxène. Cependant, le pyroxène ne correspond pas forcément au pyroxène du socle crustal et pourrait être

d'origine éolienne (comme sur Mawrth Vallis, cf section 5) et avoir recouvert les matériaux hydratés maintenant enfouis et invisibles pour OMEGA, sauf dans les *ejecta* de cratères, les matériaux hydratés étant ramenés en surface par les impacts.

4.3.4. Conclusion

Tyrrhena Terra est une zone principalement recouverte de roches ignées, avec la présence sur toute la zone de pyroxènes, et de grandes plaines riches en olivine. Parmi ces terrains, quelques *ejecta* lobés de cratères et quelques plaines à l'embouchure de réseaux de vallées montrent la présence de minéraux hydratés. La faiblesse des bandes d'absorption sur les spectres OMEGA ne permet pas de conclure sur la nature de ces minéraux altérés, mais pourrait indiquer que l'altération aqueuse des matériaux a été relativement faible.

La découverte de ces minéraux hydratés pourrait indiquer la présence dans ces terrains noachiens de zones hydratées, recouvertes de matériaux riches en pyroxènes, mais révélées dans les *ejecta* de certains impacts.

Le problème soulevé par cette région, est, de manière générale, la difficulté de conclure quant à l'origine de l'altération ayant formé les minéraux hydratés ; était-ce *in situ* lors de la formation en environnement aqueux des plaines où ils sont visibles aujourd'hui, où ces minéraux s'étaient-ils formés préalablement, et leur présence en surface aujourd'hui n'est-elle alors qu'un effet combiné des processus d'érosion et d'impacts météoritiques ?

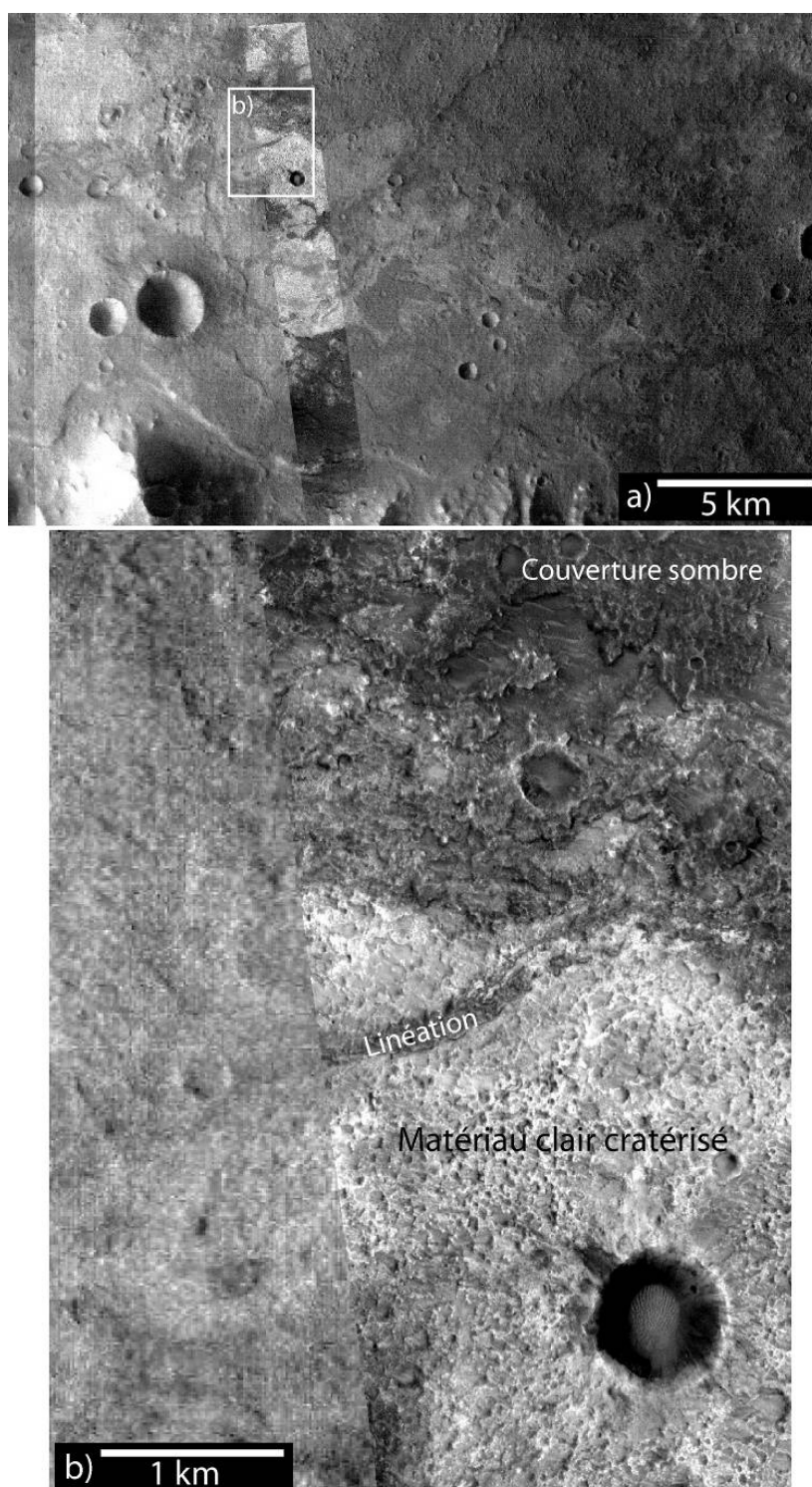


Figure 4-27 : (a) zoom HRSC sur une plaine où OMEGA détecte des minéraux hydratés. Il semble que c'est sur les terrains les plus clairs que les minéraux hydratés sont présents ; (b) zoom MOC sur la plaine (S1403090).

4.4. Discussion

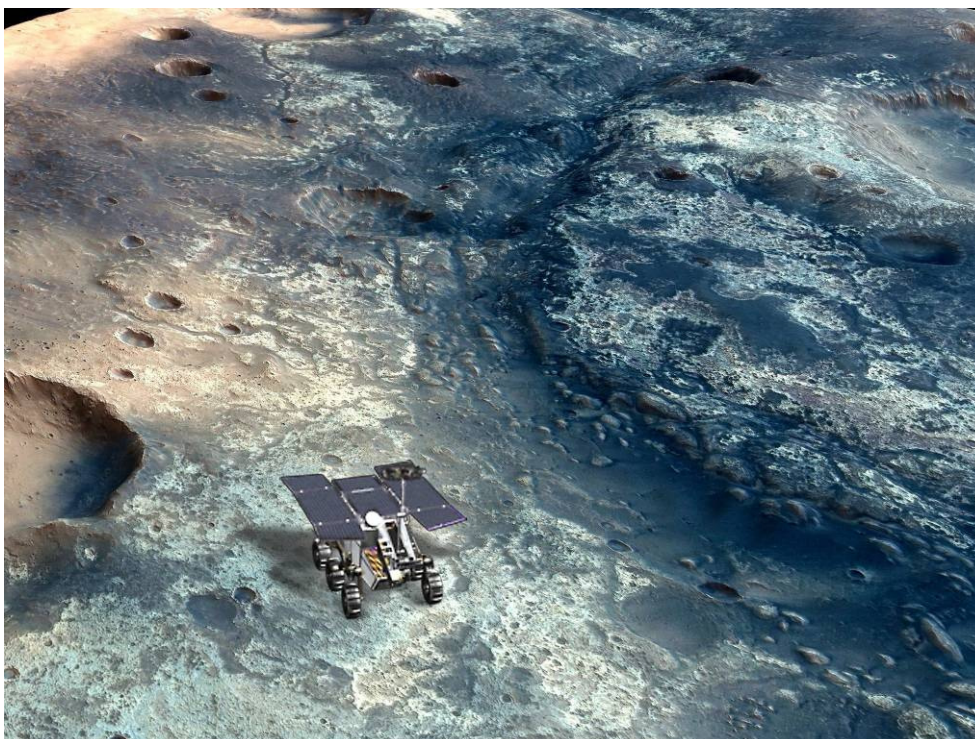
Après cette étude minéralogique de trois régions présentant des traces d'écoulements anciens ou des sédiments, il est ressorti que la présence de minéraux hydratés peut être décorrélée des morphologies indiquant les écoulements d'eau liquide. Ainsi OMEGA n'a détecté aucun minéral hydraté sur les plateaux d'Echus, alors que ces derniers montrent un bel exemple de réseaux de vallées dendritiques. De même, nous n'avons pas d'évidence que les écoulements d'eau qui ont creusé les réseaux de vallées observés dans Tyrrhena Terra aient été à l'origine de l'altération des roches de cette région, mais ils ont pu être des vecteurs de la mise à jour des roches altérées, et permettre qu'elles soient aujourd'hui visibles dans des plaines d'alluvion. Enfin, une origine lacustre des sédiments de Terby Crater n'implique pas non plus que les roches formant les mesas aient été altérées sur place, et il peut s'agir de sédiments provenant de l'érosion de roches déjà altérées et déposés dans Terby Crater.

L'on pourrait relier la période durant laquelle les conditions ont été réunies pour former les minéraux hydratés de Tyrrhena Terra et Terby Crater à cette période nommée Phyllosien par Bibring et al. [2006], correspondant au début de l'histoire de Mars. Une telle altération aqueuse ne serait depuis plus possible.

5. Région de Mawrth Vallis : une étude minéralogique et géologique d'une unité riche en argiles

Sommaire

| | |
|---|------------|
| 5. Région de Mawrth Vallis : une étude minéralogique et géologique d'une unité riche en argiles | 165 |
| 5.1. Contexte de l'étude | 167 |
| 5.2. Minéralogie et géomorphologie de la surface de la région [Loizeau et al., 2007]..... | 171 |
| 5.2.1. Abstract | 171 |
| 5.2.2. Introduction | 172 |
| 5.2.3. Instruments and data sets | 173 |
| 5.2.4. Geologic and mineralogical properties | 178 |
| 5.2.5. Detailed geomorphology of the phyllosilicate-rich outcrops | 187 |
| 5.2.6. Discussion | 199 |
| 5.2.7. Conclusion | 203 |
| 5.3. Utilisation d'OMEGA et HRSC couleur et MNT pour l'étude géométrique de l'unité riche en argile [Loizeau et al., submitted to Icarus]..... | 210 |
| 5.3.1. Abstract | 210 |
| 5.3.2. Introduction | 212 |
| 5.3.3. Infrared and visible datasets | 213 |
| 5.3.4. Correlation between HRSC color imagery and OMEGA mineralogy | 219 |
| 5.3.5. Stratigraphy of the clay-rich unit through HRSC color imagery and topography | 221 |
| 5.3.6. Discussion | 241 |
| 5.3.7. Chronology of the layered unit formation and alteration | 248 |
| 5.3.8. Conclusion | 252 |
| 5.4. Discussion | 260 |



Mawrth Vallis dans quelques années : un robot cherche des traces de vie passée.

La région de Mawrth Vallis tire son nom du chenal de débâcle qui la traverse (« Mawrth » signifie Mars en gallois).

J'ai intégré dans cette partie les 2 articles que nous avons écrits sur la région de Mawrth Vallis, en anglais. Le premier (section 5.2) a été publié en juillet 2007 dans JGR [Loizeau et al., 2007], le deuxième (section 5.3) a été soumis en août à Icarus. J'ai laissé les bibliographies liées à chaque article à la fin de l'article en question. La section 5.1 présente le contexte de l'étude et un résumé en français des deux papiers. Une discussion suit (section 5.4), sur les études déjà menées, et sur celles à suivre, qui dépendent en partie du choix ou non de Mawrth Vallis comme site d'atterrissage pour les prochaines missions robotisées Mars Science Laboratory (MSL/NASA) et Exomars/ESA.

5.1. Contexte de l'étude

Depuis l'arrivée en orbite de Mars Express, le spectro-imageur OMEGA a détecté et localisé des minéraux hydratés tels que sulfates et phyllosilicates (voir chapitre 2). Poulet et al. [2005] montrent l'existence de deux grandes régions dotées de larges affleurements de phyllosilicates, celles de Mawrth Vallis et de Nili Fossae. Quand je suis arrivé en stage de Master 2, puis en thèse, en 2005, la région de Mawrth Vallis avait déjà été couverte par OMEGA (orbite #0353 de Mars Express), et avait montré la présence de bandes à 1.40 μm , 1.93 μm et 2.30 μm sur de grandes surfaces. Nous avons carté avec mon travail les bandes d'absorption à 1.40, 1.93, et 2.20 ou 2.30 μm , qui prouvent que la région abrite des phyllosilicates riches en aluminium et en fer ou magnésium [Loizeau et al., 2007, partie 5.2 ; Poulet et al., 2005].

Mon premier travail a été de cartographier ces phyllosilicates avec toutes les données OMEGA disponibles à l'époque sur la région de Mawrth Vallis, et de comparer cette cartographie aux données visibles haute résolution. Les données HRSC ont révélé que ces phyllosilicates apparaissent sur des terrains très érodés, exclusivement clairs (albédo $\sim 30\%$), et essentiellement sur les plateaux de la région. Ces plateaux entourant Mawrth Vallis, datés du Noachien [Scott et Tanaka, 1986], avaient été précédemment remarqués par la caméra MOC de MGS, comme abritant de nombreux affleurements de roches stratifiées [Malin et Edgett, 2000].

Une décomposition récente des spectres OMEGA par Poulet et al. [2008] (annexe 2) a permis de déterminer les abondances en masse des minéraux à la surface, et a ainsi montré que la région de Mawrth Vallis est celle où les minéraux hydratés sont les plus abondants parmi les autres affleurements de phyllosilicates de Mars analysés par OMEGA (les régions de Nili, de Meridiani). Certains pixels montrent des abondances de $\sim 70\%$ (+/- 10%) en minéraux altérés (phyllosilicates + hydroxydes).

Il était donc important d'étudier les conditions de formation de ces phyllosilicates sur Mars, afin de comprendre l'importance de l'action de l'eau dans la mise en place de ces terrains anciens. Cette région est clé dans la compréhension de l'environnement primitif martien. Cette étude passe par la compréhension de la géologie et stratigraphie des affleurements, en complément de la minéralogie.

Au début de ma thèse, la couverture des données OMEGA sur la région de Mawrth Vallis a été complétée à haute résolution. HRSC venait de couvrir entièrement la région à une résolution de ~ 15 m/pixel. De nombreuses données

étaient aussi déjà disponibles des instruments THEMIS et MOC. Les données CRISM, HiRISE et CTX de MRO ne sont venues qu'en cours de thèse.

Nous avons montré grâce à la cartographie des phyllosilicates et à l'étude morphologique des terrains hydratés que les surfaces hydratées correspondaient à des affleurements exhumés d'une large unité finement stratifiée (strates <2 m d'épaisseur), épaisse de plusieurs centaines de mètres et recouverte en partie d'une couche de matière non altérée, riche en pyroxènes [Loizeau et al, 2007, partie 5.2]. Les affleurements stratifiés riches en phyllosilicates se sont révélés quant à eux dépourvus de signatures de minéraux mafiques.

La présence d'affleurements riches en phyllosilicates différents (riches en Fe ou Mg, et riches en Al) montre que l'altération a touché plusieurs matériaux, ou qu'elle a été très active pour lessiver certains minéraux. Cette étude a montré que l'unité était de 150 m d'épaisseur au minimum, sur une surface de 300 x 400 km², mais n'indiquait pas sa géométrie, et la question de l'environnement de dépôt restait suspendue : soit la stratigraphie révèle une unité horizontale, et donc un dépôt (sédimentaire ou éolien) dans un bassin, soit il s'agit d'une unité non horizontale, qui aurait pu être déformée par des événements tectoniques, ou être déposée sur une paléo surface non horizontale, et en garder la géométrie (voir la dernière figure de Loizeau et al. [2007], Figure 5-17).

La fine stratigraphie de l'unité peut écarter l'altération *in situ* de basaltes, et contraindre le matériau à des dépôts fins, lacustres ou éoliens. Enfin le fait que l'altération ait eu lieu après ou avant le dépôt du matériau restait encore une énigme.

Nous avons beaucoup employé le termes de « clays » ou argiles. Sur Terre, les argiles sont définies par un critère minéralogique, et par un critère granulométrique. Une argile est constituée en grande partie de minéraux altérés du groupe des minéraux argileux : kaolins (dont la kaolinite), smectites (dont la nontronite et les montmorillonites), illite et chlorite. Ces minéraux ont la propriété d'absorber l'eau et de changer de volume de manière importante (grande plasticité), ils sont en effet des minéraux en feuillet, ou phyllosilicates (*phyllo* – feuillets- *silicates*), qui peuvent stocker de l'eau dans l'espace interfoliaire [Meunier, 2002]. Mais le terme argile peut aussi désigner des grains très fins, de taille <5 µm (la « limite » est en fait entre 5 et 1 µm, selon la définition), mais qui ne sont pas tous des phyllosilicates.

On justifie l'appellation « unité riche en argile » pour le cas de Mawrth Vallis car la roche est riche en minéraux argileux, quelque soit leur taille. Mais l'argument granulométrique est-il respecté ? Nous avons vu au cours de l'étude que les grains constituant l'unité stratifiée devaient être fins. Une analyse *in situ* des

affleurements par microscope pourrait bien sûr permettre d'estimer la granulométrie de la roche.

La stratigraphie régionale n'est pas accessible à travers les images visibles à haute résolution : HRSC offre une couverture régionale mais pas une résolution assez importante pour suivre les strates, et MOC, CTX ou HiRISE n'offrent pas de couverture assez importante de la région pour comprendre la stratigraphie de l'unité. De plus, une grande partie de l'unité est couverte par des dépôts sombres, rendant impossible de suivre les strates d'un affleurement à un autre. Il fallait donc trouver une façon différente d'étudier la géométrie de l'unité.

Nous avons comparé la minéralogie issue d'OMEGA avec les données couleur HRSC. Ceci a montré une corrélation entre les différents terrains riches en phyllosilicates (Al-phyllosilicates et Fe- ou Mg-phyllosilicates) des plateaux et les couleurs HRSC pour ces mêmes terrains (respectivement terrains blancs/bleus et terrains rouges/jaunes). Les couleurs HRSC sont ici issues de la composition RVB des canaux rouge, vert et bleu d'HRSC, sans étalonnage des canaux les uns par rapport aux autres [Loizeau et al., soumis à Icarus, partie 5.3]. L'étude des données HRSC couleur permet ainsi une cartographie des affleurements de l'unité argileuse à plus haute résolution (moins de 20 m/pixel) que ne le permet OMEGA (500 m/pixel au mieux).

HRSC permet également grâce aux images stéréoscopiques d'obtenir des modèles numériques de terrain (MNT) à haute résolution (près de 50 m/pixel).

Grâce à l'utilisation combinée de la cartographie des phyllosilicates et aux MNTs haute résolution HRSC, nous avons réalisé des sections topographiques des affleurements, utilisant les quelques reliefs de la région (cratères, vallée...). Ces sections topographiques et les images HiRISE sur certains flancs de cratère ont permis de montrer que l'unité riche en phyllosilicates est organisée en une série de sous-unités délimitées par des couleurs distinctes, ainsi corrélées à des compositions distinctes. Les données ont alors permis d'étudier la géométrie de l'unité en calculant les pendages de ces différentes sous-unités à travers la région [Loizeau et al., submitted to Icarus, partie 5.3]. La géométrie des dépôts est un des paramètres déterminants dans la compréhension du processus de formation.

Nous avons identifié la présence d'un minimum de cinq sous-unités de compositions différentes superposées, montrant ainsi qu'une série d'épisodes de dépôt/altération a dû avoir lieu sur la région. Ces sous-unités sont déposées sur une paléosurface brun-sombre, elle-même contenant des phyllosilicates (mais moins que les sous-unités claires), et cratérisée, qui pourrait être soit un socle basaltique altéré en surface, soit le sommet d'un ancien épisode de dépôts et d'altération sur la région.

La géométrie des sous-unités de composition n'est pas tout à fait horizontale, et semble suivre la topographie actuelle. Ces faits nous ont conduit à conclure que l'unité argileuse s'est déposée sur une ancienne paléosurface non horizontale, sans en estomper trop fortement la topographie. La formation de la dichotomie, une probable inclinaison globale de la région vers le nord, les grands impacts visibles aujourd'hui sur les plateaux, et le creusement du chenal de débâcle de Mawrth Vallis, ont ensuite modifié la topographie de la région depuis la mise en place de l'unité riche en phyllosilicates.

Ces travaux, en plus des deux publications ci-jointes, ont fait l'objet de plusieurs interventions dans des symposiums et conférences internationales (DPS, EGU, AGU, LPSC, Europlanet, Mars Conference), ainsi qu'au cours de meetings des équipes scientifiques des instruments OMEGA et HRSC et d'un séminaire à la Freie Universität de Berlin.

5.2. Minéralogie et géomorphologie de la surface de la région [Loizeau et al., 2007]

Cet article reprend en détail la présentation des instruments et données détaillés en section 3 de cette thèse, il n'est donc pas indispensable de lire la section 5.2.3 de cet article.

Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars

D. Loizeau, N. Mangold, F. Poulet, J.-P. Bibring, A. Gendrin, V. Ansan, C. Gomez, B. Gondet, Y. Langevin, P. Masson, and G. Neukum

5.2.1. Abstract

OMEGA/Mars Express has discovered large outcrops rich in phyllosilicates in the region of Mawrth Vallis, Mars (around 20°W, 25°N). The region is located in Noachian highly cratered terrains, close to the limit of the Martian dichotomy, where the outflow channel Mawrth Vallis cuts the highlands. We have examined this region using OMEGA spectra of the surface from 0.9 μm to 2.6 μm , with spatial sampling from 500 m to 3 km, offering a full coverage of the region. OMEGA spectra show two broad bands centered at 1 μm and 2.2 μm , revealing the presence of clinopyroxene on dark surfaces. Phyllosilicates have been identified by absorption bands at 1.4 μm , 1.9 μm , and 2.2 or 2.3 μm . Comparison with laboratory spectra reveals similarities with Al-OH smectites such as montmorillonites, or Fe- or Mg-OH smectites such as nontronite. A precise location of the phyllosilicate-rich areas on visible HRSC images indicates that they are placed exclusively on bright outcrops, mostly on the plateaus, dated to the Noachian period. On HRSC and MOC images the phyllosilicate-rich outcrops reveal strong erosional features such as numerous residual buttes composed of layers a few meters thick. The phyllosilicate-rich unit corresponds to a geological unit more than 100 m thick, over a horizontal extension approximately of 300 km - 400 km. This unit implies a large volume of altered rocks, either *in situ* or after transport and deposition, in Noachian terrains, revealing a different climatic and geologic environment from the present one.

5.2.2. Introduction

The imaging hyper-spectrometer OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) [e.g. Bibring et al., 2004] aboard Mars Express has detected chemically diverse phyllosilicates on the surface of Mars [Poulet et al., 2005, Bibring et al. 2006]. One of the major phyllosilicate-rich regions has been found around the Mawrth Vallis outflow channel (about 20°W,25°N), located west of Arabia Terra at the limit of the Martian dichotomy (Figure 5-1). Mawrth Vallis cuts plateaus standing between -3300 m and -1500 m in elevation dated to the Noachian period [Scott and Tanaka, 1986, Edgett and Parker, 1997], before debouching into the eastern side of Chryse Planitia. This region was previously mentioned as presenting primitive outcrops of the Martian crust, thanks to Viking and MOC (Mars Observer Camera) narrow angle images [Edgett and Parker, 1997, Malin and Edgett, 2000].

In this region, OMEGA has obtained spectra of phyllosilicates similar to smectites such as montmorillonites (Al-OH smectites) and nontronite (Fe-OH smectites) [Poulet et al., 2005]. The presence of phyllosilicates on Mars has many implications for the early history of the planet, because their formation likely required the presence of liquid water, although the exact process of formation is not certain [Poulet et al., 2006]. The detailed study of the geomorphology and thermal properties of the terrains rich in phyllosilicates will give us complementary information for a better understanding of their formation and of the implications for the primitive environment of Mars. The composition and spatial extent of the phyllosilicate mineralogy in the Mawrth Vallis region are presented using OMEGA datasets, while the High Resolution Stereo Camera (HRSC) aboard Mars Express [e.g. Neukum et al., 2004], helps us to study the overall geomorphology of the region, associated with the topography from the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) [e.g. Smith et al., 2001], aboard Mars Global Surveyor (MGS). The Mars Orbiter Camera (MOC) [e.g. Malin et al., 1992] aboard MGS and the Thermal Emission Imaging System (THEMIS) [e.g. Christensen et al., 2004] aboard Mars Odyssey provide additional data about the geology and thermo-physical properties of the area. In this paper, we first present the use of the different datasets, then the regional mineralogical differences that OMEGA has detected, and the geological study of the phyllosilicate-rich zones.

5.2.3. Instruments and data sets

5.2.3.1. OMEGA near infrared dataset

OMEGA is a visible and near-infrared (VNIR) hyperspectral imager providing three-dimensional data cubes with spatial samplings from a few kilometers to 300 m, and for each pixel the spectra between 0.35 and 5.1 μm , using 352 contiguous spectral elements (spectels), 7-20 nm wide. The spectrometer consists of three detectors (from 0.35 to 1 μm , from 0.9 to 2.7 μm , and from 2.5 to 5.1 μm) [Bibring et al., 2004]. This study will use the data recorded by the second detector, which is well calibrated. This wavelength domain is dominated by solar reflection and enables the identification of numerous minerals [Bibring et al., 2005].

Data processing first takes into account the modular transfer function of each spectel, the solar spectrum and the absorption due to the atmosphere (assuming a power-law variation of CO_2 absorption with altitude). The output spectra equivalent to apparent I/F reflectance (flux received by the detector from the surface of Mars divided by the solar flux at Mars distance) can be used to retrieve the mineralogy of the surface of Mars by studying absorption bands. The analysis is based on the estimation of the band depth of characteristic bands in the 0.9-2.7 μm domain: we calculate the spectral index of these bands, which leads to the determination of the presence of some minerals or groups of minerals in the top tens micrometers of the surface. One issue with the interpretation is the unavoidable mixing of minerals at the surface, as each spectrum corresponds to the large area of one pixel (at least 300m x 300m at the highest resolution), and several minerals must be present. However, some spectral features clearly show up and have already demonstrated the mineral diversity on the Martian surface [Bibring et al., 2005].

At the time of the submission of this paper, the region of Mawrth Vallis we studied has been covered by OMEGA at different spatial resolution during several orbits: three orbits at low resolution (around 3km/pixel, 128 pixel large bands, orbits #353, #401 and #434); 3 orbits at medium resolution (less than 1.5km/pixel, 64 pixel large band, orbits #2229, #2240 and #2262); and 19 orbits at high resolution (less than 1km/pixel, 32 pixel large bands, orbits #912, #923, #934, #945, #967, #978, #989, #1000, #1011, #1293, #1326, #1337, #1348, #2960, #2971, #2982, #2993, #3004 and #3319).

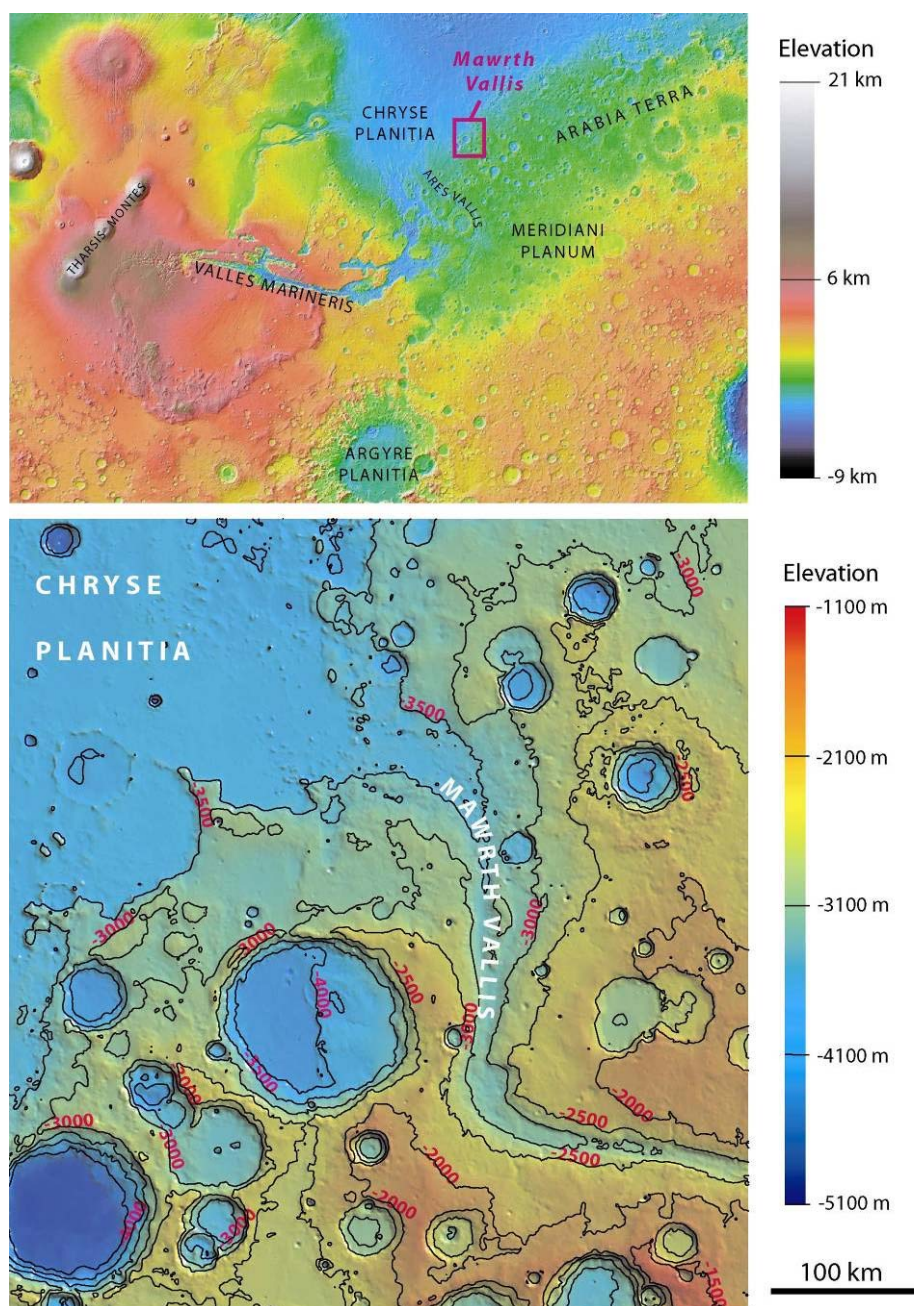


Figure 5-1: top: localisation of the Mawrth Vallis region on the MOLA topography, on the limit of the Martian dichotomy. The box indicates the close-up of the second image; bottom: MOLA topography of the Mawrth Vallis region, the border of Chryse Planitia is on the right of the image (altitude around -3,800 m), and Mawrth Vallis cuts the highly cratered terrains in the large left part of the image.

5.2.3.2. THEMIS and TES thermal dataset

The region of Mawrth Vallis has also been covered in the thermal infrared domain by the THEMIS camera. The THEMIS images presented in this study show the retrieved temperature of the surface, with an uncertainty of $\sim 1\text{K}$ [Christensen et al., 2003], over each single orbit, both by day and night: mosaics of all available THEMIS temperature images in the Mawrth Vallis region at the time of the submission of this manuscript are presented in Figure 5-2, for both day time and night time data. The spatial sampling is around $100\text{m}/\text{pixel}$; the brighter the pixel, the warmer the surface. Over the whole mosaic, the temperature goes from $\sim 160\text{K}$ to $\sim 207\text{K}$ on the night time mosaic, and from $\sim 210\text{K}$ to $\sim 270\text{K}$ for the day time mosaic. For a better mapping, the grey scale of some of these images has been adapted to the rest of the images. The interest of the THEMIS temperature of the surface by night is that it provides information about the thermal inertia of the surface, determined in this case by the physical properties of the top decimeter of the ground. In addition, the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) [e.g. Christensen et al., 2001] provides a global map of the Martian surface thermal inertia [Putzig et al., 2005; Mellon et al., 2000], but the resolution of 3km per pixel gives results much less spatially precise than for THEMIS.

The thermal inertia gives clues about some of its physical properties, like its induration, particle size, or density [Pelkey et al., 2003; Mellon et al., 2000; Presley and Christensen, 1997]. A high thermal inertia suggests either a highly indurated rock, a high density, or a large average particle size. A low thermal inertia indicates a poorly indurated fine grained material such as dust deposits. On Mars, the dustiest surfaces have TES thermal inertia smaller than $100 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$, while the thermal inertia of the rockiest regions are higher than $550 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$. In the Mawrth Vallis region, the thermal inertia varies from 200 to $500 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$ [Putzig et al., 2005]. The numerical values of the thermal inertia from THEMIS data are not retrieved in this study, but the comparison of the relative temperature of different surfaces can help to differentiate the geological units, and give clues about the physical properties of the material.

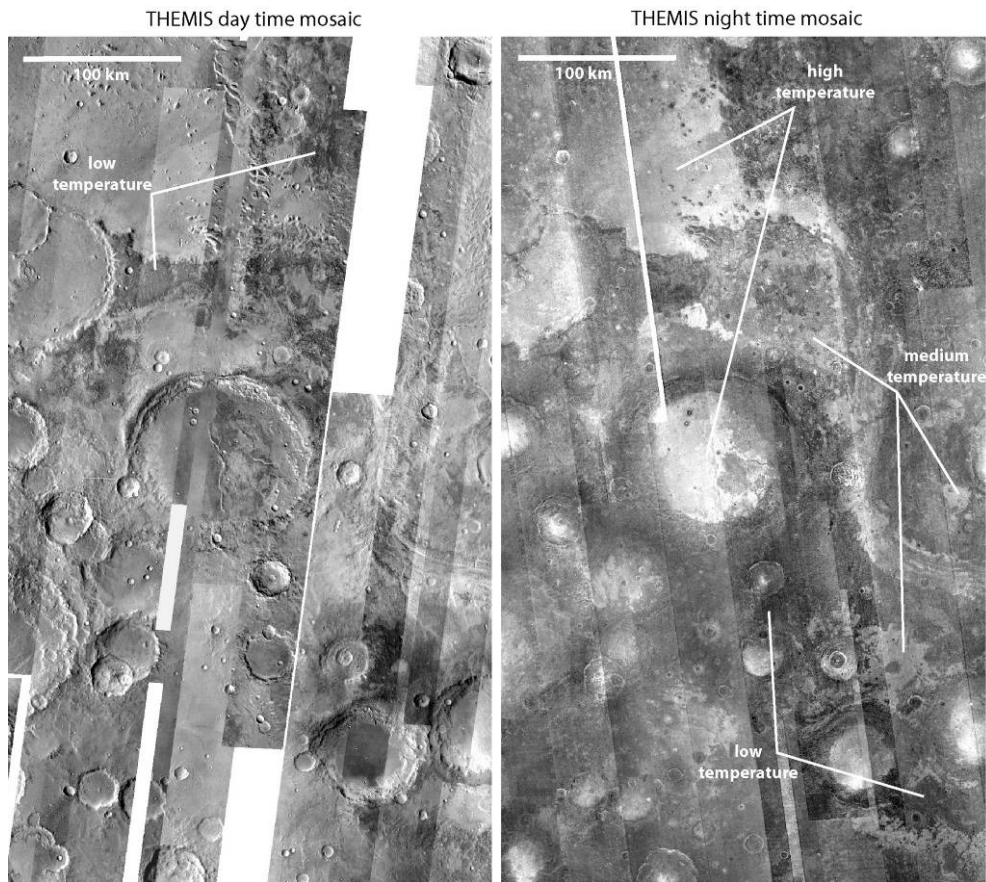


Figure 5-2: Mosaics of THEMIS thermal images of the Mawrth Vallis region, bright tone shows warmer temperature and dark tone colder temperature. Left: mosaic of THEMIS day time temperature images (true resolution: 100m/pixel); right: mosaic of THEMIS night time temperature images, the grey scale has been adapted for a few orbits to fit to the mosaic (true resolution: 100m/pixel), the warmer surfaces are located mainly on the floor of Chryse Planitia, the mouth of Mawrth Vallis, and on the crater floors.

5.2.3.3. HRSC, MOC and HiRISE visible datasets

HRSC (High Resolution Stereo Camera) is a pushbroom high resolution camera on board the ESA/Mars Express mission. It has been designed to get wide images with an up to 10m/pixel spatial sampling, with color and stereo channels [Neukum et al., 2004]. Only the data provided by the nadir line detector have been used in this study, for orbits #1293, #1326, #1337, with a resolution around 14m/pixel. The HRSC mosaic (Figure 5-3) compiles these data, covering the whole region that has been studied with OMEGA. This camera is the only one to offer a total coverage of this region at such a high resolution in the visible domain. The

HRSC mosaic (Figure 5-3) is accompanied by a simplified geomorphologic map of the region showing the main units and landforms.

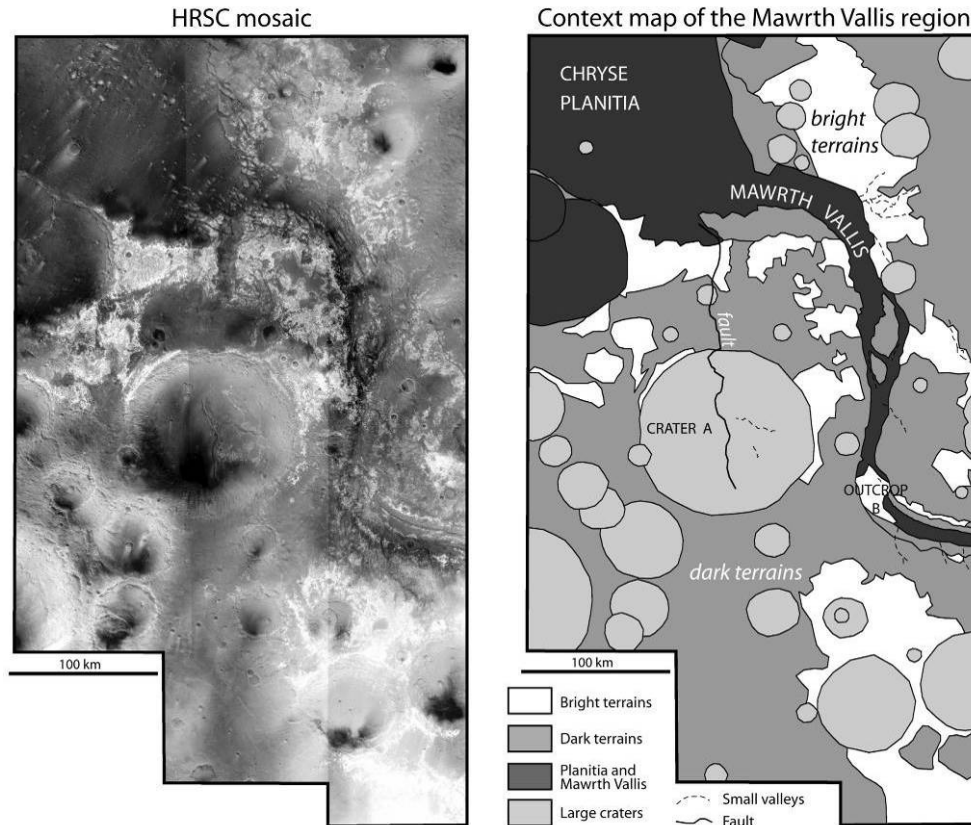


Figure 5-3: *Left:* mosaic of three HRSC nadir images (resolution: $\sim 14\text{m}/\text{pixel}$) covering the Mawrth Vallis region. *Right:* Context map of the Mawrth Vallis region with indication of the principal features.

In addition, we used MOC narrow angle images. This camera offers high spatial resolution imagery, with spatial sampling from 2 to 6m/pixel, but no full coverage. At the time of the submission of this paper, HiRISE (the High Resolution Imaging Science Experiment of the Mars Reconnaissance Orbiter mission) [e.g. McEwen et al., 2006] has delivered one image obtained in the region of Mawrth Vallis (TRA_000847_2055). This instrument can offer images with spatial resolution of less than 30 cm/pixel.

5.2.4. Geologic and mineralogical properties

5.2.4.1. Geologic context

The studied area is composed of two main units: Chryse Planitia and the Noachian plateaus. Chryse Planitia is the large dark unit (TES albedo around 0.11) extending towards the north-west on Figure 5-3, upon which several wind streaks indicate the main wind direction, from north-east to south-west. Chryse planitia is a large depression (up to 1800km across) in which several outflow channels debouche; near the Mawrth Vallis mouth, it lies between -3700 and -3900 m (all altitudes are given with respect to the MOLA areoid) in altitude (Figure 5-1), and has higher temperature than the rest of the region on THEMIS night time data (Figure 5-2). The Noachian plateaus are principally divided into bright outcrops and dark material on visible dataset (Figure 5-3). They stand above -3300 m in altitude, and generally more than 1000 m above Chryse Planitia. THEMIS data show strong differences in the night and day time temperatures, revealing differences in the induration, grain size, or rock exposure of the surfaces, which are discussed in section 3.2.

The main fluvial landform consists of the Mawrth Vallis outflow channel. Mawrth Vallis crosscuts the Noachian plateaus, and is dated approximately to the Early Hesperian or Late Noachian epoch [Scott and Tanaka, 1986]. Mawrth Vallis debouches onto the floor of Chryse Planitia at an altitude around -3800 m (Figure 5-1). The floor of Mawrth Vallis has a relatively higher temperature on night time THEMIS imagery, particularly at its mouth (Figure 5-2). The channel flowed from south to north as deduced from a few streamlined islands and the topography. In addition, a few valleys are present on the Noachian plateaus, with some of them cutting Mawrth Vallis flanks. Small valleys also exist on the floor of crater A at the center of the mosaic (Figure 5-3).

Only few structural patterns are present in the region. We can notice a major fault in the middle of crater A that creates a topographic step, up to 200 m in elevation (Figure 5-3). This fault appears as a compressive fault on HRSC and THEMIS datasets as those mapped by Watters [1993] in the cratered highlands. It continues to the North where it crosses a part of the Noachian plateaus but not Chryse Planitia, implying an older age than Chryse Planitia.

5.2.4.2. Regional mineralogical units

OMEGA identified two classes of minerals in the Mawrth Vallis region: pyroxenes and phyllosilicates. We present here the parallel investigation of the mineralogy and geomorphology of these two classes of minerals.

5.2.4.2.1. Mafic minerals

Spectral signature

Some OMEGA spectra show two broad bands centered around 1.0 μm and 2.2 μm revealing the presence of pyroxenes. The positions of the centers of these bands vary with the calcium content in the pyroxene. For a high calcium pyroxene (HCP), the centers are around 1.05 and 2.30 μm , and for a low calcium pyroxene (LCP), around 0.9 and 1.8 μm . Both types of pyroxenes have been identified on Mars by OMEGA [Mustard et al., 2005] and recently confirmed by TES [Rogers and Christensen, 2007]. On Figure 5-4, A, an OMEGA spectral ratio presents pyroxene absorption features, compared to laboratory clinopyroxene spectra (HCP, here Augite NMNH120049, USGS spectral library [Clark et al., 1993], specific minerals discussed in this study are referenced in Table 1). The broad bands are centered around 1.0 and 2.2 μm , indicating principally HCP, but the bands are large and so the surface is very likely a mix of HCP with some LCP. The reflectance of the corresponding pixels, taken at 1.08 μm on OMEGA, is in the range of 0.08 to 0.13. Concerning olivine, OMEGA cannot detect its presence when the olivine represents less than 20% of the surface material (depending of the size of the grains) [Poulet et al, 2007]: in the Mawrth Vallis region, OMEGA spectra do not show any olivine detection, but this does not exclude totally the presence of olivine, if present in small amount.

| Candidate minerals discussed | Example from the USGS spectral library | Chemical Formula | Positions of the detected absorption bands |
|------------------------------|--|---|---|
| HCP (clinopyroxenes) | Augite NMNH120049 | $(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6$ | 1.0 μm , 2.2 μm |
| Al-OH smectites | Montmorillonite SCa-2.a | $(\text{Na},\text{Ca})_{0.3}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ | 1.4 μm , 1.93 μm , 2.20 μm |
| Fe-OH or Mg-OH smectites | Nontronite NG-1.a (Fe-OH smectite) | $\text{Na}_{0.3}\text{Fe}^{3+}_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ | 1.4 μm , 1.93 μm , 2.30 μm |

Table 5-1 : Names, chemical formulae and absorption bands of the minerals discussed in this study. Concerning the smectites, montmorillonite and nontronite are examples and the presence of other smectites is possible.

Pyroxene-rich areas are mapped using the calculation of a spectral index of the very broad ~2.2 μm band that appears on the spectra of the Mawrth Vallis region. This spectral index is calculated as expressed in table 2.

| candidate minerals | characteristic absorption band center | spectral index | detection threshold |
|--------------------------|---------------------------------------|---|---------------------|
| HCP (clinopyroxene) | 2.2 μm | $\frac{1 - (R(2.15) + R(2.20))}{(R(1.81) + R(2.50))}$ | 1% |
| hydrous minerals | 1.93 μm | $\frac{1 - (R(1.93) + R(1.94))}{(R(1.80) + R(2.12))}$ | 2% |
| Al-OH smectites | 2.20 μm (along with 1.93 μm) | $\frac{1 - (R(2.19) + R(2.20))}{(R(2.15) + R(2.27))}$ | 2% |
| Fe-OH or Mg-OH smectites | 2.30 μm (along with 1.93 μm) | $\frac{1 - R(2.30)}{(0.25 * R(2.26) + 0.25 * R(2.27) + 0.5 * R(2.34))}$ | 2% |

Table 5-2 : Description of spectral indexes used in this study. R is the reflectance I/F at the given wavelength in μm.

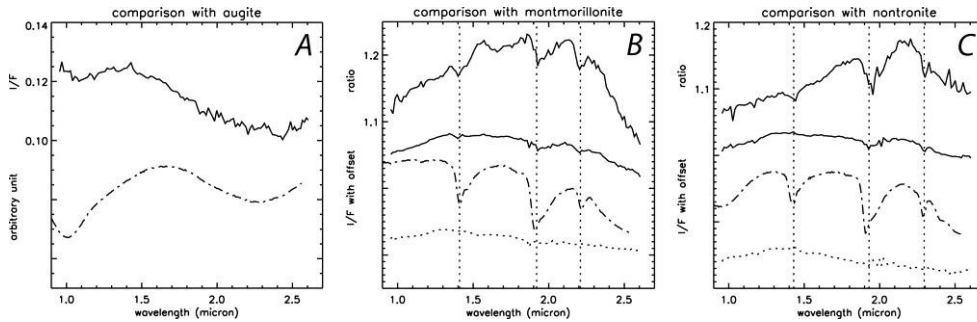


Figure 5-4: **A:** average of six OMEGA spectra (solid line) with pyroxene detection, compared with a laboratory spectrum of augite (clinopyroxene, dashed line, from USGS spectral library). **B and C:** Smectites spectra as identified by OMEGA in the Mawrth Vallis region. **B:** From bottom to top: the dot line is the OMEGA reference spectrum; the dot-dashed line is a laboratory spectrum of montmorillonite (USGS spectral library); the downer solid line is the average of 6 OMEGA spectra, and the upper solid line is the ratio of this average over the reference spectrum. **C:** idem for other pixels compared with nontronite (Fe-smectite, USGS spectral library).

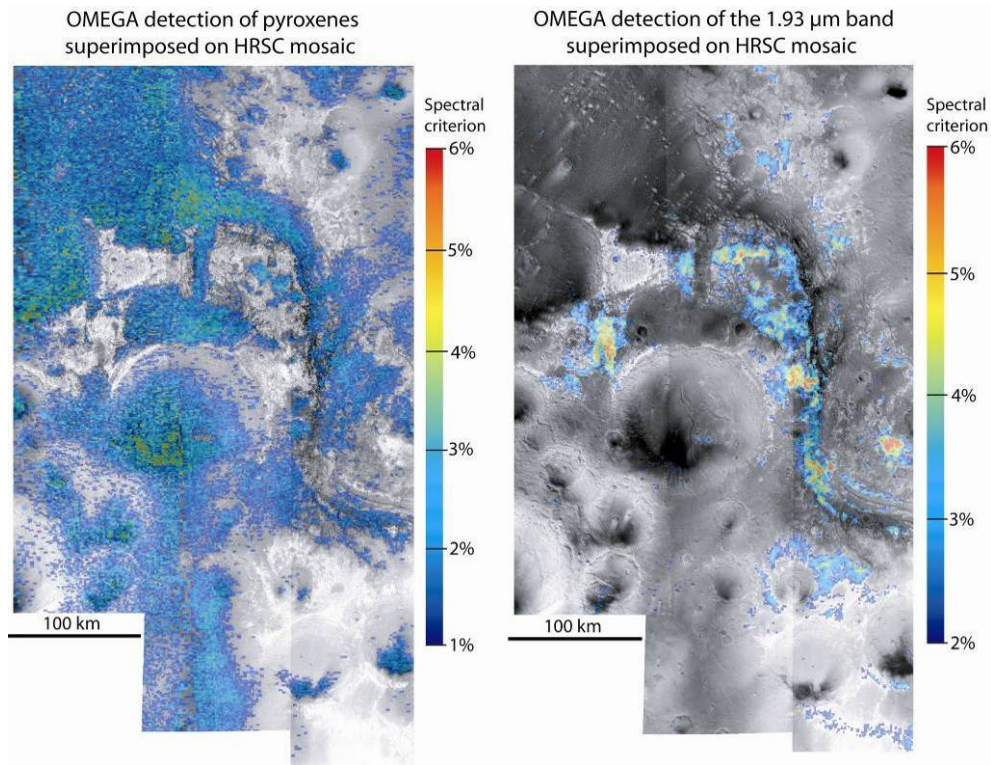


Figure 5-5: *Left:* HRSC nadir images mosaic superimposed with the spectral criterion of the pyroxenes 2.2 μm band as derived with OMEGA data. This band characterises the detection of pyroxenes. These pyroxenes are located on dark terrains, either on the floor of Chryse Planitia, Mawrth Vallis and the craters, or on the plateaus in some zones. *Right:* HRSC nadir images mosaic superimposed with the spectral criterion of the 1.93 μm band as derived with OMEGA data. This band characterises the detection of hydrated minerals. These hydrated minerals are located here exclusively on bright outcrops, and mainly on the plateaus. A more precise classification of these hydrated minerals is conducted afterwards thanks to the detection of the 2.20 and 2.30 μm bands on the same surfaces, and is presented Figure 5-6.

Corresponding terrains and physical properties

When superimposed on HRSC visible images (Figure 5-5, left), pyroxene is found only in low albedo areas. Nevertheless, three different types of pyroxene-rich areas can be seen on HRSC and THEMIS: (1) crater floors, where the pyroxene signature is stronger on the south-west flanks of large craters (> 10 km); (2) in Mawrth Vallis mouth and Chryse Planitia; (3) on the darkest surfaces of the Noachian plateaus. In cases 1 and 2 (i.e. the biggest craters, Chryse Planitia and Mawrth Vallis mouth), the apparent night time temperature is the highest of the region (i.e., very bright on the night time image). This comes from the high thermal inertia of these surfaces, suggesting mainly rocky areas, high induration or very coarse grained surface, which is indeed consistent with the TES thermal inertia in

the range of 400 to 500 J m⁻² K⁻¹ s^{-1/2} [Putzig et al., 2005]. In case 3, on the plateaus, the pyroxene-rich areas are the coolest surfaces of the region by night time: cooler than in cases 1 and 2, and also cooler than the rest of the plateaus, suggesting finer grained material. This is confirmed by the relatively low TES thermal inertia of those terrains, around 250 J m⁻² K⁻¹ s^{-1/2} [Putzig et al., 2005].

The mineralogy of Chryse Planitia and its high thermal inertia support the proposal that its surface was formed by lava flows [Scott and Tanaka, 1986]. The low albedo areas on the south-west side of the large crater floors have been interpreted as aeolian sand deposits [Edgett, 2002]. The presence of pyroxene correlated to this low albedo and medium thermal inertia region, and the correspondence of the SW side with the main wind directions, confirm this interpretation as volcanic coarse grain sand accumulated by the winds. Coarse sand, with a large average particle size (> 900 µm), can effectively lead to a thermal inertia of 400 J m⁻² K⁻¹ s^{-1/2} or higher [Pelkey et al., 2003; Pelkey et al., 2001; Presley and Christensen, 1997]. On the Noachian plateaus, the low thermal inertia could be due to the presence of a poorly indurated pyroxene-rich material, constituted of finer grains than in the other low albedo terrains of the region. This dark material actually drapes over the Noachian plateaus almost uniformly, which would indicate an airfall deposition after transport of suspended fine particles in the atmosphere [Edgett, 2002]. A geomorphic and spectroscopic analysis (with ISM, Imaging Spectrometer, on board Phobos 2) of a similar dark mantle in west Syrtis Major suggested an airfall deposition of dust mixed with sand, with a large proportion of iron oxides and/or pyroxenes, about 50-60% [Poulet et al., 2003].

5.2.4.2.2. *Hydrous phyllosilicates*

Spectral signatures

A narrow absorption band centered at 1.93 µm appears in spectra of several surfaces of the region. This band is due to the combination of the H-O-H bend, ν_2 at ~6.1 µm, and a symmetric OH stretch, ν_3 at ~2.9 µm [Clark et al., 1990], and reveals the presence of hydrous minerals like sulfates, hydroxides or phyllosilicates. There is also, for the spectra of the same pixels, a characteristic band at 1.41 µm, due to the combination of OH vibration modes. Due to the weakness of the band, it generally appears only on spectral ratios. These two bands at 1.93 and 1.41 µm are not specific to hydrous phyllosilicates, but, for most of the pixels presenting those bands, other narrow bands are seen by OMEGA, centered on 2.20 and 2.30 µm. For phyllosilicates, bands occurring between 2.0 and 2.5 µm are generally involved by the combination of OH stretch and metal-OH bend. At 2.20 µm, absorption is mainly due to the Al-OH bound, whereas around 2.30 µm, the band can either be due to Fe-OH (at 2.29 µm) or Mg-OH (> 2.32 µm), or a mixing of the two [Clark et al., 1990; Poulet et al., 2005].

Figure 5-4, B and C, shows OMEGA spectral ratios compared to laboratory spectra of nontronite and montmorillonites, the ratio over dusty terrain spectra enhances the 1.41, 1.93 and 2.20 or 2.30 μm bands. Those comparisons with terrestrial minerals (Nontronite NG-1.a and Montmorillonite SCa-2.a, USGS spectral library [Clark et al., 1993], see Table 1) indicate that those bands are due to the presence of smectites, a group of phyllosilicates. The corresponding OMEGA surface spectra are similar to the spectrum of Fe- smectites, with a 2.30 μm band, such as for nontronite (Fe-rich smectite) or to Al-rich smectites, involving a band at 2.20 μm such as for montmorillonites. Mg-rich smectites such as hectorite or saponite are possible alternative endmembers with a 2.3 μm band, but Mg-OH bands are usually shifted to values in the range of 2.30-2.34 μm whereas Fe-OH is found at 2.29 μm . A mixture of Fe- and Mg-smectites is also not excluded. From now on, we will speak about “phyllosilicate-rich zones” to refer to the overall areas which display spectra similar to those smectites. These zones have reflectance at 1.08 μm ranging from 0.19 to 0.30 in OMEGA data.

Finally, it is also important to note that amorphous silica, quartz or plagioclase have no significant signatures or very weak signatures in the near infrared, so the presence of such minerals in the bright terrains is not excluded.

Mapping and corresponding terrains

The mapping of hydrous minerals has been made with the spectral index of the 1.93 μm band, as this band is the strongest band observed in the 0.9 to 2.6 μm domain for hydrous minerals, and is present in every phyllosilicate mineral spectrum provided by OMEGA. Figure 5-5, right, presents a full mapping of the outcrops rich in hydrous minerals of the Mawrth Vallis region, characterized by the spectral index of the 1.93 μm absorption band (see Table 2 for the calculation of the spectral index), superimposed on the HRSC mosaic.

The same areas reveal 2.30 or 2.20 μm absorption bands, differentiating the Fe-OH smectites and Al-OH smectites on most of the surfaces mapped with the 1.93 μm band (Figure 5-6). The spectral indexes for these two absorption bands are calculated as expressed in Table 2. A threshold of 2% is used in order to take into account the instrumental noise [Poulet et al., 2007]. Figure 5-6 illustrates the locations of these smectites in the Mawrth Vallis region, showing in green the Al-OH smectites, in red the Fe-OH or Mg-OH smectites, and in orange the surfaces where several pixels only show Fe- or Mg-smectites. This last category likely correspond to outcrops where the absorption bands of some pixels is too weak to show any 2.30 or 2.20 μm band but only the 1.93 μm band. This map shows that the Fe-OH smectites are predominant in the Mawrth Vallis region.

In the area indicated in pink, the band depths are not deep enough to determine the type of the hydrous minerals; therefore many hydrous minerals

could be invoked. However these areas do not reveal any other spectral features such as those indicating sulfates. Furthermore, these areas have weak 1.93 μm absorption band, with spectral index close to 2%. As the 1.41, 2.20-2.30 μm bands are weaker than the 1.93 μm band for all library spectra of phyllosilicates, surfaces where the latter is weak could show only this band despite being phyllosilicate-rich. Thus, areas indicated in pink contain hydrous minerals, which would likely correspond to phyllosilicates.

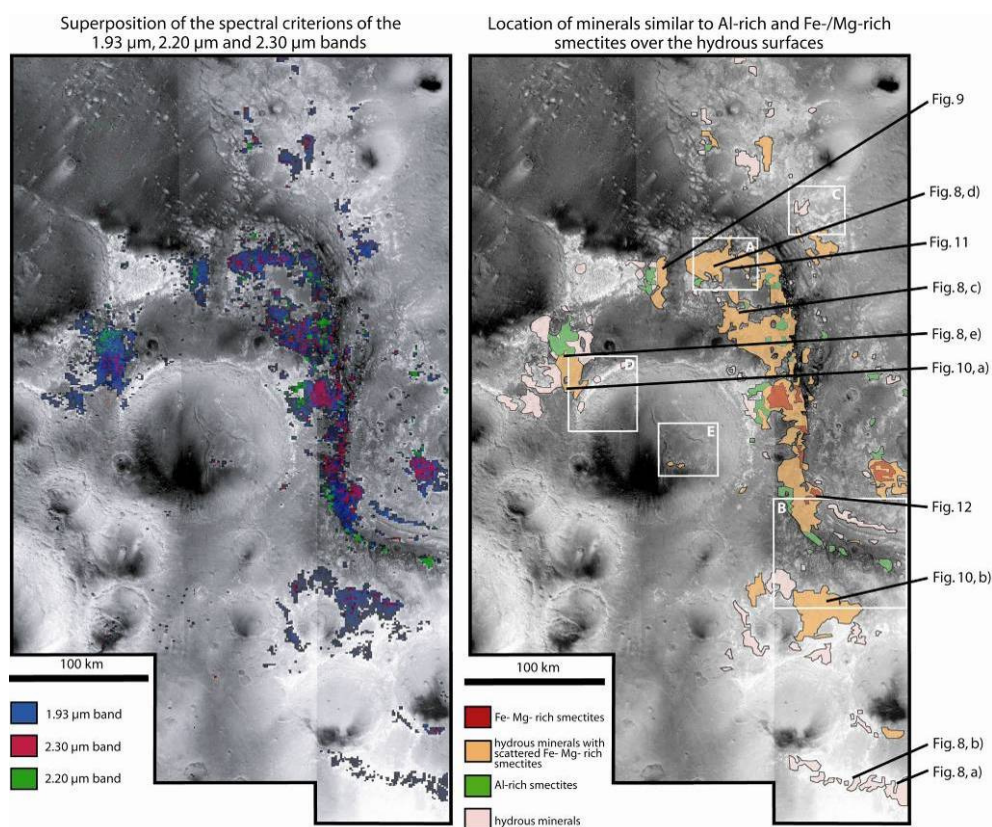


Figure 5-6: *Right:* HRSC nadir images mosaic superimposed with the spectral criterion of the 1.93 μm , 2.20 μm and 2.30 μm bands. *Left:* Supposed nature of the minerals detected with OMEGA: in red, Mg-rich and/or iron-rich smectites comparable to nontronite and in green Al-rich smectites comparable to montmorillonites, whereas the orange surface delimits areas where Fe- Mg- rich smectites are seen only on a few scattered pixels. In light pink are surfaces where the discrimination is not straightforward, due to the weakness of the bands. The white box A delimits the close-up presented Figure 5-7, white box B Figure 5-13, white box C Figure 5-14, and white box D and E Figure 5-15 a) and b). The black lines point to the locations of the MOC images of Figure 5-8, Figure 5-9, Figure 5-10 and Figure 5-12, and HiRISE images of Figure 5-11.

As seen in HRSC imagery, phyllosilicate-rich terrains are located on top of the Noachian plateaus, at altitudes from -3200m to -2200m , correlated with

medium to high albedo terrains (reflectance from 0.19 to 0.30 at 1.08 μm in OMEGA data). OMEGA detects phyllosilicates on surfaces between the great impact craters but not on large crater floors. The outcrop on the floor of crater A (Figure 5-3) where the albedo is higher is an exception. One particular place on the floor of Mawrth Vallis, where a phyllosilicate signature is also displayed, occurs at -3300m , at about 23.0°N , 18.2°W , at a bend of the channel, named outcrop B on the context map on Figure 5-3. These last two particular locations will be discussed in points 4.2 and 4.3.

On THEMIS night time IR images, the phyllosilicate-rich areas correspond to relatively warm terrains on the Noachian plateaus compared to the surrounding pyroxene-rich dark material. The TES thermal inertia map indicates a thermal inertia around 300 to 400 $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{-1/2}$ for those outcrops [Putzig et al., 2005]. This can be explained by a higher degree of induration or coarser grains for the phyllosilicate-rich terrains than the surrounding dark material. Using HRSC, THEMIS and TES, the characteristics of the phyllosilicate-rich areas can be summarized as: (i) bright terrain on HRSC imagery, with corresponding reflectance from 0.19 to 0.30 at 1.08 μm in OMEGA data; (ii) medium night time temperatures on THEMIS data, and intermediate TES thermal inertia of 300-350 $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{-1/2}$.

The close-up on Figure 5-7, visible and infrared images of the same outcrop, illustrates these observations (see Figure 5-5 for the location). The dark material in the HRSC visible image (Figure 5-7a) corresponds to a pyroxene-rich material (Figure 5-7d), warm by day (Figure 5-7b) and relatively cold by night (Figure 5-7c), induced by a low thermal inertia. This dark material seems to be superimposed on the bright material on day time THEMIS temperatures (Figure 5-7b). In contrast, the detection of the 1.93 μm band (Figure 5-7e) points towards high albedo terrains on visible image (Figure 5-7a). The 2.30 μm band (Figure 5-7f) is clearly correlated to the 1.93 μm band indicating here Fe-OH smectites. The lower temperature by day (Figure 5-7b) and higher temperature by night (Figure 5-7c) reveal a higher thermal inertia of this outcrop than the surrounding dark material. The day time image shows morphologic features in the phyllosilicate area, it is dissected with residual buttes indicating strong erosion. Notice that the area between phyllosilicates and pyroxene-rich surfaces on Figure 5-7c does not show any particular signature within the limits of detection we took (minimum of 2% for the spectral index). This surface seems less eroded on the day time THEMIS image, possibly explaining this area as a transition zone without a clear signature on OMEGA spectra, as for a mixture of different materials.

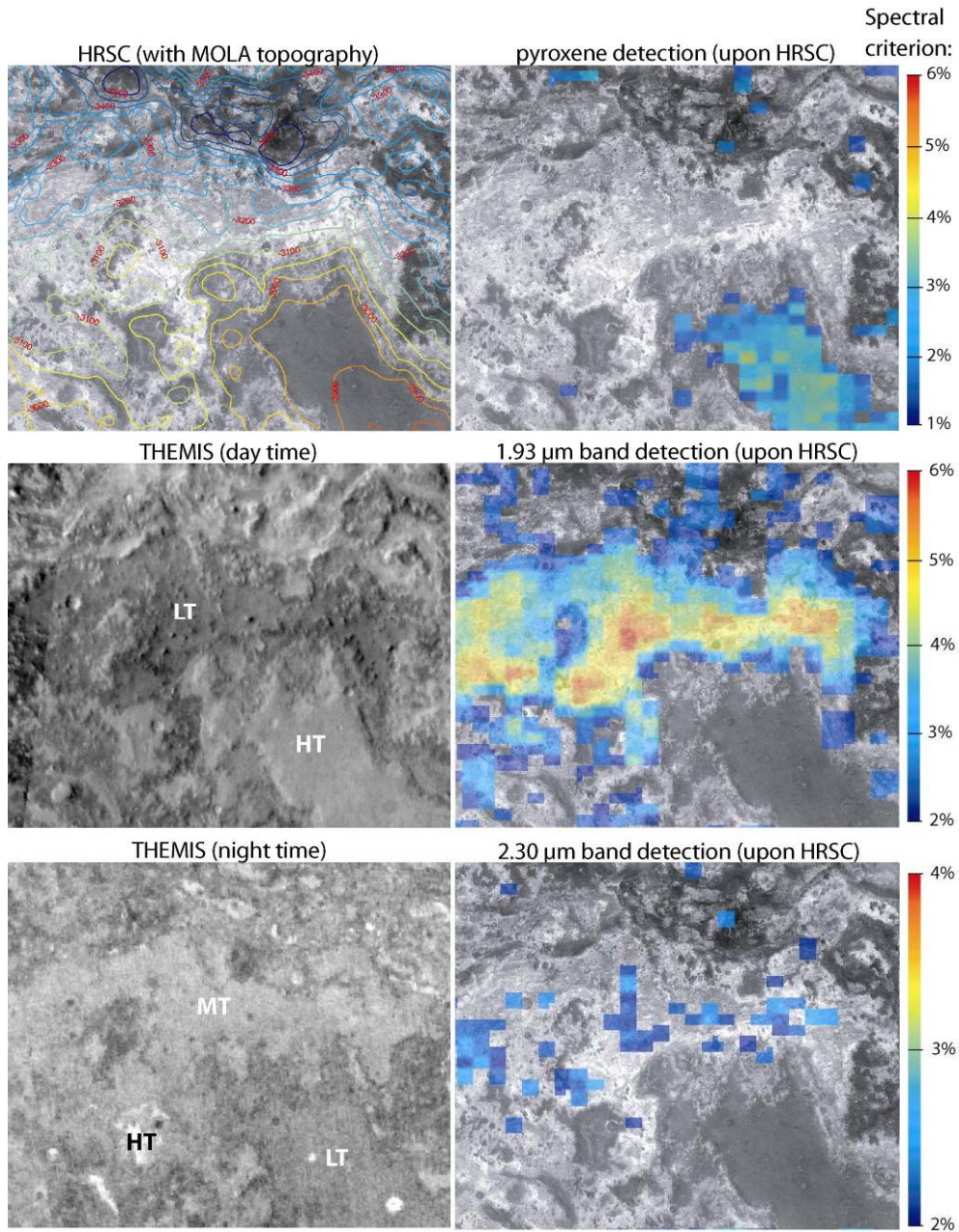


Figure 5-7: Close-up on the cratered terrains near Mawrth Vallis mouth (see Figure 5-6 for location and scale). From top to bottom and left to right: HRSC nadir image with MOLA topography; THEMIS day time image (sun light comes from the left); THEMIS night time image; pyroxenes detection (spectral criterion of the band centred around $2.2 \mu\text{m} \geq 2\%$) superimposed on HRSC image; hydrated minerals detection (spectral criterion of the $1.93 \mu\text{m}$ band $\geq 2\%$); spectral criterion of the $2.30 \mu\text{m}$ band $\geq 2\%$. LT stands for low temperature, HT high temperature and MT medium temperature.

5.2.5. Detailed geomorphology of the phyllosilicate-rich outcrops

5.2.5.1. Surface characteristics at MOC and HiRISE scale

The HRSC mosaic shows the strong correlation of phyllosilicates with bright terrains. When observed on MOC narrow angle images at a resolution better than 5 m/pixel, the phyllosilicate-rich zones exhibit widespread layering (Figure 5-8). These layers are clearly associated with the bright surface when eroded along local slopes (Figure 5-8a, b, e and Figure 5-9). On flatter areas, terrains are etched by erosion where residual buttes are present and layers are more difficult to see but are present locally (Figure 5-8c, d). Layering is also visible on the scarp of ~1 km diameter craters (Figure 5-10). In all images, the layers are generally very thin, apparently a few meters thick. These layers correspond to a part of the light toned layered deposits extensively mapped in this region and all over the planet by Malin and Edgett [2000].

A residual darker surface is present on some areas of these images. This surface is similar to the pyroxene-rich surface mapped on Figure 5-7d, at MOC scale, it confirms the interpretation of the pyroxene-rich areas as a thin mantle partly covering the region, as seen by residual small dark buttes left of Figure 5-8c. A few small craters are also filled by remaining dark material, when the mantle has been completely eroded from around those craters (Figure 5-8c and d). On Figure 5-8e, bright residual buttes are surrounded by a darker layer. Some of them could possibly correspond to inverted craters: a few impact craters were filled by layered material locally presenting topographic inversion. The bright buttes and crater fills are layered in contrast to the surrounding darker surface. Furthermore, no MOC image showed any evidence of darker interbeds in the layered terrains.

HiRISE shows the same characteristics at 29 cm/pixel: Figure 5-11 shows a small layered butte (right) and a 300 m large outcrop (left), presenting layers when well-exhumed at the bottom right of the image. On the last case, the dark mantling is thin, allowing us to see the heavily cratered surface at the top of the bright unit. This confirms the ancient age of this unit as seen from the crater saturation. Locations with few small craters are likely exhumed from beneath this heavily cratered surface. This process of exhumation could erase the small craters (<100 m), explaining why we see nowadays surfaces of the old phyllosilicate-rich crust with apparent lower crater retention ages.

Hence, there is in the Mawrth Vallis region a bright unit presenting meter-scale layers, rich in phyllosilicates minerals, and still partly covered by a pyroxene-rich dark thin mantle of various thicknesses, up to ~10 m.

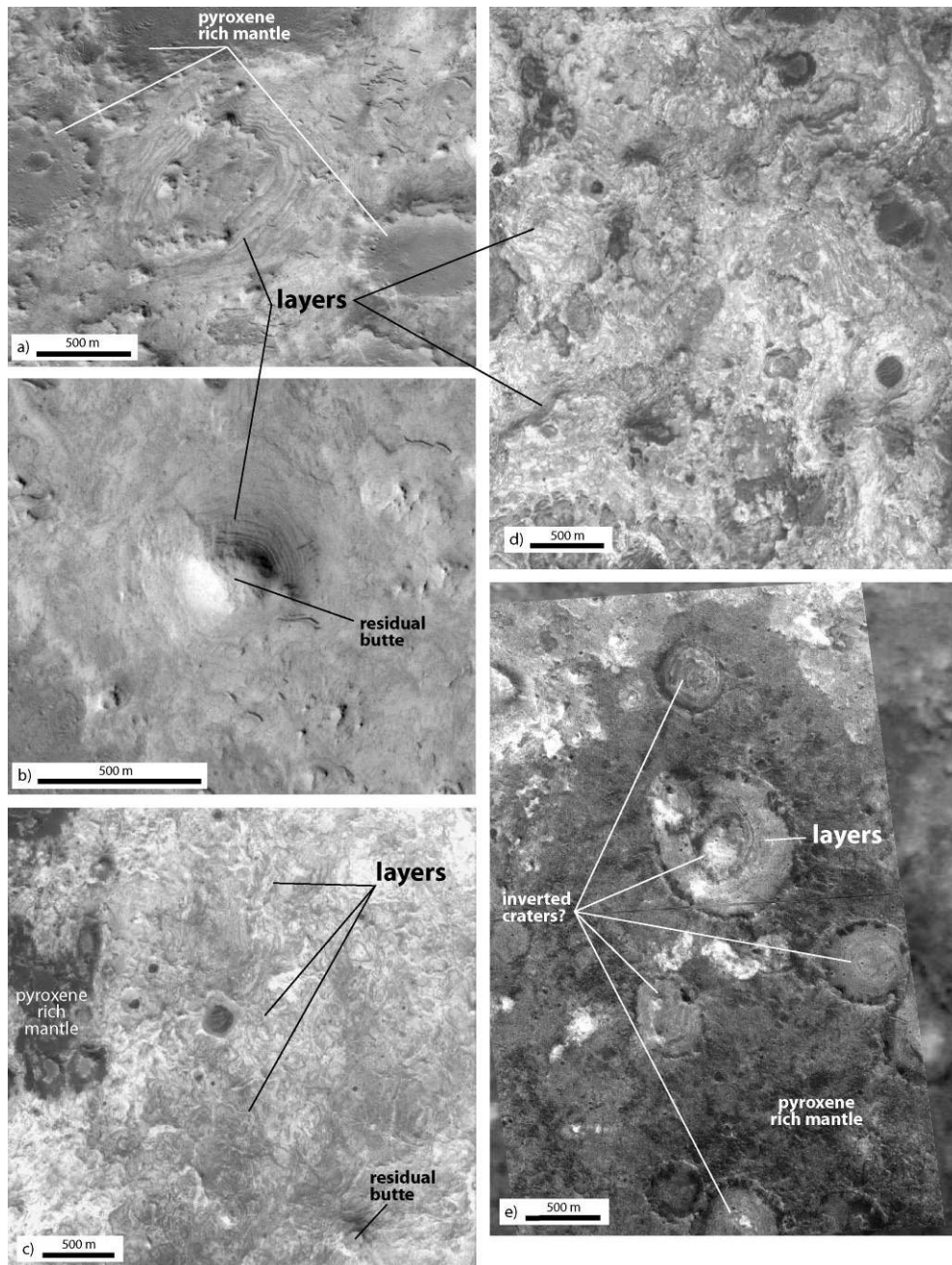


Figure 5-8: Images provided by the Mars Orbiter Camera in the Mawrth Vallis region, north towards the top, sunlight comes from south west. See Figure 5-6 for location. a) R09_01962; b) R05_01499; c) E10_03929; d) E14_00606; e) S08_00601 superimposed on HRSC. All these close-ups correspond to terrains where spectra indicate Fe-rich smectites, but the Al-rich outcrops do not show any evident morphological difference.

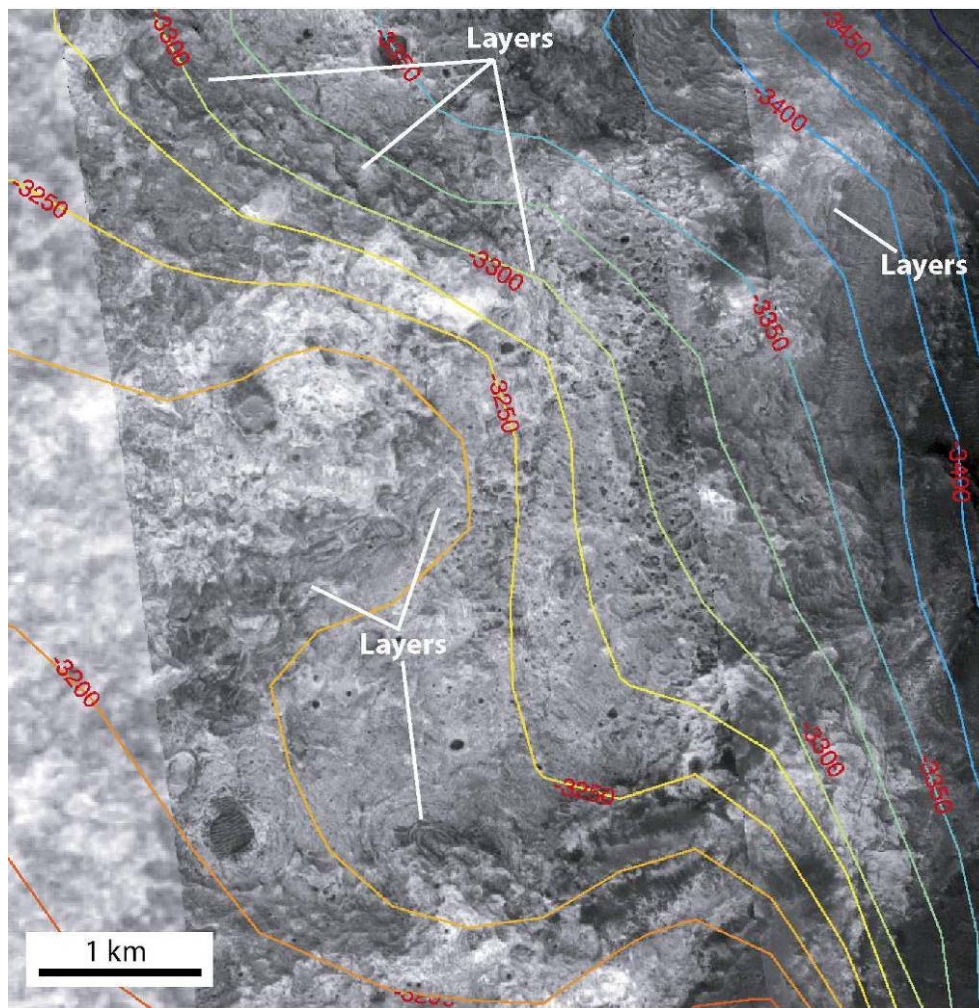


Figure 5-9: MOC mosaic of a phyllosilicates rich outcrop west of Mawrth Vallis Mouth (see Figure 5-6 for location), with MOLA topography contours. The layers seen at different altitudes indicate a unit at least 150 m thick. The mosaic is superimposed on HRSC imagery, as visible on the left of the image.

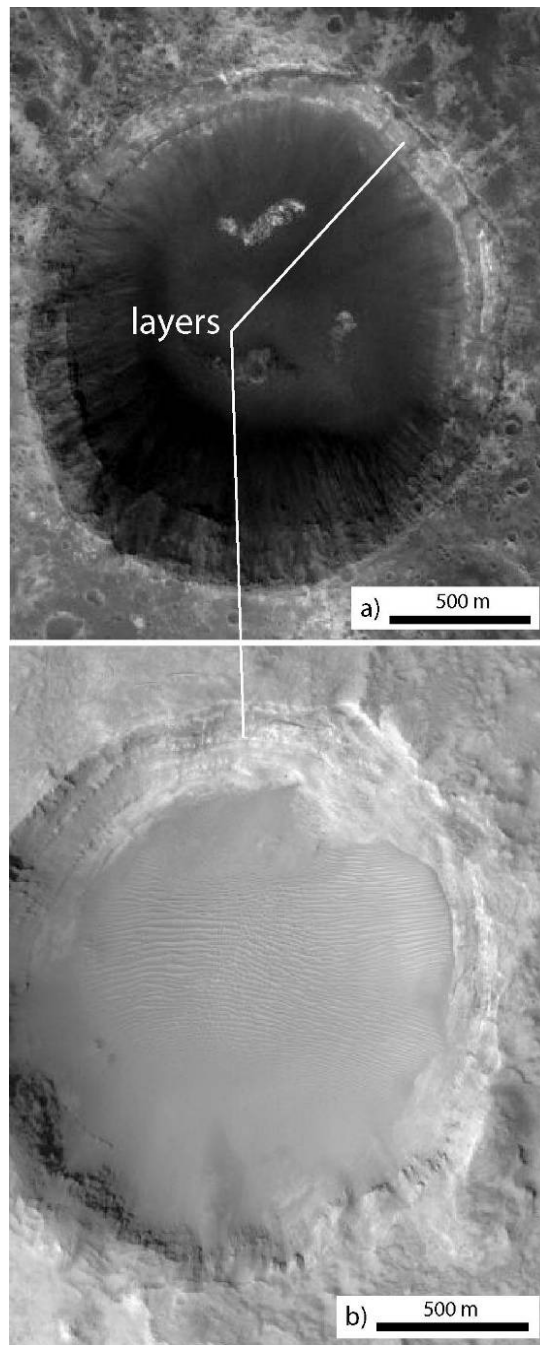


Figure 5-10: Images provided by the Mars Orbiter Camera in the Mawrth Vallis region, north towards the top, sunlight comes from south west. See Figure 5-6 for location. a) E11_01550: the floor of the crater lies at -3150m and the rim at -3050m ; b) R06_00053: the floor of the crater lies at -2400m and the rim at -2250m .

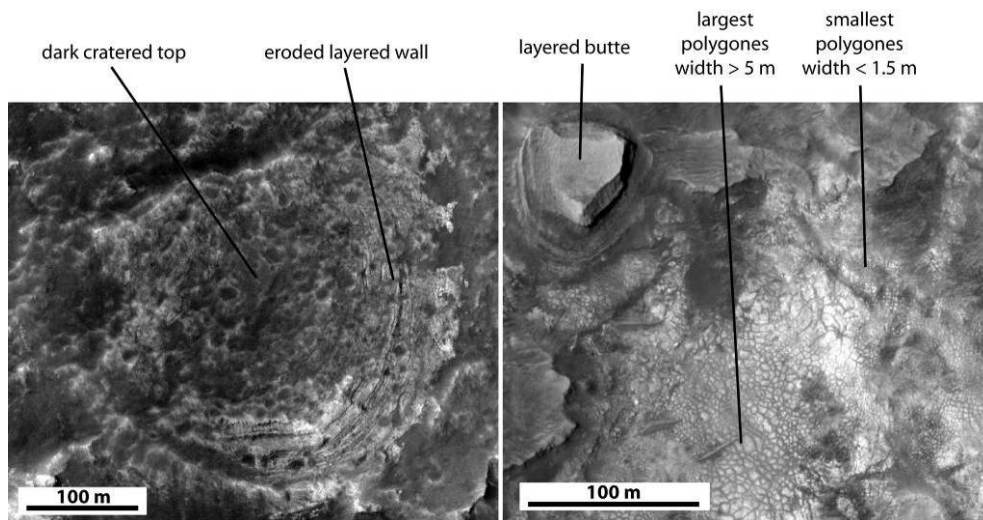


Figure 5-11: Two HiRISE close-ups on the plateau south of Mawrth Vallis mouth (see Figure 5-6 for location), north is at the top, light comes from west. Left: 300 m large layered butte, dark and cratered at the top, with eroded layered wall. Right: White material heavily fractured by polygonal structures, covered in part by dunes, and by remains of dark mantle.

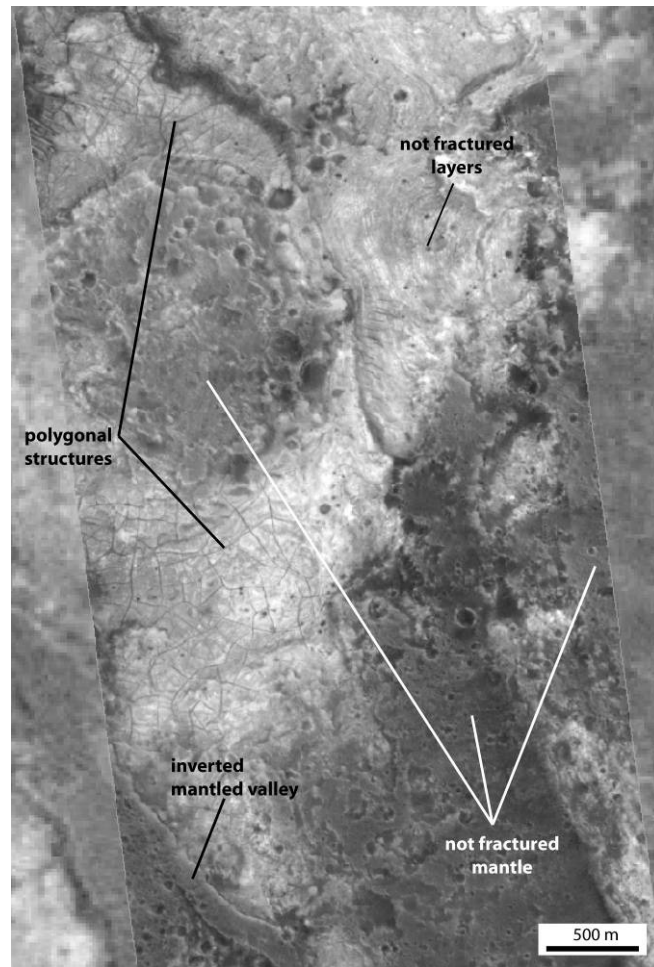


Figure 5-12: MOC image superimposed on HRSC image of polygonal structures on the floor of Mawrth Vallis (M18_00673, north towards the top, sunlight comes from the west, see Figure 5-6 for location).

Figure 5-12 reveals the presence of fractures forming polygonal structures on phyllosilicate-rich terrains, on outcrop B (see context Figure 5-3) on Mawrth Vallis floor. These polygons are from 100 to 800 m wide. As can be seen on Figure 5-12, these polygons affect only the bright outcrops, and not the dark mantle, so it seems that their formation predated the mantle deposition or was limited to the top of the bright outcrops. The geometry of these polygons is different from tectonic processes but fits the typical geometry of fracture networks produced by volume change, i.e., random orthogonal geometry [e.g., Mangold et al., 2005] with polygons of similar sizes. Those polygons might have formed by volume decrease due to changes of temperature in ice-rich subsurface (thermal cracks) or desiccation (mud cracks), possibly related to the end of the outflow channel

activity. Such large polygons have not been observed on the bright layers of the Noachian plateaus at HRSC or MOC scale.

However, smaller polygons (less than 10 m in width) appear on the HiRISE image (Figure 5-11 right) outside Mawrth Vallis floor, on the top of the Noachian plateaus (see Figure 5-6 right). Compared to the random orthogonal geometry [see Mangold, 2005, for different types of geometry] of the polygons in Mawrth Vallis floor (Figure 5-12), the geometry of the fracture network is much more dense and heterogeneous in geometry and size without clear patterns. This geometry might not involve the same processes: for example, thermoclastism from diurnal cycles might be able to create cracks without ice or liquid water in the pore space. Nevertheless, the presence of clay minerals in that material might help this fracturation process because the interlayer water of clays contribute to create volume changes with variation of temperature or humidity [e.g. Velde et al., 1995].

5.2.5.2. Lack of phyllosilicates on a few bright outcrops

The correlation of phyllosilicates with bright outcrops raises a question about the presence of bright outcrops devoid of phyllosilicates. For example, a large bright outcrop on the west of Mawrth Vallis mouth shows almost no evidence of the presence of phyllosilicates (see Figure 5-5), except a weak absorption at 1.93 μm around a crater 5 km in width, on the flank facing Chryse Planitia. In fact, when the bright areas on HRSC visible images do not correspond to phyllosilicate-rich surfaces, THEMIS IR night-time images display relatively cold temperatures: something on the surface lowers the thermal inertia. Two main hypotheses could explain this lack of hydrous minerals signature: 1) a process of dehydration or 2) a light dust mantling. The lower thermal inertia (as deduced by the lower temperature on THEMIS IR night-time data) of these bright surfaces is more consistent with the second hypothesis, a light dust cover. Indeed, erosion of the phyllosilicate-rich layers could increase the surface dehydration rate, and lead to a surface residual lag devoid of hydration, which then would not show infrared signatures [e.g. Cooper and Mustard, 1999]. Alternatively, these zones could be composed of an unidentified material different from phyllosilicates that indicates a lateral change in the composition of the Noachian crust, but note that no mafic signatures have been detected on the bright unit using OMEGA data.

5.2.5.3. Relationships between phyllosilicates and fluvial landforms

Two types of fluvial landforms that are related to two different timescales are observed in the region: the outflow channel of Mawrth Vallis and small valleys on the Noachian plateaus.

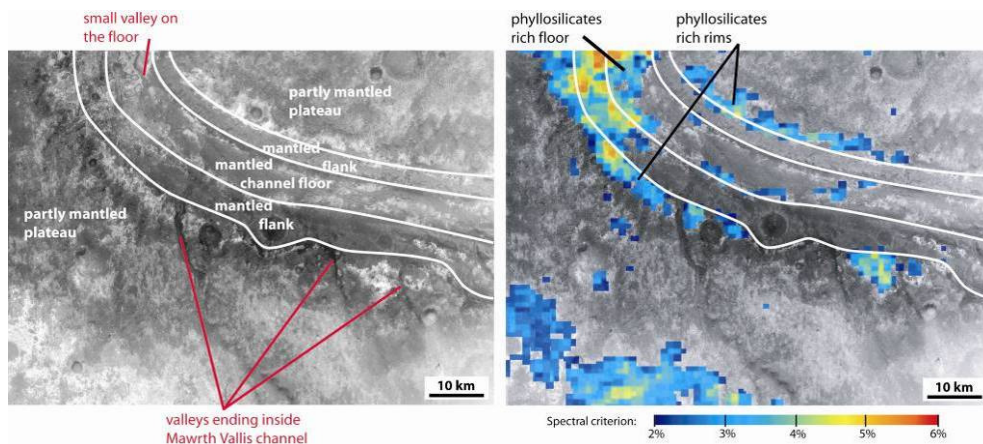


Figure 5-13: HRSC image with OMEGA spectral criterion of the $1.93 \mu\text{m}$ band. In red are indicated the valleys posterior to the formation of Mawrth Vallis (see Figure 5-6 for location and scale).

The Mawrth Vallis outflow is a primitive outflow (dated to the late Noachian or early Hesperian [Scott and Tanaka, 1986]) for which the environment of formation is unknown, only requiring catastrophic water discharge for short durations, a few days or weeks [e.g. Baker and Milton, 1974; Carr, 1996] (whereas dendritic valleys might have formed over longer periods [e.g. Carr, 1996]). Several single, unconnected small valleys are visible on each side of Mawrth Vallis, cutting the phyllosilicate-rich unit, with most of them ending in Mawrth Vallis, hence postdating the formation of the outflow channel (Figure 5-13). On the other hand, a developed valley network with connections typical of dendritic networks is visible on the north-eastern side of Mawrth Vallis mouth (Figure 5-14). It is discussed later in this section, along with Figure 5-14.

Phyllosilicates are present on the sides of the Mawrth Vallis outflow channel and they have been detected locally on one large outcrop on its floor, located around -3300 m in altitude, named outcrop B (Figure 5-12). Several streamlined islands (mapped on the context map, Figure 5-3) are composed of bright material with the most eroded outcrops displaying phyllosilicates signatures on OMEGA data. Streamlined islands in braided channels can correspond to material deposited by the channel and cut by later fluvial episodes or erosion of the underlying bedrock. From their rough morphology, these islands rather seem to correspond to bedrock erosion features as on most Martian outflow channels [Baker and Milton, 1974]. As phyllosilicates are also present on the sides of the Mawrth Vallis, it is more likely that these phyllosilicate-rich outcrops correspond to an erosion of the underlying crust by the outflow incision. The presence of phyllosilicates in the middle of the outflow is thus not an exception to the interpretation of phyllosilicates being present in the highland bedrock. We nevertheless do not

exclude local re-deposition of phyllosilicates on the channel floor after the fluvial episode.

A few branching valleys forming a small network are especially observed north-east of the outflow channel (Figure 5-14). They have a geometry very different to the outflow channel and they are more branched than the small ancient gullies cutting the Mawrth Vallis outflow sides. It is difficult to say if they are older or younger than the Mawrth Vallis channel because of their particular situation on lower lands at the north-east of Mawrth Vallis mouth: the lack of stratigraphic correlation with the outflow limits the interpretation of its age. It might be a Noachian age valley networks as those found usually in the Noachian bedrock (e.g. Carr, 1996). As on the rest of the Noachian plateaus, the phyllosilicate signature appears in this area only on the brighter outcrops, which have medium temperature on THEMIS IR nighttime imagery. The ancient valleys are filled by dark material. The valleys seem to cut the phyllosilicate-rich unit, and hence formed after the formation of the bright unit. The western part of several valleys is topographically inverted (Figure 5-14, A): the erosion preserved the valley material whereas the surrounding material has been exhumed. Many examples of valley inversion have been seen in other regions on Mars [e.g. Malin and Edgett, 2003; Williams, 2007]. This effect is especially important when the valley floor is filled by sand-gravel material, either as alluvial deposits during water flows or later by aeolian sand deposition. Indurated sand might be more resistant to wind erosion than indurated clay-size material, easily removable by wind. Here, the phyllosilicate-rich unit in which valleys formed underwent differential erosion: this unit is then probably composed of finer grain clay size material. The valley in the eastern part has a depth of about 50 meters showing that the erosion of the crust reached this value at minimum.

In summary, the bright phyllosilicate-rich unit formed before the Mawrth Vallis outflow channel. Some later remobilization by flows or wind and downward deposition of material is possible. The relationship between the phyllosilicates and dendritic valleys has three interesting points: (1) the dendritic valleys are incised into the phyllosilicate-rich outcrops, (2) the amount of erosion of the Noachian bedrock at this location is of 50 meters at least, (3) the bright unit composed of phyllosilicates is easily eroded by wind as expected for clay rich rocks with particle size < 10 microns.

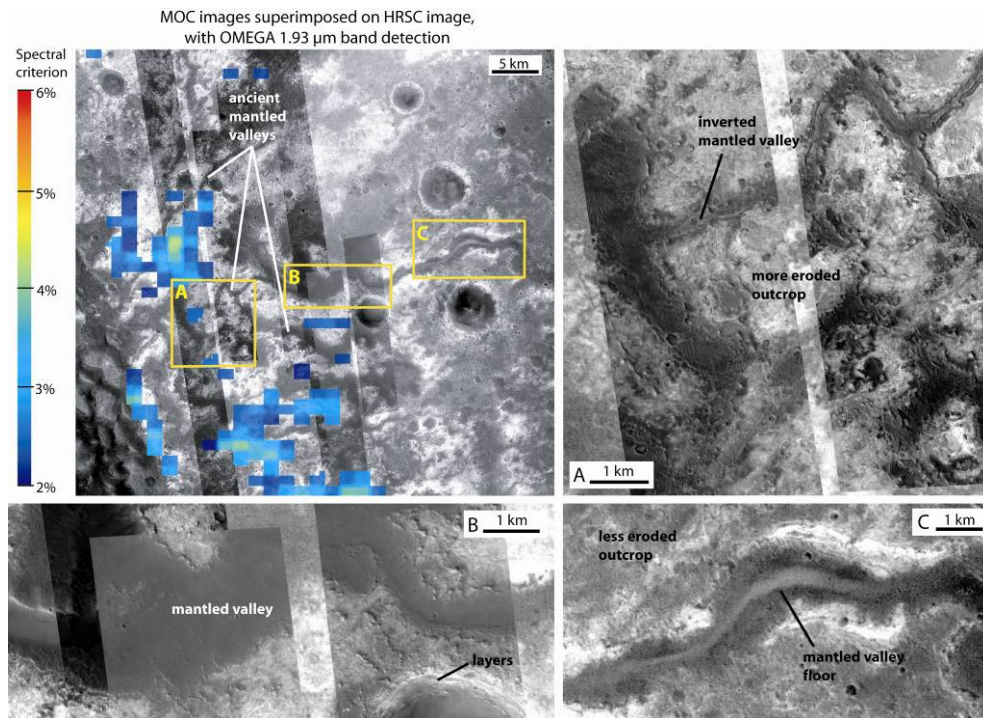


Figure 5-14: Detection of phyllosilicates in the vicinity of a valley network, east side of Mawrth Vallis mouth (see Figure 5-6 for location) Upper left: HRSC image with superimposed MOC images and OMEGA spectral criterion of the 1.93 μm band. The regional slope goes from east to west. The yellow box indicates the location of the close-ups A, B and C, which show terrains at different steps of erosion.

5.2.5.4. Relations of phyllosilicates to large impact craters

The layered unit that contains phyllosilicates is clearly dated of Noachian age, but one can wonder if the formation of this unit preceded, was contemporaneous with, or postdated the formation of the large craters seen in the Mawrth Vallis region. When studying the large crater 120 km in width, crater A in Figure 5-3, the 1.93 and 2.30 μm hydration bands appear on the north-west rim of the crater, at the highest point of the rim (Figure 5-15a and b). So it looks like the rocks rich in phyllosilicates that we see on the rim and the flanks of crater A were already formed at the time of the impact, and then at least a part of the phyllosilicate-rich unit was already deposited there at that time. Nevertheless, on the floor of the same crater, a bright outcrop can be seen (Figure 5-15c): OMEGA reveals Fe-OH smectite minerals on the western part which has been actively eroded. This small outcrop could be interpreted as either (1) a late phyllosilicate-rich area produced in the continuation of the phase that produced phyllosilicates in the basement, but with less intensity or (2) an erosion, transport and re-deposition

of rim material on the crater floor by erosion - aeolian or fluvial - processes. Also notice that small valleys, filled by dark material, cut this bright outcrop, indicating that small fluvial episodes happened after the impact. These observations still suggest that most of the phyllosilicate deposition/formation predates the formation of most of the major craters of the region, thus corresponding to a very primitive crust, with little phyllosilicate formed after, either as a residual activity or as remobilization of older ones.

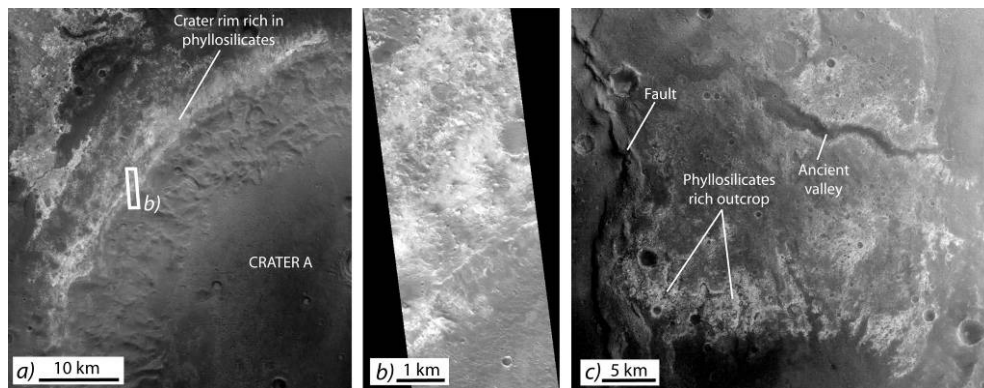


Figure 5-15: a) HRSC close-up on the north-west corner of crater A (see Figure 5-6 for location), the brighter terrain on the rim and on the plateau towards the north-west is rich in phyllosilicates. The white box indicates the location of the MOC image in b); b) MOC narrow angle image M10-01551, north towards the top, sunlight comes from the south; c) HRSC close-up on the floor of crater A, the fault that crosses the crater is visible on the western side of the image, while an ancient valley lies on the north. OMEGA has detected phyllosilicates on the bright outcrop indicated south-west (see Figure 5-23 for location)

5.2.5.5. Thickness of the layered unit

One of the interests of these observations is to provide an estimate of the minimum thickness of the light toned layered unit in which we find phyllosilicates. Here, we do not focus only on exact locations where OMEGA found phyllosilicates, but on the geologic unit in which they are found as a whole. In a few places, residual buttes are large enough to show layers on their sides and to give an idea of the minimum thickness of this unit at that place. Figure 5-8b particularly gives an estimate of the thickness of a few tens of meters, based on the observation of the shadow of the butte. A more precise estimate can be made using the superimposition of MOLA topography over a MOC mosaic: Figure 5-9 presents a much eroded terrain where layers are seen at different altitudes (the location is indicated on Figure 5-6). The topography of the outcrop indicates a unit at least 150 m thick. Another method for a local estimate of the thickness of the layered unit is the observation of layered crater walls around the craters of the region when they have the right dimensions, age, and erosion. Two examples are shown Figure 5-10,

where the eroded crater walls show layers along the whole perimeter. The MOLA topography leads to an estimate of 100 m of thickness in case (a), Figure 5-10, and up to 150 m in case (b), Figure 5-10. Moreover, as we have seen on Figure 5-14, the erosion of the valleys with inverted channels suggests a thickness of material that was once at least 50 m. In summary, the bright unit is layered over 100 meters at least in many locations.

Eventually, the polygonal structures seen on outcrop B on the floor of Mawrth Vallis can also provide an estimation of the thickness of the unit at this place. Mechanical studies made by Parker [1999] have shown that the depth of the material in which the contraction polygons are observed is at least a third of the minimal width of the polygons whatever their formation mechanism. With polygons typically 100 to 200 m in width, this would indicate a unit fractured over at least 30m in depth, not excluding that the thickness is higher because the propagation of crack will be limited by thermal waves if due to seasonal temperatures variations. However, this place being at the bottom of the Mawrth Vallis channel, the phyllosilicate we observe there could have a different formation than the layered unit of the Noachian plateaus.

As an illustration, in Figure 5-16, a schematic sketch shows how the cratered terrain may be. A bright phyllosilicate-rich layered unit appears on some outcrops. This bright unit may be several tens or hundreds of meters thick, and is partly covered by a dark pyroxene-rich mantle. Some residual buttes are present on the outcrops, with a few small craters generally filled by dark material. The dark mantle is estimated of the order of 10 m thick at a most, and usually covered by small craters. It appears that the old rocks have been exhumed from beneath a mantling unit that partly protected the underlying levels from the most recent small craters. During the exhumation, significant mechanical erosion has also been able to erase the smallest craters of the layered unit.

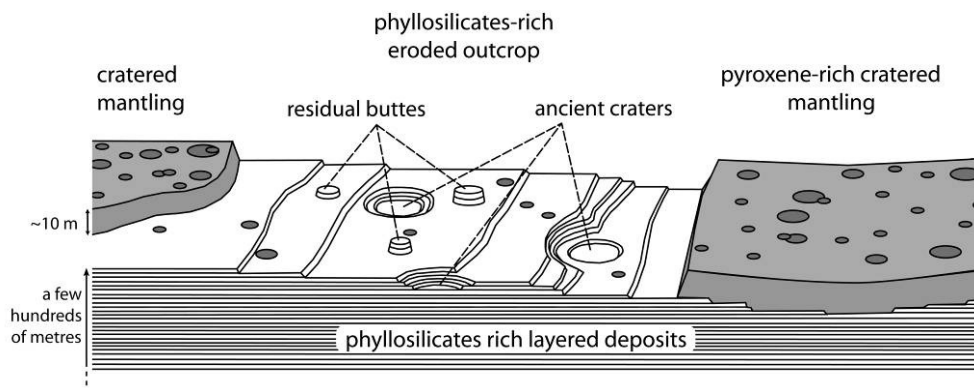


Figure 5-16: Schematic sketch of an example of an eroded outcrop of the phyllosilicate rich unit of the Mawrth Vallis region.

5.2.6. Discussion

5.2.6.1. The phyllosilicate-rich unit: a thick unit rather than a thin alteration horizon

Phyllosilicates often form on Earth as coatings and alteration horizons due to alteration of rocks on the surface and in microcracks; i.e. lava flows exposed to atmosphere and weathered to a few centimeters depth, rather than massively over a tens of meters thick unit [Righi and Meunier, 1995]. However, the thin horizon hypothesis is difficult to reconcile with most observations. The presence of residual buttes, etched terrains and the lack of abundant small craters on the phyllosilicate-rich outcrops indicate that these outcrops are very eroded and recently exposed (i.e. several My). Thus, if the phyllosilicates were present as a thin horizon only, they would (1) have formed very quickly in the recent period or (2) be restricted to the uppermost part of layers of the Noachian bedrock. The first proposition is implausible because the formation of large amount of phyllosilicates under current atmospheric conditions is unlikely [Gooding, 1978; Gooding et al., 1992] and the overall observation of phyllosilicates in Noachian rocks only [Poulet et al., 2005] disfavors a recent formation. The second proposition is also unlikely because phyllosilicates are not restricted to a possible uppermost surface of the layered unit that would correspond to a residue of an old altered surface. On the contrary, phyllosilicates are better observed in the well exhumed material. The interpretation of phyllosilicates as present over the whole unit also explains the lack of phyllosilicates outside the layered unit.

The exact geometry of the phyllosilicate-rich unit is still unknown. Figure 5-17 shows two possible representations of the unit assuming a horizontal geometry or tilted beds. If we assume that the layers are horizontal and that the phyllosilicate is intrinsic to the bedrock lithology, the phyllosilicate being detected at altitudes going from -3650 m (north of Mawrth Vallis mouth) to -1650 m (south of the channel), it would suggest that the unit could reach 2000 m in thickness (Figure 5-17, upper sketch). This thickness is likely overestimated due to the regional deformations: the unit could be a pre-dichotomy unit tilted and slightly deformed by the dichotomy formation and by large impact craters (Figure 5-17, lower sketch). In that case, the layers of the unit could follow more or less the long wave topography, and the thickness would not exceed a few hundred meters. The meter-scale layers of the phyllosilicate-rich unit cannot be seen on HRSC data; only MOC and HiRISE imagery reach a sufficient resolution. At such a small scale, and using only MOLA topography, it is not possible to retrieve dips for the layers we see. However future work involving HRSC color imagery and HRSC digital terrain models could help us in understanding the geometry of the unit.

Nevertheless, notice that layers are observed on nearby outcrops both near the floor of Mawrth Vallis (Figure 5-12) and on the Noachian plateaus, with more than 500 m of difference in elevation locally (Figure 5-17b). Assuming the layered material near the outflow floor is basement rock, this geometry would indicate that the outflow channel incised 500 m of layered unit.

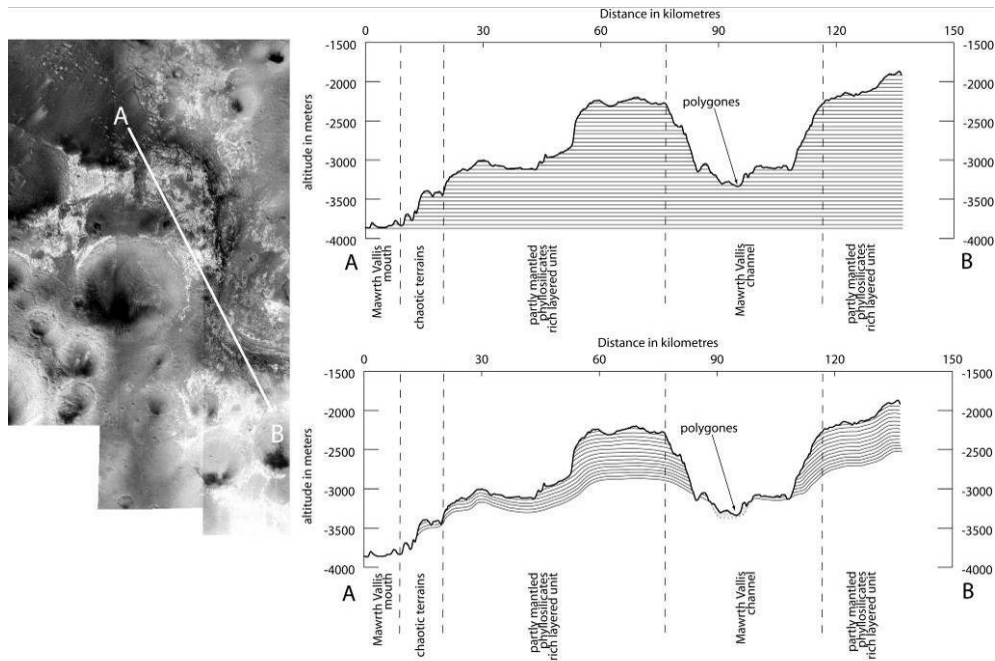


Figure 5-17: Two different schematic possible representation of the layered unit of the region of Mawrth Vallis. The upper sketch shows a unit that did not move since its formation. The downer sketch shows a strongly modified unit. An intermediate hypothesis would show layers with a dip similar to the regional slope, provoked by the formation of the dichotomy.

5.2.6.2. Implications for the past environment

The smectites detected by OMEGA, similar to nontronite and montmorillonites, are the constituents of clay rich altered rocks on Earth. The presence of smectites is a strong indicator of the occurrence of low-temperature alteration (lower than 500°C; e.g. Güven, 1988) which on Earth are the result of the alteration of igneous rocks by liquid water over long periods of time [Gislason and Arnorsson, 1993; Velde et al., 1995]. The minimum thickness of 150 m and the geographic extension over more than 400 km x 300 km indicates that the process of formation of these phyllosilicates was widespread in the region, excluding local hydrothermalism. Hence, if the processes of alteration of rocks into phyllosilicates are the same on Mars as on Earth, then the presence of phyllosilicates in the Mawrth Vallis region indicates a formational environment very different from the

current surface environment. The presence of clay minerals also indicates an aqueous environment that was more neutral to alkaline than for the formation of sulfate-rich rocks [Poulet et al., 2005; Bibring et al., 2006].

Hypotheses of formation include: (1) Siliciclastic sediments deposited by water in an aqueous environment very early in the Mars history, probably before the dichotomy; (2) Strong alteration by liquid water of volcanic ash deposits, or of another wind deposited unit, draping the primitive crust; (3) Deposition of a phyllosilicate-rich aeolian unit; (4) Accumulation of altered ejecta from the large impacts during the heavy bombardment; (5) Strong *in situ* alteration by liquid water of primitive lava flows.

The presence of phyllosilicates in outcrops of a thick unit composed of thin and regular meter scale layers, the medium thermal inertia and mechanical properties of these layers, and the lack of mafic signatures favors the presence of clays in thin sedimentary layers. In the first hypothesis, the sediments might involve an aqueous process in which clays are part of a system of alteration, transportation and deposition. These deposits would be supposed to be in a basin, whereas in the Mawrth Vallis region, with the current topography, we observe layers at the summit of the Noachian plateaus. Nevertheless, the topography of the primitive epoch, before the dichotomy, is not known, and could have been modified intensively since the deposition, as illustrated in Figure 5-17 (lower figure). Moreover the elevation at -3300 m is rather an argument consistent with the possibility of an old accumulation basin at that place.

In the second case, water is involved close to the surface or in the subsurface in aquifers. The alteration of volcanic grains of ash or wind-blown material should have been very strong to remove any other signatures such as pyroxenes from these deposits. This process should have formed phyllosilicates close to surface but the relatively cold temperature would have required a long duration at low alteration rates. If such alteration occurred through hydrothermalism, the process was unlikely to have been local because of the geographic extent of the unit. The unusually high thermal gradient in the Noachian period [e.g. Schubert et al., 1992] might then be a possibility for strong alteration at relatively higher rates than at the surface.

The third hypothesis would require a large source of altered rocks and a particular dynamic to accumulate by wind such a large phyllosilicate-rich unit. Eventually, if the accumulation came from phyllosilicate-rich aeolian material, the source area of the altered material would be unattainable, because of the alteration.

The fourth hypothesis, a continuous layer of ejecta blankets, is difficult to reconcile with the geographic extent of the unit. Nevertheless, the effect of heavy bombardment in a water rich crust could have been important [e.g. Newson, 1980]. The contribution of ejecta to the Mawrth Vallis unit is possible, but the

observations of hydrated ejecta in the Nili Fossae region [Mangold et al., 2007] and in Terra Thyrrhena [Poulet et al., 2006] do not favor this possibility in our case: in the Nili Fossae region for example, eroded ejecta with hydrated minerals display textures with fluidization patterns, lack of regular and thin layers, and the presence of boulders inside the material. We did not find any of these characteristics in the thin layers of the light-toned unit of the Mawrth Vallis region. Nevertheless, a contribution of impact processes to the accumulation or to the heat of crustal rocks is possible. Eventually, we have to mention that the formation of clays by impact is a totally unknown process.

The fact that the rocks are very old makes uncertain the preservation of criteria that would have permitted the discrimination of these hypotheses from orbital data. To know if the accumulation occurred mainly at surface or subsurface, we would need to know the depth at which it occurred, something difficult to estimate as it depends on the amount of exhumation: whether the current surface is close to the original one.

Comparisons with other regions are also crucial for a global understanding. In Nili Fossae region [Mangold et al., 2007] phyllosilicates are found on more diverse type of rocks (layered units, massive units, craters ejecta, and dyke rich rocks in association with olivine rich unit). The Mawrth Vallis region displays only one type of geologic context for the phyllosilicate-rich rocks (and the bright outcrop in crater A, and outcrop B at the bottom of Mawrth Vallis, could possibly be exceptions): a bright layered unit, through the different examples of rocks observed; we are thus unsure whether these rocks are the most common type of altered rocks in the Noachian crust, but it suggests more superficial alteration than in Nili Fossae where hydrothermalism may explain most signatures [Mangold et al., 2007]. In contrast, our region includes Al-OH smectites whereas the Nili Fossae region is more restricted to Fe-OH and Mg-OH smectites.

5.2.7. Conclusion

The OMEGA spectrometer onboard Mars Express provides unique detections of hydrous minerals which consist of Al- and Mg- or Fe-OH smectites in the Mawrth Vallis region. The correlation of these mineralogical signatures and the geologic and physical properties from HRSC, THEMIS, MOC and HiRISE data lead to the following conclusions:

- 1) Phyllosilicates are associated with bright outcrops of the Noachian crust only, covering many outcrops over a 300 x 400 km region;
- 2) No mafic minerals are detected in combination with phyllosilicates anywhere. Pyroxene is found at the mouth of Mawrth Vallis, probably as a filling by Acidalia lava plains, and as a constituent of aeolian material such as dark dunes inside craters, or in the mantling on top of the Noachian plateaus. This pyroxene-rich mantling overlies the phyllosilicate-rich unit and is geologically younger;
- 3) The bright phyllosilicate-rich unit is highly eroded and displays a minimum thickness of 150 m with layering at the meter scale;
- 4) The phyllosilicate-rich unit has the geological, physical and mineralogical characteristics of shales formed by the deposition and induration of clay-size material;
- 5) The different hypotheses of formation of this phyllosilicate-rich unit include: (1) Sediments deposited by water in an aqueous environment (i.e., deposition of transported phyllosilicates); (2) Alteration by liquid water of volcanic ash deposits, or other wind deposited unit, to produce *in situ* phyllosilicates; (3) Aeolian deposition of phyllosilicate-rich material, transported by wind from a distant source of altered rocks; (4) Possible contribution of accumulation of altered ejecta from the large impacts during the bombardment;
- 6) Chronological relationships with other units and large craters show that this phyllosilicate-rich unit formed early in the history, possibly before the dichotomy. The chronological relationships with fluvial features show that flows occurred after the formation of the phyllosilicate-rich unit, without being involved in its formation, with exception of possible redeposition of materials in low lying areas.

Quantifying the proportion of minerals and observing the sedimentary facies of the bright phyllosilicate-rich layers using *in situ* rovers would certainly improve the understanding of these rocks that are key features for the reconstruction of the early Mars environment.

Acknowledgments

We thank the HRSC Experiment Teams at DLR Berlin and Freie Universitaet Berlin as well as the Mars Express Project Teams at ESTEC and ESOC for their successful planning and acquisition of data as well as for making the processed data available to the HRSC Team. We acknowledge the effort of the OMEGA and HRSC Co-Investigator Team members and their associates *who* have contributed to this investigation in the preparatory phase and in scientific discussions within the teams, and particularly Greg Michael for his careful reading of the manuscript. We acknowledge the MOC/MGS, THEMIS/Mars Odyssey, and HiRISE/MRO teams for the use of their data available on the respective websites: http://www.msss.com/moc_gallery/, <http://themis.asu.edu/>, and <http://marsoweb.nas.nasa.gov/HiRISE/>. Careful and constructive reviews by Dr. Lane and Dr. Glotch helped to a significant improvement of the manuscript. The authors are granted by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and the Programme National de Planétologie (PNP) of Institut National des Sciences de l'Univers (INSU).

References

- Baker, V. R.; Milton, D. J., Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth, *Icarus*, Volume 23, Sept. 1974, p. 27-41 (1974)
- Bibring, J.-P.; Soufflot, A.; Berthé, M.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Drossart, P.; Bouyé, M.; Combes, M.; Puget, P.; Semery, A.; Bellucci, G.; Formisano, V.; Moroz, V.; Kottsov, V.; Bonello, G.; Erard, S.; Forni, O.; Gendrin, A.; Manaud, N.; Poulet, F.; Poulleau, G.; Encrenaz, T.; Fouchet, T.; Melchiori, R.; Altieri, F.; Ignatiev, N.; Titov, D.; Zasova, L.; Coradini, A.; Capacionni, F.; Cerroni, P.; Fonti, S.; Mangold, N.; Pinet, P.; Schmitt, B.; Sotin, C.; Hauber, E.; Hoffmann, H.; Jaumann, R.; Keller, U.; Arvidson, R.; Mustard, J.; Forget, F., OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, In: Mars Express: the scientific payload. Ed. by Andrew Wilson, scientific coordination: Agustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications Division, ISBN 92-9092-556-6, 2004, p. 37 - 49 (2004)
- Bibring, Jean-Pierre; Langevin, Yves; Gendrin, Aline; Gondet, Brigitte; Poulet, François; Berthé, Michel; Soufflot, Alain; Arvidson, Ray; Mangold, Nicolas; Mustard, John; Drossart, P., Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations, *Science*, Volume 307, Issue 5715, pp. 1576-1581 (2005), DOI: 10.1126/science.1108806

- Carr, Michael H., Channels and valleys on Mars: cold climate features formed as a result of a thickening cryosphere, *Planetary and Space Science*, v. 44, p. 1411-1423, (1996)
- Christensen, Philip R.; Bandfield, Joshua L.; Bell, James F.; Gorelick, Noel; Hamilton, Victoria E.; Ivanov, Anton; Jakosky, Bruce M.; Kieffer, Hugh H.; Lane, Melissa D.; Malin, Michael C.; McConnochie, Timothy; McEwen, Alfred S.; McSween, Harry Y.; Mehall, Greg L.; Moersch, Jeffery E.; Nealsen, Kenneth H.; Rice, James W.; Richardson, Mark I.; Ruff, Steven W.; Smith, Michael D.; Titus, Timothy N.; Wyatt, Michael B., Morphology and Composition of the surface of Mars: Mars Odyssey THEMIS results, *Science*, Volume 300, Issue 5628, pp. 2056-2061 (2003), DOI: 10.1126/science.1080885
- Christensen, Philip R.; Jakosky, Bruce M.; Kieffer, Hugh H.; Malin, Michael C.; McSween, Harry Y., Jr.; Nealsen, Kenneth; Mehall, Greg L.; Silverman, Steven H.; Ferry, Steven; Caplinger, Michael; Ravine, Michael, The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey mission, *Space Science Reviews*, v. 110, Issue 1, p. 85-130 (2004), DOI: 10.1023/B:SPAC.0000021008.16305.94
- 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., *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10, p. 23823-23872 (2001), DOI: 10.1029/2000JE001370
- Clark, R.N., G.A. Swayze, A.J. Gallagher, T.V.V. King, and W.M. Calvin, The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns, U.S. Geological Survey Open File Report 93-592, 1340 pages, <http://speclab.cr.usgs.gov>. (1993)
- Clark, Roger N.; King, Trude V. V.; Klejwa, Matthew; Swayze, Gregg A.; Vergo, Norma, High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals, *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 95, Aug. 10, 1990, p. 12653-12680 (1990)
- Cooper, Christopher D.; Mustard, John F., Effects of Very Fine Particle Size on Reflectance Spectra of Smectite and Palagonitic Soil, *Icarus*, Volume 142, Issue Icarus, pp. 557-570 (1999), DOI: 10.1006/icar.1999.6221
- Edgett, Kenneth S., Low-albedo surfaces and eolian sediment: Mars Orbiter Camera views of western Arabia Terra craters and wind streaks, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, Volume 107, Issue E6, pp. 5-1, CiteID 5038 (2002), DOI: 10.1029/2001JE001587

- Edgett, Kenneth S.; Malin, Michael C., Martian sedimentary rock stratigraphy: Outcrops and interbedded craters of northwest Sinus Meridiani and southwest Arabia Terra, *Geophysical Research Letters*, Volume 29, Issue 24, pp. 32-1, CiteID 2179 (2002), DOI: 10.1029/2002GL016515
- Edgett, Kenneth S.; Parker, Timothy J., Water on early Mars: Possible subaqueous sedimentary deposits covering ancient cratered terrain in western Arabia and Sinus Meridiani, *Geophysical Research Letters*, vol. 24, p. 2897 (1997)
- Gislason, S.R.; Arnorsson, S., Dissolution of primary basaltic minerals in natural waters: saturation state and kinetics, *Chemical geology*, Volume 105, pp. 117-135 (1993)
- Gooding, James L., Chemical weathering on Mars - Thermodynamic stabilities of primary minerals /and their alteration products/ from mafic igneous rocks, *Icarus*, vol. 33, Mar. 1978, p. 483-513 (1978), DOI: 10.1016/0019-1035(78)90186-0
- Gooding, James L., Arvidson R.E. and Zolotov M.Y., Physical and Chemical Weathering, In Mars, University of Arizona Press, pp. 626-651 (1992)
- Güven, N., Smectite, In S.W. Bailey (ed.), *Hydrous Phyllosilicates*, *Reviews in Mineralogy* 19, Mineralogical Society of America, Washington DC, 1988, 497-522 (1988)
- Hartmann, William K.; Neukum, Gerhard, Cratering Chronology and the Evolution of Mars, *Space Science Reviews*, v. 96, Issue 1/4, p. 165-194 (2001)
- Malin, Michael C.; Edgett, Kenneth S., Evidence for Persistent Flow and Aqueous Sedimentation on Early Mars, *Science*, Volume 302, Issue 5652, pp. 1931-1934 (2003), DOI: 10.1126/science.1090544
- Malin, Michael C.; Edgett, Kenneth S., Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10, p. 23429-23570 (2001), DOI: 10.1029/2000JE001455
- Malin, Michael C.; Edgett, Kenneth S., Sedimentary Rocks of Early Mars, *Science*, Volume 290, Issue 5498, pp. 1927-1937 (2000)
- Malin, M. C.; Danielson, G. E.; Ingersoll, A. P.; Masursky, H.; Veverka, J.; Ravine, M. A.; Soulanille, T. A., Mars Observer Camera, *Journal of Geophysical Research*, Volume 97, Issue E5, p. 7699-7718 (1992)
- Mangold, N.; Poulet, F.; Mustard, J.F.; Bibring, J.-P.; Gondet, B.; Langevin, Y.; Ansan, V.; Masson, P.; Fassett, C.I.; Head, J.W.; Hoffmann, H.; Neukum, G., Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/MEx data: 2. Aqueous alteration of the crust (2007)
- Mangold, Nicolas, High latitude patterned grounds on Mars: Classification, distribution and climatic control, *Icarus*, Volume 174, Issue 2, p. 336-359 (2005), DOI: 10.1016/j.icarus.2004.07.030

- McEwen, A. S.; Eliason, E. M.; Bergstrom, J.W.; Bridges, N.T.; Hansen, C. J.; Delamere, W. A.; Grant, J. A.; Gulick, V. C.; Herkenhoff, K. E.; Keszthelyi, L.; Kirk, R. L.; Mellon, M. T.; Squyres, S. W.; Thomas, N.; Weitz, C., MRO's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), accepted for publication in *JGR-Planets* (2006)
- Mellon, Michael T.; Jakosky, Bruce M.; Kieffer, Hugh H.; Christensen, Philip R., High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer, *Icarus*, Volume 148, Issue 2, pp. 437-455 (2000), DOI: 10.1006/icar.2000.6503
- Mustard, J. F.; Poulet, F.; Gendrin, A.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Mangold, N.; Bellucci, G.; Altieri, F., Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars, *Science*, Volume 307, Issue 5715, pp. 1594-1597 (2005), DOI: 10.1126/science.1109098
- Newsom, H. E., Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications for Mars, *Icarus*, vol. 44, Oct. 1980, p. 207-216 (1980), DOI: 10.1016/0019-1035(80)90066-4
- Neukum, G.; Jaumann, R., HRSC: the High Resolution Stereo Camera of Mars Express, in *Mars express : the scientific payload / European Space Agency*. [Ed. A. Wilson]. - Noordwijk : ESA Publications Division, 2004. - p. 17-35 (2004)
- Parker A.P., Stability of arrays of multiple edge cracks, *Engineering Fracture Mechanics*, Volume 62, pp.577-591 (1999)
- Pelkey, Shannon M.; Jakosky, Bruce M.; Christensen, Philip R., Surficial properties in Melas Chasma, Mars, from Mars Odyssey THEMIS data, *Icarus*, Volume 165, Issue 1, p. 68-89 (2003)
- Pelkey, Shannon M.; Jakosky, Bruce M.; Mellon, Michael T., Thermal inertia of crater-related wind streaks on Mars, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10, p. 23909-23920 (2001) DOI: 10.1029/2000JE001433
- Poulet, F.; Gomez, C.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Bellucci, G.; Mustard, J., Martian surface mineralogy from OMEGA/MEx: Global mineral maps (2007)
- Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Mustard, J.; Gendrin, A.; Mangold, N.; Loizeau, D.; Arvidson, R. E.; Chevrier, V., The Distribution of Phyllosilicates on Mars from the OMEGA-MEx Imaging Spectrometer, 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 13-17, 2006, League City, Texas, abstract no.1698 (2006)
- Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Mustard, J. F.; Gendrin, A.; Mangold, N.; Langevin, Y.; Arvidson, R. E.; Gondet, B.; Gomez, C., Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate, *Nature*, Volume 438, Issue 7068, pp. 623-627 (2005), DOI: 10.1038/nature04274

- Poulet, F.; Mangold, N.; Erard, S., A new view of dark Martian regions from geomorphic and spectroscopic analysis of Syrtis Major, *Astronomy and Astrophysics*, v.412, p.L19-L23 (2003), DOI: 10.1051/0004-6361:20031661
- Presley, Marsha A.; Christensen, Philip R., The effect of bulk density and particle size sorting on the thermal conductivity of particulate materials under Martian atmospheric pressures, *Journal of Geophysical Research*, Volume 107, Issue E4, p. 9221-9229 (1997), DOI: 10.1029/97JE00271
- Putzig, Nathaniel E.; Mellon, Michael T.; Kretke, Katherine A.; Arvidson, Raymond E., Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission, *Icarus*, Volume 173, Issue 2, p. 325-341 (2005), DOI: 10.1016/j.icarus.2004.08.017
- Righi, D.; Meunier, A., Origin of clays by rock weathering and soil formation, In: *Origin and Mineralogy of Clays*; Ed. B. Velde, 43-161. (1995)
- Rogers, A. D.; Christensen, P. R., Surface mineralogy of Martian low-albedo regions from MGS-TES data: Implications for upper crustal evolution and surface alteration, *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, E01003 (2007), DOI:10.1029/2006JE002727
- Schubert, G.; Solomon, S.C.; Turcotte, D.L.; Drake, M.J.; Sleep, N.H., Origin and thermal evolution of Mars, in *Mars*, ed. Kieffer, H.H.; Jakosky, B.M.; Snyder, C.W.; Matthews, M.S., The University of Arizona Press, Tuscon, pp. 147-183 (1992)
- Scott, D.H.; Tanaka, K.L., Geologic map of western equatorial region of Mars, U.S. Geological Survey (1986)
- Smith, David E.; Zuber, Maria T.; Frey, Herbert V.; Garvin, James B.; Head, James W.; Muhleman, Duane O.; Pettengill, Gordon H.; Phillips, Roger J.; Solomon, Sean C.; Zwally, H. Jay; Banerdt, W. Bruce; Duxbury, Thomas C.; Golombek, Matthew P.; Lemoine, Frank G.; Neumann, Gregory A.; Rowlands, David D.; Aharonson, Oded; Ford, Peter G.; Ivanov, Anton B.; Johnson, Catherine L.; McGovern, Patrick J.; Abshire, James B.; Afzal, Robert S.; Sun, Xiaoli, Mars Orbiter Laser Altimeter: experiment summary after the first year of global mapping of Mars, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10, p. 23689-23722 (2001), DOI: 10.1029/2000JE001364
- Velde B., Righi D., Meunier A., Hillier S., Inoue A., In: *Origin and Mineralogy of Clays*, Ed. B. Velde (1995)
- Watters, Thomas R., Compressional tectonism on Mars, *Journal of Geophysical Research*, Volume 98, Issue E9, p. 17049-17060 (1993), DOI: 10.1029/93JE01138

Williams, R. M. E., Global spatial distribution of raised curvilinear features on Mars, Lunar and Planetary Science XXXVIII, LPI Contribution No. 1338, p.1821 (2007)

5.3. Utilisation d'OMEGA et HRSC couleur et MNT pour l'étude géométrique de l'unité riche en argile [Loizeau et al., submitted to Icarus]

Dans cet article également, la section 5.3.3 présente dans le détail les différents instruments et données utilisés, avec notamment le calcul des MNTs HRSC. Ces détails sont donnés dans la section 3 de cette thèse.

NB: Je n'ai pas modifié les figures de cet article, alors qu'elles ont été renumérotées en fonction de leur place dans ce chapitre de la thèse. Il faut donc additionner 17 aux numéros indiqués sur les figures pour obtenir le numéro de la figure dans ce chapitre. Par exemple la Figure 5-27 de l'article, indiquée en jaune sur la Figure 5-18, correspond à la Figure 5-27 dans cette thèse.

Stratigraphy in the Mawrth Vallis region through OMEGA, HRSC color imagery and DTM

Loizeau D., Mangold N., Poulet F., Ansan V., Hauber E., Bibring J.-P., Gondet B., Langevin Y., Masson P., Neukum G.

5.3.1. Abstract

The Mawrth Vallis region contains an extensive (at least 300 km x 400 km) and thick (≥ 300 m), finely layered (at meter scale), clay-rich unit detected by OMEGA. We use OMEGA, HRSC DTMs derived from stereoscopic imagery, HRSC color imagery and high resolution imagery such as MOC, CTX and HiRISE to characterize the geometry and the composition of the clay-rich unit at the regional scale. Our results show that the clay-bearing unit can be divided into sub-units on the basis of differences in color and composition. In false-colors visible imagery, alternating with/bluish and orange/red colored units correspond to a compositional succession of respectively Al- and Fe- or Mg-phyllsilicate rich material. Geological cross-sections are presented along the principal outcrops of the region in order to define the stratigraphy of these sub-units. This method shows that the dips of the sub-units are frequently close to the slopes of the present topography, except for scarps visible at the dichotomy boundary, inside impact craters walls, and outcrops inside Mawrth Vallis. In addition to the Al- and Fe- or Mg-phyllsilicate rich sub-units, an altered surface is identified as the lower basement unit. We propose two possible scenarios to explain the derived

stratigraphy: 1. alteration of pyroclastics, eolian or aqueous layered deposits of various compositions by groundwater, resulting in distinct altered rocks; or 2. Alteration coeval with the deposition of sediments under varying chemical conditions, in wet surface environment.

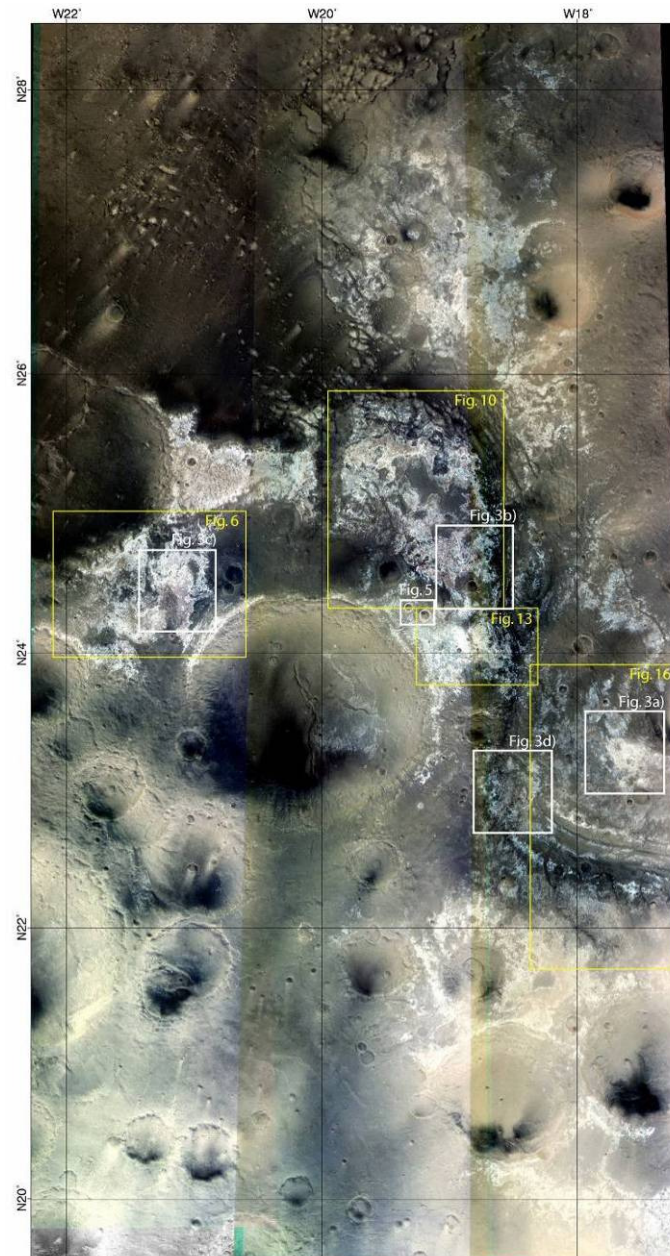


Figure 5-18: Mosaic of HRSC RGB images of the Mawrth Vallis region (MEx orbits #1293, 1326 and 1337) superimposed on HRSC panchromatic nadir images of the same orbits. The white boxes indicate the location of the close-ups of Figure 5-20 and Figure 5-22. The yellow boxes indicate the location of the figures with cross-sections Figure 5-23, Figure 5-27, Figure 5-30 and Figure 5-33.

5.3.2. Introduction

OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, onboard Mars Express [Bibring et al., 2004]) discovered large outcrops of a phyllosilicate-rich unit, within the exhumed crust in the Mawrth Vallis region [Poulet et al., 2005; Loizeau et al., 2007]. This unit exhibits layers at a meter-scale through outcrops of the light-toned terrains throughout the region (we chose to refer to this terrains as the light-toned terrains, with reflectance at $\sim 1 \mu\text{m} > 0.2$, in opposition to the rest of the plateau covered by darker material, with reflectance at $\sim 1 \mu\text{m} < 0.15$) [Loizeau et al., 2007; Michalski and Noe Dobrea, 2007]. Phyllosilicates are observed within the most exposures of this unit: in Figure 5-18, they are located on the light-toned terrains.

OMEGA distinguished two different types of phyllosilicates with light-toned layered outcrops on the basis of detected absorptions bands at $1.40 \mu\text{m}$, $1.93 \mu\text{m}$, and at either 2.20 or near $2.3 \mu\text{m}$. The $1.93 \mu\text{m}$ band is due to the combination of H-O-H bending and stretching overtones, and the band at $1.41 \mu\text{m}$ is due to the combination of H-O-H stretching overtones; there is also a band near $1.4 \mu\text{m}$ due to an overtone of the OH stretching mode [Clark et al., 1990; Bishop et al., 1994; Bishop et al., 2002]. In addition, the $2.20 \mu\text{m}$ absorption band is found in Al-rich phyllosilicates, due to a combination of OH stretch and Al-OH bend absorptions, a $2.29 \mu\text{m}$ band in Fe³⁺-rich phyllosilicates (combination of OH stretch and Fe-OH bend absorptions) and a $2.32 \mu\text{m}$ absorption band in Mg-rich phyllosilicates (combination of OH stretch and Mg-OH bend absorptions) [Clark et al, 1990; Poulet et al., 2005; Bishop et al., 2008]. Those OMEGA spectra correspond favorably to library spectra of montmorillonite and nontronite [Loizeau et al., 2007], but variations in spectral shapes could indicate the presence of other Al-bearing smectites and Fe-bearing or Mg-bearing smectites and phyllosilicates as well. The OMEGA spectra of the surface of the phyllosilicate-rich outcrops have been modeled by Poulet et al. [2008] to derive their composition. From the perspective of OMEGA, the Mawrth Vallis region presents the highest abundance in phyllosilicates on Mars, with up to 65 % ($\pm 10\%$) of smectites in volume. In this study, we chose to refer to the phyllosilicate-rich terrains as the "clay-rich unit". Results from the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM, on board Mars Reconnaissance Orbiter) have recently shown a wider variety of hydrated species in the Mawrth Vallis region at higher spatial resolution, including hydrated silica, kaolinite, and a ferrous phase [Bishop et al., 2008].

The dark terrains of Figure 5-18 are composed of clinopyroxene, either as highly indurated material and coarse grained sand in the plains, Mawrth Vallis mouth and large crater floors, or as fine and poorly indurated material on top of the plateaus, mantling the clay-rich unit [Loizeau et al., 2007].

HRSC (High Resolution Stereo Camera, onboard Mars Express) provides complete coverage of the region at high resolution (~15 meters) in color and in stereo [Neukum and Jaumann, 2004]. Our study utilizes the DTMs and color imagery derived from HRSC datasets in order to further understand the geometry of this clay-rich unit. New datasets such as the HiRISE images (High Resolution Imaging Spatial Experiment, onboard Mars Reconnaissance Orbiter) provide additional information about local geology.

This paper first presents the different datasets used in the study and second describes the result of correlation of these with the OMEGA-derived mineralogy of the clay-rich unit. A third part focuses on the stratigraphy of the largest clay-rich outcrops of the region derived from the HRSC color imagery and the HRSC DTM along selected cross-sections. This method produces a better understanding of the general geomorphic trends of the clay-rich layered-unit. Finally, the discussion places the stratigraphic results in the context of the history of the region, and the mineralogy of the phyllosilicates in order to postulate formation mechanisms for the clay-rich unit.

5.3.3. Infrared and visible datasets

5.3.3.1. OMEGA datasets

OMEGA is a visible and near-infrared (VNIR) hyperspectral imager providing three-dimensional data cubes at spatial sampling from a few kilometers to 300 m. For each pixel, the spectral range is 0.35 to 5.1 μm , using 352 contiguous spectral elements (spectels), or channels, at 7-20 nm spectral resolution. The spectrometer consists of three detectors (from 0.35 to 1 μm , from 0.9 to 2.7 μm , and from 2.5 to 5.1 μm) [Bibring et al., 2004]. This study uses the data recorded by the second detector, whose wavelength domain is dominated by solar reflection and enables the identification of numerous minerals [Bibring et al., 2005]. The data processing, the orbits used to derive the mineralogy of the Mawrth Vallis region, and the chosen spectral indices and their threshold are the same as those described in Loizeau et al. [2007].

5.3.3.2. HRSC image processing

The HRSC camera is a multi-sensor pushbroom instrument, with nine CCD line sensors mounted in parallel to deliver nine superimposed images for each orbit file. Four of these lines (or channels) are assigned to the color imagery: a “blue” detector centered around 450 nm (~100 nm in width at half spectral response), a “green” detector centered around 550 nm (~100 nm in width at half spectral

response), a “red” detector centered around 750 nm (~50 nm in width at half spectral response), and an “infrared” (or “IR”) detector centered around 950 nm (~75 nm in width at half spectral response), in addition to the panchromatic “nadir” channel (centered around 700 nm, ~200 nm in width at half spectral response). We refer to these channels’ names throughout the paper. The resolution of the images of the color channels is usually 2 to 4 times less than the resolution of the images of the nadir channel for the same orbit file [Neukum et al., 2004; Jaumann et al., 2007].

In this study, the color imagery is used as a tool to discriminate different types of terrains. HRSC RGB color images are computed by composing, without calibration, the IR detector or red detector along with the blue and green detectors. The HRSC RGB images composed with the red channel and those composed with the IR channel show the same boundaries between terrains of the same color. For the purposes of this study, we focus on RGB color imagery and ignore the IR channel (see Figure 5-18 for a mosaic of the whole region with HRSC RGB images). The intent of this paper is not to show true color images nor a spectral correlation between OMEGA and HRSC color channels [McCord et al., 2007].

5.3.3.3. HRSC DTM computation

The HRSC camera records two images for each orbit assigned to stereo imagery and the computation of Digital Terrain Models (DTM). The stereo channels record images 18.9° backward and forward from the nadir channel [Neukum et al., 2004; Jaumann et al., 2007; Scholten et al., 2005]. Along with the nadir channel, which is usually better sampled than the stereo channels, a triplet of images is delivered for each orbit and usable for stereo imagery.

A mosaic DTM has been computed for the Mawrth Vallis region using three different HRSC orbits (from east to west, orbits H1293_0000, H1326_0000 and H1337_0009). For the western most orbit 1337, the spatial resolution is 16.9 m/pixel for the nadir image, 38.2 m/pixel for one stereo image and 34.2 m/pixel for the other stereo image, at the center of the image triplet (~19.2° N and 338.6° E). For the central orbit 1326, their center is close to 34.3° N and 340.4° E with a spatial resolution of 12.8 m/pixel and 27.3 m/pixel for the nadir and the stereo images respectively. The last image triplet for orbit 1293 is centered at 30.6°N and 341.83°E and has a spatial resolution of 12.9 m/pixel, 27.0 m/pixel and 27.9 m/pixel for the nadir and the two stereo images respectively.

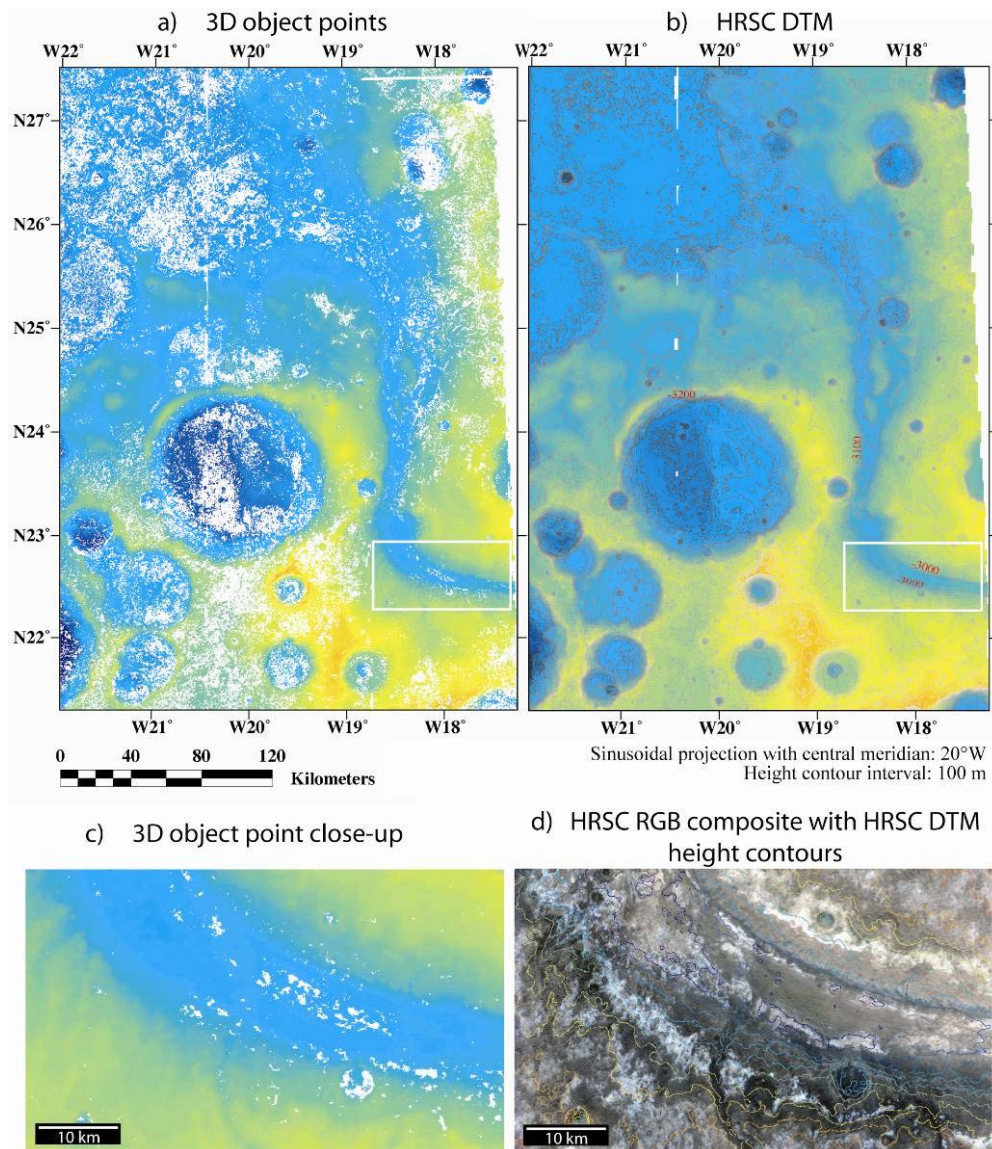


Figure 5-19: (a): Ensemble of the 3D object points for which the altitude has been retrieved through HRSC stereoscopic images, the white zones are void of points, the color code correspond to the altitude. (b): The resultant HRSC DTM, with spatial resolution of 40 m/pixel. (c): Close-up of the 3D object points map. A lack of points happens mainly on the flat dark mantle and on crater floors. (d): Close-up of Figure 5-18 for the same area than (c). HRSC DTM height contours have been added with an interval of 100 m.

The HRSC Digital Terrain Model (DTM) on the Mawrth Vallis region has been generated using the photogrammetric software developed both at the DLR (German Space Agency) and the Technical University of Berlin [Scholten et al., 2005; Albertz et al., 2005; Gwinner et al., 2007]. Each triplet of images is processed independently before mosaicking each DTM. As the region studied is

centered at 24.5°N of latitude and 19.5°W, we chose to ortho-rectify each image triplet in sinusoidal projection centered on the 20°W meridian. Then, for each image triplet, the image correlation algorithm was run to find the location of homologous points in the nadir and stereo HRSC images, using a matching process at different spatial grid [Scholten *et al.*, 2005]. The third step is the calculation of the spatial location of 3D object points, defined by Cartesian coordinates in a body-fixed Martian reference system [Duxbury *et al.*, 2002; Seidelmann *et al.*, 2002], using forward ray intersection defined by homologous points and available orientation data [Spiegel *et al.*, 2007]. The location of each 3D object point is defined with its own accuracy in 3 dimensions (σ_x , σ_y and σ_z). At this step, all 3D object points whose location is not sufficiently accurate are removed, e.g. σ_x , σ_y and σ_z must be less than 20 m [Ansan *et al.*, 2008]. The Cartesian coordinates of 3D object points are then changed in geographic latitude, longitude and height projected on the MARS IAU ellipsoid [Duxbury *et al.*, 2002; Seidelmann *et al.*, 2002]. The height is then calculated taking into account the Martian geoid defined as the topographic reference for the Martian heights (i.e. *areoid*) [Smith, 1999]. Two maps have been generated at the same scale of rectified images using the VICAR image processing system [MIPL, 2005]: one map of the location of 3D object points and one DTM in which the gap areas are filled by height interpolation. Finally, the orbits are mosaicked in order to obtain a regional map of 3D object points (Fig. 5-19(a)) and a regional altimetric map of the Mawrth Vallis region (Fig. 5-19(b)).

This process resulted in 11,585,397 homologous points (Fig. 5-19a) found between 27.5°S and 21.3°S of latitude, whose 3D coordinates have a relatively good spatial accuracy ($\sigma_x=7.02$ m, $\sigma_y=4.02$ m and $\sigma_z=4.20$ m). The statistical error for the height value is 6.0 m. The number of 3D object points being relatively high, we generate a DTM with a spatial grid close to the resolution of the original images (40 m/pixel) in sinusoidal projection centered on the 20°W meridian. The spatial distribution of 3D object points is homogeneous. On the surface covered by the DTM, 23.1 % of the area is devoid of 3D object points (Fig. 5-19a), located at the mouth of the channel and within limited areas on the northern and southern sides of the Mawrth Vallis region. These surfaces are those with dark terrains, consisting of smooth mantling, dunes, and plains, where the matching between the stereo images is not optimum (as shown by Ansan *et al.* [2008]). The light-toned unit containing clays is always rough enough for a good matching as seen on figures 5-19c and 5-19d, in which the few voids only occur in dark terrains. We avoid using the HRSC DTM in the smooth areas such as dark dunes and mantling.

The mean regional height offset between MOLA and HRSC DTM is relatively low (<25 m). There are locally slight height offsets (<100 m) along the two overlapping area of DTMs of each orbit, because orbits were processed

independently. At the regional scale, the HRSC DTM shows the same topography as MOLA with more details, not apparent on the regional figure.

5.3.3.4. Other visible datasets

Other high resolution visible datasets were used in order to detect more precise details of the morphology of the terrains. The Mawrth Vallis region has been covered extensively by the MOC camera (Mars Orbiter Camera, on board Mars Global Surveyor [Malin et al., 1992; Malin and Edgett, 2001]) at a resolution between 1.5 and 6 m/pixel. The Mars Context Imager (CTX, aboard the Mars Reconnaissance Orbiter) provides monochromatic large images at ~6 m/pixel resolution [Malin et al., 2007] and very-high-resolution data are provided by the HiRISE camera (better than 30 cm/pixel resolution). In addition to greyscale images obtained through a broad filter centered at 694 nm (“red” channel), the HiRISE camera offers color images with the use of two additional channels, the “blue-green” filter centered at 536 nm and the “near infrared” filter centered at 874 nm [McEwen et al., 2007]. The HiRISE color channels are broader than the HRSC color channels and centered at different wavelengths.

The color images presented in this paper are obtained by superimposing HRSC RGB images on top of other higher resolution imagery: HRSC nadir images, MOC narrow angle images, CTX images, or HiRISE images. The high resolution black and white imagery contributes to a higher definition of the final images than the HRSC color imagery would have produced alone. However, color imagery, even at lower resolution, adds essential visual information in the Mawrth Vallis region, helping to define and map geologic units.

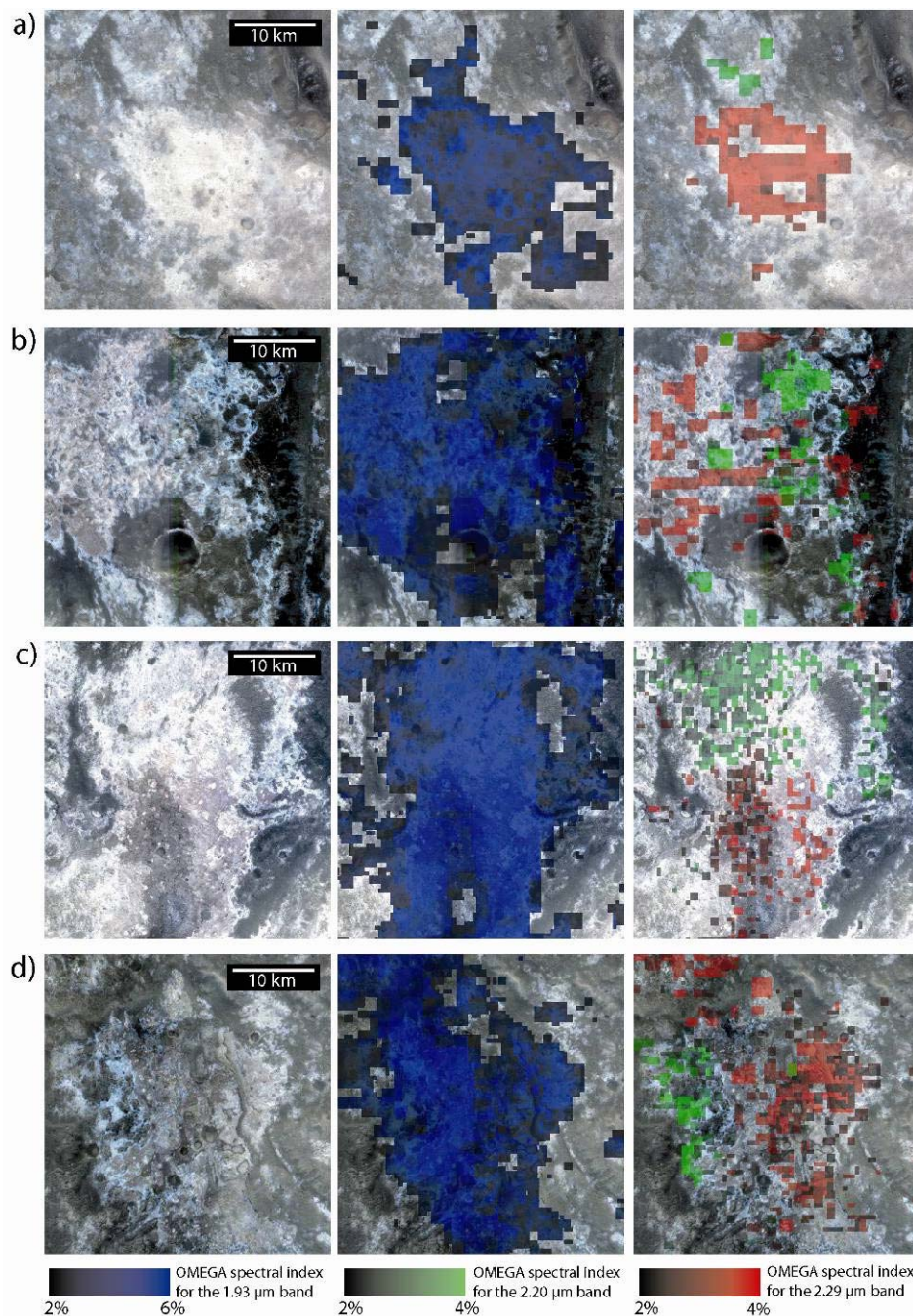


Figure 5-20: Four close-ups of Figure 5-18. Left: A same regional color scale has been applied for the HRSC RGB composite for the 4 areas shown in this figure. Middle: OMEGA detection of the 1.93 μm band superimposed on the HRSC RGB composite. Right: OMEGA detection of the 2.20 and 2.29 μm bands, in green and red respectively. The difference between the size of the OMEGA detection pixels from one area to the other and inside an area comes from the different resolution of the different OMEGA orbits covering the region.

5.3.4. Correlation between HRSC color imagery and OMEGA mineralogy

Figure 5-20 displays a comparison of the different smectite-rich (Al-bearing and Fe- or Mg-bearing) outcrops identified by OMEGA with HRSC color imagery. A set of three images is presented in the figure for each of four sites (located by white boxes in Figure 5-18): it shows HRSC RGB images (first column), and OMEGA maps of the 1.93 μm (second column), and 2.2 and 2.3 μm absorption bands (third column).

The different areas of Figure 5-20 are computed with the same regional color stretching as Figure 5-18, whereas the color images of the following figures have different local color stretching in order to enhance the different tones of the local terrains.

Figure 5-20a shows two distinct large outcrops on the eastern plateau of Mawrth Vallis: in the first column, we notice a bluish one to the north, Al-smectite rich according to OMEGA data with the combination of 1.9 and 2.2 μm bands (second and third columns), and a yellow/pink one to the south (first column), corresponding to Fe- or Mg-smectites as seen from the combination of 1.9 and 2.3 μm band (second and third columns). A part of the western flank of Mawrth Vallis is displayed Figure 5-20b, with blue outcrops rich in Al-smectites, especially to the northeast, and yellow/red outcrops rich in Fe- or Mg-smectites. Figure 5-20c is located in the western part of the region, with white Al-smectite rich terrains to the north and east, and red/brown Fe- or Mg-smectite rich terrains to the south. Figure 5-20d is located on the floor of Mawrth Vallis, at the bend of the outflow channel, where polygons of hundreds of meters scale are observed [Loizeau et al., 2007]; here again Al-smectite rich terrains are located on white/bluish outcrops, and Fe- or Mg-smectite rich terrains on yellow/red outcrops.

Thus, these examples all show a distinct composition with color variations. Regionally, at OMEGA scale, Al-bearing smectite-rich outcrops always appear as white, grey or bluish outcrops on the RGB composite image (in false colors), as opposed to the other outcrops, which appear in different tones ranging between yellow, orange, red, pink, and brown, corresponding to Fe-bearing smectite-rich outcrops [Loizeau et al., 2006; Loizeau et al., 2007; Farrand et al., 2007].

This correlation between OMEGA and the HRSC colors always occurs on every well-exhumed outcrop of the clay-rich unit. The redder apparent color of Fe-bearing smectites can be explained by the spectra of such minerals in the visible domain. Figure 5-21 shows the compared spectra of a nontronite (Fe³⁺-bearing smectite), of a montmorillonite (Al-bearing smectite) and of a kaolinite (Al-bearing phyllosilicate) [Clark et al., 1990; Clark et al., 2007]. The nontronite has a strong absorption at short wavelengths due to Fe³⁺ in comparison to Al-bearing

phyllosilicates like montmorillonite or kaolinite. The three HRSC color channels used to compute the color images are superimposed in Figure 5-21, delimited by the dashed lines. The ratio of the red channel to the green and blue channels is higher for the nontronite than for the montmorillonite or the kaolinite, explaining why the Fe-smectite rich terrains appear redder. A similar trend is predictable with the HiRISE color imagery (see figures 5-22b and 5-22c). Although Al-smectite rich rocks are expected over bluish terrains from observations such as in Figure 5-20, RGB color imagery can serve only as a proxy for the clay mineralogy differences between two terrains and; we are not certain of the Al-rich composition of all blue outcrops, and the Fe-rich composition of all red outcrops.

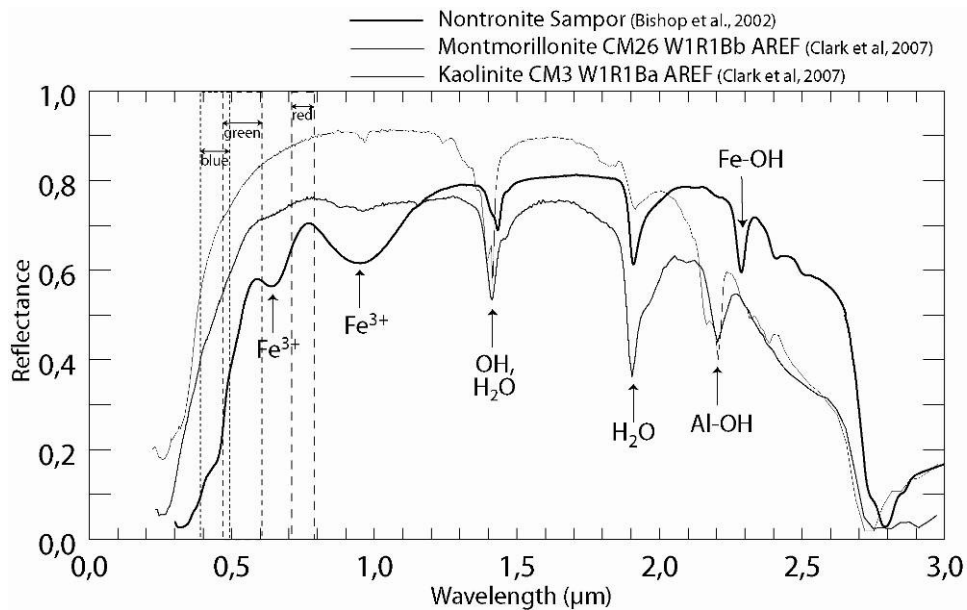


Figure 5-21: Comparison of two Al-bearing phyllosilicates (kaolinite and montmorillonite from the USGS spectral library [Clark et al., 2007]) and a Fe-bearing smectite (nontronite from Bishop et al. [2002]) laboratory spectra in the near infrared. An estimation of the HRSC color channels' bandwidths that we used in this study is indicated between dashed lines. The principal mineral absorption bands mentioned in the text are also pointed out by arrows.

Visible data show at HRSC resolution that color units are spatially distinct and have sharp geologic contacts. This trend is also apparent with OMEGA data, which show distinct mineralogical units with clear boundaries in most cases: spectra with the 2.20 μm and the 2.30 μm absorption bands simultaneously, exist locally, but are not frequent at a sub-kilometer spatial resolution. In this way, it appears that the clay-rich unit is sub-divided into different color sub-units, each of them corresponding to a distinct composition.

Bright reddish dust also covers some part of the region, especially in the eastern and southern part [Loizeau et al., 2007]. Dust mantling can be distinguished from the reddish layers color because the dust would cover equally the dark material adjacent to the bright material (as it does in the eastern part of the region), whereas the reddish layers are restricted to well defined outcrops, and because the dusty terrains correspond to locations where the dust cover is relatively high (dust cover index <0.96) compared to where OMEGA detects phyllosilicates, where the dust cover is low (dust cover index >0.97) [Ruff and Christensen, 2002].

5.3.5. Stratigraphy of the clay-rich unit through HRSC color imagery and topography

5.3.5.1. Relation between layers and colors

To understand the geometry of the clay-rich unit, we use high resolution imagery and altimetry to interpret the structure and stratigraphy. This requires that layers can be identified over distances long enough to compare the locations where a layer is visible to the DTM of the outcrop. However, the thinness of individual layers (< 1 m) makes them barely detectable on MOC imagery (resolution around 3 m/pixel) or CTX imagery (resolution around 6 m/pixel), therefore any single layer cannot be definitely identified and followed over kilometer long distances. HiRISE images allow tracking single layers over the whole image, but the coverage of the region is still very limited. A regional study of the stratigraphy is not possible with these datasets, but the clay rich outcrops can be divided into broader color sub-units on HRSC imagery. Each of these color sub-units contains many individual layers. Color sub-units are trackable over tens of kilometers on HRSC images and from one HRSC image to another, when the clay-rich outcrops are well exhumed. The study of the HRSC color imagery with the use of HRSC DTMs is a possible way to better understand the geometry of the clay-rich regional unit.

The question of the relation between the different color sub-units and the meter-scale layers is therefore crucial to the understanding of the stratigraphy of the region. Sub-units defined by colors (and composition) might be decorrelated from the thin individual “physical” layers seen on MOC or HiRISE imagery. If the alteration took place after the deposition of the material, and without relation to its layering, then the color sub-units could follow diagenetic horizons rather than the lithologic units. This means that the geometry of the layers obtained from colors corresponds to that of the alteration, which might not be that of layers deposition.

A direct way to compare the organization of the color sub-units and the individual layers of the clay-rich unit is to look at crater walls. All craters of the

region displaying layering on their walls (generally craters with diameter from 2 to 6 km) have been imaged at a 12 m/pixel resolution by HRSC, and at a 54 m/pixel color imagery resolution. A few of them have been imaged by MOC and HiRISE in grey scale and in color. Figure 5-22a presents 2 craters on a composite color image, with height contours from the HRSC DTM. Figures 5-22b and 5-22c shows a succession of different groups of layers on the wall of the western crater, distinguished by their different colors. As illustrated by the sketch at the left of the Figure 5-22c, from the floor to the top, a succession of light brown layers constitutes a first sub-unit, dominated by another, thinner succession of blue layers, building up a second sub-unit; a very thin (two to three layers) yellow sub-unit is present in this blue sub-unit. Above lays a thicker yellow sub-unit, a blue sub-unit, and a light brown surface. This crater, which can be considered as a natural cross-section of the clay-rich unit, shows that the unit is subdivided into different color sub-units, laid on top of each other. Each of these sub-units (typically 30 to 50 m apparent thickness in this crater, see Figure 5-22) is composed of many individual layers (>10) visible only on high resolution imagery (MOC, HiRISE). This compositional and color layering has also been observed on other outcrops with the help of CRISM and other HiRISE color images [Wray et al., 2007; McKeown et al., 2007; Bishop et al., 2007; Wray et al., 2008; Bishop et al., 2008].

At much larger sampling, HRSC color imagery shows the same different sub-units with similar color trends (Fig. 5b). Figure 5-22 also shows that layers visible at the HiRISE scale follow approximately the dip of colors sub-units, thus suggesting that color sub-unit's and individual layer's geometries are similar, at least in some locations. In the case of a total correlation between the color sub-units and the thin layers, the sub-units can be used as a reliable indicator to study the stratigraphy of the layered unit, hence to get a better understanding of the deposition of the material. However, if the color sub-units and the thin layers are not entirely correlated, the study of the geometry of the sub-units would inform about the process of alteration building the sub-units, but not about the deposition of the material.

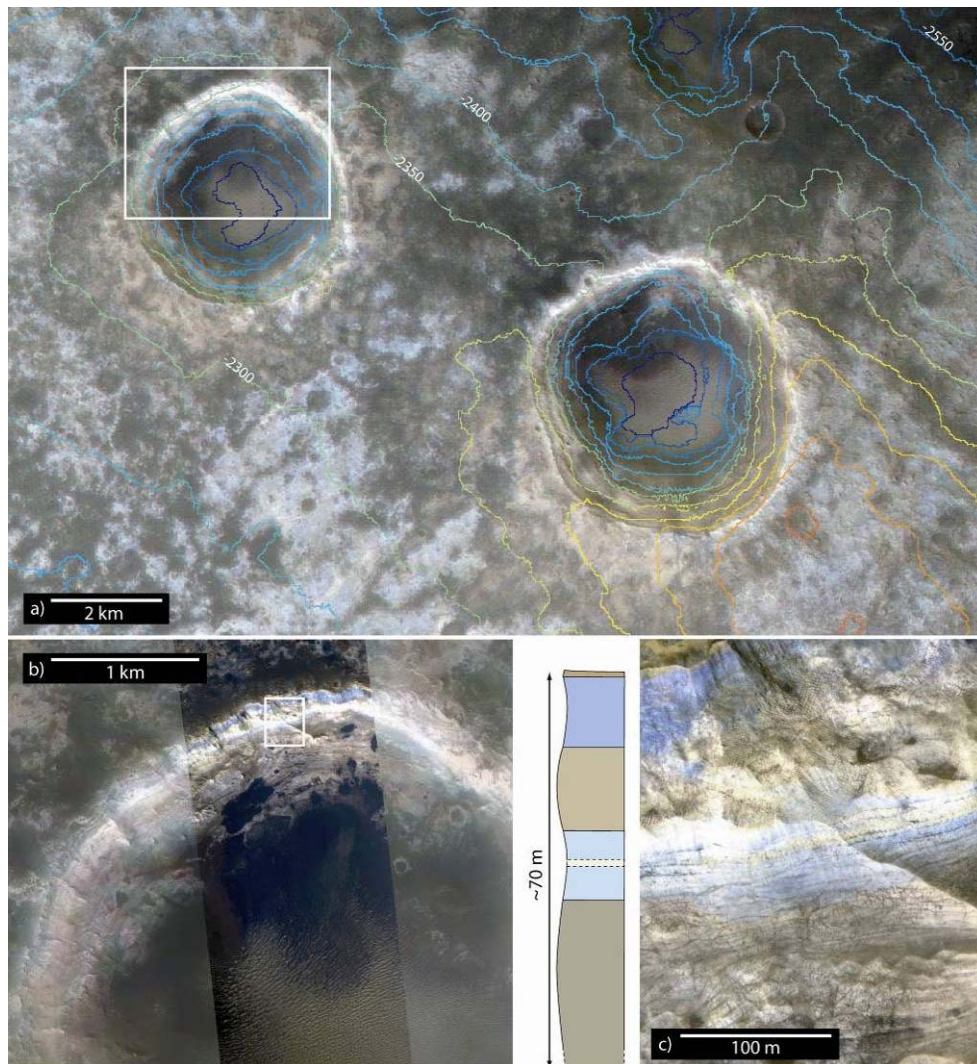


Figure 5-22: a) Close-up of Figure 5-18 of two kilometer-size craters (see Figure 5-18 for location). CTX images have been superimposed on the HRSC nadir images in order to improve the spatial resolution. The altitude is indicated by height contours (interval is 50 m). North is up. The white box indicates the location of the down-left close-up of the figure. b) Wall of one of the above craters. This image has been obtained by superposing HiRISE image PSP_004052_2045 (28.6 cm/pixel), HRSC RGB composite image, and HiRISE RGB composite image (PSP_004052_2045) for the central strip. The white box indicates the location of figure c. c) HiRISE RGB composite image PSP_004052_2045. The groups of layers of different colors define different sub-units. North is up, light comes from the south-west. The sketch to the left illustrates the different sub-units of this close-up.

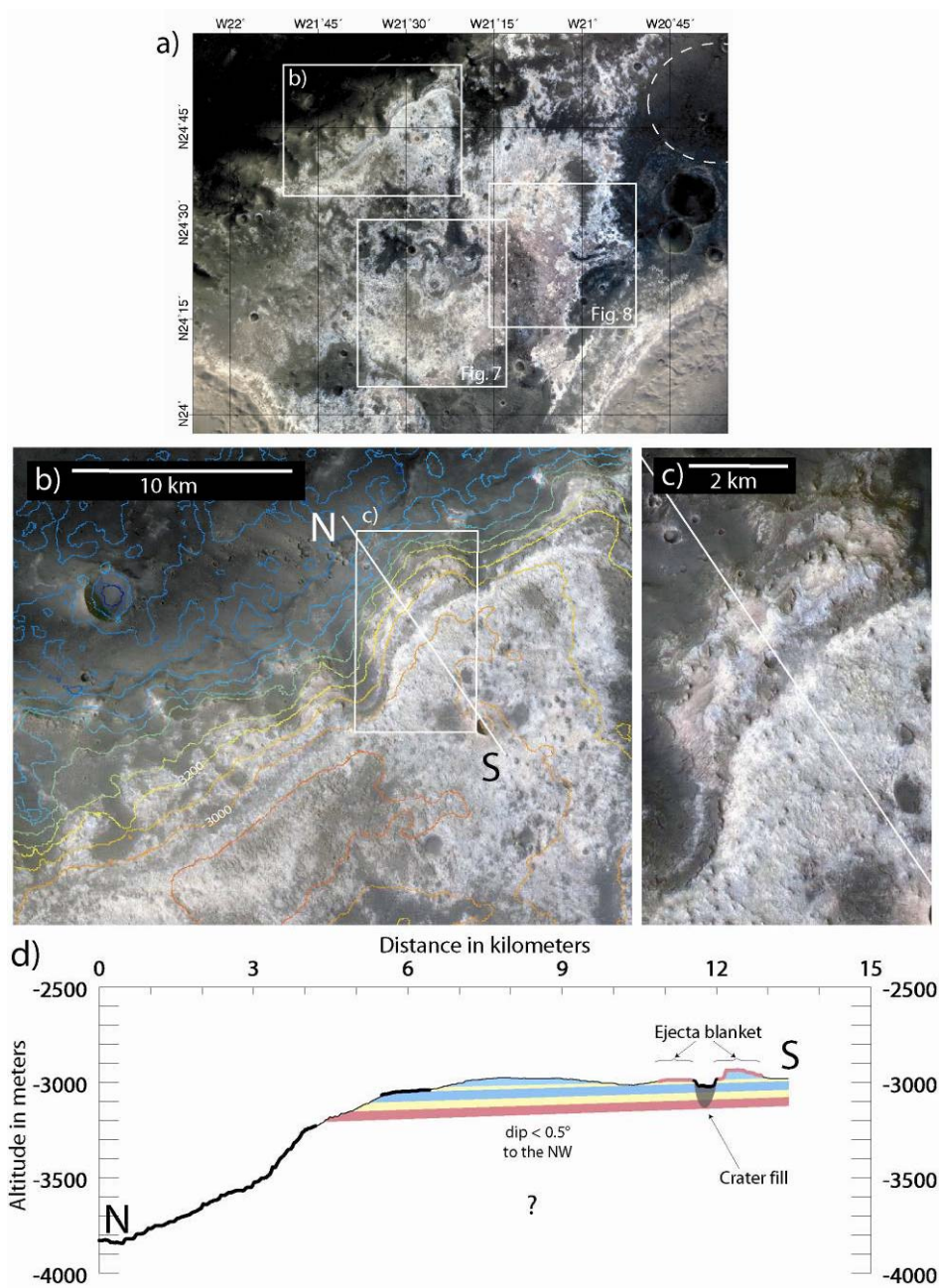


Figure 5-23: a) Close-up of Figure 5-18, on the plateau in the western part of the region, between Chryse Planitia, to the north-west, and the large central crater of Figure 5-18, to the south-east. The white boxes indicate the location of the 3 close-ups: (b), Figure 5-24 and Figure 5-25. The dashed white line indicates the approximate location of a potential MSL landing-site [Michalski and Fergason, 2008]. b) Close-up on the scarp between the plateau and a basin on the border of Chryse Planitia. HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 100 m. c) Close-up on the cross-section of the scarp presented in (d). d) Constrained cross-section of the upper-figure derived from the HRSC DTM and the color imagery.

In the next sections, we apply classic structural geology methods using HRSC color imagery and HRSC DTM (as well as higher resolution grey scale imagery) to make geological cross-sections of several areas of interest following a strict methodology. A topographic cross-section is done first crossing irregular relief (craters, buttes) using the HRSC DTM. Second, the location of each color sub-unit is plotted at the surface of this topographic cross-section using the color composite image. Third, the apparent dip of layers in the direction of the section is locally constrained by the topographic features that help to follow sub-units on the color imagery. In this way, the apparent dips are averaged over distances of several km, with precisions for the values of altitudes of each reference point of ~20 m (taking into account the height precision of the DTM at one point, and the precision of the location of the color edges on the cross-section: this leads to an error of $<0.5^\circ$ for the values of the apparent dips, assuming layers are roughly planar. In this method, dips are measured along the cross section, so they can be underestimated if the maximum dip is in another direction. Fourth, we extend the layering observed at the surface into the subsurface given local dip measurements and interpretations related to these layers. This method is applied in different directions throughout the region, in order to determine the geometry of the whole clay-rich unit.

5.3.5.2. Western part of the Mawrth Vallis region

The morphology of this large outcrop (50 km x 60 km), presented in Figure 5-23 of the western part of the region is characterized by a 40 km-long scarp trending from southwest to northeast, that cuts the highlands above Chryse Planitia. This is one of the few scarps where clear layering is observed in the Mawrth Vallis region. Five different sub-units seem to crop out of the scarp, as represented on the cross-section (Figure 5-23d) by the five beds of different colors; their boundaries along the scarp follow approximately the elevation contours, showing that the layering is sub-horizontal in this area. The constrained cross-section in Figure 5-23d illustrates the geometry in this scarp, crossing the scarp and a crater 800 m in diameter, which displays 2 km wide ejecta of orange color. We interpret that this crater ejected some orange color material from a layer beneath the surface. This gives an indication about the maximal depth of the orange sub-unit at the place of the crater: this sub-unit should be less than about 80 m in depth if excavated by the crater (one tenth of the diameter [Melosh, 1989]). Knowing the elevation of the same sub-unit on the scarp, it is possible to derive the dip of the orange sub-unit, which should be about half a degree in the direction of the cross-section. This dip remains poorly constrained due to approximations on the depth and thickness of the layer. Nevertheless, observations at the scarp exclude steep dips, or we would see the layers crossing the plateau surface. The uppermost sub-

unit that constitutes the highland plateau top dips slightly to the north by a maximum of 1° , in agreement with the dip of the orange layer below.

To the south of this scarp (Figure 5-24), an 18 km-large domical form stands out of the plateau, up to 470 m above the surrounding terrains. The flanks ($\sim 5\%$ slope) of this shallow dome and its top are light-toned, relatively eroded (Figure 5-24a), and show weak signatures of hydrated minerals on OMEGA spectral data (Figure 5-24b). A circular pit 5 km in diameter lies on the northern flank of the dome. Its morphology with gentle walls and shallow depth ($< 50\text{m}$) questions its origin as an impact crater, especially compared to other impact craters in the region, which show steeper slopes of their walls. In addition, it sits almost on the top of the dome and a lobate shape is visible down slope on its northern side (Figure 5-24c). This lobate form is down to 70 m deep, 2.7 km large at most, and 5 km long. Its floor looks greenish on the HRSC RGB composite image, a color not frequent in the region. However, those greenish outcrops are small ($< 1.5\text{ km}$ large) and the absorption bands are too weak on OMEGA spectra to determine the nature of the minerals in this feature. This landform is unique in the whole region from the present dataset, and its origin is debated in section 4.1.

Another region of interest is located east of the dome. Four different sub-units are observable, from east to west, following the cross-section line of Figure 5-25a: (α_0) a dark terrain (HRSC albedo around 16%), corresponding to the wind-blown pyroxene-bearing dark mantle (as detected by OMEGA) described in Loizeau et al. [2007]; (α_1) a white/bluish terrain (HRSC albedo around 27%), corresponding to the terrains rich in Al-bearing smectites (as seen with OMEGA, Figure 5-20c), slightly higher in thermal inertia than the dark terrain; (α_2) a reddish terrain (HRSC albedo around 24%), corresponding to the terrain rich in Fe- or Mg-bearing smectites (as detected with OMEGA, Figure 5-20c), showing the same relative thermal inertia than the white terrain (the white/bluish and the reddish terrains are both heavily eroded, showing very few small craters); (α_3) a brown terrain, also Fe- or Mg-bearing smectites rich (Figure 5-20c), but showing many craters several hundred-meters in diameter, a darker tone (HRSC albedo around 19%) and a thermal inertia higher than α_2 .

As seen on the cross-section of Figure 5-25c and the height contour level of the context image, the brown outcrop (α_3) is higher in altitude. Thus, along the cross-section, the white/bluish and reddish terrains alternate while the elevation decreases towards the east. We interpret the different reddish outcrops to belong to the same reddish sub-unit (α_2) because the white/bluish sub-unit (α_1) constitutes residual mesas that do not interrupt the terrain but are superimposed over it. Hence, the dip of sub-unit α_1 (in the direction of the cross-section) can be retrieved

with the altitudes of the boundaries between the white/bluish and the reddish terrains. A $\sim 1.4^\circ$ dip to the east is obtained for sub-units α_1 and α_2 . This implies that the brown sub-unit (α_3), in the western part of the cross-section, is actually stratigraphically lower than the other two sub-units (α_1) and (α_2). This sequence is confirmed by the detailed observation of buttes inside the brown unit (α_3) (Figure 5-25b). We observe locally buttes of reddish material, and locally whitish at the summit, lying at the top of the brown unit (α_3). This is consistent with the stratigraphy deduced from the dips and slopes in the whole area. The overall stratigraphy is illustrated by a detailed cross-section (Figure 5-25c). The thickness of the brown sub-unit (α_3) is unknown, since we do not see its bottom, but the reddish sub-unit (α_2) seems to be ~ 60 m thick. The white/bluish sub-unit (α_1) has been partly eroded and it is not possible to determine its original thickness, however a minimum original thickness is ~ 40 m (corresponding to its present maximum thickness). Finally, the brown unit (α_3) lies below the reddish sub-unit (α_2), which is below the white/bluish sub-unit (α_1), capped by the dark mantle (dm).

Here and in the following cross-sections of this study, we choose to number the sub-units from top to bottom, inversely to the usual geologic numbering, and the chronological order of deposition of the sub-units. Indeed, we do not know *a priori* how many sub-units are present and which one is the truly lowest in the stratigraphic section, and so “sub-unit 1” was chosen to be the topmost sub-unit.

Figure 5-26 illustrates the western part of the clay-rich unit, showing a perspective view (3x vertical exaggeration) of the landforms of Figures 5-23, 5-24 and 5-25, looking towards the south, with the scarp in the foreground.

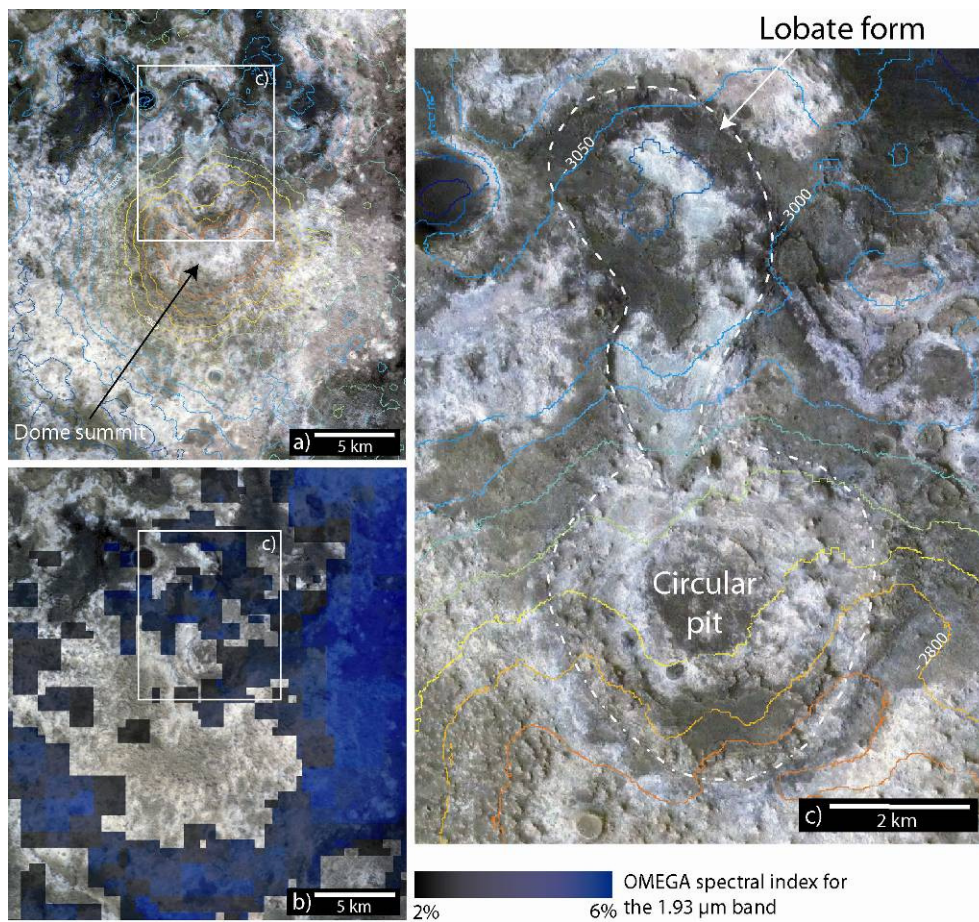


Figure 5-24: a) Close-up on a dome on the plateau (see Figure 5-23 for the location). HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 50 m. The white box indicates the location of the zoom in c). b) same close-up, but showing the OMEGA detection of the 1.93 μm band. c) CTX image showing the summital circular pit and the lobate feature (boundaries indicated by the white dashed line) originating from it. HRSC RGB composite is superimposed, and HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 25 m.

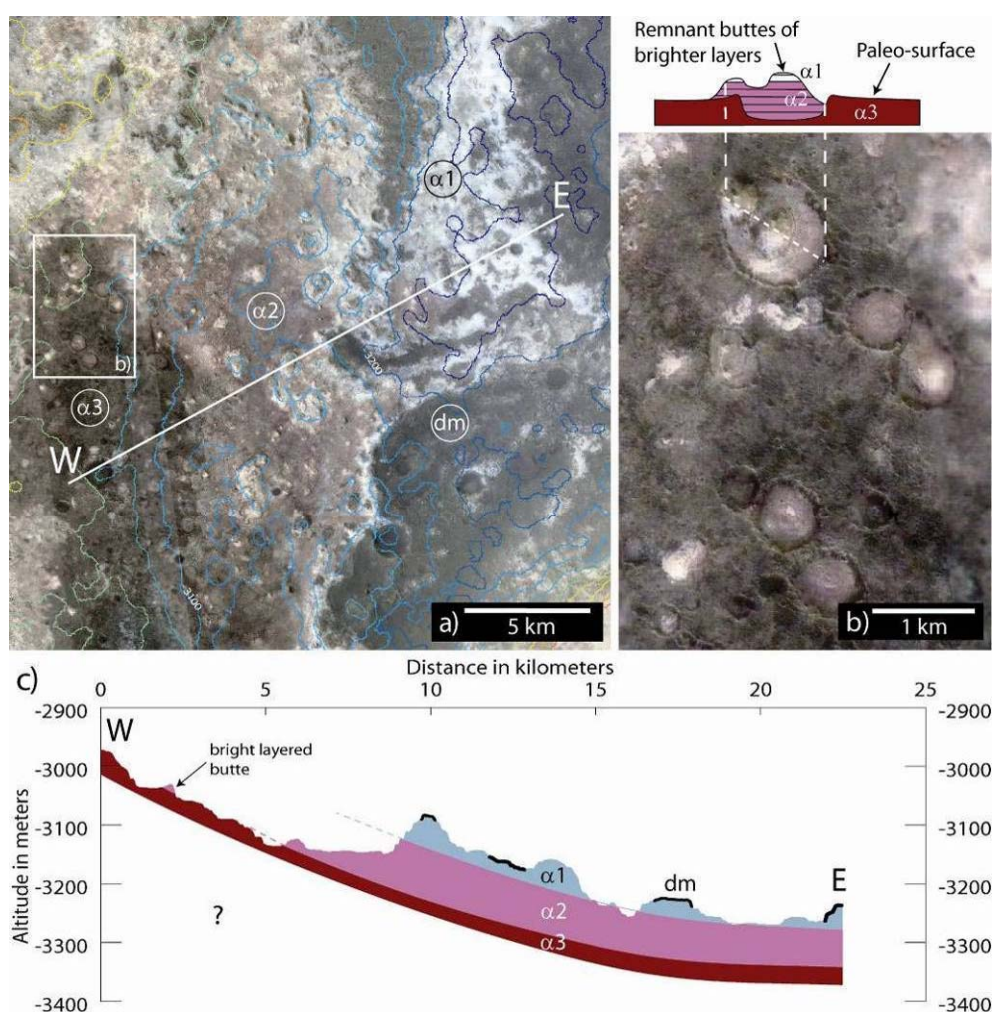


Figure 5-25: a) Close-up of Figure 5-23 on an outcrop with four distinct colors (from west to east, brown, reddish, white and black). CTX and MOC narrow angle images have been added, when available, to improve the spatial resolution. The white line indicates the location of the cross-section at the bottom of the figure. HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 50 m. The different sub-units are indicated by α_1 , α_2 , and α_3 , the dark mantle by dm. b) Close-up of the top-left image on some of the bright layered buttes surrounded by the brown material. A simple sketch at the top shows how those bright layered buttes are eroded bright layered material deposited on top of ancient craters of the brown material. c) Constrained cross-section derived from the HRSC DTM and the color imagery. Three sub-units can explain the morphology of this area, locally covered by a dark mantling on the top.

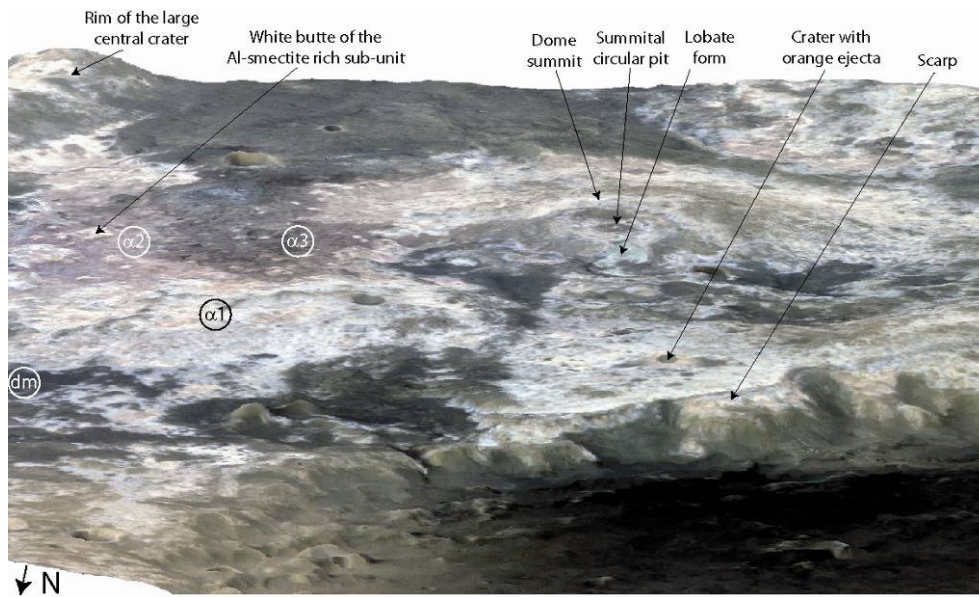


Figure 5-26: Perspective view (3x vertical exaggeration) of the western part of the Mawrth Vallis region (Figure 5-23) towards the south. The sub-units of Figure 5-25 are indicated.

5.3.5.3. Central highlands

A large part of the clay-rich unit crops out of the plateau directly to the south-west of the Mawrth Vallis mouth. This 60 km x 90 km area is relatively flat (slopes < 0.5°), with its eastern side in the Mawrth Vallis channel, and its northern side bounded by a chaotic terrain with buttes and small canyons (Figure 5-27a). The highest part of this area is mantled by a flat dark pyroxene-bearing material, while the rest of the plateau consists of strongly eroded light-toned outcrops of the clay-rich unit [Loizeau et al., 2007].

Figure 5-27 shows two close-ups of this unit: in 10b a 3.8 km large crater, displaying a set of, at least, four different color sub-units. The resolution of the HRSC color images and the HRSC DTM makes it difficult to distinguish the exact thickness of those sub-units at this location. In Figure 5-27c, a typical outcrop of the clay-rich unit on this plateau area shows many buttes and troughs of different colors, revealing the presence of different sub-units, outcropping through the local differences in elevation created by the erosion.

Additionally, two close-ups of a HiRISE image of this central plateau are shown in Figure 5-28. Most outcrops of the clay-rich unit show networks of cracks defining small polygons on the surface, whatever the sub-unit. In Figure 5-28a, the blue layers on the floor of the small canyon show many small blocks from 10 m to less than 50 cm in size. Small dark dunes (up to 150 m long, 20 m wide) cover parts of this canyon floor, smaller similar dunes are also present on the top of the

plateau. Figure 5-28b shows a layered butte surrounded by eroded layers. Those layers are fractured into blocks.

The outcrops of the clay-rich unit in this area reveal the presence of four different sub-units, covered by a dark mantle (dm): (β_1) white/bluish terrains, most of them situated directly underneath the dark pyroxene-bearing mantle, corresponding to Al-smectite rich terrains, of maximal thickness less than 100 m. The largest part of the exhumed terrains correspond to some orange to red outcrops of sub-unit (β_2), up to 100 m in thickness, and are rich in Fe- or Mg-bearing smectites (see Figure 5-20b). Local outcrops of another white/bluish sub-unit (β_3) are also visible, for example on the floor of the small canyon Figure 5-28a, its thickness varies from a few tens of meters to zero. Finally, darker, brown outcrops (β_4) also appear in smaller patches in the south-west and north-east of the described area (also visible on the down-left of Figure 5-27c), also corresponding to Fe- or Mg-smectite rich terrains. Those brown outcrops are located in troughs, corresponding to the deepest stratigraphic unit visible in the area.

A 75 km-long cross-section (Figure 5-27d) is created in a north-south direction on the plateau, displaying the four observed color sub-units: a light blue one (β_1) (for the white/bluish terrains), located directly underneath the dark mantle (dm); an orange one (β_2), which corresponds to the yellow, orange and red terrains on the HRSC color imagery; another light blue sub-unit (β_3) of varying thickness, which disappears locally, and an underlying brown sub-unit (β_4), whose lower contact is not visible. Any potential underlying sub-unit cannot be seen with the present data sets. The sub-units are close to horizontal on the plateau, and dip gently ($<1.5^\circ$ dip) towards the north and the Mawrth Vallis mouth. Here, the layers' dip is very close to the slope of the plateau to the north.

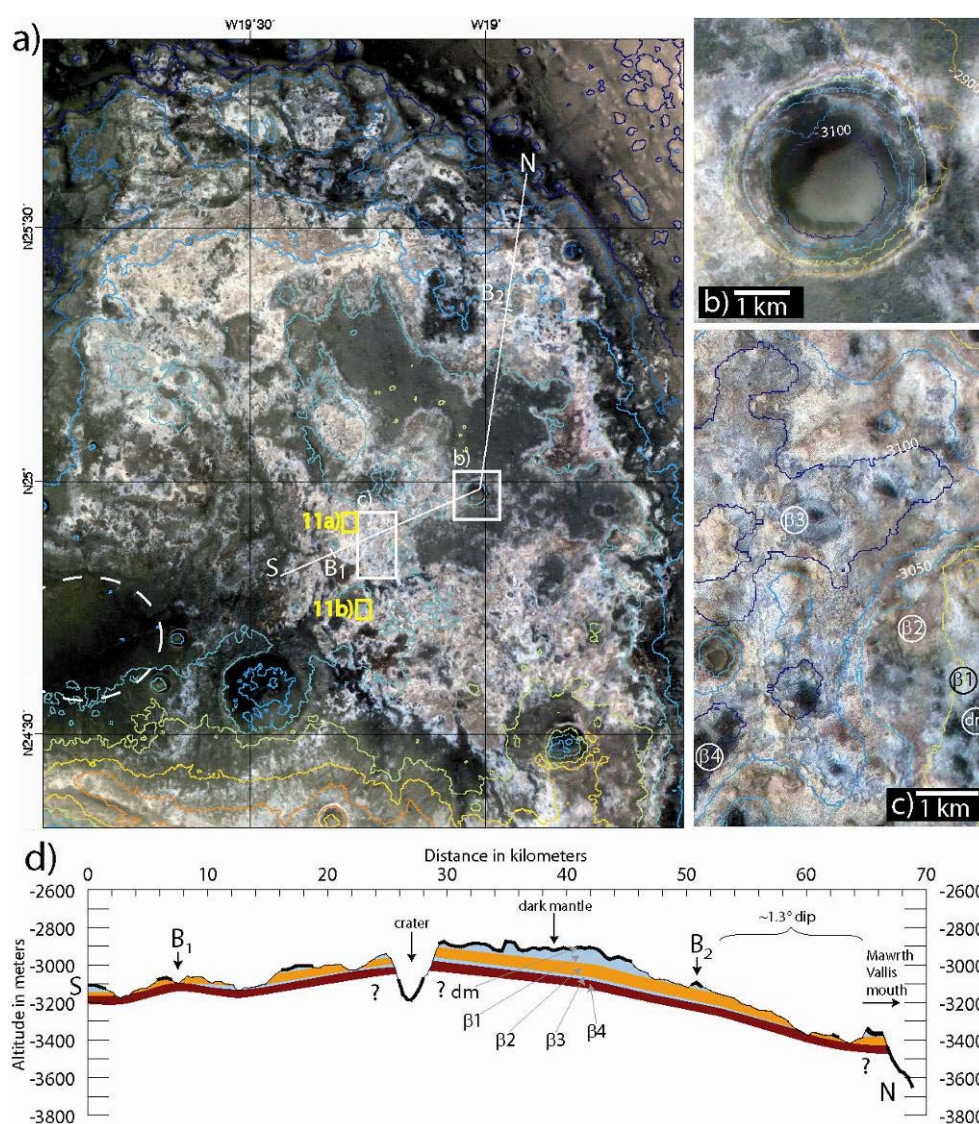


Figure 5-27: a) Close-up of Figure 5-18, on a large plateau, south of the Mawrth Vallis mouth. The white boxes indicate the location of the 2 close-ups (b) and (c) on the right. The white line indicates the location of the downer cross-section. The dashed white line indicates the approximate location of a potential MSL landing-site [Michalski and Ferguson, 2008]. The two yellow boxes indicate the locations of the HiRISE close-ups in Figure 5-28. HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 200 m. Close-ups (b) and (c) have been made by superposing HRSC RGB composite image on CTX and HiRISE images. HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 50 m. (b): crater showing color layering sub-units on its wall. (c): strongly eroded flat terrain, different sub-units are exhumed, resulting in this complex morphology. The different sub-units are indicated by β_1 , β_2 , β_3 and β_4 . d) Constrained cross-section derived from the HRSC DTM and the color imagery.

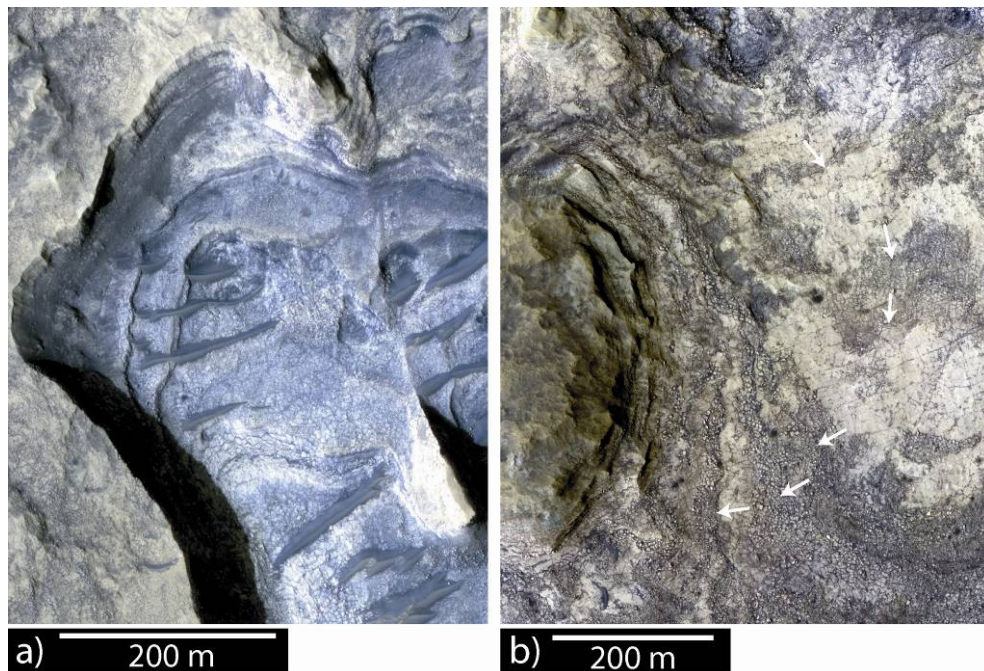


Figure 5-28: Two close-ups of the HiRISE image PSP_002351_2050. Locations are indicated in Figure 5-27. Figure (a) is the northeast one. a): a small cliff (~30 m high) on the Mawrth Vallis plateau. b): eroded layers near a layered butte on the plateau. The limits of the different layers are indicated by white arrows.

5.3.5.4. Exposures in the flanks of Mawrth Vallis and plateau

5.3.5.4.1. Topography and fluvial morphology of Mawrth Vallis

Before looking at the bedrock composition, a quick look to the fluvial landforms might help the general view of that part of the region. Figure 5-29 shows a set of three topographic cross-sections of the Mawrth Vallis channel, using the same scale for an easy comparison. Red and blue dashed lines indicate possible levels of the flow based on the presence of terraces. Terraces are not visible on the full length of both sides of Mawrth Vallis, due to crater impacts, erosion or wind-blown material, which have erased part of them. The most obvious terraces are located in the upper part of Mawrth Vallis (section 3 in Figure 5-29). This terrace indicates a level of 400 to 500 m depth (red dashed line) above the present floor. It is difficult to follow it downstream, but local terraces are visible at about same flow level (as seen with the red line in profiles 1 and 2). In addition, ejecta from a large impact craters on the eastern side of the valley could have buried ancient terraces in profile 2.

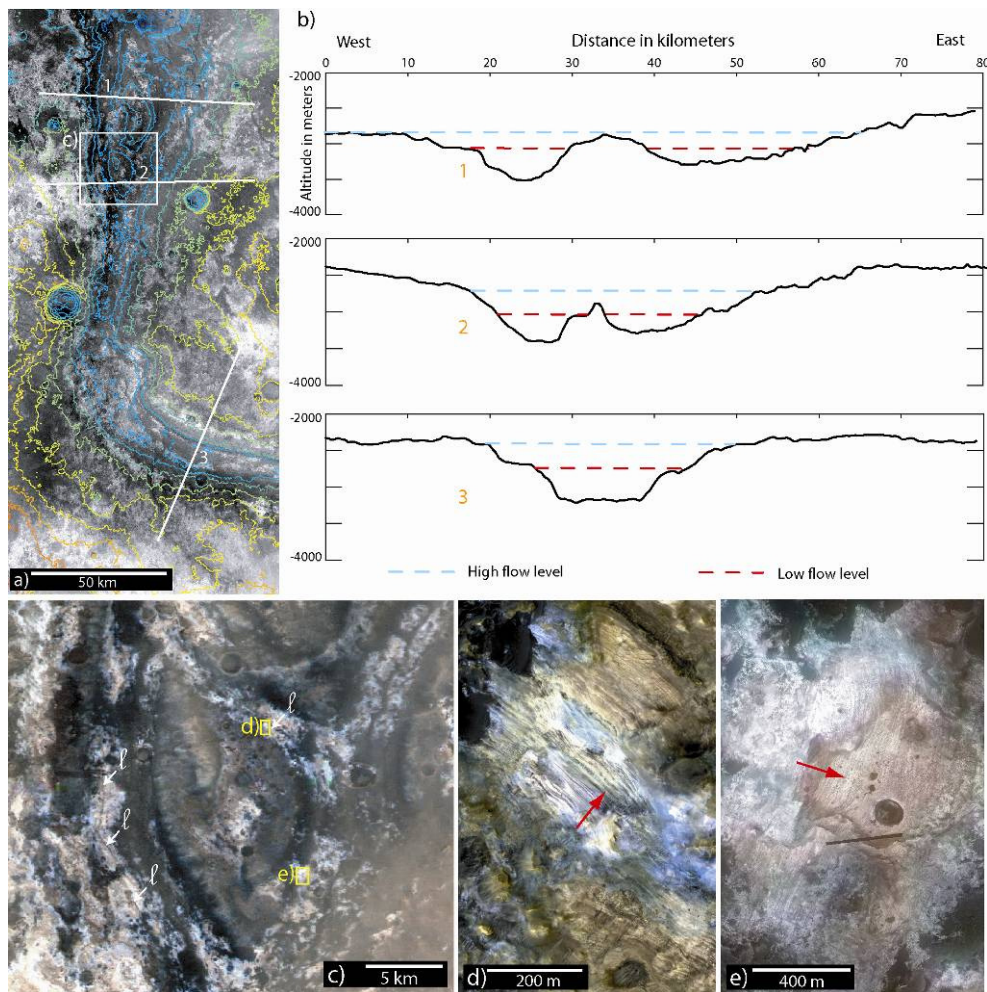


Figure 5-29: a) Part of the Mawrth Vallis channel. HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 200 m. The white lines indicate the location of the three cross-sections of image b. b) Three cross-sections along the Mawrth Vallis channel. Dashed lines indicate supposed levels of outflows, derived from the presence of terraces along the flanks. c) HRSC color image close-up centered on a streamlined island. Lineations are indicated by “ℓ” and the locations of images (d) and (e) by yellow boxes. d) Close-up of color HiRISE image PSP_006465_2045 at the base of a streamlined island of Mawrth Vallis. The red arrow shows the direction of the slope. e) HRSC RGB composite image superimposed on a close-up of HiRISE image PSP_006465_2045 at the base of a streamlined island of Mawrth Vallis. The red arrow shows the direction of the slope.

A flow level nearly 800 m above the present channel floor altitude would be required to explain the whole valley formation, as indicated by the blue line in Figure 5-29. The blue line in the first profile would imply that there was flow over the plateau near the mouth of Mawrth Vallis (Figure 5-27), where the plateau is particularly eroded (Figure 5-27c and 11). Such level is possible but it requires a

deep flow and it lacks evident terraces higher than those shown by the red level. Thus, the red level might be more realistic, based on clear terraces and does not require an overflow in the downstream section. The red level would require a valley to be already present before the incision of Mawrth Vallis, and in fact, the overall topography of the region shows heights and troughs unrelated to the outflow channel and which could be due to older events. Hence Mawrth Vallis flow was partly controlled by the preexisting topography in which valleys existed.

The floor of Mawrth Vallis displays few landforms possibly related to its erosion. About ten-kilometer-long lineations are observed on the Mawrth Vallis floor. They appear as straight or gently curved dark lines that turn around the streamlined islands (see the white arrows, Figure 5-29c). These lineations might correspond to grooves created by the flow into the floor of the channel indicating in that case an erosion of the light toned unit by the flow.

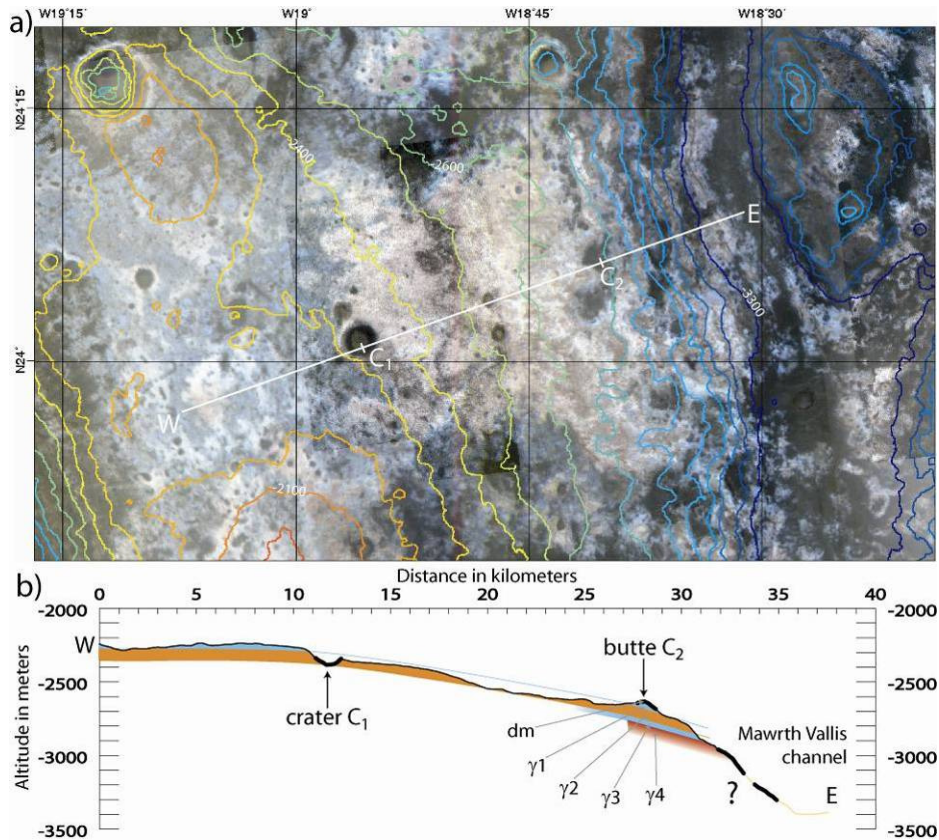


Figure 5-30: a) Close-up of Figure 5-18, on the western flank of the Mawrth Vallis channel. The white line indicates the location of the downer cross-section. HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 100 m. This plateau corresponds to one of the potential MSL landing site [Michalski and Ferguson, 2008]. b) Constrained cross-section derived from the HRSC DTM and the color imagery. The different sub-units are indicated by γ_1 , γ_2 , γ_3 and γ_4 .

High resolution images of light-toned, layered rocks on the valley floor are visible near a streamlined island (Figure 5-29c). Two HiRISE close-ups (Figure 5-29d and 12e) are located close to the floor of Mawrth Vallis, on the sides of the same streamlined island, with many light-toned layers visible. These layers are steeply dipping as evidenced by their straight outcrop trace when crossing small buttes: the direction of the lines delimiting the layers would change when approaching the buttes if they were horizontal. Also of interest here is the fact that color differences do not follow exactly the bedding, as is the case in most HiRISE observations in the region.

5.3.5.4.2. Lower Mawrth Vallis section and surrounding plateaus

One of the places with the deepest 1.93 μm band is located in the central part of the region, on a very well exhumed terrain close to the west flank of the Mawrth Vallis channel. Figure 5-30 presents a cross-section created along a line crossing this well exhumed terrain. This plateau shows two clear color sub-units, grey at the top (γ_1) and orange underneath (γ_2), locally covered by a dark mantle (dm). Two other sub-units were identified in the Mawrth Vallis side, a thin white/bluish one (γ_3), and a brown one (γ_4), but these are more difficult to observe at the HRSC resolution. A problem faced in determining the stratigraphy of the clay-rich unit here is that the side of the valley is strongly covered by dark material. The proposed cross section is one possible geometry.

An alternative geometry can be proposed by observing the blue patches inside the valley side below the dark mantle. It seems to correspond to a single layer, covering layers of different tones, even if this is difficult to prove since the blue patches are not continuous. They seem to cover directly sub-units γ_2 , γ_3 and γ_4 in Figure 5-30c, and apparently a variety of colors below the point C2 in the valley side, although the lack of better resolution does not show clearly the stratigraphy here. This geometry could suggest a color “unconformity” between the blue patches and the layers below, γ_1 possibly continuing downslope. No obvious layering is visible on the channel side below layers γ_4 , but local layering seems present close to the Mawrth Vallis floor (see Figure 5-29d and 12e on the streamlined island sides).

5.3.5.4.3. Upper Mawrth Vallis section and surrounding plateaus

Figure 5-31 represents the western side of the upper section (Figure 5-33). It displays a terrace (indicated in Figure 5-31a), corresponding to that of the 3rd topographic cross-section in Figure 5-29b. This terrace is covered by dark mantle material except in a few areas shown by Figure 5-31c and 14d where the dark

mantle and the terrace have been eroded. Both exhumed outcrops display a layering of light-toned material. Figure 5-31c shows an outcrop that appears to be clay-rich as seen on the right side in Figure 5-20d. Close-up 14c is close to the deepest depression on the Mawrth Vallis floor (the altitude is from -3200 m to -3350 m in this image), and is composed of two light-toned layered sub-units (white-blue at the top, and orange/pink below). Figure 5-31d shows also that layering, at a much higher resolution, is present at the base of the side of the channel. Dips are difficult to measure at this location but they appear to be close to horizontal or slightly to the west.

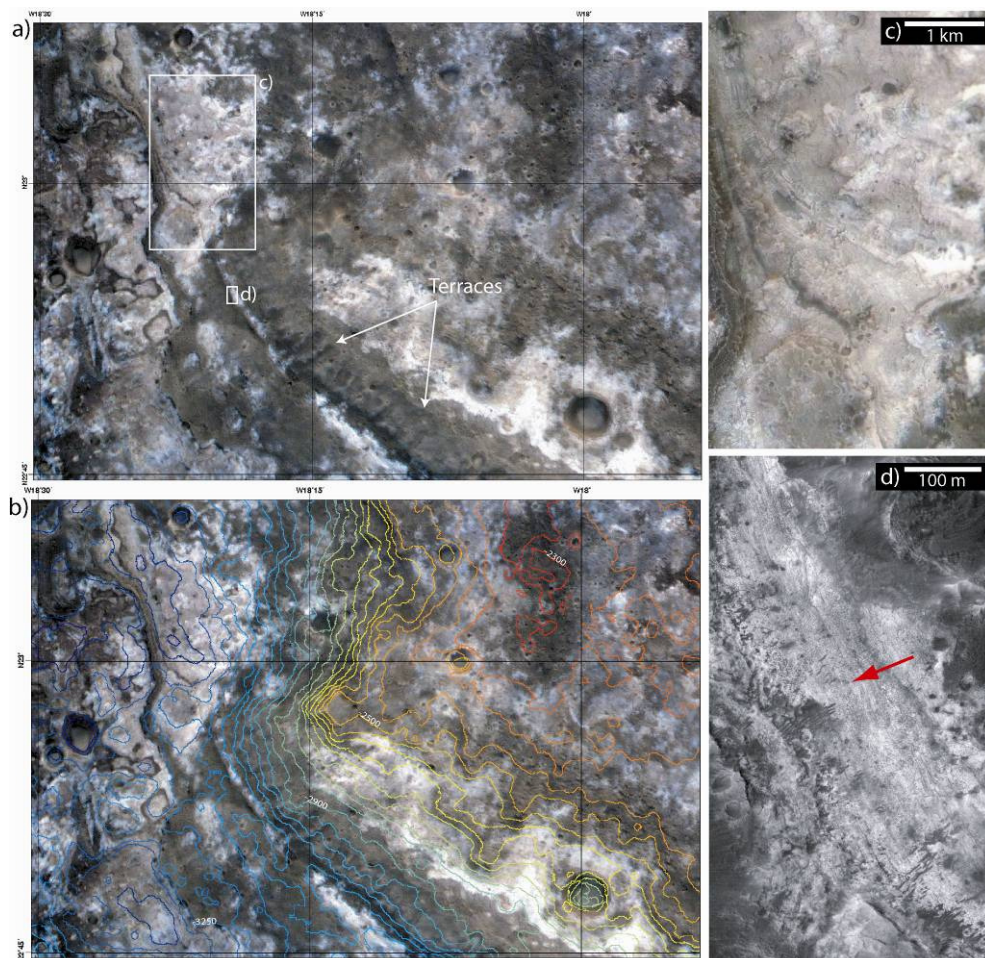


Figure 5-31: a and b) close-up of Figure 5-18 on the central part of the region, on the floor and the eastern flank of Mawrth Vallis. The white boxes in a) indicate the location of the images c) and d). HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 50 m in b). c) Composite of CTX and MOC narrow angle images, HRSC RGB image is superimposed. d) HiRISE image PSP_001454_2030 located at the base of Mawrth Vallis eastern flank. The red arrow shows the direction of the slope.

A few other local cross-sections were made at different places on the sides of Mawrth Vallis. Figure 5-32 shows two local cross-sections, on opposite sides. The first (Figure 5-32a and 32b), on the right bank of Mawrth Vallis, was made next to a crater where the clay-rich unit is well exhumed, and several color sub-units can be observed. Three sub-units were found along the cross-section: a grey-bluish at the top, a thinner orange one, and a white one underneath. Given the topography and the sub-units' outcrops, the layers here have gentle dips: we measured a dip $\sim 2^\circ$, close to the slope of about 3° . Light-toned sub-units are also visible at the foot of the valley, with a light blue sub-unit on top of an orange one.

A cross-section was constructed on the left bank, north of the first one (Figure 5-32c and 32d). This place has also been covered by CRISM and HiRISE data [Wray et al., 2007]. It shows a layering of three different sub-units: a white Al-smectite rich sub-unit between an orange Fe- or Mg-smectite rich sub-unit at the top, and a light brown Fe- or Mg-smectite rich sub-unit underneath. A dark brown surface, clay-rich, similar in albedo to ($\alpha 3$) of Figure 5-25, may also be present underneath the light brown sub-unit, at an altitude between -2800 and -2850 m. The dip measured for the sub-units of this outcrop shows a bending towards Mawrth Vallis channel, with a maximum dip of $\sim 3^\circ$.

For this southern region of Mawrth Vallis, these local cross-sections helped to correlate the color sub-units visible on each side of the large channel. Figure 5-33 shows a general cross-section and its context, going from a large outcrop in the north of Mawrth Vallis channel, through a crater, through the channel, and up to the southern side, through smallest color sub-units outcrops. We counted up to five different color sub-units ($\delta 1$ to 5) in the plateau, and two on the channel floor. Sub-unit $\delta 1$ is a Fe/Mg-clay rich location only visible in the south [as revealed by Figure 5-23 in Loizeau et al., 2007], and $\delta 2$ covers a large part of the plateau shown in Figure 5-33, often covered by a dark mantle. The stronger erosion on the valley side shows $\delta 3$, an Fe/Mg-rich clay sub-unit, $\delta 4$, an Al-rich light blue sub-unit, and $\delta 5$, an Fe/Mg-rich clay sub-unit only visible on the left bank. To correlate the layering from one side to the other, we interpret the white layer above the terrace to correspond to the light blue layer $\delta 4$. In that case, the uppermost area in the northern section is covered by $\delta 3$ and $\delta 2$, at the potential MSL landing site location, and $\delta 1$ is eroded away or absent there. Dark material covers a large part of the valley sides, making impossible to connect the stratigraphy of the plateau to the one of the valley floor, but Figure 5-31 suggests that clay-rich layered material exists beneath $\delta 5$.

The different outcrops of the same color sub-units that we follow along the cross-section, from one side of the Mawrth Vallis channel to the other, indicate a probable bend at the present position of the outflow channel. This bend is

discussed in the view of the topographic section of the channel thickness (see section 4.4).

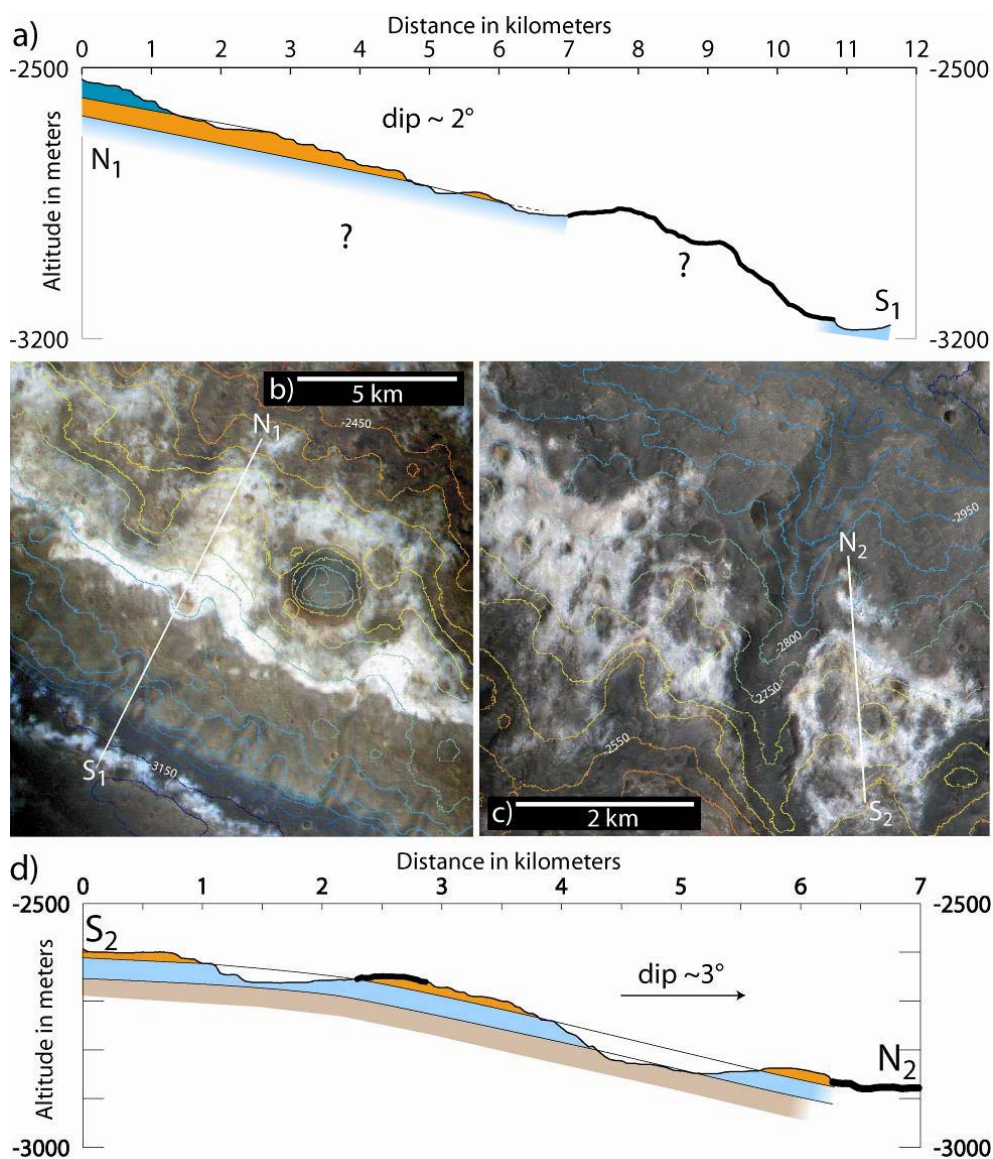


Figure 5-32: a) Constrained cross-section corresponding to figure b). The topography is derived from the HRSC DTM. b) Close-up of a CTX image of a crater on the flank of Mawrth Vallis. The location is indicated in Figure 5-29a. HRSC RGB composite image is superimposed, and HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 50 m. The white line indicates the location of the cross-section showed in a). c) Close-up of a CTX image on an outcrop on the flank of Mawrth Vallis. The location is indicated in Figure 5-29a. HRSC RGB composite image is superimposed, and HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 50 m. The white line indicates the location of the cross-section showed in d). d) Constrained cross-section corresponding to figure c). The topography is derived from the HRSC DTM.

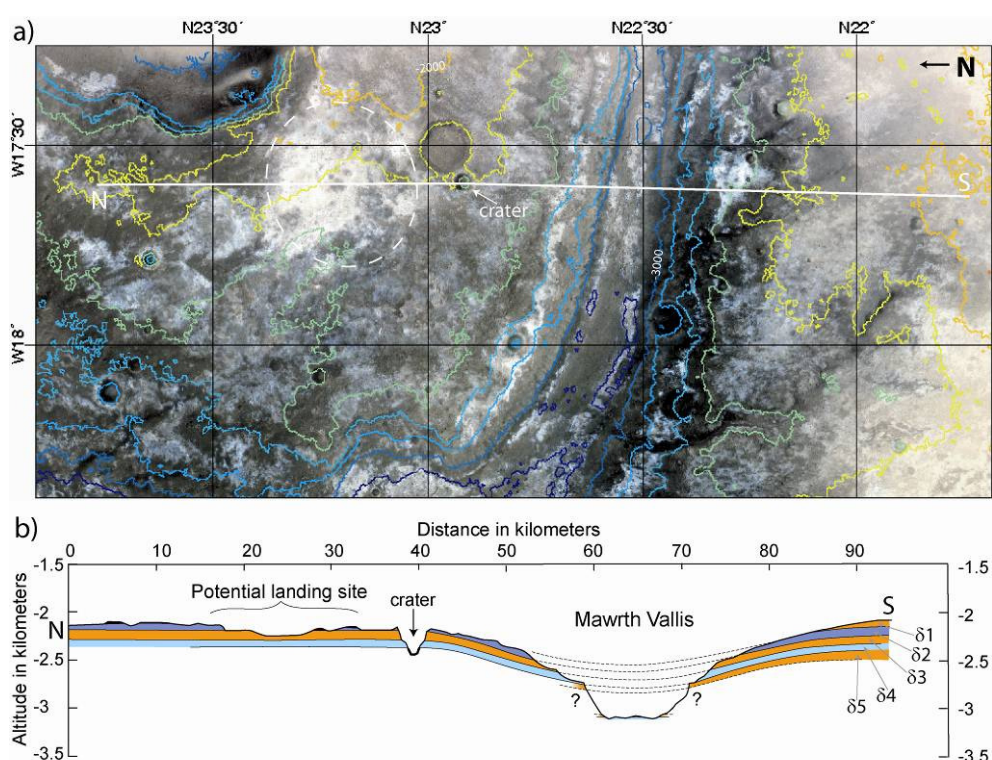


Figure 5-33: a) Close-up of Figure 5-18 (north is to the left), on the southern part of the region, crossing the Mawrth Vallis channel. The white line indicates the location of the cross-section at the bottom of the figure. The dashed white line indicates the approximate location of a potential landing-site [Michalski and Ferguson, 2008]. HRSC DTM height contours are displayed with an interval of 200 m. b) Constrained cross-section derived from the HRSC DTM and the color imagery. At least 5 color sub-units have been counted with the help of HRSC color imagery in the outcrops of the plateau. The different sub-units are indicated by δ_1 , δ_2 , δ_3 , δ_4 and δ_5 . Those sub-units show a bending at the present location of the Mawrth Vallis channel. One of the potential landing sites for the MSL mission in the Mawrth Vallis region is indicated on the northern part of the cross-section.

5.3.6. Discussion

5.3.6.1. Origin of the cone and lobate shape in the western part

One exceptional geomorphologic landform identified in our study comes from the dome visible in Figure 5-24. This landform has the domical shape, the slope (5%), the size (18 km diameter) and the height (400 m), which could correspond to a volcano such as a small shield volcano. By analogy, the Skjahlbreidur in Iceland, a typical shield volcano has such characteristics. In addition, it displays a summit circular pit that does not look like an impact crater. However, the erosional aspect, the large presence of low temperature alteration material does not favor this hypothesis.

Mud volcanoes are known to exist in context of hydrothermal/volcanic activity together with large amount of clay material. The size of the dome in the Mawrth Vallis region is large compared to terrestrial mud volcanoes, but gentle slopes (3-5°) as well as difference of elevations reaching 200 m have been reported in Azerbaïdjan over 5 km large mud volcanoes [Hovland et al., 1997]. Offshore mud volcanoes appear to be more frequent [e.g. Yusifov and Rabinowitz, 2004]. Observations of putative mud volcanoes on Mars have been reported [Skinner and Tanaka, 2007], although no definitive evidence has been found. Their origin usually comes from the superposition of mud-rich sediments in a hydrothermal context. In our case, we have the combination of a domical shape with a clay-rich material which favors this hypothesis relative to a classical volcano, but no additional evidence can certify this origin. Finally, in both hypotheses, this unique landform might suggest that a high thermal gradient existed at the time of the clay-rich unit formation.

The lobate tongue is enigmatic because of its negative relief (compared to the positive relief of a lava flow or a mud flow). Glaciers are usually able to explain such kind of erosion, because it vanishes by sublimation after erosion occurred, but the presence of a glacier at this exact location only would be a strong coincidence. A relationship with the dome formation might be more convincing. In absence of more precise mineralogical and subsurface information, we are not able to give a definitive origin for this tongue.

Finally, this dome and associated features are unique and enigmatic. They might tell either that volcanic activity occurred at the time of the deposition, giving the potential for alteration guided by hydrothermal circulation, or that strong geothermal activity could have transformed part of the clay-rich unit into a mud volcano.

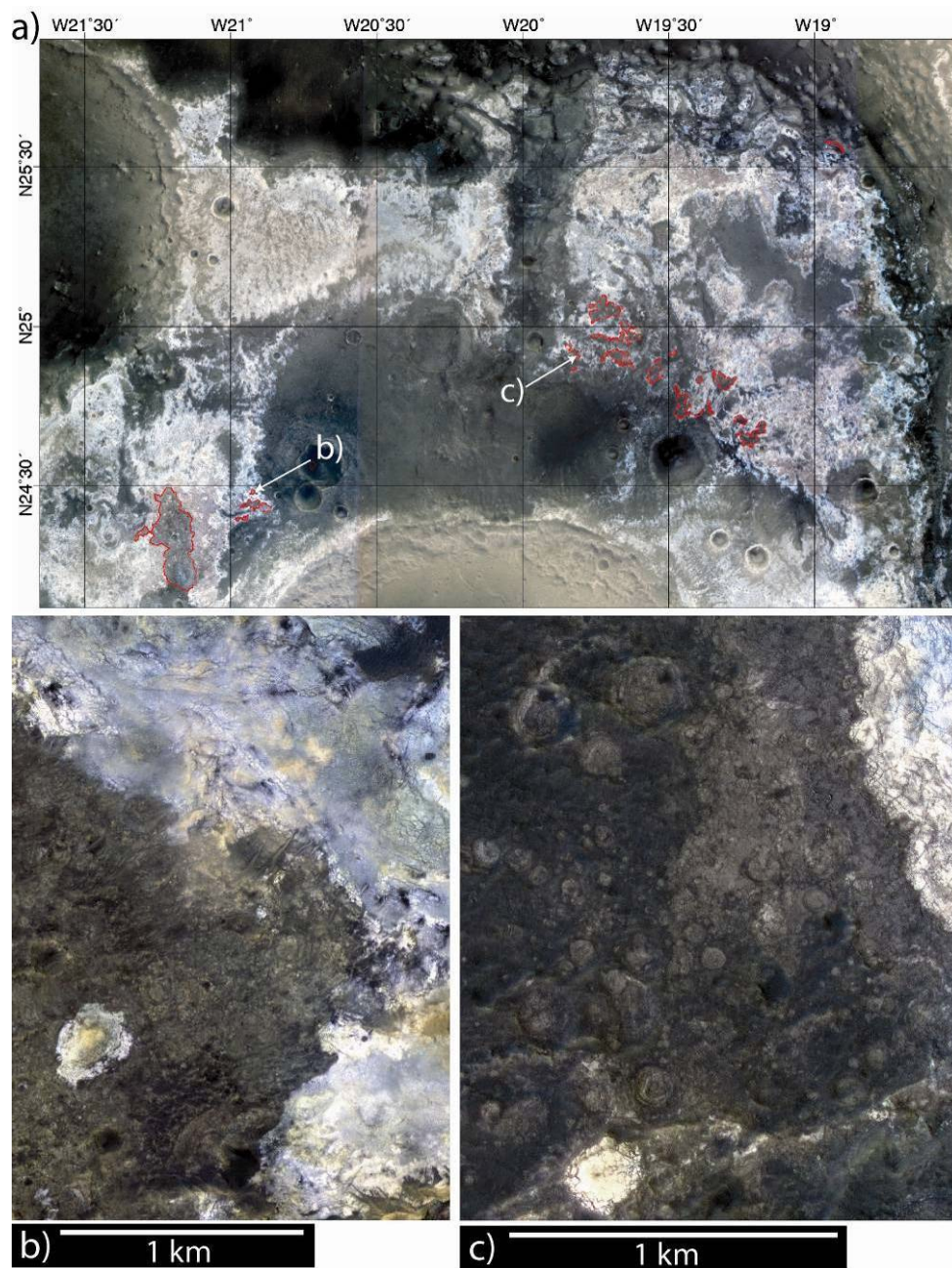


Figure 5-34: a) Inside red contours, location of detected outcrops similar to the large brown outcrop of the paleo-surface (Western most outcrop Figure 5-25, and Figure 5-27). No outcrop is larger than the one to the west, and no one shows such large filled craters. Other small outcrops could also originate from the same paleo-surface, but they are too small or are not covered by very high resolution imagery to conclude on their belonging to the same layer. The white layers indicate the locations of figures b) and c). b) and c): parts of HiRISE images PSP_006742_2050 and PSP_003063_2050 respectively.

5.3.6.2. Identification of a paleo-surface

Figure 5-25 shows a large outcrop of a brown surface, stratigraphically deeper than the other sub-units of the clay-rich unit, and showing specific morphological characteristics. It displays several craters (up to 1 km in diameter) on its surface. Those craters are filled with light-toned layered material. Some of this material also remains visible on top of crater walls or directly on the flat brown surface: this morphology can be explained by the fact that the cratered brown unit (α_3) was previously covered by clay-rich layers, which have been afterwards partially eroded, exhuming the brown-unit, and preserving only residual hills. Hence the brown unit corresponds to a paleo-surface of the early Mars: it was exposed to crater impacts before the deposition of meter-scale thick layers. Its presence indicates that the light-toned layers were once deposited at the surface of this region of Mars.

Similar outcrops are observed at the surface in other smaller outcrops in the northern and central parts of the overall region, as mapped in Figure 5-34a. These smaller outcrops, of which two HiRISE close-ups are shown in Figures 5-34b and 5-34c, are also darker than the rest of the clay-rich unit, and have a brown, flat aspect, with the presence of some small light-toned buttes (~100 m large), and several round shapes (up to 100 m wide), sometimes filled by light-toned material that we interpret as ancient craters of the paleo-surface. However, such large layered buttes as in Figure 5-25 are not present elsewhere. The paleo-surface displays less visible networks of small fractures in high resolution imagery than the other clay-rich outcrops (Figure 5-28). All identified brown clay-rich outcrops shown in Figure 5-34a are located at elevations from -3000 to -3400 m. Most of the outcrops of the paleo-surface being relatively small (less than 5 km across) with a tone close to the one of the dark material (dm) partly covering the region. It is possible that every outcrop of the paleo-surface could not be identified and mapped in Figure 5-34. Some brown outcrops might be present locally on Mawrth Vallis sides, from the mouth to the eastern part of the region, preferentially on the western channel side. Those exposures could possibly correspond to the same brown unit, but would need to be investigated at HiRISE resolution for confirmation, as the morphologic characteristics of this terrain are barely detectable on CTX or MOC imagery.

The brown surface is rich in Fe- or Mg-smectites at the location of Figure 5-25, but the estimation of the amount in volume of hydrated minerals is lower for this paleo-surface than for the other sub-units of the clay-rich unit [Poulet et al., 2008]. This brown surface contains approximately 20% of pyroxenes in contrast to other clay-rich sub-units, which have essentially no pyroxene [Poulet et al., 2008]. The image interpretation shows that these mafic minerals could be a bulk

component of the brown unit and not simply a sand cover that could come from the uppermost pyroxene-bearing dark mantle. Moreover, the brown sub-unit seems more indurated than the rest of the clay-rich unit; it does not waste away by erosion so easily. Therefore, we can propose two interpretations: (1) this brown surface could be the upper part of an underlying basaltic unit, partially altered by water, which could be the basement over which the clay-rich unit once deposited, or (2) it could constitute the top of a lower clay-rich unit, exposed to the surface, and later covered by a second period of deposition. In both cases, this observation shows that layers were deposited above the paleo-surface, but this does not indicate if the layers were already composed of clay-rich material at that time, or were altered subsequently.

5.3.6.3. Thickness, extent and geometry of deposition of the clay-rich unit

The presence of outcrops of the clay-rich unit on crater walls is a first indicator of the thickness of the clay-rich unit. Craters such as those in Figure 5-22 exhibit layers in their walls over ~150 m in thickness, and the floors of the craters are generally filled by dark material such as pyroxene-bearing sand [Loizeau et al., 2007]. Any estimation of its thickness is an estimation of a minimum value. The stratigraphically deeper brown sub-unit which was observed in the northern and western part of the region is a paleo-surface (mapped in Figure 5-34). The presence of other clay-rich sub-units below this brown paleo-surface cannot be ruled out.

The sub-units are not always mapped from one part of the region to the other, but it seems that the sub-units (β_1 to 4) from Figure 5-27 and the sub-units (γ_1 to 4) from Figure 5-30 are the same, but appearing higher in altitude in Figure 5-30 (around -3000 m in Figure 5-27 against from - 2800 to -2300 m in Figure 5-30). It is also possible that the sub-units of the western part of the region (Figure 5-25) are the western extension of the same sub-units, with the exception of the white-bluish thin sub-unit (β_3 or γ_3). Hence, in the western (Figure 5-25), and central parts (Figure 5-27 and 13) of the region, we counted two to three main sub-units on top of a similar paleo-surface, depending on location: 1) on top a white/bluish Al-smectite rich sub-unit (α_1 , β_1 , and γ_1), which has been strongly eroded: its original thickness, before erosion and the later deposition of the dark mantle, cannot be retrieved precisely but reaches more than 50 m; according to analyses of modal mineralogy from OMEGA data made by Poulet et al. [2008], this sub-unit is mainly composed of montmorillonite and kaolinite (to a total of ~40%) and hydroxides; 2) an orange or reddish Fe- or Mg-smectite rich sub-unit (generally ~100 m thick, α_2 , β_2 , and γ_2). This sub-unit comes to the surface between -3500 m and -2300 m in altitude, from north to south, it would be

principally made of nontronite and hydroxides, reaching a total of ~70% of hydrated minerals; and 3) a second white/bluish sub-unit, thinner than the other two sub-units (< ~30 m thick, β_3 and γ_3), that seems not existent everywhere.

However, one can notice the stratigraphic differences between the scarp (Figure 5-24) and the other outcrops of figures 5-25, 5-27 and 5-30. This observation suggests the presence of possible lateral variations of the stratigraphy of the clay-rich unit: either compositional variations, thickness variations or arrangement variations can happen from one part to another of the clay-rich unit.

On the other cross-sections (Figure 5-32 and 5-33) covering terrains to the south, the visible sub-units generally outcrop higher in altitude, and the continuity of the northern sub-units is difficult to establish with the existent datasets because dark material covers the terrains located between the northern and southern studied outcrops. Furthermore, the brown paleo-surface cannot be identified with certitude in the southern, thicker part of the clay-rich unit (see discussion in part 4.2); hence, it is not possible to connect the stratigraphy of the different outcrops of the clay-rich sub-units investigated in this study.

We illustrate this regional stratigraphy by a schematic sketch summarizing the observations of the different figures of this study (Figure 5-35), and displaying the color sub-units of the regional clay-rich unit, and there relationships from one area to the others.

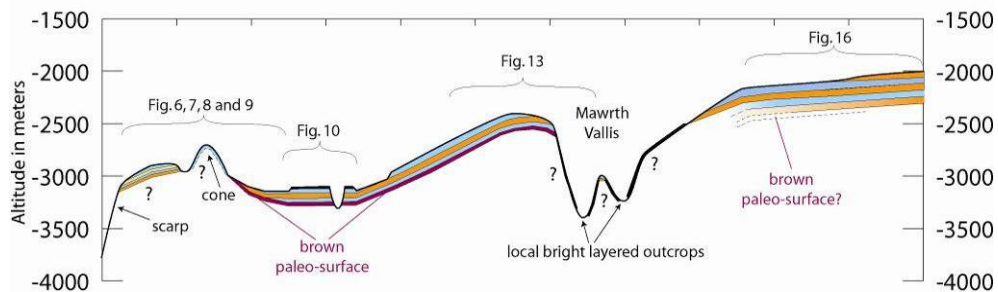


Figure 5-35: schematic regional cross-section of the Mawrth Vallis region derived from the local cross-section of the figures indicated by brackets.

5.3.6.4. Relation with the Mawrth Vallis channel

In the eastern part, the main question for the geometry is the relationship with the outflow channel. Shallow dips toward the channel interior suggest that a deposition over the current outflow topography is possible, i.e. draping. However, the eastern side of the valley displays an eroded section of channel terraces (Fig.14) that should correspond to material deposited before the channel cut this area. Moreover, the lineations interpreted as erosional grooves have eroded the valley

floor over the light-toned unit (Figure 5-29), and the inclined layering at the channel floor does not show a draping geometry (Figure 5-29 and 5-31). In addition, the thickness of the clay-rich unit would imply a strong smoothing of the streamlined islands and a filling of the grooves that is not observed.

Actually, the main argument for the hypothesis of a post-Mawrth Vallis deposition (as proposed by Howard and Moore [2007]) is the light blue layer in the valley side, which seems to be superimposed unconformably on other layers (Figure 5-30), and the lack of obvious layers on the sides of the valley. This geometry questions the flow level of the outflow.

Assuming the channel thickness fits the lower level proposed (red line on Figure 5-29), it would only have cut the lower part of a valley that was pre-existent to the outflow. In this case, the bending of the clay-rich unit could have been present before the outflow occurred; the layers would have been deposited nearly parallel to a previous topography, before the formation of the channel by the Mawrth Vallis flow. Then, the outflow could have been driven by this pre-existing topography, which could explain the strong changes of direction taken by the Mawrth Vallis channel from west to north (at 23°N, 18.5°W) and downstream back from north to west (at 25.5°N, 18.5°W).

On the other hand, a higher flow level of a full bank flow (blue line in Figure 5-29b) is ambiguous. It could involve a post-Mawrth Vallis formation from the dips measured in the upper part of the valley in the northern region. However, the fact that a series of layers (γ_1 to γ_5) is observed in the southern side of the valley's upper section implies that the erosion of the outflow is not responsible for the observed outcrops: in a post-Mawrth Vallis deposition, layers would have deposited after the valley formation and would follow the new topography created by the outflow rather than show this alternation of layers. Moreover, the outlet of Mawrth Vallis indicates a formation later than the dichotomy, because the channel cut the dichotomy boundary. This is difficult to reconcile with the observation of Figure 5-24 where layers are observed on the dichotomy boundary scarp, thus predating this period of erosion. In summary, the geometry of the clay-rich sub-units excludes the possibility for the deposition of the layered unit to have happened after the end of the outflow formation.

5.3.6.5. Origin of the layering

The origin of the physical layering acquired during the deposition can be explained by different processes of deposition such as volcanic ash-fall, deposition of wind blown material, subaqueous sedimentation, impact ejecta. The case for impact ejecta has been proposed for the layering of sulfate-rich material [Knauth et al., 2005] despite outcrops displaying aeolian and subaqueous facies [Grotzinger et al., 2005]. This idea might apply for the layers in the Mawrth Vallis region too, at

least as a contribution [Loizeau et al., 2007], but several observations do not support this idea as a major process. First, no HiRISE image shows the presence of extended layers of megabreccia such as those seen on the floor of Holden crater [Grant et al., 2007]. Second, hydrated minerals are observed in ejecta at Nili Fossae and Terra Thyrrena [Poulet et al., 2005, Mangold et al., 2007]. Figure 5-28 in Mangold et al. [2007] shows that the ejecta of the 80 km large crater is not a suite of thin layers: it consists of lobate features with boulders and strongly disturbed material, different from the thin and regular layers observed in Mawrth Vallis. In contrast, the regular layering, with meter-scale layers over the whole region, with fine material easily removed by wind suggests a calm environment of deposition, which might be consistent with subaerial deposition of ash or dust, or sediments in a subaqueous environment.

5.3.6.6. Relation between layers and compositional sub-units

We have seen in section 3.1 that the compositional layering might not be similar to the physical layering. Examples usually suggest it might be very close to it (e.g. Figure 5-22), if not similar, when layers identified by colors follow the geometry of layers visible at any scale. However, local observations in HiRISE images (Figure 5-29) show different color for similar layers. This suggests that the composition is not fixed with the deposition sequence, but that it occurred later. Thus, a way to consider both possibilities is to examine the timing of clay formation: before, during or after the deposition of the layers. If the compositional layering is different than the physical layers, it could only be possible by an alteration post-dating the deposition.

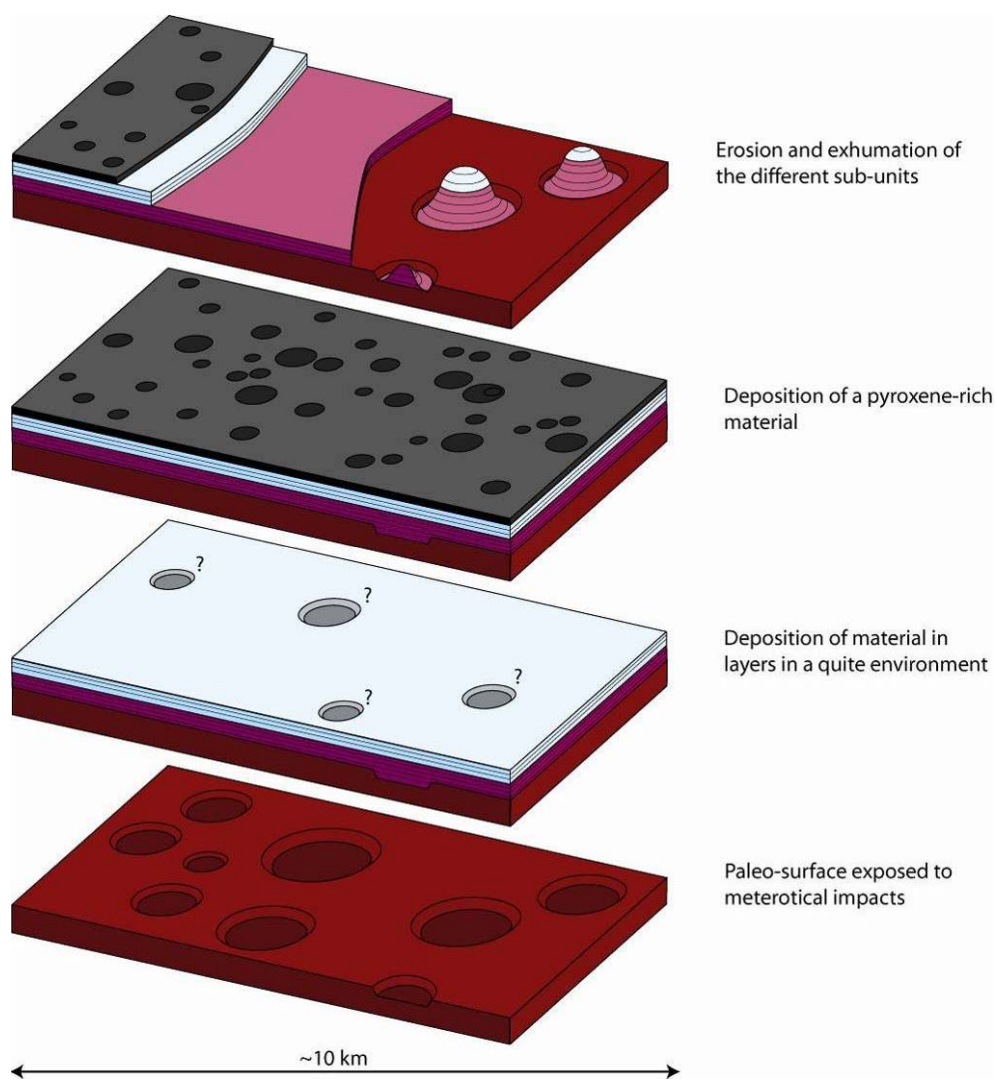


Figure 5-36: Schematic view of the deposition process, which can explain the cross-section of Figure 5-24.

5.3.7. Chronology of the layered unit formation and alteration

A chronology of formation of the clay-rich unit can be deduced from the hypotheses of formation discussed previously. An additional discussion about the link between deposition and alteration has to be led.

The outcrop of the western area of the region (Figure 5-25) is a key area to understanding the chronology of deposition of the layered-unit. Figure 5-36 illustrates the history deduced from this local area, which can be broadened to the

rest of the region. The brown terrain existed at the surface of this region during a time long enough to be impacted by meteors as shown by the large craters (>100 m diameter) still present on the surface. We can not estimate this period of time because we do not know the exact age, and a lack of well-defined cratering rates for this early period makes it difficult to estimate an age [Neukum and Hiller, 1981]. Materials were then deposited on top of this cratered surface, and correspond nowadays to the clay-rich unit. Depending on location, this unit is subdivided in two or more sub-units of different composition. Later, a dark cover, rich in pyroxene and poorly indurated [Loizeau et al., 2007], was deposited over the whole region likely as a result of eolian processes (Figure 5-36). Afterwards, a strong erosion exhumed these layers at various level, creating the current outcrops, with, for example, the light-toned layered buttes inside the ancient craters on the brown surface in the western part of the region (Figure 5-25).

The geometry might help us determine the timing of deposition of the layers. The upper series of layers, above the brown unit, is typically 100 to 300 m thick as seen in the western part of the region. The observed dips of the sub-units are close to the topography of the plateau, but was incised by the impact craters (Figure 5-27 or 16) and few scarps (Figure 5-23 at the dichotomy boundary), and Mawrth Vallis side (Figure 5-31). This excludes the clay-rich unit as a basement exhumed by kilometers of erosion, but supports maximum erosion on the order of a few hundreds of meters over a series of layers deposited at the top of the crust. Moreover, the scarp at the dichotomy boundary (Figure 5-23) shows that the deposition was anterior to the erosion of the dichotomy boundary which is usually estimated to be of the Late Noachian age [e.g. Frey, 2006; Watters et al., 2007].

The Chryse Plantitia and MawrthVallis mouth were covered by volcanic flows during the Hesperian period [Craddock et al, 1997], resulting in the large highly indurated, pyroxene-bearing dark surfaces, whose erosion might be responsible for the eolian mantling observed through the region [Loizeau et al., 2007].

Three hypotheses about the relationship between the alteration and the deposition of the layered sub-units are to be considered: (1) the material might have been deposited as clay-rich from the beginning, as a result of alteration, transport and sedimentation; (2) the alteration was acting at the same period as the deposition; (3) alteration occurred after the deposition of the whole layered unit. These three cases are discussed in the following paragraphs.

In the hypothesis of a pre-deposition alteration (Case 1), we do not know the original location of the alteration. If the sedimentation was subaqueous, processes of transport might have sorted fine grains in a quiet environment such as a lake. In that case, the deposition must have been very early to explain the lack of any basin

in the current topography. Alternatively, wind can also sort grain and blow them away from their original location. In that case, this involves a much larger clay-rich unit somewhere else, something not observed anywhere on Mars yet. A problem in these hypotheses is how to create the composition differences between layers: wind action does not explain well differences in composition, and fluvial processes cannot easily explain this without mixing material.

Case 2 happened if, for example, sediments are modified by the surface environment, as observed on Earth. In this case, changes of surface temperatures and water activity through time might have involved differential leaching, conducive to different types of phyllosilicates: in such hypothesis the kaolinite/montmorillonite might be due to stronger alteration, as usually required for kaolinite which is a secondary alteration mineral [Meunier, 2002]. The material could have been collected into a basin, to explain the continuity of layers. Alternatively, pedo-diagenetic modifications during the burial of material do not involve an enclosed basin. This suggests that the surface environment was responsible of the weathering of rocks and the progressive deposition and modification of their alteration products under varying physical and chemical conditions at surface and near subsurface. The origin of the changes of these conditions is still to be determined.

Post-deposition alteration (Case 3) can also be proposed without any modification of the observed geometry according to two hypotheses. First, layers might have been deposited initially in sub-units of different compositions, but not as clay. This is possible by deposition of volcanic ashes, or any sediment, with distinct initial compositions in the different sub-units. Then, they would have been altered into different alteration materials because of their differences in primary minerals, explaining the observed compositional layering from one sub-unit to the other. Second, the difference in composition could have been due to differences in the environment of alteration after deposition, instead of differences in the material itself. This would be the case of an alteration due to the metamorphic activity of impact ejecta, heating by magmatism, or groundwater activity and diagenesis. Impact ejecta have been proposed to explain the dark mantling [Noe Debra et al., 2008] which could then have heated the layered deposits from above. Such metamorphism could explain the systematic alternating stratigraphy of bluish material over reddish material, in a single alteration gradient decreasing downward [Noe Debra et al., 2008] as proposed for a part of East Nili Fossae bedrock that was buried beneath the ejecta of the Isidis basin [Mangold et al., 2007]. However, some other bluish sub-units are buried beneath the reddish one (for example Figure 5-32d where we know the bluish material consists of Al-rich phyllosilicates, as confirmed by Wray et al. [2007]) disfavoring the case of a single episode with one gradient of alteration. In the case of heating by magmatism or regular geothermal

heat, the metamorphic gradient would be the contrary: it would be higher with increasing depth and this creates the same problem than the impact hypothesis because the alteration should have been smaller for surficial material. This suggests that neither geothermal activity due to volcanism nor a regular diagenesis under a normal thermal gradient can explain the observed composition layering.

In summary, we find that the alternation of layers may be better explained either by the progressive alteration under varying chemical conditions at the surface and near surface of Mars during the formation of layers (Case 2) or by deposition of material of initial different compositions such as ash, pyroclastic accumulations, wind blown or aqueous sediments (Case 3), that were subsequently altered by processes such as groundwater activity (diagenesis or hydrothermalism), or shallow water environment (pedogenesis). This last case is also consistent with the likely preservation of non-clay material in the clay-rich unit as suggested by Michalski and Fergason [2008] from TES data, because initial volcanic material might have not been altered completely. These two cases strongly favor the role of *in situ* alteration rather than transported clays.

5.3.8. Conclusion

The combined use of spectroscopic data, high resolution color data and high resolution DTM provides a unique opportunity to study the geometry of the Mawrth Vallis thick clay-rich unit. It revealed the sub-division of the clay-rich unit into color sub-units, formed by groups of tens of single layers of similar color. OMEGA and HRSC show a link between color and composition, with white/blue terrain rich in Al-smectites, and yellow, pink, orange, red and brown terrains rich in Fe- or Mg-smectites.

Assuming the compositional layering visible by the presence of the color sub-units is directly linked to geological formations, it is possible to retrieve the regional stratigraphy of the clay-rich unit, and improve the understanding of its processes of formation.

We counted up to five successive sub-units on the southern part of the plateau around Mawrth Vallis, but other heavily eroded sub-units appear down to the floor of the outflow channel, indicating a possible larger number of sub-units. Most outcrops of this clay-rich unit are heavily eroded and fractured into meter-scale blocks.

The outcrop of the clay unit at the scarp of the dichotomy boundary indicates a formation prior to the dichotomy boundary erosion. Moreover, a nearby domical edifice raises the question of the implication of volcanism in this region.

This study also revealed the presence of a brown clay-rich paleo-surface, but with lower amount of hydrated minerals than the rest of the clay-rich unit, which lies on top of this brown paleo-surface. The material of the layered unit was deposited in thin layers (~1 m or less) on top of this paleo-surface.

We propose two main hypotheses of formation of the clay-rich unit:

- 1) Alteration occurred progressively at martian surface, and the products of alteration were regularly deposited in the Mawrth Vallis region, where the paleo-surface was superficially altered. Changes in chemical conditions at the surface could explain the formation of different compositional sub-units.
- 2) Non hydrated material was deposited by wind or water in the region, by sequences, in layers. The source of this material changed sometimes in composition, building up different sub-units. This material has been later altered by groundwater activity or shallow water environment, preserving the layers and the differences in composition between the sub-units, and altering superficially the paleo-surface.

Geometric observations of the clay-rich sub-units tend to show that the clay-rich unit has been deposited over the region as a thick deposition (> 300 m thick)

over a non-horizontal paleo-surface, and that at the end of the deposition, the regional topography was close to the present one.

Last, observations of strongly eroded clay-rich sub-units and grooves on the Mawrth Vallis floor, and of clay-rich outcrops along a cliff at the dichotomy boundary would imply that the deposition of the layered unit predates the formation of the Mawrth Vallis channel and the dichotomy erosion.

Acknowledgments

We acknowledge the effort of the OMEGA and HRSC Co-Investigator Team members and their associates who have contributed to this investigation in the preparatory phase and in scientific discussions within the teams, and particularly Greg Michael for his careful reading of the manuscript. We thank all engineers and scientists who made the HRSC and OMEGA experiments possible, as well as the ESA/Mars Express project. We also acknowledge the MOC/MGS, THEMIS/Mars Odyssey, CTX/MRO and HiRISE/MRO teams. The authors are granted by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and the Programme National de Planétologie (PNP) of Institut National des Sciences de l'Univers (INSU).

References

- Ansan, V.; Mangold, N.; Masson, P., Gaihlardis, E.; and G. Neukum. 2008. Topography of valley networks on Mars from the Mars Express High Resolution Stereo Camera Digital Elevation Models. *J. Geophysical Res.* Submitted.
- Albertz, J., Attwenger, M., Barret, J., Casley, S., Dominguer, P., Dorrer, E., Ebner, H., Gehrke, S., Giese, B., Gwinner, K., Heipke, C., Howington-Kraus, E., Kirk, R. L., Lehmann, H., Mayer, H., Muller, J., Oberst, J., Ostrovskiy, A., Renter, J., Reznik, S., Schmidt, R., Scholten, F., Spiegel, M., Stilla, U., Wählisch, M., Neukum, G., and the HRSC CoI-Team. 2005. HRSC on Mars Express - Photogrammetric and cartographic research. *Photogram. Eng. Rem. Sens.* 71 (10), 1153-1166.
- Bibring, J.-P.; Soufflot, A.; Berthé, M.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Drossart, P.; Bouyé, M.; Combes, M.; Puget, P.; Semery, A.; Bellucci, G.; Formisano, V.; Moroz, V.; Kottsov, V.; Bonello, G.; Erard, S.; Forni, O.; Gendrin, A.; Manaud, N.; Poulet, F.; Poulleau, G.; Encrenaz, T.; Fouchet, T.; Melchiori, R.; Altieri, F.; Ignatiev, N.; Titov, D.; Zasova, L.; Coradini, A.; Capacionni, F.; Cerroni, P.; Fonti, S.; Mangold, N.; Pinet, P.; Schmitt, B.; Sotin, C.; Hauber, E.; Hoffmann, H.; Jaumann, R.; Keller, U.; Arvidson, R.; Mustard, J.; Forget, F. 2004. OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, In: Mars Express: the scientific payload. Ed. by Andrew Wilson, scientific coordination: Agustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications Division, ISBN 92-9092-556-6, 2004, p. 37 – 49.
- Bibring, Jean-Pierre; Langevin, Yves; Mustard, John F.; Poulet, François; Arvidson, Raymond; Gendrin, Aline; Gondet, Brigitte; Mangold, Nicolas; Pinet, P.; Forget, F. 2006. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, Volume 312, Issue 5772, pp. 400-404. Doi : 10.1126/science.1122659
- Bishop, J. L.; Noe Dobrea, E.; McKeown, N.; Mustard, J. F.; Ehlmann, B. L.; Milliken, R. E.; Murchie, S. L.; Bibring, J.; Poulet, F.; Malaret, E.; Hash, C.; CRISM Team. 2007. Layering of Al- and Fe/Mg-phyllsilicates in Western Mawrth Vallis, Mars, and Implications for Aqueous Processes During the Noachian Period. American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #P13D-1559.
- Bishop, J. L.; Noe Dobrea, E.; McKeown, N.; Parente, M.; Ehlmann, B. L.; Michalski, J. R.; Milliken, R. E.; Poulet, F.; Swayze, G. A.; Mustard, J. F.; Murchie, S. L.; Bibring, J.-P. (2008) Phyllosilicate Diversity and Past Aqueous Activity Revealed at Mawrth Vallis, Mars. *Science* 321, 830. DOI: 10.1126/science.1159699.

- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R., Sutley, S.J., 2007, USGS digital spectral library splib06a: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231.
- Clark, Roger N.; King, Trude V. V.; Klejwa, Matthew; Swayze, Gregg A.; Vergo, Norma, High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals, *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 95, Aug. 10, 1990, p. 12653-12680 (1990)
- Craddock, Robert A.; Crumpler, Larry S.; Aubele, Jayne C.; Zimbelman, James R. (1997) Geology of central Chryse Planitia and the Viking 1 landing site: Implications for the Mars Pathfinder mission. *Journal of Geophysical Research*, Volume 102, Issue E2, p. 4161-4184. DOI: 10.1029/97JE00058.
- Duxbury, T. C., Kirk, R. L., Archinal, B. A., and Neumann, G. A., 2002. Mars geodesy/cartography working group recommendation on Mars cartographic constants and coordinate systems. *Symposium on Geospatial Theory. Processing and Application*. Ottawa.
- Farrand, W. H.; Rice, J. W.; Glotch, T. D.; Hurowitz, J. A., 2007. Hyperspectral, Multispectral, and Textural Analysis of the Mawrth Vallis Layered Terrain, Seventh International Conference on Mars, held July 9-13, 2007 in Pasadena, California, LPI Contribution No. 1353, p. 3304.
- Frey, H. V. (2006), Impact constraints on the age and origin of the lowlands of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08S02, doi:10.1029/2005GL024484.
- Grant, J. A.; Irwin, R. P.; Grotzinger, J. P.; Milliken, R. E.; Tornabene, L. L.; McEwen, A. S.; Weitz, C. M.; Squyres, S. W.; Glotch, T. D.; Thomson, B. J.; Hirise Team. 2007. Impact and Aqueous Stratigraphy in Holden Crater as Revealed by HiRISE. Seventh International Conference on Mars, held July 9-13, 2007 in Pasadena, California, LPI Contribution No. 1353, p.3229
- Grotzinger, J. P.; Arvidson, R. E.; Bell, J. F.; Calvin, W.; Clark, B. C.; Fike, D. A.; Golombek, M.; Greeley, R.; Haldemann, A.; Herkenhoff, K. E.; Jolliff, B. L.; Knoll, A. H.; Malin, M.; McLennan, S. M.; Parker, T.; Soderblom, L.; Sohl-Dickstein, J. N.; Squyres, S. W.; Tosca, N. J.; Watters, W. A. 2005. Stratigraphy and sedimentology of a dry to wet eolian depositional system, Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 240, Issue 1, p. 11-72. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.09.039
- Gwinner, K., Scholten, F., Jaumann, R., Roatsch, T., Oberst, J., Neukum, G., 2007. Global mapping of Mars by systematic derivation of Mars Express HRSC high-resolution digital elevation models and orthoimages. *ISPRS Commission IV, Working Group 9, Extraterrestrial Mapping Workshop "Advances in Planetary Mapping 2007*, Houston, Texas.

- Hovland, M., A. Hill and D. Stokes. 1997. The structure and geomorphology of the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Geomorphology*, 21 (1), 1-15.
- Howard, A. D.; Moore, J. M. 2007. The Light-toned Sediments in and near Lower Mawrth Vallis May be a Drape Deposit. 38th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XXXVIII), held March 12-16, 2007 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1338, p.1339.
- Jaumann, R., Neukum, G., Behnke, T., Duxbury, T. C., Floohrer, J., Gasselt, S. V., Giese, B., Gwinner, K., Hauber, E., Hoffmann, H., Hoffmeister, A., Köhler, U., Matz, K-D., McCord, T. B., Mertens, V., Oberst, J., Pischel, R., Reiss, D., Ress, B., Roasch, T., Saiger, P., Scholten, F., Schwarz, G., Stephan, K., Wählisch, M., and the HRSC Co-Investigator Team, 2007. The high resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission. *Planetary and Space Science* 55, p. 928-952 ; doi:10.1016/j.pss.2006.12.003.
- Knauth, L. Paul; Burt, Donald M.; Wohletz, Kenneth H. 2005. Impact origin of sediments at the Opportunity landing site on Mars. *Nature*, Volume 438, Issue 7071, pp. 1123-1128. DOI: 10.1038/nature04383.
- Loizeau, D.; Mangold, N.; Poulet, F.; Bibring, J.; Langevin, Y.; Hauber, E.; Neukum, G., 2006. Phyllosilicates in the Mawrth Vallis Region, Mars, as Seen by OMEGA and HRSC/Mars Express. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract #P23D-0093.
- Loizeau, D.; Mangold, N.; Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Gendrin, A.; Ansan, V.; Gomez, C.; Gondet, B.; Langevin, Y.; Masson, P.; Neukum, G. (2007a) Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars. *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E8, CiteID E08S08. DOI: 10.1029/2006JE002877.
- Loizeau, D.; Mangold, N.; Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Ansan, V.; Masson, P.; Neukum, G.; Omega Team; HRSC Team. (2007b) Stratigraphic Correlation Between the Clays of the Region of Mawrth Vallis as Detected by OMEGA, and HRSC Color Images and DTM. Seventh International Conference on Mars, held July 9-13, 2007 in Pasadena, California, LPI Contribution No. 1353, p.3131.
- Malin, Michael C.; Bell, James F.; Cantor, Bruce A.; Caplinger, Michael A.; Calvin, Wendy M.; Clancy, R. Todd; Edgett, Kenneth S.; Edwards, Lawrence; Haberle, Robert M.; James, Philip B.; Lee, Steven W.; Ravine, Michael A.; Thomas, Peter C.; Wolff, Michael J. 2007. Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E5, CiteID E05S04. DOI: 10.1029/2006JE002808
- Malin, Michael C.; Edgett, Kenneth S. 2001. Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission. *Journal of Geophysical*

- Research, Volume 106, Issue E10, p. 23429-23570. DOI: 10.1029/2000JE001455.
- 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*, Volume 97, Issue E5, p. 7699-7718.
- Mangold, N., Poulet, F., Mustard J. F., J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, V. Ansan, Ph. Masson, C. Fassett, J. W. Head III, H. Hoffmann, and G. Neukum, 2007, Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 2. Aqueous alteration of the crust, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S04.
- McCord, T. B.; Adams, J. B.; Bellucci, G.; Combe, J.-P.; Gillespie, A. R.; Hansen, G.; Hoffmann, H.; Jaumann, R.; Neukum, G.; Pinet, P.; Poulet, F.; Stephan, K. 2007. Mars Express High Resolution Stereo Camera spectrophotometric data: Characteristics and science analysis. *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E6, E06004. DOI: 10.1029/2006JE002769
- McEwen, Alfred S.; Eliason, Eric M.; Bergstrom, James W.; Bridges, Nathan T.; Hansen, Candice J.; Delamere, W. Alan; Grant, John A.; Gulick, Virginia C.; Herkenhoff, Kenneth E.; Keszthelyi, Laszlo; Kirk, Randolph L.; Mellon, Michael T.; Squyres, Steven W.; Thomas, Nicolas; Weitz, Catherine M. 2007. Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E5, CiteID E05S02. DOI: 10.1029/2005JE002605
- McKeown, N. K.; Bishop, J. L.; Noe Dobrea, E.; Ehlmann, B. L.; Mustard, J. F.; Murchie, S. L.; Bibring, J.; Poulet, F.; Silver, E.; Malaret, E.; Hash, C.; CRISM Team. 2007. Phyllosilicate identification in Mawrth Vallis: an analysis of CRISM multispectral data and targeted images FRT4ECA and HRS307A. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007*, abstract #P13D-1558.
- Melosh, H. J. 1989. *Impact cratering: A geologic process*. Research supported by NASA. New York, Oxford University Press (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 11), 1989, 253 p.
- Meunier, Alain. 2002. *Argiles*. Contemporary Publishing International, GB Science Publisher, 435 p.
- Michalski, J. R.; and E.Z. Noe Dobrea. 2007. Evidence for a sedimentary origin of clay minerals in the Mawrth Vallis region, Mars. *Geology*, October 2007; v. 35; no. 10; p. 951–954; doi: 10.1130/G23854A.1
- Michalski, J. R.; and R. Fergason. 2008. Composition and thermal inertia of the Mawrth Vallis region of Mars from TES and THEMIS data. Submitted to *Icarus*.
- Neukum, G., and K. Hiller (1981), *Martian Ages*, *J. Geophys. Res.*, 86(B4), 3097–3121.

- Neukum, G., Jaumann, R., and HRSC Co-Investigator Team. 2004. HRSC: The high Resolution Stereo camera of Mars Express. ESA Special Publication. SP-1240.
- Noe Dobrea, E. Z.; Bishop, J. L.; McKeown, N. K.; Swayze, G.; Michalski, J. R.; Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Mustard, J. F.; Ehlmann, B. L.; Arvidson, R. E.; Morris, R. V.; Murchie, S. L.; McEwen, A. S.; Malaret, E.; Hash, C.; Crism Team. 2008. Clay Bearing Units in the Region Around Mawrth Vallis: Stratigraphy, Extent, and Possible Alteration Fronts. 39th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XXXIX), held March 10-14, 2008 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1391., p.1077.
- Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Mustard, J. F.; Gendrin, A.; Mangold, N.; Langevin, Y.; Arvidson, R. E.; Gondet, B.; Gomez, C. 2005. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, Volume 438, Issue 7068, pp. 623-627. DOI: 10.1038/nature04274.
- Poulet, F.; Chevrier, V.; Bibring, J.; Langevin, Y.; Gondet, B. 2007. Modal Mineralogy Of The Martian Phyllosilicate-rich Terrains And Implication For Their Formation. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #P11E-07.
- Poulet, F., Mangold, N., Loizeau, D., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Michalski, J. R., Gondet, B. 2008. New evidence of significant abundance of clay minerals on Mars. *A&A* 487, L41–L44. DOI: 10.1051/0004-6361:200810150.
- Retallack, G. J., Bestland, E. A., Fremd, T. J. 2000. Eocene and Oligocene paleosols of Central Oregon, GSASpe paper 344, 192pp.
- Ruff, Steven W. 2004. Spectral evidence for zeolite in the dust on Mars. *Icarus*, Volume 168, Issue 1, p. 131-143. DOI: 10.1016/j.icarus.2003.11.003
- Scholten, F., Gwinner K., Roasch, T., Matz, K.-D., Wählisch, M., Giese, B., Oberst, J., Jaumann, R., Neukum, G., and HRSC Co-Investigator Team, 2005. Mars express HRSC Data Processing. *Photogrammetric Eng. Remote Sensing* 71 (10), 1143-1152.
- Seidelmann, P. K., Abablakin, V. K., Bursa, M., Davies, M.E., De Bergh, C., Leiske, J. H., Oberst, J., Simon, J. L., Standish, E. M., Stooke, P., and Thomas, P. C., 2002. Report of the IAU/IAG working group on cartographic coordinates and rotational elements of the planets and satellites: 2000. *Celest. Mech. Dyn. Astron.* 82, 83-110.
- Skinner, Jr, J. A. and K. L. Tanaka. 2007. Evidence for and implications of sedimentary diapirism and mud volcanism in the southern Utopia highland–lowland boundary plain, Mars. *Icarus*, 186, (1), 41-59.
- Smith, D. E., 1999. The gravity field of Mars: results from mars Glolal Surveyor. *Science* 286, 94-97.

- Smith, D. E., Zuber, M. T., Solomon, S.C., Phillips, R. J., Head, J. W., Garvin, J. B., Banerdt, W. B., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., Abshire, J. B., Aharonson, O., Brown, C.D., Hauck, S. A., Ivanov, A. B., McGovern, P. J., Zwally, H. J., and Duxbury, T. C., 1999. The global topography of Mars and Implications for surface evolution. *Science* 284, 1495-1503.
- Spiegel, M., Schmidt, R., Stilla, U., Neukum, G., 2007. Improvement of Exterior Orientation of Mars Eypress HRSC Imagery Using a Photogrammetric Block. LPSC XXXVII, Abstract #1608. Lunar and Planetary Institute, Houston.
- Watters, Thomas R.; McGovern, Patrick J.; Irwin, Rossman P., III. 2007. Hemispheres Apart: The Crustal Dichotomy on Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 35, Issue 1, p.621-652. DOI: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140220.
- Wray, J. J.; Squyres, S. W.; Ehlmann, B. L.; Mustard, J. F.; Hirise Team, 2007. Meter-Scale Morphology and Stratigraphy of Phyllosilicate-rich Outcrops in Mawrth Vallis. Seventh International Conference on Mars, held July 9-13, 2007 in Pasadena, California, LPI Contribution No. 1353, p.3119
- Yusifov, M. and P. D. Rabinowitz. 2004. Classification of mud volcanoes in the South Caspian Basin, offshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 21 (8), 965-975.

5.4. Discussion

Depuis l'arrivée de MRO, le spectro-imageur CRISM (voir section 3.3.1) a commencé à acquérir des observations ciblées de Mawrth Vallis. Il a une résolution spectrale légèrement supérieure à celle d'OMEGA, et une résolution spatiale de ~20 m/pixel. HRSC et CRISM ont ainsi des résolutions très proches, HRSC nous offre des images en couleur avec une couverture régionale, et CRISM une spectroscopie permettant de dresser des cartes minéralogiques sur certaines cibles : si l'on compare les images couleurs HRSC avec des cartes de détection des bandes à 2.2 μm et 2.3 μm sur Mawrth Vallis, comme sur la Figure 5-37, on peut alors vérifier que les observations que l'on a tiré de la comparaison OMEGA-HRSC sont justifiées.

On voit Figure 5-37 que les zones rouges ou orange sur les données HRSC couleur correspondent bien à des pixels où CRISM détecte une bande à 2.3 μm (caractéristique de la liaison Fe-OH ou Mg-OH), alors que les zones blanches ou bleuâtres sont corrélées à des zones où CRISM détecte une bande à 2.2 μm (liaison Al-OH).

CRISM vient donc ici confirmer la corrélation que l'on a vue entre OMEGA et HRSC, et va aussi jusqu'à montrer une comparaison possible entre les couleurs HiRISE et la minéralogie (voir Figure 5-22).

Un autre point de discussion concerne les grands impacts de la région. La région, datée au Noachien [Scott and Tanaka, 1986], présente une vingtaine de cratères de diamètre supérieur à 10 km. Le plus évident est le cratère A au centre de la région. Nous avons spécifié dans l'étude précédente qu'ils sont postérieurs à la mise en place de l'unité stratifiée. Si ces impacts sont survenus après le dépôt de l'unité stratifiée, où sont leurs ejecta ?

Nous avons vu que l'unité dans laquelle les impacts ont eu lieu devait être une unité riche en argiles. De plus, l'érosion aqueuse a été importante dans la région : il y a bien entendu Mawrth Vallis en elle-même, mais de nombreuses vallées sont également visibles sur les plateaux, et des anciennes ravines sur les bords du cratère A (Figure 5-38). Les ejecta formés d'argiles très fins ont pu être transportés facilement, soit évacués hors de la région, soit déposés et sédimentés en partie dans les cratères, tels qu'on peut le voir par l'affleurement argileux du cratère A (Figure 5-15), soit déposés au fond de Mawrth Vallis, comme peut-être dans l'affleurement B où de larges polygones sont visibles (Figure 5-12), et où la stratification caractéristique des plateaux n'est pas retrouvée, impliquant un processus de dépôt différent. L'érosion éolienne est également active sur cette

région, en atteste la fraîcheur des affleurements actuellement visibles, sur lesquels peu de cratères d'impact sont dénombrés, et où la couverture poussiéreuse est peu dense.

Le matériau érodé de l'unité riche en argiles étant fin, l'érosion a pu le transporter loin de la région, et les argiles peuvent être présents aujourd'hui dans la poussière martienne [Bishop et al., 2002 ; Hamilton et al., 2005 ; Fedorova et al., 2002 ; Morris et al., 2001].

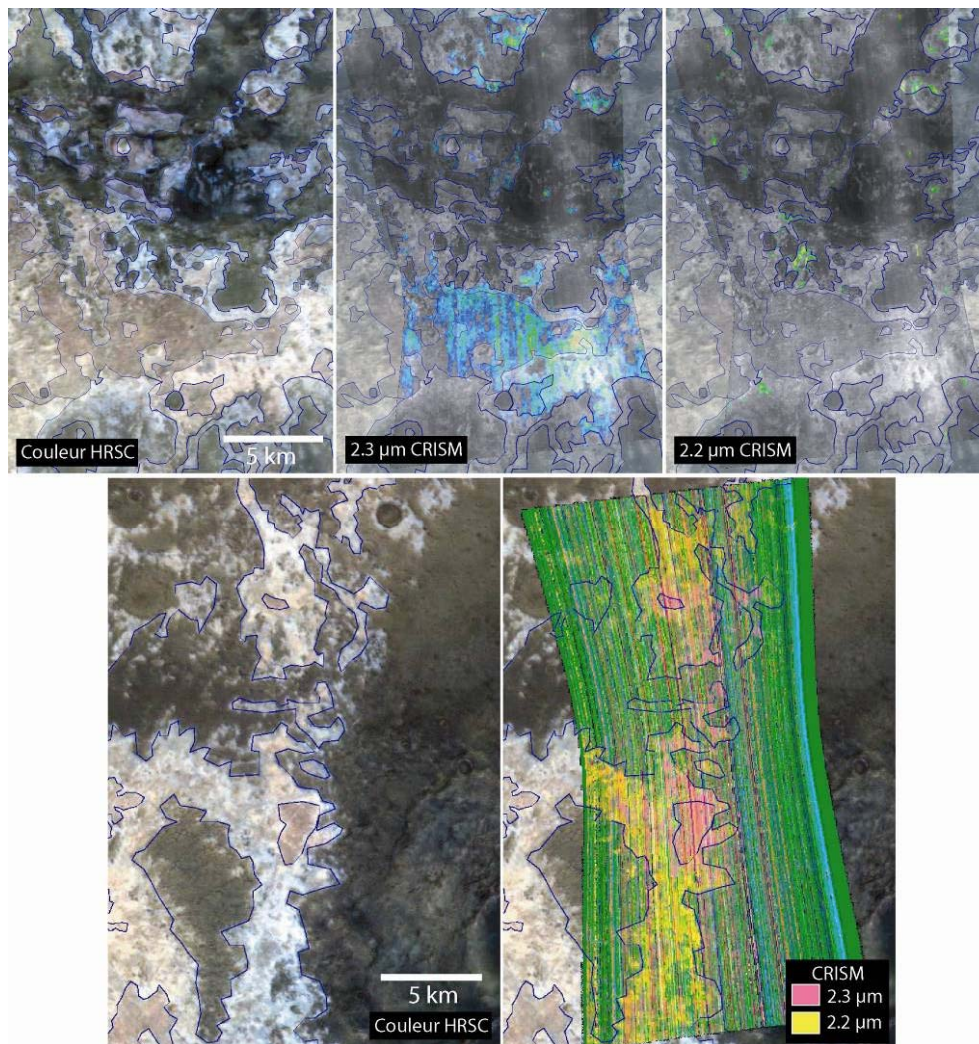


Figure 5-37 : Comparaison des images HRSC couleur et des détections des bandes à 2.2 et 2.3 μm par CRISM sur deux affleurements différents de la région de Mawrth Vallis. Les lignes bleues délimitent en partie les zones de différentes couleurs sur les images HRSC couleur. Une nette corrélation apparaît entre les deux jeux de données. Le traitement des données CRISM du premier affleurement a été effectué par l'équipe CRISM et disponible sur leur site internet, les données du deuxième affleurement ont été traitées par François Poulet.

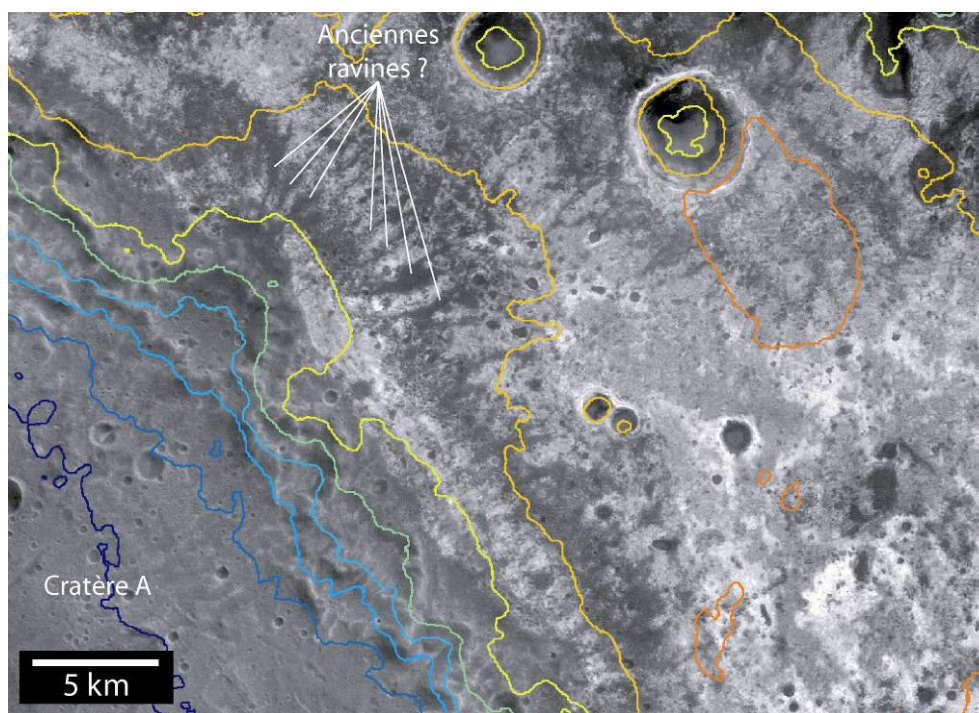


Figure 5-38 : Possibles anciennes ravines érodée situées sur le bord nord-est du cratère A. Les lignes de niveau sont dessinées tous les 200 m, à partir du MNT HRSC.

Certaines questions restent en suspens en n'étant que partiellement résolues par les études minéralogiques et géologiques précédentes : les sous-unités des différents affleurements de la région sont-elles les mêmes ($\alpha_1=\beta_1=\gamma_1=\delta_1$, $\alpha_2=\beta_2=\gamma_2=\delta_2$, etc.) ? Quel est le processus de dépôt ? Quelle est la nature du matériau déposé, qu'il soit altéré ou non à l'origine ? Quel est l'âge du dépôt, et sa durée ? Et enfin, y a-t-il corrélation entre les fines strates visibles à haute résolution et les sous-unités de composition ? Cette question est liée à la relation entre le dépôt et l'altération.

1) Homogénéité des sous-unités

Nous avons vu dans le deuxième article (section 5.3.6.3, p. 244) que l'on observe la même succession de sous-unités près de la surface sur des affleurements distants de plus de 100 km les uns des autres : une sous-unité bleuâtre riche en Al-phyllosilicates, une sous-unité orange/rouge riche en Fe- ou Mg-phyllosilicates, une autre sous-unités bleue, plus fine, pas présente partout, riche en Al-phyllosilicates, puis la paléosurface. Nous en avons conclu que ces sous-unités sont les mêmes, affleurant à plusieurs endroits sur de longues distances, et avec une différence d'altitude qui atteint les 1000 m entre l'affleurement de la Figure 5-27 et celui de la Figure 5-30.

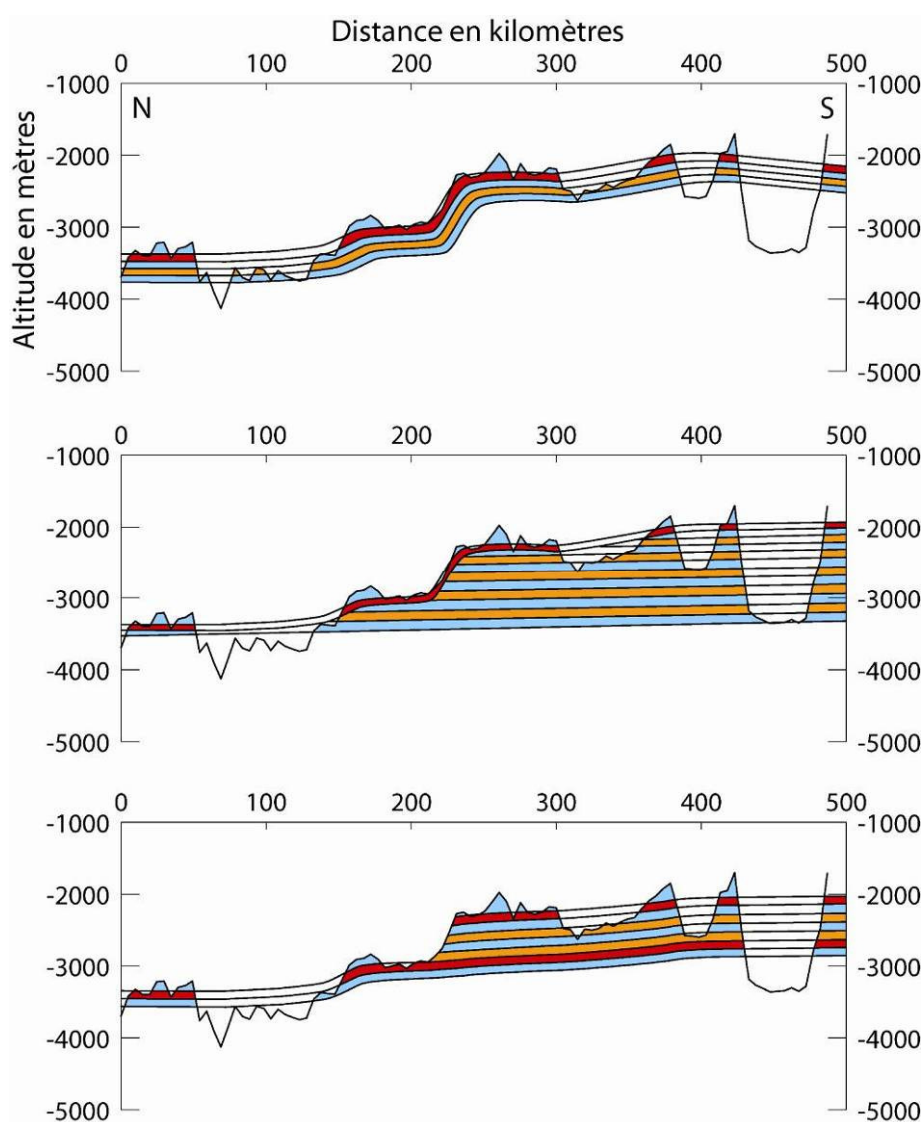


Figure 5-39 : Coupe topographiques schématiques de la région de Mawrth Vallis, selon un axe approximativement nord (à gauche) - sud (à droite). Les différentes sous-unités sont représentées par les alternances bleu-rouge ou orange. La paléosurface n'est pas représentée.

J'ai fait plusieurs coupes schématiques (Figure 5-39) pour essayer de figurer les différentes possibilités : le schéma du haut représente ce qui explique le mieux les observations, une série de sous-unités recouvrant une paléotopographie ; le schéma du milieu représente grossièrement une possibilité que nous envisageons dans la discussion du deuxième article (section 5.3.6.3, p. 244), c'est-à-dire le dépôt tardif d'une (ou ici deux) sous-unités après érosion d'une unité stratifiée plus ancienne (cette unité plus ancienne n'est pas forcément horizontale comme représentée sur le schéma) ; enfin le schéma du bas montre la possibilité qu'il y ait

le même type de sous-unités dans la partie haute et la partie basse, mais correspondant à des sous-unités différentes, aujourd'hui présentes en surface après érosion d'une grande partie de l'unité dans la partie basse. La région où l'altitude varie énormément est malheureusement recouverte en grande partie par la couverture sombre, mais les quelques affleurements qui y sont visibles ne montrent pas l'alternance de sous-unités qu'on attendrait dans le cas du schéma du bas. De plus, il semble difficile qu'il y ait eu une telle érosion concentrée sur la partie nord. Le cas du schéma 3 est donc peu probable.

En ce qui concerne la partie la plus au sud de la région (Figure 5-33), l'on y observe un plus grand nombre de sous-unités. L'explication avancée est que les mêmes sous-unités que celles du nord sont présentes, mais enfouies sous des sous-unités supplémentaires, non présentes au nord : ces sous-unités supplémentaires n'ont-elles jamais été déposées au nord, ou la partie nord est-elle plus érodée ? Le fait que l'on n'observe aucun affleurement subsistant de ces unités au nord indiquerait que ces sous-unités supplémentaires n'y ont jamais été déposées. Il en découle que le dépôt a été plus épais au sud qu'au nord de la région, mais que les sous-unités détectées sur la paléosurface sont présentes pratiquement dans toute l'unité régionale.

Il faudrait un instrument capable de déterminer une minéralogie plus précise de chaque affleurement pour déterminer si l'on observe effectivement la même sous-unité à différents endroits (mais cette observation pourrait être elle-même contrée par des variations latérales de composition).

2) Processus et nature du dépôt

Il reste de grandes interrogations sur le dépôt de l'unité stratifiée : la nature des matériaux à l'origine, le mode de dépôt, l'origine de la stratification, l'âge et enfin la durée du dépôt.

On connaît peu l'origine initiale des roches qui forment aujourd'hui l'unité riche en argiles de Mawrth Vallis : tout d'abord car on n'a aucun indice morphologique expliquant l'origine géographique des matériaux, mais aussi car l'unité stratifiée est aujourd'hui fortement altérée, avec jusqu'à plus de 70% de minéraux hydratés (phyllosilicates et hydroxydes) vu en surface par OMEGA [Poulet et al., 2008], et la présence de silice hydratée, et de minéraux ferreux (Fe^{2+}) [Bishop et al., 2008]. Cette forte altération rend difficile l'analyse depuis l'orbite de minéraux qui auraient « survécu » à l'altération, et qui seraient des indicateurs de la nature des matériaux avant altération. Toutefois TES, sur le domaine spectral infrarouge thermique, aurait identifié des plagioclases sur ces terrains [Bandfield, 2007], ce qui correspond également aux résultats de Poulet et al. [2008] sur

l'évaluation des abondances des minéraux sur les affleurements de Mawrth Vallis (de 15 à 35% de plagioclases selon les spectres).

On peut aussi avancer des hypothèses d'après la morphologie que l'on observe. Le matériau qui forme l'unité stratifiée est fortement érodable étant donné la faible cratérisation que l'on y observe par rapport à la couverture sombre plus jeune, et les nombreuses figures d'érosion sur les affleurements. L'érosion de ce matériau se fait par blocs par cryofracturation, mais l'on n'observe pas de blocs typiques de l'érosion de laves. Il semble donc que le matériau soit composé de grains fins, mais assez cohésifs vu leur inertie thermique ($300-350 \text{ J/m}^2 \text{ K s}^{1/2}$) et l'érosion par cryofracturation. Une analyse *in situ* par un rover pourrait, grâce à un microscope, montrer la taille des grains des dépôts et peut-être trouver la composition de grains non altérés qui révéleraient la nature du matériau avant altération.

Quant au processus de dépôt, les articles ci-joints [Loizeau et al., 2007 ; Loizeau et al., soumis à Icarus] évoquent des dépôts fins éoliens (de types loess^a), des cendres volcaniques, ou encore des dépôts lacustres (des sédiments de type limon). Les dépôts lacustres nécessiteraient soit un ancien bassin à la place de l'actuelle région de Mawrth Vallis et des événements tectoniques pour obtenir la forme actuelle de l'unité stratifiée, soit qu'un volume d'eau ait pu recouvrir toute la région et qu'il y ait eu dépôt sur la paléosurface. Les dépôts éoliens ne nécessitent pas forcément la présence d'un ancien bassin et d'événements tectoniques. L'étude *in situ* des faciès stratifiés de l'unité par un rover pourrait aider à déterminer la nature du processus de dépôt.

Nous avons vu que ces dépôts sont finement stratifiés, strates que l'on peut distinguer avec MOC et CTX, et suivre sur de petites distances avec HiRISE. Les strates ont des épaisseurs autour d'un mètre, et peuvent être expliquées par des sédiments lacustres ou éoliens, ou par des dépôts de cendres volcaniques. Sur Terre, de telles stratifications tirent leur origine de processus récurrents de périodes très différentes, souvent cycliques : les années (à cause des saisons, des crues...), les changements de climat, le déplacement de dunes, les éruptions volcaniques... Cette liste n'est pas exhaustive mais rappelle que les échelles de temps peuvent être extrêmement différentes. Les strates que nous observons sur la région de Mawrth Vallis doivent être liées à des dépôts successifs, dont la périodicité (s'il en existe une) dépend du mode de dépôt.

^a : Un loess est un sédiment éolien poreux et friable constitué de grains fins ($< 50 \mu\text{m}$), provenant souvent sur Terre de dépôts glaciaires.

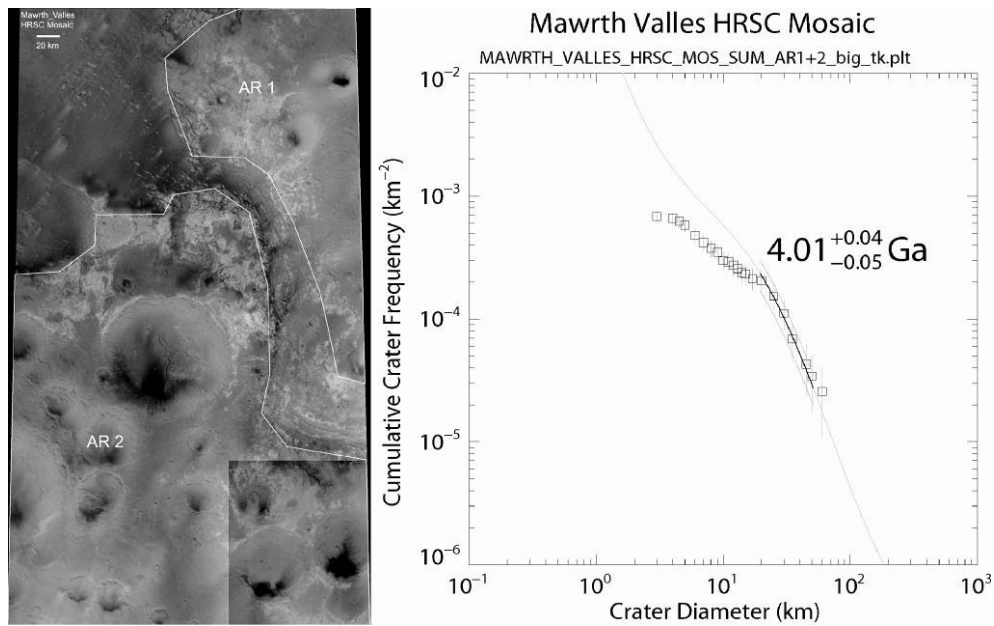


Figure 5-40 : Comptage cumulatif des cratères de plus d'un kilomètre de diamètre sur les zones AR 1 et AR 2 de l'image contexte, et comparaison avec les courbes d'âge de Hartmann et Neukum [2001] (réalisé par T. Kneissl et U. Wolf). Le manque de cratères de diamètre <20 km doit être principalement dû à l'érosion, mais aussi partiellement au fait que ce comptage a été essentiellement basé sur les plus gros cratères et certains petits ont pu être oubliés.

Le principal problème dans la détermination de l'âge de l'unité stratifiée, est de savoir si cette unité s'est déposée avant les grands impacts de la région et la formation du chenal de débâcle de Mawrth Vallis, ou s'il s'agit d'une couverture de la région, déposée après les impacts et le chenal. Nous avons montré dans les articles ci-joints que l'hypothèse d'un dépôt pré-impact et pré-Mawrth Vallis est plus probable. Les plateaux de Mawrth Vallis ont été datés à partir des grands cratères d'impact de la région avec les images Viking par Scott et Tanaka [1986] au Noachien, ainsi qu'avec les images HRSC par l'équipe de Pr. Gerhard Neukum à la Freie Universität de Berlin (et plus particulièrement Thomas Kneissl et Ursula Wolf), à 4.0 milliards d'années, les plaçant également dans le Noachien (Figure 5-40). Si l'on considère que les impacts sont arrivés en cours ou après le dépôt de l'unité stratifiée, cette unité a donc au moins 4 milliards d'années. Nous avons également vu que l'unité a dû être formée avant l'érosion de la limite de la dichotomie topographique martienne, généralement datée au Noachien supérieur [Watters et al., 2007], ce qui serait en accord avec le comptage de cratère. Enfin, la formation du chenal de débâcle de Mawrth Vallis est datée à la fin Noachien/début Hespérien [Scott and Tanaka, 1986], et nos travaux prouveraient que ce chenal a bien érodé l'unité stratifiée, déjà en place à ce moment. Seul un retour

d'échantillons avec une datation nucléaire permettrait de tenter de déterminer l'âge du dépôt (on déterminerait alors essentiellement l'âge de l'altération).

Concernant l'âge des plus grands cratères de la région, une datation a été faite sur les dépôts clairs au centre du plus grands cratère des figures des articles (noté cratère A dans Loizeau et al. [2007], Figure 5-3 et Figure 5-15c). Cette datation, effectuée sur des cratères de diamètre <600 m, indique un âge de ces dépôts de 3.7 milliards d'années (Figure 5-41). Les dépôts à l'intérieur du cratère sont en partie hydratés [Loizeau et al., 2007], mais aucune image à haute résolution n'a pu montré de stratification de ces dépôts pour le moment, il pourrait s'agir de remobilisation des matériaux altérés par érosion des dépôts stratifiés. On voit en effet un certain nombre d'anciennes ravines (Figure 5-38), « gullies » en anglais, sur le bord nord-est du cratère, qui indiqueraient que des matériaux du plateau ont été entraînés vers l'intérieur du cratère.

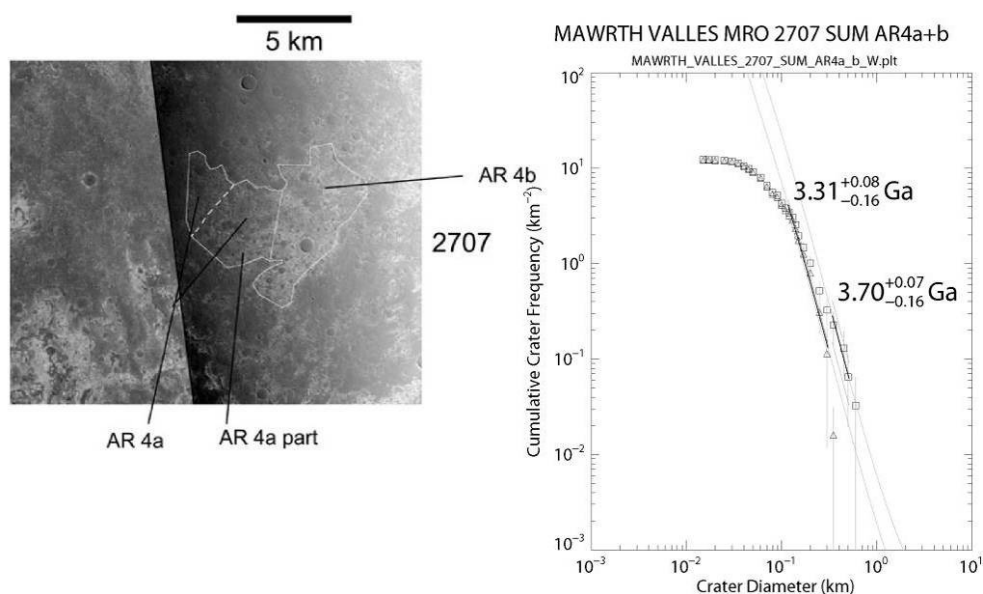


Figure 5-41 : Comptage de cratère au centre du cratère A de la Figure 5-3, effectué sur une image CTX/MRO (orbite 2707) par T. Kneissl et U. Wolf. Le comptage indique un âge de 3.7 milliards d'années avec un épisode d'érosion évalué à 3.3 milliards d'années.

La durée du dépôt est bien entendue liée au processus de mise en place des strates. Dans l'éventualité d'une précipitation de type argiles rouges océaniques [Velde et al., 1995], il faudrait plusieurs millions d'années pour précipiter plusieurs centaines de mètres d'argiles dans des conditions terrestres habituelles. Lors du dépôt, daté au Noachien, le taux de cratérisation était relativement élevé, mais lorsque l'on regarde le faciès des strates, on peut suivre plusieurs dizaines de strates superposées, d'épaisseurs très régulières, sans observer de cratères interstratifiés, ce qui montrerait que le dépôt s'est fait dans un milieu calme, et que

la région a reçu peu d'impacts durant le dépôt. Ceci implique que le dépôt a été assez rapide pour éviter que de nombreux impacts viennent perturber la mise en place des strates.

3) Chronologie dépôt-altération

Nous observons une unité stratifiée riche en minéraux altérés, et organisée en sous-unités, mais l'origine des minéraux altérés n'est pas obligatoirement liée au processus de dépôt qui a construit l'unité et les sous-unités. Il faut mettre en relation strates, sous-unités et altération pour comprendre la chronologie relative des processus de dépôt et d'altération.

Relation strates/sous-unités

Nous avons utilisé les sous-unités comme traceurs de la stratigraphie de la région. Ces sous-unités, qui se distinguent les unes des autres par leur couleur et composition, révèlent effectivement la stratification compositionnelle de l'unité argileuse. Mais révèlent-elles dans le même temps la géométrie de la fine stratification morphologique de l'unité, visible sur les images MOC et HiRISE ? Ainsi, y a-t-il corrélation entre la fine stratigraphie de l'unité et la géométrie des sous-unités ?

Seule la résolution des images HiRISE (couleur) peut nous permettre d'essayer de répondre à cette question : ce sont les seules images où l'on peut vraiment distinguer et suivre les différentes strates le long des faciès. Le zoom sur le cratère de la Figure 5-22c semble à première vue indiquer une corrélation entre strates et couleurs, tout comme celui sur le petit canyon de la Figure 5-28a. Mais lorsque l'on regarde la Figure 5-29d et 5-29e, la corrélation est moins évidente : on peut argumenter que sur la première, la pente peut entraîner du matériau érodé du dessus, et ainsi modifier les couleurs, alors que sur la deuxième, la superposition des couleurs HRSC (les couleurs HiRISE ne sont pas disponibles sur cette partie de l'image) pourrait entraîner de mauvaises interprétations, mais il semble bien que des strates y présentent une couleur différente latéralement : il peut y avoir variation latérale du faciès.

Si l'on regarde par contre la Figure 5-42 sur des zooms HiRISE au bord d'un cratère où les strates sont particulièrement bien exhumées, on voit ainsi une assez bonne corrélation entre les strates et les couleurs, avec un très net escarpement entre la sous-unité bleue et la sous-unité orange.

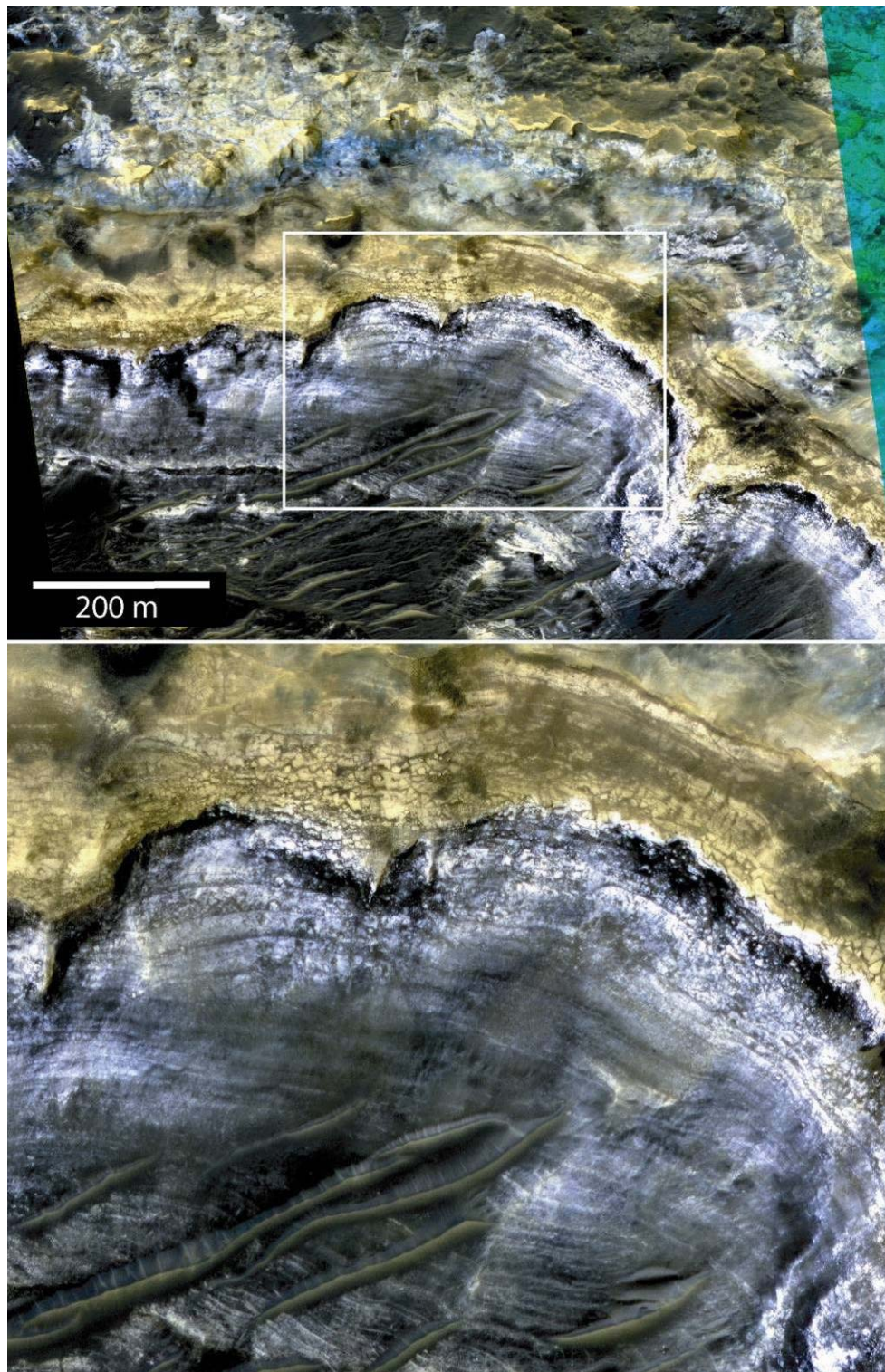


Figure 5-42 : ZOOMS sur l'image HiRISE couleur PSP_008034_2050 au bord nord-est du cratère de la Figure 5-27b.

Relation altération/dépôt

Si l'on observait une décorrélation entre les sous-unités de composition et les strates, il en découlerait que l'altération a eu lieu après la mise en place de l'unité stratifiée (comme discuté dans le deuxième article, section 5.3.6.6, p. 247), mais nous n'avons pas pour le moment d'exemple flagrant de décorrélation entre les strates et les sous-unités, la question n'est donc pas vraiment résolue. Cette question est aussi liée à la nature des matériaux déposés, s'ils étaient déjà altérés ou pas, mais on peut également se demander s'ils n'ont pas continué d'être altérés durant la phase de dépôt et après.

Première hypothèse : l'altération des matériaux a eu lieu avant le transport et le dépôt sur la région de Mawrth Vallis. Ceci implique que les matériaux déposés aient été érodés depuis des roches déjà altérées ailleurs, puis amenés dans la région pour y être déposés. Il devrait en découler un fort mélange des minéraux avant dépôt, et il serait alors difficile d'expliquer la mise en place des sous-unités de compositions différentes, à moins que l'origine des dépôts change radicalement d'une sous-unité à une autre, mais c'est encore un processus à expliquer.

Deuxième hypothèse : l'altération a eu lieu au fur et à mesure du dépôt. Quelque soit le type de dépôt, cette hypothèse implique un milieu de dépôt humide (précipitations ou aquifère peu profonde), où les matériaux puissent être altérés *in situ*. Cette hypothèse a ainsi, comme l'hypothèse précédente, de fortes implications sur le climat à l'époque du dépôt, qui devait donc être assez chaud et humide, et de pH relativement neutre [Meunier, 2002]. Des changements dans les conditions d'altération en surface (un lessivage plus ou moins important par exemple) durant le dépôt pourraient alors très bien expliquer la présence de différentes sous-unités, globalement liées aux strates, avec des exceptions possibles si l'altération a touché des strates enfouies déjà constituées.

Troisième hypothèse : l'altération a eu lieu après la fin du dépôt. Un aquifère circulant dans l'unité stratifiée pourrait expliquer cela. L'existence des sous-unités de compositions différentes pourrait être liée à l'existence de différentes sous-unités préalablement mises en place par le dépôt de différents matériaux, et dont la géométrie n'auraient pas été trop grandement modifiée par la circulation de l'aquifère et l'altération : on s'attendrait alors à des sous-unités généralement corrélées aux strates, et cette hypothèse expliquerait les changements brutaux de composition comme vu Figure 5-42. Une autre possibilité serait que l'altération ait été différente selon la profondeur, l'emplacement dans l'aquifère, et aurait ainsi créé des sous-unités différentes par lessivage différent des éléments de l'unité. Ceci impliquerait une décorrélation entre les strates et les sous-unités de composition.

Cette question chronologique entre le dépôt et l'altération pourrait être résolue en étudiant *in situ* si l'altération s'est faite dans la roche en place ou pas, si cela peut être visible.

Conclusions et perspectives

Mars, ce monde rouge depuis la Terre, a montré au fur et à mesure des missions spatiales les marques des débuts de son histoire. Depuis les années 70, nous avons vu des indices de l'écoulement de l'eau à sa surface, depuis quelques années, nous étudions l'impact de l'eau liquide sur la composition des minéraux visibles depuis l'espace, mais aussi étudiés in situ par les rovers.

Les connaissances sur l'importance de l'eau sur la période primitive de Mars ont évolué au cours du temps, et aujourd'hui de nombreux indices tendent à montrer que le climat dans le Noachien, la première ère géologique martienne, a été plus proche de celui de la Terre que le climat froid et sec actuel, et qu'un cycle de l'eau a été possible.

Ma thèse a voulu s'inscrire dans cette question de l'impact de l'eau au début de l'histoire de Mars, à travers une approche à la fois minéralogique et géologique, possible depuis quelques années à des résolutions de plus en plus hautes. Ceci fut possible grâce à l'utilisation coordonnée des données spectroscopiques, visibles, infrarouges et topographiques des régions étudiées.

Aujourd'hui, avec une imagerie qui permet de résoudre des objets de moins d'un mètre de diamètre, et une spectroscopie infrarouge à moins de 20 m/pixel de résolution, nous approchons de la géologie de terrain, depuis l'espace. La prochaine étape étant d'envoyer sur place des robots afin d'étudier les roches à des résolutions centimétriques à micrométriques, en attendant le retour d'échantillons choisis sur place.

Les roches stratifiées du cratère d'impact rempli Terby, constituées en mesas de près de deux kilomètres de hauteur, sont composées en partie de minéraux hydratés. La faiblesse des bandes d'absorption ne permet pas d'identifier avec certitude la nature des minéraux présents, mais on peut soupçonner des phyllosilicates de type smectite riche en fer. Les faciès des mesas ont montré qu'elles ont probablement été construites par des sédiments fluviaux ou lacustres. La présence de minéraux hydratés dans ces sédiments n'est pas obligatoirement liée au processus du dépôt, et l'altération pourrait avoir eu lieu ailleurs, puis les roches érodées et déposées dans Terby Crater. Ici aussi seule une plus haute résolution spatiale et spectrale pourrait identifier quels minéraux sont présents, et les cartographier avec précision pour déterminer s'il y a une différenciation de la minéralogie avec la profondeur dans les mesas, due à la diagenèse des sédiments ou à leur altération, comme dans la région de Mawrth Vallis.

Tyrrhena Terra, vaste zone des highlands du sud, présente des minéraux hydratés à la fois sur certains ejecta lobés de la région et sur plusieurs plaines situées aux embouchures de vallées. L'hypothèse la plus probable pour expliquer ces observations est que les terrains de la région sont riches en minéraux hydratés enfouis sous une couche de pyroxène sur les hauteurs, et sous des matériaux riches en olivine et pyroxène dans les vallées. Les impacts auraient ainsi permis de ramener en surface les minéraux hydratés, alors que les vallées incisant les reliefs auraient érodés les roches riches en minéraux altérés pour aller les déposer dans des plaines d'alluvions sur lesquelles l'hydratation est aujourd'hui visible. L'altération aqueuse à l'origine de ses matériaux devrait donc avoir eu lieu très tôt dans l'histoire de Mars, avant ou pendant la formation des vallées ramifiées principalement noachiennes sur la région.

Le problème actuel de cette région est le manque de données à haute résolution disponible, notamment en imagerie visible. De plus, des observations ciblées avec CRISM de quelques vallées aideraient à comprendre si ces incisions ont creusé dans une roche déjà riche en minéraux hydratés, ou si l'altération s'est faite suite à la formation des réseaux de vallées.

La région de Mawrth Vallis présente les plus grands affleurements de phyllosilicates sur Mars, ainsi que les abondances en minéraux hydratés les plus élevées [Poulet et al., 2008a]. Les affleurements ont révélé une unité stratifiée épaisse de plusieurs centaines de mètres, déposée sur une paléosurface altérée au moins localement, et organisée en plusieurs sous-unités de compositions différentes. Le nombre de ces sous-unités varie selon les zones, on en compte jusqu'à cinq dans la partie sud de la région. Elles témoignent de la diversité des matériaux altérés ou de variations de l'altération. Le processus de dépôt a eu lieu très tôt dans l'histoire de Mars, au cours du Noachien, et a impliqué des matériaux fins, il a pu être volcanoclastique, éolien ou lacustre. L'altération a probablement eu lieu après ou au cours du dépôt, soit dans les dépôts en surface, soit par des aquifères dans l'unité.

Depuis maintenant plus d'un an, CRISM a acquis plus d'une vingtaine d'observations ciblées sur la région de Mawrth Vallis. La plus haute résolution spatiale et spectrale du spectro-imageur ont permis d'isoler des espèces minéralogiques supplémentaires, évoquant la présence de silice hydratée, ou de minéraux ferreux [Bishop, 2008]. Du point de vue morphologique, CRISM a permis de confirmer les observations faites avec l'imagerie couleur HRSC et d'identifier avec plus de précision les minéraux présents sur chaque sous-unité. Quelques observations locales supplémentaires, complémentaires entre CRISM et

HiRISE, pourraient améliorer la connaissance de la géométrie de l'unité riche en argiles, et j'ai proposé aux équipes de ces instruments quelques cibles à observer.

La région de Mawrth Vallis est à ce jour (septembre 2008) dans les sept régions pré-sélectionnées pour un atterrissage potentiel du prochain rover martien envoyé par la NASA, Mars Science Laboratory. Le but de MSL est d'effectuer des analyses à la fois pour déterminer une habitabilité passée au site d'atterrissage, et pour y étudier la chimie du carbone, peut-être liée à une présence de vie. Une piste est donc d'aller sur la région la plus propice à avoir accueilli de l'eau liquide sur de longues périodes. Avec ses grands affleurements de roches ayant subi une forte altération aqueuse, Mawrth Vallis serait une région idéale pour y mener ces types d'expériences, et l'envoi d'un rover permettrait également de comprendre certaines problématiques géologiques de cette région soulevées par notre étude. Quatre sites potentiels d'atterrissage ont été proposés dans la région de Mawrth Vallis, prenant en compte à la fois des impératifs techniques de sûreté et des aspects d'intérêt scientifique à proximité ou directement sur le lieu de l'atterrissage.

De nombreux autres affleurements riches en phyllosilicates ont maintenant également été détectés et répertoriés à la surface de Mars avec OMEGA et CRISM (pics centraux de cratères, matériaux sombres...). Ces affleurements sont plus réduits en surface, et une étude avec des données à haute-résolution spatiale (CRISM et HiRISE) est souvent indispensable dans ces endroits précis pour mener une étude de leur géologie. Je souhaite m'impliquer dans l'étude de ces cas, ici aussi avec un double aspect minéralogique et morphologique, afin de mieux comprendre la présence des phyllosilicates sur Mars.

De plus, des expérimentations en laboratoire existent depuis quelques années et se développent pour mieux comprendre les conditions d'altération sur Mars, en simulant des conditions martiennes. Notre connaissance limitée des environnements martiens passés, la difficulté de reproduire des environnements naturels en laboratoire, et les problèmes d'échelles de temps rendent ces expérimentations difficiles. Néanmoins, le recours à l'observation des échantillons et environnements terrestres et leur comparaison à Mars reste un moyen indispensable pour comprendre les phénomènes martiens, aussi bien au niveau minéralogique que géomorphologique.

Un moyen de mieux comprendre les spectres que l'on observe à la surface de Mars est de passer par la caractérisation spectrale en laboratoire de mélanges de différentes espèces de phyllosilicates avec d'autres espèces hydratées ou mafiques qui pourraient reproduire la roche totale martienne. Une autre approche consiste à

observer la variation des spectres de phyllosilicates selon les conditions proches des conditions martiennes (température, atmosphère...) afin également de mieux comprendre les spectres martiens mesurés. Enfin, pour comprendre les processus de formation, quelques tests sont entrepris pour étudier la formation des phyllosilicates sous différentes conditions de températures, pressions de différents gaz, concentrations en différentes espèces, pH, influence des chocs... pour étudier les effets des environnements, de l'hydrothermalisme, des impacts de météorites sur la formation et le devenir des phyllosilicates.

Nous recherchons a priori la présence de minéraux ayant subi une altération aqueuse dans les régions où la morphologie présente des signes d'écoulement d'eau liquide. Mais souvent, la présence des minéraux hydratés que nous avons étudiés est paradoxalement non liée aux morphologies d'écoulement visibles sur l'imagerie visible. Nous l'avons vu à travers l'absence d'altération correspondant aux réseaux de vallées des plateaux d'Echus Chasma, ou au chenal de débâcle de Mawrth Vallis, alors que de l'hydratation est corrélée à des ejecta lobés sur Tyrrhena Terra.

Certains types d'écoulements comme les chenaux de débâcle, qui marquent des événements très brefs, n'ont pas impliqué la présence d'eau pendant des temps assez longs pour créer des minéraux altérés. Mawrth Vallis a ainsi seulement érodé une unité riche en minéraux argileux comme les phyllosilicates. Les réseaux de vallées anciennes de Tyrrhena Terra ont peut-être également exhumé des minéraux hydratés enfouis, et pas ou peu participé à leur altération. Les minéraux hydratés observés paraissent aussi s'être formés avant la formation des principaux réseaux de vallées visibles à la surface de Mars sur les régions étudiées ici (vallées ramifiées de la région de Mawrth Vallis, de Tyrrhena Terra, mais aussi sur Nili Fossae [Mangold et al., 2007]). L'altération semble ainsi avoir eu lieu plus tôt dans l'histoire de Mars, et d'éventuelles morphologies de terrains reliés à cette altération ont été depuis longtemps érodées.

J'espère ainsi avoir aidé à montrer dans ce travail certains environnements de la période primitive de Mars. Il semble que la période où les conditions ont été réunies pour former des phyllosilicates sur Mars, nommée Phyllosien par Bibring et al. [2006], a eu lieu très tôt dans son histoire, durant le Noachien. Cette période a vu une humidité importante, avec des conditions de pH relativement neutres, différente de l'âge Theiikien suivant, plus propice à la formation de sulfates. L'érosion a été très forte depuis la formation des minéraux altérés que nous avons observés (à la limite de la dichotomie, et par les vallées ramifiées et par Mawrth Vallis par exemple), et les indices géomorphologiques de la période de formation des phyllosilicates sont peu nombreux.

Nous avons vu sur Mars plusieurs régions où des minéraux hydratés tels les phyllosilicates affleurent sur de grandes surfaces (Mawrth Vallis, Nili Fossae, Meridiani Terra, Tyrrhena Terra...). Ces terrains sont tous datés dans la même ère géologique martienne, et ils semblent ainsi révéler que de tels environnements propices à la formation de phyllosilicates devaient être répandus à la surface de Mars durant cette période. On peut ainsi penser que les affleurements exhumés visibles aujourd'hui sont des « fenêtres » sur cette ère d'altération aqueuse intense, qui a été largement recouverte depuis par d'autres unités géologiques.

Bibliographie

- Albertz, J., Attwenger, M., Barret, J., Casley, S., Dominger, P., Dorrer, E., Ebner, H., Gehrke, S., Giese, B., Gwinner, K., Heipke, C., Howington-Kraus, E., Kirk, R. L., Lehmann, H., Mayer, H., Muller, J., Oberst, J., Ostrovskiy, A., Renter, J., Reznik, S., Schmidt, R., Scholten, F., Spiegel, M., Stilla, U., Wählisch, M., Neukum, G., and the HRSC CoI-Team. 2005. HRSC on Mars Express - Photogrammetric and cartographic research. *Photogram. Eng. Rem. Sens.* 71 (10), 1153-1166.
- Ansan, V and N. Mangold (2004), Impact crater paleolakes in Hellas and Thaumasia areas, Mars. Early Mars Conference, Jackson Hole, USA.
- Ansan, V.; Mangold, N. (2006) New observations of Warrego Valles, Mars: Evidence for precipitation and surface runoff. *Planetary and Space Science*, Volume 54, Issue 3, p. 219-242. DOI: 10.1016/j.pss.2005.12.009.
- Ansan, V., N. Mangold, and A. Lucas (2006), Layered deposits in Terby crater (Hellas region, Mars) from multi-datasets (MOLA, THEMIS AND MOC) : Geologic implications. LPSC XXXVII, abstract#1877.pdf, Houston, USA.
- Ansan, V.; Mangold, N.; Masson, P., Gaihlardis, E.; and G. Neukum. 2008. Topography of valley networks on Mars from the Mars Express High Resolution Stereo Camera Digital Elevation Models. *Journal of Geophysical Research*, Volume 113, Issue E7, CiteID E07006. DOI: 10.1029/2007JE002986.
- Arvidson, R. E., et al. (2006), 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, doi:10.1029/2005JE002499.
- Baker, V. R. (1982) *The channels of Mars*. University of Texas Press, Austin.
- Baker, V. R.; Strom, R. G.; Gulick, V. C.; Kargel, J. S.; Komatsu, G. (1991) Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars. *Nature* (ISSN 0028-0836), vol. 352, Aug. 15, 1991, p. 589-594. DOI: 10.1038/352589a0.
- Baker, Victor R.; Carr, Michael H.; Gulick, Virginia C.; Williams, Cameron R.; Marley, Mark S. (1992) Channels and valley networks. In: *Mars* (A93-27852 09-91), p. 493-522.
- Balme, M., N. Mangold, D. Baratoux, F. Costard, M. Gosselin, P. Masson, P. Pinet, and G. Neukum (2006), Orientation and distribution of recent gullies in the southern hemisphere of Mars: Observations from High Resolution Stereo Camera/Mars Express (HRSC/MEX) and Mars Orbiter Camera/Mars Global Surveyor (MOC/MGS) data, *J. Geophys. Res.*, 111, E05001, doi:10.1029/2005JE002607.
- Bandfield, J.L. (2002) Global mineral distributions on Mars, *J. Geophys. Res.*, 107.

- Baratoux, D., P. Pinet, A. Gendrin, L. Kanner, J. Mustard, Y. Daydou, J. Vaucher, and J.-P. Bibring. (2007), Mineralogical structure of the subsurface of Syrtis Major from OMEGA observations of lobate ejecta blankets, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S05, doi:10.1029/2007JE002890.
- Barlow, Nadine G.; Boyce, Joseph M.; Costard, Francois M.; Craddock, Robert A.; Garvin, James B.; Sakimoto, Susan E. H.; Kuzmin, Ruslan O.; Roddy, David J.; Soderblom, Laurence A. (2000) Standardizing the nomenclature of Martian impact crater ejecta morphologies. *Journal of Geophysical Research*, Volume 105, Issue E11, p. 26733-26738. DOI: 10.1029/2000JE001258.
- Barnouin-Jha, Olivier S.; Schultz, Peter H. (1998) Lobateness of impact ejecta deposits from atmospheric interactions. *Journal of Geophysical Research*, Volume 103, Issue E11, p. 25739-25756. DOI: 10.1029/98JE02025.
- Bibring, J.-P.; Combes, M.; Drossart, P.; Encrenaz, T.; Erard, S.; Forni, O.; Gondet, B.; Ksanfomaliti, L.; Langevin, Y.; Lellouch, E.; Masson, P.; Moroz, V.; Rocard, F.; Rosenqvist, J.; Sotin, C.; Soufflot, A. (1989) First Results of the ISM experiment. *Nature*, 341, p. 591-592.
- Bibring, J.-P.; Combes, M.; Langevin, Y.; Cara, C.; Drossart, P.; Encrenaz, T.; Erard, S.; Forni, O.; Gondet, B.; Ksanfomaliti, L.; Lellouch, E.; Masson, P.; Moroz, V.; Rocard, F.; Rosenqvist, J.; Sotin, C.; Soufflot, A. (1990) ISM observations of Mars and PHOBOS - First results. IN: *Lunar and Planetary Science Conference, 20th*, Houston, TX, Mar. 13-17, 1989, Proceedings (A90-33456 14-91). Houston, TX, Lunar and Planetary Institute, 1990, p. 461-471.
- Bibring J.-P. et al. (2004) OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité, ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload.
- Bibring, Jean-Pierre; Langevin, Yves; Gendrin, Aline; Gondet, Brigitte; Poulet, François; Berthé, Michel; Soufflot, Alain; Arvidson, Ray; Mangold, Nicolas; Mustard, John; Drossart, P., Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations, *Science*, Volume 307, Issue 5715, pp. 1576-1581 (2005), DOI: 10.1126/science.1108806.
- Bibring, Jean-Pierre; Langevin, Yves; Mustard, John F.; Poulet, François; Arvidson, Raymond; Gendrin, Aline; Gondet, Brigitte; Mangold, Nicolas; Pinet, P.; Forget, F. 2006. Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, Volume 312, Issue 5772, pp. 400-404. Doi : 10.1126/science.1122659.
- Binder, A. B., R. E. Arvidson, E. A. Guinness, K. L. Jones, E. C. Morris, T. A. Mutch, D. C. Pieri, and C. Sagan (1977), The Geology of the Viking Lander 1 Site, *J. Geophys. Res.*, 82(28), 4439-4451.
- Bishop, J. L., S. L. Murchie, C. M. Pieters, and A. P. Zent (2002), A model for formation of dust, soil, and rock coatings on Mars: Physical and chemical processes on the Martian surface, *J. Geophys. Res.*, 107(E11), 5097, doi:10.1029/2001JE001581.

- Bishop, J. L.; Noe Dobrea, E.; McKeown, N.; Parente, M.; Ehlmann, B. L.; Michalski, J. R.; Milliken, R. E.; Poulet, F.; Swayze, G. A.; Mustard, J. F.; Murchie, S. L.; Bibring, J.-P. (2008) Phyllosilicate Diversity and Past Aqueous Activity Revealed at Mawrth Vallis, Mars. *Science* 321, 830. DOI: 10.1126/science.1159699.
- Burr, D. M.; Grier, J. A.; McEwen, A. S.; Keszthelyi, L. P. (2002) Repeated Aqueous Flooding from the Cerberus Fossae: Evidence for Very Recently Extant, Deep Groundwater on Mars. *Icarus*, Volume 159, Issue 1, p. 53-73. DOI: 10.1006/icar.2002.6921.
- Boynton, W. V., et al. (2007) Concentration of H, Si, Cl, K, Fe, and Th in the low- and mid-latitude regions of Mars. *J. Geophys. Res.*, 112, E12S99, doi:10.1029/2007JE002887.
- Cabrol, N. A.; Grin, E. A.; Landheim, R.; Kuzmin, R. O.; Greeley, R. (1998) Duration of the Ma'adim Vallis/Gusev Crater Hydrogeologic System, Mars. *Icarus*, Volume 133, Issue 1, pp. 98-108. DOI: 10.1006/icar.1998.5914.
- Cabrol, Nathalie A.; Grin, Edmond A. (1999) Distribution, Classification, and Ages of Martian Impact Crater Lakes. *Icarus*, Volume 142, Issue Icarus, pp. 160-172. DOI: 10.1006/icar.1999.6191.
- Calvin, Wendy M. (1997) Variation of the 3- μ m absorption feature on Mars: Observations over eastern Valles Marineris by the Mariner 6 infrared spectrometer. *Journal of Geophysical Research*, Volume 102, Issue E4, p. 9097-9108. DOI: 10.1029/96JE03767.
- Carr, Michael H. (1974) The Role of Lava Erosion in the Formation of Lunar Rilles and Martian Channels (Paper presented at The International Colloquium on Mars, 28 Nov. - 1 Dec. 1973, Pasadena, California). *Icarus*, vol. 22, p.1.
- Carr, Michael H. (1995) The Martian drainage system and the origin of valley networks and fretted channels. *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 100, no. E4, p. 7479-7507.
- Carr, Michael H. (1996) *Water on Mars*. Oxford University Press, New York.
- Carr, M. H.; Clow, G. D. (1981) Martian channels and valleys - Their characteristics, distribution, and age.
- Christensen et al. (2001) The Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results, *J. Geophys. Res.*, 106, 23,823-23,871.
- Christensen, Philip R.; Jakosky, Bruce M.; Kieffer, Hugh H.; Malin, Michael C.; McSween, Harry Y., Jr.; Nealon, Kenneth; Mehall, Greg L.; Silverman, Steven H.; Ferry, Steven; Caplinger, Michael; Ravine, Michael. (2004) The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews*, v. 110, Issue 1, p. 85-130. DOI: 10.1023/B:SPAC.0000021008.16305.94.

- Clark, Roger N.; King, Trude V. V.; Klejwa, Matthew; Swayze, Gregg A.; Vergo, Norma. (1990) High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of Minerals, *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 95, Aug. 10, 1990, p. 12653-12680.
- Colina, Luis; Bohlin, Ralph C.; Castelli, Fiorella. (1996) The 0.12-2.5 micron Absolute Flux Distribution of the Sun for Comparison With Solar Analog Stars. *Astronomical Journal* v.112, p.307. DOI: 10.1086/118016.
- Connerney, J.E.P., M.H. Acuña, P.J. Wasilewski, G. Kletetschka, N.F. Ness, H. Rème, R.P. Lin, and D.L. Mitchell (2001) *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, Iss. 21, pp. 4015-4018.
- Costard, F.; Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Baratoux, D.; Mangold, N.; Meresse, S.; Pinet, P.; Omega Team. (2006) Detection of Hydrated Minerals on Fluidized Ejecta Lobes from Omega Observations: Implications in the History of Mars. 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 13-17, 2006, League City, Texas, abstract no.1288.
- Cutts, J. A.; Blasius, K. R. (1981) Origin of Martian outflow channels - The eolian hypothesis. *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, June 10, 1981, p. 5075-5102.
- de Hon, R. A. (1992) Martian lake basins and lacustrine plains. *Earth, Moon, and Planets* (ISSN 0167-9295), vol. 56, no. 2, Feb. 1992, p. 95-122.
- Duxbury, T. C., Kirk, R. L., Archinal, B. A., and Neumann, G. A., 2002. Mars geodesy/cartography working group recommendation on Mars cartographic constants and coordinate systems. *Symposium on Geospatial Theory, Processing and Application*. Ottawa.
- Erard, Stéphane; Calvin, Wendy. (1997) New Composite Spectra of Mars, 0.4-5.7 μm . *Icarus*, Volume 130, Issue 2, pp. 449-460. DOI: 10.1006/icar.1997.5830.
- Fedorova, A. A.; Lellouch, E.; Titov, D. V.; de Graauw, T.; Feuchtgruber, H. (2002) Remote sounding of the Martian dust from ISO spectroscopy in the 2.7 μm CO₂ bands. *Planetary and Space Science*, Volume 50, Issue 1, p. 3-9.
- Flammarion, Camille. (1884) *Les Terres du Ciel, Voyage astronomique sur les autres Mondes et description des conditions actuelles de la vie sur les diverses planètes du système solaire*. Ed. C. Marpon et E. Flammarion, Paris.
- Forget, F.; Madeleine, J.-B.; Spiga, A.; Mangold, N.; Costard, F. (2008) Formation of Gullies by Local Melting of Water Ice: Clues from Climate Modelling. *Workshop on Martian Gullies*, held February 4-5, 2008 in Houston, Texas. LPI Contribution No. 1301, p.38-39.
- Gendrin, Aline (2004) *Minéralogie de Mars : l'expérience OMEGA*. Thèse de l'Université Paris XI, Ecole d'Astronomie et Astrophysique d'Île-de-France, 28 septembre 2004.
- Gendrin, Aline; Mangold, Nicolas; Bibring, Jean-Pierre; Langevin, Yves; Gondet, Brigitte; Poulet, François; Bonello, Guillaume; Quantin, Cathy;

- Mustard, John; Arvidson, Ray; LeMouélic, Stéphane. (2005) Sulfates in Martian Layered Terrains: The OMEGA/Mars Express View. *Science*, Volume 307, Issue 5715, pp. 1587-1591. DOI: 10.1126/science.1109087.
- Gillet, Ph.; Barrat, J. A.; Deloule, E.; Wadhwa, M.; Jambon, A.; Sautter, V.; Devouard, B.; Neuville, D.; Benzerara, K.; Lesourd, M. (2002) Aqueous alteration in the Northwest Africa 817 (NWA 817) Martian meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 203, Issue 1, p. 431-444.
- Golombek, M. P.; Bridges, N. T.; Moore, H. J.; Murchie, S. L.; Murphy, J. R.; Parker, T. J.; Rieder, R.; Rivellini, T. P.; Schofield, J. T.; Seiff, A.; Singer, R. B.; Smith, P. H.; Soderblom, L. A.; Spencer, D. A.; Stoker, C. R.; Sullivan, R.; Thomas, N.; Thurman, S. W.; Tomasko, M. G.; Vaughan, R. M.; Wänke, H.; Ward, A. W.; Wilson, G. R. (1999) Overview of the Mars Pathfinder Mission: Launch through landing, surface operations, data sets, and science results. *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, Issue E4, p. 8523-8554. DOI: 10.1029/98JE02554.
- Golombek, M. P.; Grant, J. A.; Crumpler, L. S.; Greeley, R.; Arvidson, R. E.; Bell, J. F.; Weitz, C. M.; Sullivan, R.; Christensen, P. R.; Soderblom, L. A.; Squyres, S. W. (2006) Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars. *Journal of Geophysical Research*, Volume 111, Issue E12, CiteID E12S10. DOI: 10.1029/2006JE002754.
- Gondet, B.; Bibring, J.; Langevin, Y.; Poulet, F.; Montmessin, F.; Forget, F. (2006) Mapping of H₂O ice clouds over three years in orbit by OMEGA/MEx. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006*, abstract #P14A-02.
- Gooding, James L. (1992) Soil mineralogy and chemistry on Mars - Possible clues from salts and clays in SNC meteorites. *Icarus* (ISSN 0019-1035), vol. 99, no. 1, p. 28-41. DOI: 10.1016/0019-1035(92)90168-7.
- Greeley, R., and J. E. Guest. (1987) Geologic map of the eastern equatorial region of Mars, scale 1:15 000 000. USGS Misc. Inv. Series Map I-1802-B.
- Grotzinger, J. P., et al. (2005), Stratigraphy, sedimentology and depositional environment of the Burns formation, Meridiani Planum, Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240, 11 –72.
- Gulick, Virginia C.; Baker, Victor R. (1990) Origin and evolution of valleys on Martian volcanoes. *Journal of Geophysical Research* (ISSN 0148-0227), vol. 95, Aug. 30, p. 14325-14344.
- Gulick, V. C.; Hirise Science Team (2008) Morphologic Diversity of Gully Systems on Mars: New Insights Into Their Formation from HIRISE. Workshop on Martian Gullies, held February 4-5, 2008 in Houston, Texas. LPI Contribution No. 1301, p.40-41.
- Gwinner, K., Scholten, F., Jaumann, R., Roatsch, T., Oberst, J., Neukum, G., 2007. Global mapping of Mars by systematic derivation of Mars Express HRSC high-resolution digital elevation models and orthoimages. ISPRS Commission IV,

- Working Group 9, Extraterrestrial Mapping Workshop "Advances in Planetary Mapping 2007, Houston, Texas.
- 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.
- Hartmann, William K. (1966) Martian Cratering. *Icarus*, Volume 5, Issue 1-6, p. 565-576. DOI: 10.1016/0019-1035(66)90071-6.
- Hartmann, William K.; Neukum, Gerhard. (2001) Cratering Chronology and the Evolution of Mars, *Space Science Reviews*, v. 96, Issue 1/4, p. 165-194.
- Heldmann, J. L.; Edgett, K. S.; Toon, O. B.; Mellon, M. T. (2008) Martian Gullies: Variety of Settings and Implications for Formation Processes. Workshop on Martian Gullies, held February 4-5, 2008 in Houston, Texas. LPI Contribution No. 1301, p.46-47.
- Jouglet, D.; Poulet, F.; Milliken, R. E.; Mustard, J. F.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Gomez, C. (2007) Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 1. Analysis of the 3 μm hydration feature. *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E8, CiteID E08S06. DOI: 10.1029/2006JE002846.
- Lane, M. D.; Morris, R. V.; Christensen, P. R. (1999) An Extensive Deposit of Crystalline Hematite in Terra Meridiani, Mars. 30th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 15-29, 1999, Houston, TX, abstract no. 1469.
- Langevin, Yves; Poulet, François; Bibring, Jean-Pierre; Gondet, Brigitte. (2005) Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA/Mars Express. *Science*, Volume 307, Issue 5715, pp. 1584-1586. DOI: 10.1126/science.1109091.
- Langevin, Y., J.-P. Bibring, F. Montmessin, F. Forget, M. Vincendon, S. Doute', 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.
- Le Deit, L., S. Le Mouélic, O. Bourgeois, J.-P. Combe, D. Mège, C. Sotin, A. Gendrin, E. Hauber, N. Mangold, and J.-P. Bibring (2008), Ferric oxides in East Candor Chasma, Valles Marineris (Mars) inferred from analysis of OMEGA/Mars Express data: Identification and geological interpretation, *J. Geophys. Res.*, 113, E07001, doi:10.1029/2007JE002950.
- Lemoine, F.G., Smith, D.E., Rowlands, D.D., Zuber, M.T., Neumann, G.A., Chinn, D.S., Pavlis, D.E. (2001) An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2B) from Mars Global Surveyor. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, no. E10, p. 23,359–23,376.
- Leonard, G. J., and K. L. Tanaka (2001), Geologic map of the Hellas Region of Mars, scale 1:5,000,000, USGS Geologic Investigations Series I-2694.

- Loizeau, D.; Mangold, N.; Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Gendrin, A.; Ansan, V.; Gomez, C.; Gondet, B.; Langevin, Y.; Masson, P.; Neukum, G. (2007a) Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars. *Journal of Geophysical Research*, Volume 112, Issue E8, CiteID E08S08. DOI: 10.1029/2006JE002877.
- Malin, M. C., G. E. Danielson, A. P. Ingersoll, H. Masursky, J. Veverka, M. A. Ravine, and T. A. Soulanille (1992), Mars Observer Camera, *J. Geophys. Res.*, 97(E5), 7699–7718.
- Malin, M. C.; Carr, M. H.; Danielson, G. E.; Davies, M. E.; Hartmann, W. K.; Ingersoll, A. P.; James, P. B.; Masursky, H.; McEwen, A. S.; Soderblom, L. A.; Thomas, P.; Veverka, J.; Caplinger, M. A.; Ravine, M. A.; Soulanille, T. A.; Warr En, J. L. (1998), Early Views of the Martian Surface from the Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor, *Science*, Vol. 279, Iss. 5357, p. 1681.
- Malin, Michael C.; Edgett, Kenneth S. (2000) Sedimentary Rocks of Early Mars. *Science*, Volume 290, Issue 5498, pp. 1927-1937.
- Malin, Michael C.; Edgett, Kenneth S. (2000b) Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars. *Science*, Volume 288, Issue 5475, pp. 2330-2335.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett. (2003) Evidence for persistent flow and aqueous sedimentation on early Mars. *Science*, 302, 1931-1934, doi: 10.1126/science.1090544.
- Malin, Michael C.; Bell, James F.; Cantor, Bruce A.; Caplinger, Michael A.; Calvin, Wendy M.; Clancy, R. Todd; Edgett, Kenneth S.; Edwards, Lawrence; Haberle, Robert M.; James, Philip B.; Lee, Steven W.; Ravine, Michael A.; Thomas, Peter C.; Wolff, Michael J. (2007), Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter, *J. Geophys. Res.*, 112, E05S04, doi:10.1029/2006JE002808.
- Mangold, Nicolas; Quantin, Cathy; Ansan, Véronique; Delacourt, Christophe; Allemand, Pascal (2004) Evidence for Precipitation on Mars from Dendritic Valleys in the Valles Marineris Area. *Science*, Volume 305, Issue 5680, pp. 78-81. DOI: 10.1126/science.1097549.
- Mangold, N., Poulet, F., Mustard J. F., J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin, V. Ansan, Ph. Masson, C. Fassett, J. W. Head III, H. Hoffmann, and G. Neukum, 2007, Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 2. Aqueous alteration of the crust, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S04.
- Mangold, Nicolas; Gendrin, Aline; Gondet, Brigitte; Lemouelic, Stephane; Quantin, Cathy; Ansan, Véronique; Bibring, Jean-Pierre; Langevin, Yves; Masson, Philippe; Neukum, Gerhard. (2008a) Spectral and geological study of the sulfate-rich region of West Candor Chasma, Mars. *Icarus*, Volume 194, Issue 2, p. 519-543. DOI: 10.1016/j.icarus.2007.10.021.

- Mangold, N., V. Ansan, Ph. Masson, C. Quantin, and G. Neukum (2008b), Geomorphic study of fluvial landforms on the northern Valles Marineris plateau, Mars, *J. Geophys. Res.*, 113, E08009, doi:10.1029/2007JE002985.
- Mangold, N.; Gendrin, A.; Gondet, B.; Le Mouélic, S.; Quantin, C.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Poulet, F.; Ansan, V.; Masson, Ph.; Hauber, H.; Neukum, G. (2008c) Mineralogy of West Tithonium-Noctis Labyrinthus, Mars: Putative Volcanism on Noctis Canyons Floors. 39th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XXXIX), held March 10-14, 2008 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1391., p.1592.
- Massé M., S. Le Mouélic, O. Bourgeois, J.-Ph. Combe, L. Le Deit, C. Sotin, J.-P. Bibring, B. Gondet, Y. Langevin. (2008) Mineralogical composition, structure, morphology and geological history of Aram Chaos crater fill on Mars derived from OMEGA Mars Express data. *Accepté dans JGR Planets*.
- Masurski, H., Dial, A. L., Jr., Strobell, M. E. (1978) Geologic Map of the Phoenicis Lacus Quadrangle of Mars. U.S.G.G. Misc. Inv. Map I-896.
- McCord, T. B., R. N. Clark, and R. B. Singer (1982), Mars: Near-Infrared Spectral Reflectance of Surface Regions and Compositional Implications, *J. Geophys. Res.*, 87(B4), 3021–3032.
- McCord, T. B., et al. (2007), Mars Express High Resolution Stereo Camera spectrophotometric data: Characteristics and science analysis, *J. Geophys. Res.*, 112, E06004, doi:10.1029/2006JE002769.
- McSween, Harry Y., Jr. (1994) What we have learned about Mars from SNC meteorites. *Meteoritics* (ISSN 0026-1114), vol. 29, no. 6, p. 757-779.
- Melosh, H. J. (1989) Book-Review - Impact Cratering - a Geologic Process. *SKY AND TELESCOPE* V. 78, NO. 4/OCT, P.382, 1989.
- Meresse, S. (2008) Intéractions surface-subsurface sur Mars : Exemple des cratères d'impact à ejectas lobés et des terrains chaotiques. Thèse de doctorat, Université Paris-Sud.
- Meunier, Alain. (2002) *Argiles*. Ed. Scientifiques GB.
- Michalski, J. R.; and E.Z. Noe Dobrea. 2007. Evidence for a sedimentary origin of clay minerals in the Mawrth Vallis region, Mars. *Geology*, October 2007; v. 35; no. 10; p. 951–954; doi: 10.1130/G23854A.1.
- Milliken, R. E.; Swayze, G.; Murchie, S.; Bishop, J.; Clark, R.; Ehlmann, B.; Grotzinger J.; Mustard, J.; Weitz, C. (2007) Spectral Evidence for Aqueous Alteration of the Plains Surrounding Valles Marineris, Mars. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007*, abstract #P12A-02.
- Montmessin, F., F. Forget, P. Rannou, M. Cabane, and R. M. Haberle (2004), Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 109, E10004, doi:10.1029/2004JE002284.
- Moore, Patrick. (2006) *Patrick Moore on Mars*. Sterling Publishing Co. New York.

- Morris, R. V., D. C. Golden, D. W. Ming, T. D. Shaffer, L. C. Jørgensen, J. F. Bell III, T. G. Graff, and S. A. Mertzman (2001), Phyllosilicate-poor palagonitic dust from Manna Kea Volcano (Hawaii): A mineralogical analogue for magnetic Martian dust?, *J. Geophys. Res.*, 106(E3), 5057–5083.
- Mouginis-Mark, P. J.; Wilson, L.; Zimbelman, J. R. (1988) Polygenic eruptions on Alba Patera, Mars. *Bulletin of Volcanology* (ISSN 0258-8988), vol. 50, 1988, p. 361-379.
- Murchie, S., et al. (2007), Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), *J. Geophys. Res.*, 112, E05S03, doi: 10.1029/2006JE002682.
- Mustard, J. F.; Poulet, F.; Gendrin, A.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Mangold, N.; Bellucci, G.; Altieri, F. (2005) Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars. *Science*, Volume 307, Issue 5715, pp. 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.
- Mustard, J. F., et al. (2008) Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument. *Nature*, Volume 454, Issue 7202, pp. 305-309. DOI: 10.1038/nature07097.
- Mutch, T. A., R. E. Arvidson, A. B. Binder, E. A. Guinness, and E. C. Morris (1977), The Geology of the Viking Lander 2 Site, *J. Geophys. Res.*, 82(28), 4452–4467.
- Nelson, David M.; Greeley, Ronald. (1999) Geology of Xanthe Terra outflow channels and the Mars Pathfinder landing site. *Journal of Geophysical Research*, Volume 104, Issue E4, p. 8653-8670. DOI: 10.1029/98JE01900.
- Neukum, G., and R. Jaumann (2004), HRSC: The High Resolution Stereo Camera of Mars Express, in *Mars Express: The Scientific Payload*, edited by A. Wilson, Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA-SP 1240, 17– 35.
- Neumann, G.A., Rowlands, D.D., Lemoine, F.G., Smith, D.E., and Zuber, M.T. (2001) Crossover analysis of Mars Orbiter Laser Altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, no. E10, p. 23,753–23,768.
- Nummedal, D. (1978) The role of liquefaction in channel development on Mars. *Reports of planetary geology program, 1977 - 1978*, p. 257 – 259.
- Nummedal, D.; Prior, D. B. (1981) Generation of Martian chaos and channels by debris flows. *Icarus*, vol. 45, Jan. 1981, p. 77-86. Research sponsored by the U.S. Geological Survey. DOI: 10.1016/0019-1035(81)90007-5.
- Ori, Gian Gabriele; Marinangeli, Lucia; Baliva, Antonio. (2000) Terraces and Gilbert-type deltas in crater lakes in Ismenius Lacus and Memnonia (Mars).

- Journal of Geophysical Research, Volume 105, Issue E7, p. 17629-17642. DOI: 10.1029/1999JE001219.
- Pelkey, Shannon M.; Jakosky, Bruce M.; Christensen, Philip R. (2003) Surficial properties in Melas Chasma, Mars, from Mars Odyssey THEMIS data. *Icarus*, Volume 165, Issue 1, p. 68-89. DOI: 10.1016/S0019-1035(03)00152-0.
- Pelkey, S. M., et al. (2007), CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance, *J. Geophys. Res.*, 112, E08S14, doi:10.1029/2006JE002831.
- Pieri, D. C. (1980) Martian valleys - Morphology, distribution, age, and origin. *Science*, vol. 210, Nov. 21, 1980, p. 895-897.
- Pimentel, G. C., P. B. Forney, and K. C. Herr. (1974) Evidence About Hydrate and Solid Water in the Martian Surface From the 1969 Mariner Infrared Spectrometer, *J. Geophys. Res.*, 79(11), 1623-1634.
- Pommerol, A.; Schmitt, B.; Brissaud, O. (2007) Effects of Surface Texture and Observation Geometry on the Near-Infrared Water-of-Hydration Absorption Bands. 38th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XXXVIII), held March 12-16, 2007 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1338, p.1774.
- Poulet, F.; Bibring, J.-P.; Mustard, J. F.; Gendrin, A.; Mangold, N.; Langevin, Y.; Arvidson, R. E.; Gondet, B.; Gomez, C. 2005. Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, Volume 438, Issue 7068, pp. 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., Mangold, N., Loizeau, D., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Michalski, J. R., Gondet, B. 2008a. New evidence of significant abundance of clay minerals on Mars. *A&A* 487, L41-L44. DOI: 10.1051/0004-6361:200810150.
- Poulet, F.; Arvidson, R. E.; Gomez, C.; Morris, R. V.; Bibring, J.-P.; Langevin, Y.; Gondet, B.; Griffes, J. (2008b) Mineralogy of Terra Meridiani and western Arabia Terra from OMEGA/MEX and implications for their formation.
- Presley, Marsha A.; Christensen, Philip R. (1997) Thermal conductivity measurements of particulate materials 2. results. *Journal of Geophysical Research*, Volume 102, Issue E3, p. 6551-6566. DOI: 10.1029/96JE03303.
- Putzig, N. E., M. T. Mellon, K. A. Kretke, and R. E. Arvidson (2005) Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission, *Icarus* 173, 325-341.

- 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, DOI10.1029/2001JE001580.
- Scholten, F., Gwinner K., Roasch, T., Matz, K.-D., Wählisch, M., Giese, B., Oberst, J., Jaumann, R., Neukum, G., and HRSC Co-Investigator Team (2005) Mars express HRSC Data Processing. *Photogrammetric Eng. Remote Sensing* 71 (10), 1143-1152.
- Scott, D. H.; and M. H. Carr. (1978) Geologic Map of Mars, scale 1: 25 000 000. U.S.G.S. Misc. Inv. Series Map I-1083.
- Scott, D. H., and K. L. Tanaka. (1986) Geologic map of the western equatorial region of Mars, scale 1:15 000 000. USGS Misc. Inv. Series Map I-1802-A.
- Scott, D. H.; Dohm, J. M. (1992) Mars Highland Channels: an Age Reassessment. *Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference*, volume 23, page 1251.
- Seidelmann, P. K., Abablakin, V. K., Bursa, M., Davies, M.E., De Bergh, C., Leiske, J. H., Oberst, J., Simon, J. L., Standish, E. M., Stooke, P., and Thomas, P. C., 2002. Report of the IAU/IAG working group on cartographic coordinates and rotational elements of the planets and satellites: 2000. *Celest. Mech. Dyn. Astron.* 82, 83-110.
- Sharp, R. P. (1973) Mars: fretted and chaotic terrains. *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, p. 4073 – 4083.
- Singer, R. B., T. B. McCord, R. N. Clark, J. B. Adams, and R. L. Huguenin (1979), Mars Surface Composition From Reflectance Spectroscopy: A Summary, *J. Geophys. Res.*, 84(B14), 8415–8426.
- Smith, D. E., 1999. The gravity field of Mars: results from mars Glolal Surveyor. *Science* 286, 94-97.
- Smith, David E.; Zuber, Maria T.; Frey, Herbert V.; Garvin, James B.; Head, James W.; Muhleman, Duane O.; Pettengill, Gordon H.; Phillips, Roger J.; Solomon, Sean C.; Zwally, H. Jay; Banerdt, W. Bruce; Duxbury, Thomas C.; Golombek, Matthew P.; Lemoine, Frank G.; Neumann, Gregory A.; Rowlands, David D.; Aharonson, Oded; Ford, Peter G.; Ivanov, Anton B.; Johnson, Catherine L.; McGovern, Patrick J.; Abshire, James B.; Afzal, Robert S.; Sun, Xiaoli. (2001) Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, Issue E10, p. 23689-23722. DOI: 10.1029/2000JE001364.
- Soderblom, Laurence A. (1992) The composition and mineralogy of the Martian surface from spectroscopic observations - 0.3 micron to 50 microns. In: *Mars (A93-27852 09-91)*, p. 557-593.
- Squyres, S. W. (2007) Recent Results from the Spirit Rover at Home Plate and "Silica Valley". American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #P21C-01.

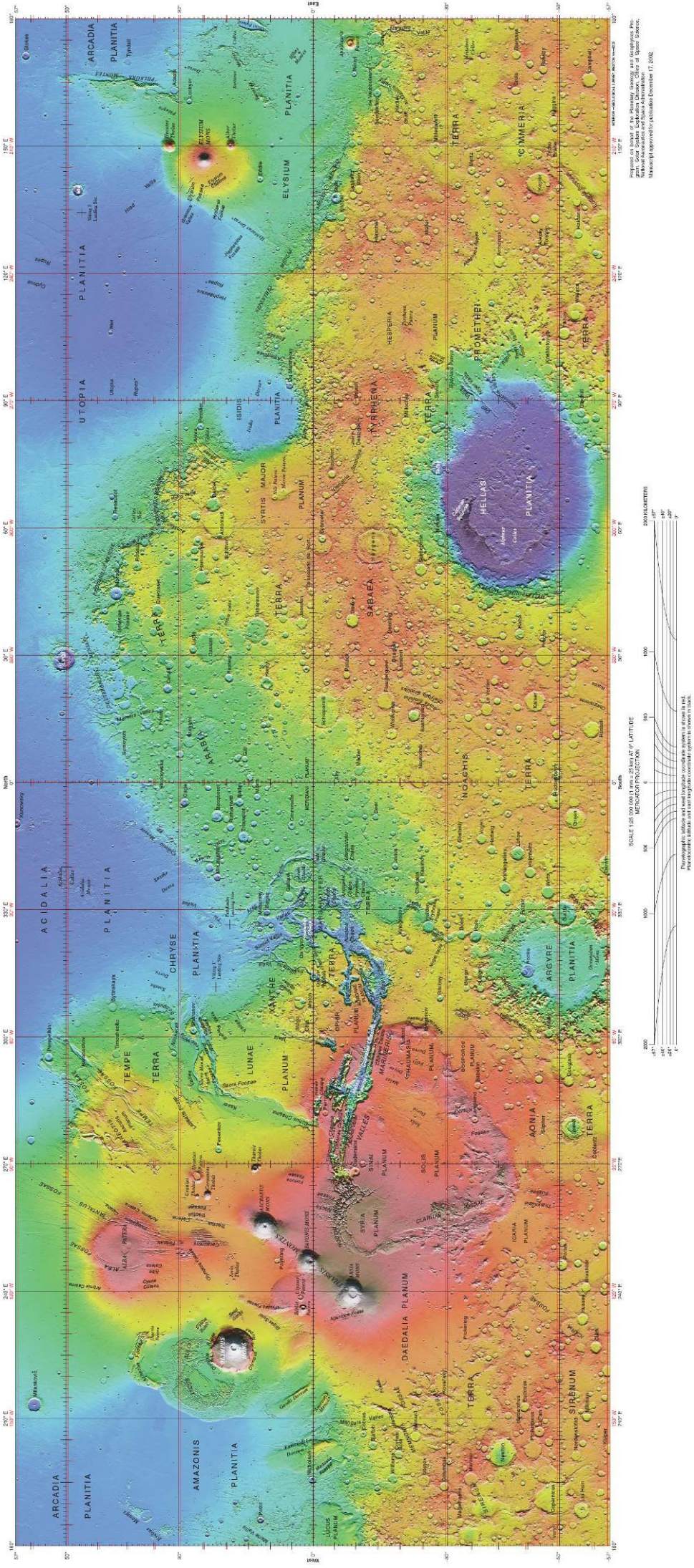
- Squyres, S. W.; Arvidson, R. E.; Bollen, D.; Bell, J. F.; Brückner, J.; Cabrol, N. A.; Calvin, W. M.; Carr, M. H.; Christensen, P. R.; Clark, B. C.; Crumpler, L.; Des Marais, D. J.; d'Uston, C.; Economou, T.; Farmer, J.; Farrand, W. H.; Folkner, W.; Gellert, R.; Glotch, T. D.; Golombek, M.; Gorevan, S.; Grant, J. A.; Greeley, R.; Grotzinger, J.; Herkenhoff, K. E.; Hviid, S.; Johnson, J. R.; Klingelhöfer, G.; Knoll, A. H.; Landis, G.; Lemmon, M.; Li, R.; Madsen, M. B.; Malin, M. C.; McLennan, S. M.; McSween, H. Y.; Ming, D. W.; Moersch, J.; Morris, R. V.; Parker, T.; Rice, J. W.; Richter, L.; Rieder, R.; Schröder, C.; Sims, M.; Smith, M.; Smith, P.; Soderblom, L. A.; Sullivan, R.; Tosca, N. J.; Wänke, H.; Wdowiak, T.; Wolff, M.; Yen, A. (2006) Overview of the Opportunity Mars Exploration Rover Mission to Meridiani Planum: Eagle Crater to Purgatory Ripple. *Journal of Geophysical Research*, Volume 111, Issue E12, CiteID E12S12. DOI: 10.1029/2006JE002771.
- Tanaka, K. L., and D. H. Scott. (1987) Geologic map of the polar region of Mars, scale 1:15 000 000. USGS Misc. Inv. Series Map I-1802-C.
- Tosca, N. J.; McLennan, S. M.; Clark, B. C.; Grotzinger, J. P.; Hurowitz, J. A.; Knoll, A. H.; Schröder, C.; Squyres, S. W. (2005) Geochemical modeling of evaporation processes on Mars: Insight from the sedimentary record at Meridiani Planum. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 240, Issue 1, p. 122-148. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.09.042.
- Toulmin, P., III; Rose, H. J., Jr.; Christian, R. P.; Baird, A. K.; Evans, P. H.; Clark, B. C.; Keil, K.; Kelliher, W. C. (1977) Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results. *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, Sept. 30, 1977, p. 4625-4634.
- Treiman, Allan H. ; James D. Gleason ; Donald D. Bogard. (2000) *Planetary and Space Science*, Volume 48, Issue 12-14, p. 1213-1230.
- Treiman, A. H.; Barrett, R. A.; Gooding, J. L. (1993) Preterrestrial aqueous alteration of the Lafayette (SNC) meteorite. *Meteoritics* (ISSN 0026-1114), vol. 28, no. 1, p. 86-97.
- Velde B., Righi D., Meunier A., Hillier S., Inoue A. (1995) In: *Origin and Mineralogy of Clays*, Ed. B. Velde.
- Wentworth, Susan J.; Gooding, James L. (1994) Carbonates and sulfates in the Chassigny meteorite: Further evidence for aqueous chemistry on the SNC parent planet. *Meteoritics* (ISSN 0026-1114), vol. 29, no. 6, p. 860-863.
- Watters, Thomas R.; McGovern, Patrick J.; Irwin, Rossman P., III. 2007. Hemispheres Apart: The Crustal Dichotomy on Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 35, Issue 1, p.621-652. DOI: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140220.
- Werner, Stephanie C. (2005) Major Aspects of the Chronostratigraphy and Geologic Evolutionary History of Mars. PHD thesis, Fachbereich Geowissenschaften Freie Universität Berlin, 160 pages.

- Wendt, L.; Combe, J.-Ph.; McCord, T. B.; Neukum, G. (2008) Mapping of Martian Surface Units using HRSC Color Data. 39th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XXXIX), held March 10-14, 2008 in League City, Texas. LPI Contribution No. 1391., p.1242.
- Wilson, S. A., A. D. Howard, J. M. Moore, and J. A. Grant. (2007) Geomorphic and stratigraphic analysis of Crater Terby and layered deposits north of Hellas basin, Mars, *J. Geophys. Res.*, 112, E08009, doi: 10.1029/2006JE002830.
- Yung, Y. L.; Pinto, J. P. (1978) Primitive atmosphere and implications for the formation of channels on Mars. *Nature*, vol. 273, June 29, 1978, p. 730-732.

Bibliographie

Annexe 1

La topographie globale de Mars pages suivantes [Topographic Map of Mars, M 25M RKN, By U.S. Geological Survey, 2003] a été éditée par l'USGS (United States Geological Survey) pour la NASA, à partir des données MOLA et de la nomenclature de l'IAU (International Astronomical Union).



Project on behalf of the Ministry of Science and Education of the Republic of Serbia. Source: National Institute for Space Research, University of Belgrade, Faculty of Science, Institute for Geodesy and Photogrammetry, Belgrade, 2002.

Annexe 2

Tableau de l'ensemble des missions envoyées vers Mars jusqu'en 2008, dates, caractéristiques orbitales et site d'atterrissage.

Annexes

| Nom | Pays | Lancement | Arrivée prévue | Distance minimale | Site d'atterrissage | Commentaire |
|-----------|------------|------------|----------------|----------------------------------|---------------------|---|
| Mars 1 | URSS | 01/11/1962 | 06/06/1963 ? | 200 000 km ? | - | Contact perdu le 21/03/1963 |
| Mariner 3 | Etats-Unis | 05/11/1964 | - | - | - | Problèmes avec le bouclier, contact perdu, en orbite solaire |
| Mariner 4 | Etats-Unis | 28/11/1964 | 15/07/1965 | 9800 km | - | Survол, 22 images et des données, contact perdu le 20/12/1967 |
| Zond 2 | URSS | 30/11/1964 | 06/08/1965 ? | 1500 km ? | - | Contact perdu le 02/05/1965 |
| Zond 3 | URSS | 18/07/1965 | ? | ? | - | Contact perdu peu de temps après le décollage |
| Mariner 6 | Etats-Unis | 24/02/1969 | 31/07/1969 | 3400 km | - | Survол, 76 images de l'équateur |
| Mariner 7 | Etats-Unis | 27/03/1969 | 04/08/1969 | 3400 km | - | Survол, 126 images de l'hémisphère sud principalement |
| Mariner 8 | Etats-Unis | 08/05/1971 | - | - | - | Echec au décollage |
| Mars 2 | URSS | 19/05/1971 | 27/11/1971 | en orbite 2450 km x 24400 km | 44°S, 147°E | Supposée atterrie sur Eridania, aucune image reçue |
| Mars 3 | URSS | 28/05/1971 | 02/12/1971 | en orbite 1500 km x 213000 km | 45°S, 202°E | Atterrie sur Phaethontis, contact perdu 20s après arrivée |
| Mariner 9 | Etats-Unis | 30/05/1971 | 13/11/1971 | en orbite 1640 km x 16800 km | - | 7329 images, contact perdu le 27/10/1972 |

Annexes

| | | | | | | |
|---------------|------------|------------|------------|----------------------------------|-------------------|--|
| Mars 4 | URSS | 21/07/1973 | 10/02/1974 | plus de 2100 km | - | Mise en orbite échouée, quelques images durant le survol |
| Mars 5 | URSS | 25/07/1973 | 10/02/1974 | en orbite, 1760 km x 32500 km | - | Contact perdu |
| Mars 6 | URSS | 05/08/1973 | 12/03/1974 | - | 24°S, 335°E ? | Atterrie sur Erythraeum le 03/12/1973, contact perdu pendant la descente |
| Mars 7 | URSS | 09/08/1973 | 09/03/1974 | 1280 km | - | Mise en orbite échouée |
| Viking 1 | Etats-Unis | 20/08/1975 | 19/06/1976 | en orbite | 23.4°N, 312.5°E | Atterrie sur Chryse le 20/07/1976, contact perdu le 13/11/1976 |
| Viking 2 | Etats-Unis | 09/09/1975 | 07/08/1976 | en orbite | 48°N, 134°E | Atterrie sur Utopia le 03/09/1976, contact perdu le 04/12/1976 |
| Phobos 1 | URSS | 07/07/1988 | ? | ? | sur Phobos | Contact perdu le 31/08/1988 |
| Phobos 2 | URSS | 12/07/1988 | 29/01/1989 | en orbite, 830 km x 79760 km | sur Phobos | Contact perdu le 27/03/1989, quelques images et données de Mars et Phobos |
| Mars Observer | Etats-Unis | 25/09/1992 | 24/08/1993 | ? | - | Contact perdu le 21/08/1993, orbite inconnue |
| Mars 96 | Russie | 16/11/1996 | - | - | - | Echec au décollage |
| Pathfinder | Etats-Unis | 04/12/1996 | 04/07/1997 | - | 19.33°N, 326.45°E | Atterrie sur Ares Vallis le 04/07/1997 avec le rover Sojourner |

Annexes

| | | | | | | |
|-------------------------|------------|------------|------------|------------------------------|-------------------|--|
| Global Surveyor | Etats-Unis | 07/11/1996 | 11/09/1997 | en orbite polaire circulaire | - | Contact perdu le 02/11/2006 |
| Nozomi | Japon | 03/07/1998 | 14/12/2003 | en orbite solaire | - | Erreurs du système, mission abandonnée le 09/12/2003 |
| Climate Orbiter | Etats-Unis | 11/12/1998 | 23/09/1999 | - | - | Détruite dans l'atmosphère martienne lors de la mise en orbite le 23/09/1999 |
| Polar Lander | Etats-Unis | 03/01/1999 | 03/12/1999 | - | ? | Contact perdu le 03/12/1999 après atterrissage |
| Odyssey | Etats-Unis | 07/04/2001 | 24/10/2001 | en orbite polaire circulaire | - | Mission en cours |
| Mars Express - Beagle 2 | Europe | 02/06/2003 | 26/12/2003 | en orbite polaire elliptique | ? | Mission en cours, aucun signal de Beagle 2 après atterrissage le 25/12/2003 |
| Spirit | Etats-Unis | 10/06/2003 | 03/01/2004 | - | 14.57°S, 175.48°E | Mission en cours, arrêt possible prochainement |
| Opportunity | Etats-Unis | 07/07/2003 | 24/01/2004 | - | 1.98°S, 5.96°W | Mission en cours |
| Reconnaissance Orbiter | Etats-Unis | 12/08/2005 | 10/03/2006 | en orbite polaire circulaire | - | Mission en cours |
| Phoenix | Etats-Unis | 04/08/2007 | 25/05/2008 | - | 68.21°N, 234.25°E | Mission en cours |

Annexe 3

Article Poulet et al. [2008] concernant les abondances minéralogiques des affleurements riches en argiles de Mars :

Poulet, F., Mangold, N., Loizeau, D., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Michalski, J. R., Gondet, B. 2008a. New evidence of significant abundance of clay minerals on Mars. *A&A* 487, L41–L44. DOI: 10.1051/0004-6361:200810150.

LETTER TO THE EDITOR

Abundance of minerals in the phyllosilicate-rich units on Mars[★]

F. Poulet¹, N. Mangold², D. Loizeau², J.-P. Bibring¹, Y. Langevin¹, J. Michalski¹, and B. Gondet¹

¹ Institut d'Astrophysique Spatiale (IAS), Bâtiment 121, 91405 Orsay Cedex, France
e-mail: francois.poulet@ias.u-psud.fr

² Interactions et Dynamique des Environnement de Surface (IDES), Bâtiment 509, 91405 Orsay Cedex, France

Received 7 May 2008 / Accepted 24 June 2008

ABSTRACT

Context. Phyllosilicates were definitely identified on Mars by the OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) instrument onboard the Mars Express spacecraft. The identification, characterization, and mapping of deposits of these minerals hold clues to the potential past habitability. They also constitute a key element in planning for future landing sites.

Aims. To infer the environmental conditions that existed at the time of the formation of these minerals, it is critical to determine if and how the composition of the deposits vary in space and time.

Methods. We applied radiative transfer modeling to the OMEGA reflectance spectra to derive the modal mineralogy (mineral abundances) of some phyllosilicate-rich deposits.

Results. In many outcrops, including the large areas in Nili Fossae, the surface mineralogy is dominated by primary non-altered minerals, with minor fractions of phyllosilicates. These assemblages could result from hydrothermal alteration. By contrast, deposits in the Mawrth Vallis region exhibit a large content of hydrated phyllosilicates, which suggests that the rocks may be mature sedimentary rocks or altered volcanics. Evidence of alteration resulting from metamorphism due to an impact is reported in the central peak of a crater.

Key words. planets and satellites: general

1. Introduction

Reflectance spectra obtained by the OMEGA instrument on the Mars Express orbiter reveal the presence of Al-OH and Fe/Mg-OH bearing minerals, with Fe/Mg-phyllosilicates the most common (Poulet et al. 2005). The first results of the Compact Reconnaissance Imaging (CRISM) spectrometer aboard the Mars Reconnaissance Orbiter consistently indicate that the alteration products of Fe/Mg mafic minerals are spatially over-represented compared to Al-rich ones, such as plagioclase (Mustard et al. 2008). OMEGA and CRISM global mappings show that phyllosilicates are widespread, with the most extensive phyllosilicate-rich regions located in Mawrth Vallis and Nili Fossae and associated with a range of geomorphic features that are essentially restricted to ancient terrains (Poulet et al. 2005; Mustard et al. 2008). Because the phyllosilicate-bearing deposits are unique and critical records of the past aqueous activity on Mars, one needs to understand how they formed; e.g., did they form on the surface in concert with an active hydrologic system or at depth in a hydrothermal or warm, wet crust, or did impacts play a role? A key constraint of the formation process is in the precise mineralogical composition of the terrains keeping a record of the alteration. We thus derive the modal mineralogy of the major phyllosilicate-rich deposits identified by OMEGA by using a radiative transfer model, and discuss the differences in terms of phyllosilicate formation processes.

2. Data selection and modeling method

A representative set of phyllosilicate-rich terrains was selected for analysis in this work (Table 1, available in electronic form, which contains the location and the modal abundances of the studied deposits). We focus our analysis on the deposits associated with exposed and eroded surfaces having moderate to high thermal inertia as previously reported in Poulet et al. (2005), Loizeau et al. (2007), and Mangold et al. (2007). Each analyzed spectrum corresponds to a single OMEGA pixel (0.6 to 3 km in size), for which the spectral signatures of phyllosilicates are among the strongest within the outcrop studied. In addition, most of the spots are specifically selected using high-resolution visible images to include surfaces inside uniform large phyllosilicate-rich deposits without visible aeolian features. The composition will correspond to an average of a geologic unit on the OMEGA pixel scale, not excluding individual layers to display variations.

Standard processing approaches have been used to convert OMEGA data from instrument units to Lambertian, atmospherically corrected reflectance. One of the significant challenges for the use of near-infrared (NIR) reflectance spectroscopy is the conversion of band depth absorptions identified in the reflectance spectra to mineral abundances. Modal mineralogy is derived here using a nonlinear unmixing modeling based on the radiative transfer model of Shkuratov et al. (1999). This model simulates the reflectance of a particulate surface (also referred to as an intimate mixture) from the complex indices of refraction of each component. The scattering theory of Shkuratov is also used to iteratively determine the imaginary index of refraction of

[★] Table 1 is only available in electronic form at
<http://www.aanda.org>

various materials from the laboratory reflectance spectra (Poulet & Erard 2004; Roush et al. 2007). Poulet et al. (2002) show its degree of realism and efficiency relative to other scattering models and, in particular, to the Hapke model and its derivatives. This model has been validated on laboratory and natural mafic mineral samples (Poulet & Erard 2004). However, natural rock surfaces, especially those chemically altered and consisting of a variety of crystalline and poorly crystalline secondary phases, could be more complicated systems with more variables than laboratory controlled mineral mixtures. However, we will see that a restricted number of five end-members at most can provide satisfactory fits. Moreover, the model has been successfully applied to spectra of a variety of planetary surfaces including the Martian surface (e.g. Poulet et al. 2002, 2003; Arvidson et al. 2007). These different studies and tests lead us to feel confident in our modeling approach.

For each OMEGA spectrum, the model must reproduce the shape and depth of each absorption band, the shape of the continuum, as well as the absolute value of the Lambertian albedo reflectance. A free parameter, which does not affect the absorption features, is also used to adjust the continuum spectral slope so as to account for the contribution of aerosols and/or photometric effects. The spectra are fitted in the 0.99–2.50 μm wavelength range using a simplex minimization algorithm. The quality of the fit is evaluated by a visual, qualitative comparison of the model and measured spectra, and quantified by the value of the residual mean squared (rms).

The selection of minerals to be included (through their complex indices of refraction) in the modeling as end-members is critical. We started considering a very wide variety of potential minerals, and only excluded those for which diagnostic absorption features were not present in OMEGA spectra. For example, zeolites were excluded because they are characterized by a strong plateau-shape absorption starting at 2.35–2.40 μm , which is not observed in the OMEGA spectra of the sites analyzed. The set of minerals used in the modeling includes unaltered silicates and secondary water/OH bearing minerals. Among the phyllosilicates, the dioctahedral Fe/Mg/Al-smectites have previously been proposed as components of the OMEGA spectra (Poulet et al. 2005); other phyllosilicates (illite, saponite, chamosite, chlorite, hisingerite and kaolinite) that are representative of different levels of aqueous alteration are also considered. Iron hydroxides, such as ferrihydrite, are included as potential end-members because their spectrum exhibits a ferric signature coupled to a shallow 1.9 μm band due to water combination overtones, which are qualitatively similar to features observed in the relevant Martian spectra. Conversely, we exclude other hydroxides such as goethite, gibbsite, bohmite, and diasporite, that exhibit strong features not present in the analyzed OMEGA spectra.

The absorption features of OMEGA spectra of phyllosilicate-rich terrains are much shallower than those of spectra of pure phyllosilicates (Fig. 1A). The surface exposure to the Martian environment and grain size effect have been shown to be unable to account for this reduced spectral contrast (Cloutis et al. 2007, 2008; Cooper & Mustard 1999). Admixture of non-phyllosilicate anhydrous components is therefore required to account for it. Primary minerals such as plagioclase, pyroxenes, and olivines are thus considered as potential end-members: when a phyllosilicate is intimately mixed with the NIR spectrally featureless plagioclase, the specific H₂O, OH, and cation-OH bands are significantly decreased. The Mars Global Surveyor/Thermal Emission Spectrometer characterization of phyllosilicate-rich terrains, including Mawrth Vallis,

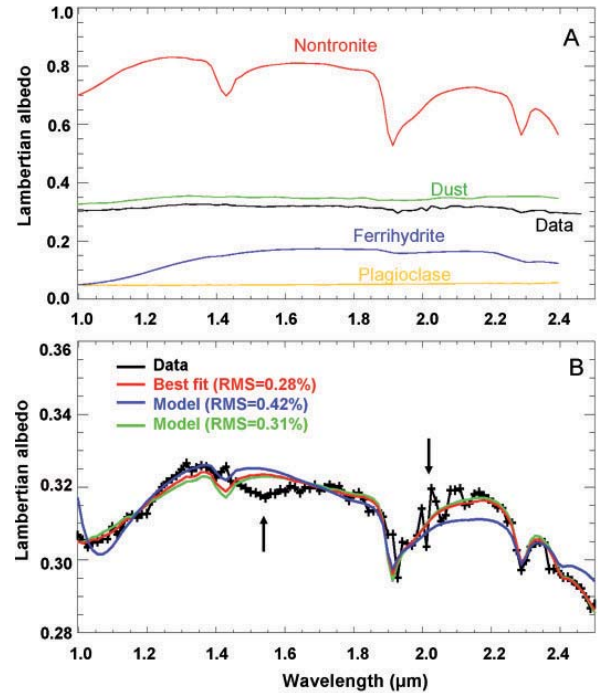


Fig. 1. Fitting procedure for one spectrum that exhibits an Fe-OH feature at 2.29 μm (spot MV2). **A)** Spectra of the mineral end-members used in the modeling compared to the OMEGA data spectrum (black line) to be modeled. The end-member spectra correspond to spectra of pure minerals except for the plagioclase spectrum, for which submicrometer-sized oxide grains are embedded inside the plagioclase matrix as described in Poulet & Erard (2004). **B)** The data spectrum (black line) is compared to three models. The best fit (red line) corresponds to a total fraction of 75% of hydrated minerals (here, nontronite and ferrihydrite). If the total fraction of hydrated minerals is forced to be diminished by 10% (blue spectrum) or increased by 10% (green spectrum), the fit is significantly degraded. The discrepancies observed in the 1.4–1.55 μm (see arrow) result from an instrumental artifact that depends on the flux received by the instrument (Langevin et al. 2007). This partly explains the lack of the 1.4 μm band due to presence of OH. The spikes in the 1.9–2.1 μm region (see arrow) can be attributed to the atmospheric removal (CO₂ gas).

which exhibits feldspars and/or pyroxenes (Michalski et al. 2007), further supports the inclusion of these minerals in our modeling. However, from a spectral standpoint, other spectrally almost featureless components, such as amorphous silica, could be substituted or added to the plagioclase component. In addition to these minerals, we included in the modeling, species, which also appear almost featureless in the spectral domain of our analysis but contribute to the overall shape and level of the continuum. In this context, we introduced iron oxides and Martian dust, as identified in bright Mars spectra.

3. Results

We have modeled spectra representative of several outcrops in Marwth Vallis, and summarized the best fits to the derived mineralogical composition in Table 1. A restricted set of four end-members gives satisfactory fits for most sites with rms errors lower than 0.0030: a phyllosilicate, with nontronite as the most common mineral, to account for the H₂O, OH and metal-OH absorption bands, the hydroxide ferrihydrite, a plagioclase mineral (labradorite), and the Martian dust component. As shown in Fig. 1, the phyllosilicate bands are visually well reproduced and the rms is lower than 0.0030, which indicates that all spectrally

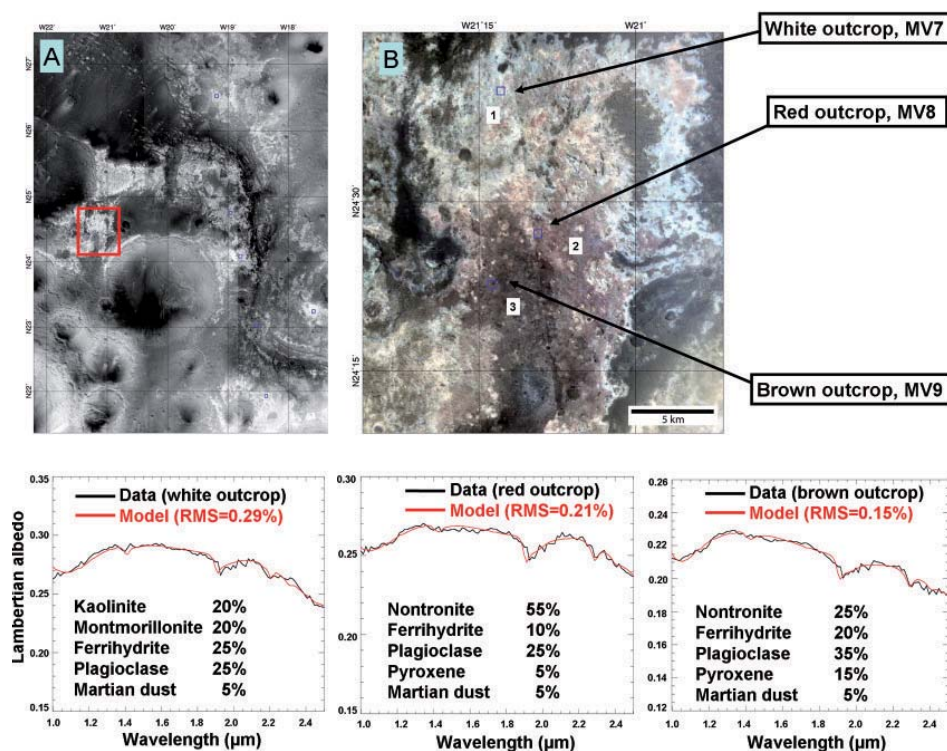


Fig. 2. A) High-Resolution Stereo Camera (HRSC) mosaic of the region of Mawrth Vallis. Blue squares indicate the location of MV1-6 spots. A box delineates an enlarged portion (red) of the HRSC color RGB image shown in (B). B) Three stratigraphically distinct units can be identified: unit 1) *upper whitish bright*, unit 2) *middle reddish*, and unit 3) *lower brown*. Locations for which OMEGA spectra were extracted and then modeled are also indicated by the blue pixels (real sizes). The fit results are shown for each spot.

important components are likely to be present. The OMEGA-derived abundances of phyllosilicates are estimated to be accurate to about $\pm 10\%$ (Fig. 1).

In Mawrth Vallis, the derived abundance of nontronite (from 20% to 65% depending on the spots) is correlated to the band depth at $2.29 \mu\text{m}$ as is indicative of the Fe-OH group, further demonstrating that the variation in the abundance does not result from an artifact of the modeling, but is real. In the region west of the mouth of Mawrth Vallis (Fig. 2), the modeling of selected spots (MV7-9) reveals different modal compositions associated with stratigraphically distinct outcrops of different visible colors reported previously (Loizeau et al. 2008): Al-bearing phyllosilicates are clearly present in the upper whitish outcrops, while nontronite is the dominant mineral of the red outcrops. It is important to note that the brownish unit underlying the reddish and whitish outcrops presents the lowest abundance of hydrated minerals and, correspondingly, the higher unaltered mafic concentration. Elsewhere in Mawrth Vallis, Table 1 indicates a total abundance greater than 50% for the hydrated minerals, phyllosilicate, and ferrihydrite, while the abundances of the primary minerals are lower than $\sim 30\%$ with pyroxene phases modeled below the detection limit of 5–10%. Iron-rich smectites were also detected in some Nili Fossae outcrops of the Noachian basement (Poulet et al. 2005; Mangold et al. 2007) (identified here as spots NF1 and NF2). The primary minerals dominate their modal mineralogy with abundance $>60\%$. The rms error markedly improves if high-calcium pyroxene (and to a lesser degree low-calcium pyroxene) is included in the mixture, which indicates that pyroxene is present in these outcrops (Fig. 3). The modal mineralogy of the localized phyllosilicate deposits (spots O1–4) is also dominated by the primary minerals. Different phyllosilicate phases provide the best fit for each outcrop (kaolinite, Mg-saponite, and

hisingerite). The spectral modeling of the deposit NF3 associated with the central peak of the 40-km sized crater reveals a unique composition (Fig. 4). The best satisfactory fit is obtained with the sorosilicate pumpellyite.

4. Discussion and conclusion

These modal analyses reveal major differences in the mineralogy of the selected outcrops. Mawrth Vallis has the largest abundance of hydrated minerals on Mars. The abundance and the nature of the anhydrous phases significantly differ in Nili Fossae suggesting a lower degree of alteration and/or a different process of alteration. Although these outcrops share some similarities with the Mawrth Vallis phyllosilicate-rich outcrops such as local layering, they also exhibit differences, such as the association with massive rocks and the presence of dikes and of possible volcanic landforms (Mangold et al. 2007). Hydrothermal fluid circulation was then proposed to be responsible for the alteration (Mangold et al. 2007). The other localized outcrops outside of the two largest sites have modal mineralogies dominated by primary minerals (pyroxenes and plagioclase) similar to Nili Fossae. In most of the phyllosilicate deposits (aside from those in the Mawrth Vallis region), the diverse suite of clay minerals and association of the clays with both primary minerals and complex igneous geomorphology point to a possible hydrothermal origin of the deposits. The alteration features could occur as vesicle and/or vein filling, and the various phyllosilicates (Fe/Mg/Al-phases) may reflect the properties of the local fluids. Additional support for the formation process involving hydrothermal alteration in Nili Fossae comes from the recent CRISM observations revealing diverse phyllosilicates in this region (Mustard et al. 2008).

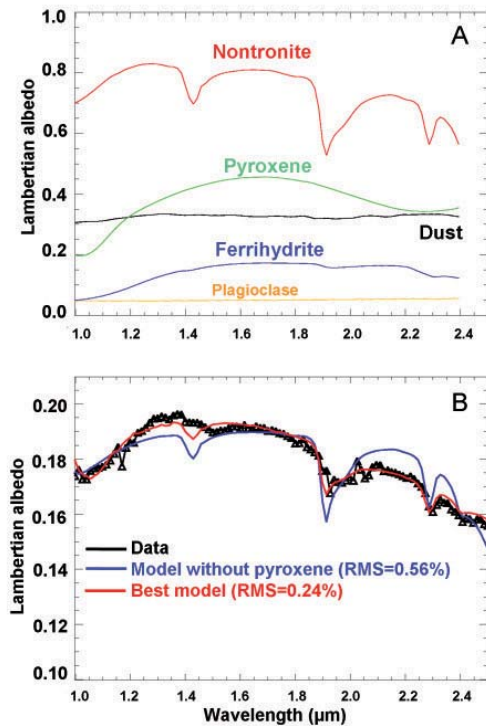


Fig. 3. Fit of a spectrum representative of the Noachian basement in Nili Fossae (spot NF1). **A)** Spectra of the end-members used for the modelings. **B)** The data spectrum (black line) is compared to the best-fit model (red line) and one model excluding the pyroxene as end-member (blue line).

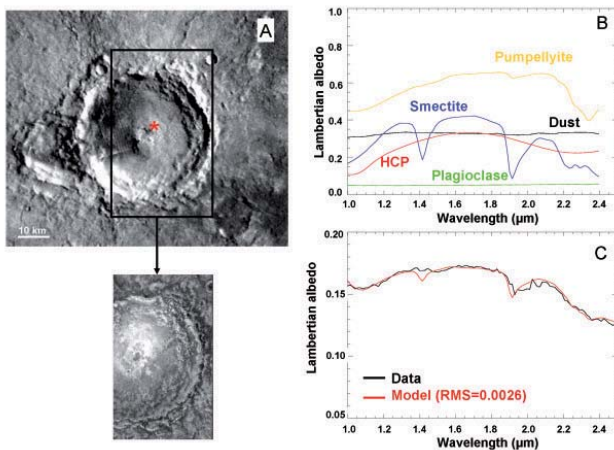


Fig. 4. Modal analysis of the deposit NF3 associated with the central peak of an impact crater centered at 17.0N, 71.8E. **A)** The red cross indicates the location over a Viking image for which the spectrum was extracted. A box delineates a portion of the infrared nighttime Thermal Emission Infrared Spectrometer (THEMIS) image I16829003 shown below the Viking image. The spectrum comes from a terrain with high brightness in the THEMIS image, indicating a relatively dust-free surface. **B)** Spectra of the end-members. **C)** Spectrum of NF3 deposit compared to its best fit.

The specific phyllosilicate enrichment of the central peak of a large crater may indicate an early impact, when water was present and phyllosilicate formed. However, the unique occurrence of pumpellyite provides evidence pre-existing rocks are recrystallized by changes in heat and pressure. The origin of this

metamorphism might be related to the impact that formed the crater, either by its pressure or heat or both. Alternatively, the impact central peak may have excavated materials from deep parts of the crust, where metamorphism forming pumpellyite could have occurred.

Ferrihydrite is required in many of the spectral models to reproduce the ferric band in 1.0–1.3 μm , to adjust the intensity of the 1.9 μm band, and to reproduce the plateau-like right wing starting at 2.3 μm . Specific geochemical conditions have been proposed to explain the co-occurrence of ferrihydrite and phyllosilicates (Chevrier et al. 2007). Ferrihydrite could also be the result of a post-alteration process.

The low abundance of residual primary minerals is specific to the Mawrth Vallis sites. In contrast to the pyroxenes, the generally more stable and resistant plagioclase mineral seems to have partly survived through the alteration process. Nontronite, the most abundant smectite in this region, can be a common and dominant weathering product near the weathering front in saprolites on basic and ultrabasic rocks (Velde 1995). Other phyllosilicates (illite, montmorillonite, kaolinite) that are the products of the alteration of previous rock-forming minerals of any type are definitely present. The presence of kaolinite could indicate an active hydrologic system with good drainage and high solubility (Velde 1995; Chevrier et al. 2007). We find that the Al- and Fe-smectites occur in two types of spatially distinct stratigraphic sub-units (identified as the whitish and reddish units in Fig. 2) that are exposed at the top of a unit (brown unit) that contains only a small fraction of hydrated minerals. The large amount of clays coupled to their geological settings within layers deposited above a less altered surface (the brown basal unit) shows that the material experienced alteration at the surface, or close to the surface, in contrast to Nili Fossae where the alteration may have occurred at greater depth and higher temperatures.

Acknowledgements. This work was supported by the French space agency CNES, CNRS, and Université Paris-Sud. We thank Dr. Fonti for his useful comments.

References

- Arvidson, R. E., Poulet, F., Morris, R. V., et al. 2006, *J. Geophys. Res.*, 111, 10.1029/2006JE002728
- Chevrier, V., Poulet, F., & Bibring, J.-P. 2007, *Nature*, 7149, 60
- Cloutis, E. A., Craig, M. A., Mustard, J. F., et al. 2007, *Geophys. Res. Lett.* 34, 10.1029/2007GL031267
- Cloutis, E. A., Craig, M. A., Kruzelecky, R. V., et al. 2008, *Icarus*, 195, 140
- Cooper, C. D., & Mustard, J. F. 1999, *Icarus* 142, 557
- Langevin, Y., Bibring, J.-P., Montmessin, F., et al. 2007, *J. Geophys. Res.*, 112, 10.1029/2006JE002841
- Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., et al. 2007, *J. Geophys. Res.*, 112, 10.1029/2006JE002877
- Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., et al. 2008, *J. Geophys. Res.* submitted
- Mangold, N., Poulet, F., Mustard, J. F., et al. 2007, *J. Geophys. Res.*, 112, 10.1029/2006JE002835
- Michalski, J. R., Ferguson, R., Noe Dobrea, E. Z., et al. 2007, 7th Mars Conference abstract, 3036
- Mustard, J. F., Murchie, S. L., Ehlmann, B. L., et al. 2008, *Nature*, in press
- Poulet, F., & Erard, S. 2004, *J. Geophys. Res.*, 109, 10.1029/2003JE002179
- Poulet, F., Cuzzi, J. N., Cruikshank, D. P., Roush, T., & Dalle Ore, C. M. 2002, *Icarus*, 160, 313
- Poulet, F., Mangold, N., & Erard, S. 2003, *A&A*, 412, L19
- Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J. F., et al. 2005, *Nature*, 438, 623
- Roush, T., Esposito, F., Rossman, G. R., & Colangeli, L. 2007, *J. Geophys. Res.* 112, 10.1029/2007JE002920
- Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H., & Arnold, G. 1999, *Icarus*, 137, 235
- Velde, B. 1995, *Origin and Mineralogy of Clays* (Berlin: Springer)

Table 1. Derived modal mineralogy of the studied phyllosilicate-rich outcrops. Values are percent and are rounded to 5%. The abbreviated names of minerals are: Nont: Nontronite, Mont: Montmorillonite, Kaol: Kaolinite, Ferri: Ferrihydrite, Pump: Pumpellyite, Hi: Hisingerite, Plag: Plagioclase, Pyr: Pyroxene.

| Spot | Location ¹ | Nont | Mont | Kaol | Ferri | Smectite ² | Pump | Mg-Saponite | Hi | Illite | Plag | Dust | Pyr | rms |
|------|-----------------------|------|------|------|-------|-----------------------|------|-------------|----|--------|------|------|-----|--------|
| | Mawrth Vallis | | | | | | | | | | | | | |
| MV1 | 341.64, 21.90 | 50 | – | – | 15 | – | – | – | – | – | 20 | 13 | – | 0.0031 |
| MV2 | 342.45, 23.24 | 65 | – | – | 10 | – | – | – | – | – | 15 | 10 | – | 0.0028 |
| MV3 | 341.48, 23.03 | 20 | – | – | 20 | – | – | – | – | – | 30 | 30 | – | 0.0019 |
| MV4 | 341.22, 24.08 | 40 | – | – | 20 | – | – | – | – | – | 25 | 10 | – | 0.0026 |
| MV5 | 341.05, 24.74 | 40 | – | – | 20 | – | – | – | – | – | 30 | 5 | – | 0.0020 |
| MV6 | 340.83, 26.50 | 50 | – | – | 15 | – | – | – | – | – | 20 | 15 | – | 0.0027 |
| MV7 | 338.80, 24.59 | – | 20 | 20 | 25 | – | – | – | – | – | 25 | 5 | – | 0.0029 |
| MV8 | 338.87, 24.39 | 55 | – | – | 10 | – | – | – | – | – | 25 | 5 | 5 | 0.0021 |
| MV9 | 338.80, 24.30 | 25 | – | – | 20 | – | – | – | – | – | 35 | 5 | 15 | 0.0019 |
| MV10 | 338.80, 24.44 | 50 | – | – | 5 | – | – | – | – | 15 | 20 | 10 | – | 0.0023 |
| | Nili Fossae | | | | | | | | | | | | | |
| NF1 | 73.08, 19.54 | 20 | – | – | – | – | – | – | – | – | 50 | 10 | 20 | 0.0027 |
| NF2 | 73.40, 23.04 | 5 | – | – | 30 | – | – | – | – | – | 45 | – | 20 | 0.0020 |
| NF3 | 71.83, 17.10 | – | – | – | – | 15 | 20 | – | – | – | 40 | 15 | 20 | 0.0026 |
| | Other deposits | | | | | | | | | | | | | |
| O1 | 354.53, –5.02 | – | – | – | 15 | – | – | 15 | – | – | 50 | – | 20 | 0.0024 |
| O2 | 305.52, 18.80 | – | 5 | – | 20 | – | – | 20 | – | – | 35 | 5 | 15 | 0.0027 |
| O3 | 90.46, –4.32 | – | – | – | 10 | – | – | – | 35 | – | 35 | 5 | 15 | 0.0023 |
| O4 | 202.25, –30.62 | – | 15 | 10 | – | – | – | – | – | – | 45 | 5 | 25 | 0.0027 |

¹ Longitude (°E), Latitude (°N); ² Al/Mg/Fe-bearing smectite.