



HAL
open science

Préparation des futures missions in situ martiennes via la télédétection et l'expérimentation en spectroscopie de réflectance

Lucia Mandon

► **To cite this version:**

Lucia Mandon. Préparation des futures missions in situ martiennes via la télédétection et l'expérimentation en spectroscopie de réflectance. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université de Lyon, 2020. Français. NNT : 2020LYSE1261 . tel-03292204

HAL Id: tel-03292204

<https://theses.hal.science/tel-03292204>

Submitted on 20 Jul 2021

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.



Numéro National de Thèse : 2020LYSE1261

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LYON

Opérée au sein de

l'Université Claude Bernard Lyon 1

Ecole Doctorale n°52

Physique et Astrophysique (PHAST)

Spécialité de doctorat : Planétologie

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Soutenue publiquement le 14/12/2020, par :

Lucia MANDON

Préparation des futures missions in situ martiennes via la télédétection et l'expérimentation en spectroscopie de réflectance

Devant le jury composé de :

Muriel ANDREANI, Professeure, LGL-TPE

Olivier FORNI, Directeur de recherche, IRAP

Bernard SCHMITT, Directeur de recherche, IPAG

Thierry FOUCHET, Professeur, LESIA

François POULET, Astronome, IAS

Violaine SAUTTER, Directrice de recherche, IMPMC

Cathy QUANTIN-NATAF, Professeure, LGL-TPE

Pierre BECK, Professeur, IPAG

Erwin DEHOUCK, Maître de conférence, LGL-TPE

Présidente

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examinatrice

Directrice de thèse

Co-directeur de thèse

Co-directeur de thèse

Sol 615 du douzième mois de l'année martienne 35

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier les rapporteurs et membres du jury, pour avoir accepté de participer à l'évaluation de mes travaux de recherche : Olivier Forni, Bernard Schmitt, Thierry Fouchet, François Poulet, Violaine Sautter et Muriel Andreani.

Un grand merci également à Maciej Rebisz (<https://www.artstation.com/mac>) pour m'avoir autorisé à utiliser ses superbes travaux pour illustrer mon manuscrit de thèse.

Dans un second temps, je voudrais dédier ce manuscrit et remercier toutes les personnes qui ont été à mes côtés ces trois dernières années. Une thèse n'est évidemment pas uniquement remplie d'expériences, d'observations, de traitement de données et d'écriture, et ne peut se passer bien que si l'environnement est enrichissant. Le mien l'a été, et je peux dire avoir été accueillie dans une équipe soudée, avec une réelle émulation scientifique et sociale !

La première personne que je tiens à remercier est bien évidemment Cathy. Pour m'avoir fait confiance sur tant de points, et montré chaque jour qu'il est possible de diriger une équipe et d'arriver à ses fins professionnelles avec extrême justesse, intelligence et humanité. Merci d'avoir été là quand la vie a apporté ses événements douloureux et de m'avoir toujours soutenue avec sincérité ! J'ai eu une chance incroyable d'être formée à tes côtés ; et c'est en toute honnêteté que je peux dire que tu es un exemple pour les plus jeunes aux plus vieux d'entre nous et que je souhaite un jour pouvoir encadrer à mon tour quelqu'un avec la finesse dont tu fais preuve.

Erwin, malgré ta charge de travail, tes responsabilités dans l'enseignement et dans MSL, tu as avec moi toujours été impliqué et tu as été à chaque moment le plus disponible de tous. C'est une qualité rare et tes futur·e·s doctorant·e·s seront entre de très bonnes mains ! Pierre, merci de m'avoir accueillie à l'IPAG et prêté Gonito ! Merci à toi, à Violaine et à Bruno de m'avoir prêté toutes ces météorites martiennes, même si prendre les transports en commun avec les morceaux d'une autre planète dans mon sac à dos restera sûrement parmi les moments les plus stressants de ma thèse.

Patrick, ton nom n'est pas en première de couverture mais il le mériterait amplement, j'espère qu'un jour une agence spatiale te ramènera une jarosite martienne ! Ruben, merci d'avoir toujours été disponible et de m'avoir formée à la DRX. Matthieu, aucun problème informatique ne te résiste, merci d'avoir si souvent été la réponse à mes prises de tête sur MarsSI !

Eriita and Graziella, you made me feel home while I was on the exact opposite side of the planet compared to my house and family. Thank you for trusting me and sharing with

me the love for planetary science!

Une thèse ne serait bien sûr pas la même sans une seconde famille pour nous accompagner au quotidien au cours de ces trois années, et je dédie également ce manuscrit à cette seconde famille : à Cédric, mon acolyte planétologue depuis le début, à Chloé et Sylvain, collègues, puis amis et colocataires, merci d'avoir partagé ce bout de vie avec moi ! Je viendrai sonner dans votre nouveau chez vous pour refaire le stock de pois chiches et pour embêter Grisou. À Victor, je n'ai toujours pas compris le sujet de ta thèse, mais ne change rien – j'espère quand même qu'un jour tu pourras faire la différence entre un canard et une oie ! À Clément, mon acolyte de bêtises et le meilleur photographe martien, tu la finiras un jour cette thèse ! À Mélissa, mon meilleur coach d'escalade, je te souhaite de super années au pays des crocodiles et du Soleil (mais ne reviens pas plus bronzée que moi quand même). À Florian, je suis sûre que toute l'Angleterre a déjà retrouvé la mode de la moustache grâce à toi (je ne me suis pas encore décidée sur le fait que ce soit une bonne nouvelle ou non)... À Rémi, que l'on voit devenir un super papa ! À Robin, le meilleur danseur de Lyon, ne me remplace pas trop vite quand j'aurai laissé mon bureau... À Anastasis et Selma ; cette page est peut-être l'occasion de vous avouer que je trouve les comètes un peu classes quand même. À Alice et Chloé, je compte toujours sur vous pour monter un bar à racoos si la planétologie ne veut plus de nous... À Auguste et Pauline, même s'ils sont passionnés de trilobites. À Lulu, tu es sûrement la chercheuse la plus brillante que j'ai pu rencontrer, et c'est toujours un plaisir de travailler avec toi ! À Benji, qui après nos terrains de géologie mémorables est maintenant un habitué des expéditions à 1700 mètres sous les mers ! À Léa, merci de supporter depuis des mois tous les doctorants en rédaction... À Adé et Lucas pour me supporter tout court depuis autant de temps.

Finalement, merci à ma famille et à mes parents, Véronique et Jean, de m'avoir toujours poussée plus loin, soutenue et toujours montré de l'intérêt pour mon travail, malgré tous les termes scientifiques barbares que j'ai pu employer... Aux cinq Benbernous, qui m'ont toujours accueillie comme quelqu'un de la famille. À Philippe et Tony, qui ont été même de loin un réel soutien depuis plus de 26 ans !

Et pour la suite, merci à tous ceux qui me feront confiance et me permettront de continuer à voyager sur Mars...

Résumé

L'exploration spatiale de la planète Mars sera marquée dans la prochaine décennie par une étape historique : l'exploration in situ de terrains d'âge noachien, soit faisant partie des plus anciens de la planète. Les sites d'atterrissage, le cratère Jezero et Oxia Planum, présentent depuis l'orbite les traces d'une activité hydrologique ancienne ainsi qu'un potentiel exobiologique. Les deux rovers envoyés (Perseverance par la NASA, et Rosalind Franklin par l'ESA et Roscosmos), sont équipés des premiers spectromètres de réflectance visible et proche infrarouge (VNIR) à toucher le sol martien, alors que cette technique est la première utilisée depuis l'orbite pour détecter et cartographier les minéraux en surface. Ces travaux de thèse sont découpés en deux axes : dans un premier temps, une analyse des deux sites d'atterrissage par télédétection a été effectuée, afin d'avancer sur leur caractérisation géologique et minéralogique. Dans un second temps, des roches terrestres analogues aux sites d'atterrissage ont été analysées à l'aide d'un spectromètre de réflectance dont le faisceau d'analyse est comparable en taille à celui de la voie VNIR du spectromètre SuperCam du rover Perseverance. Notre analyse sur le site d'atterrissage de Perseverance a permis de cartographier les variations minéralogiques d'une des unités géologiques les plus étendues sur le site, l'unité à olivine et carbonate, de proposer une origine pyroclastique, et d'en dater la mise en place il y a $3,82 \pm 0,07$ Ga. Cet âge pourra être utilisé après retour des échantillons collectés par Perseverance, afin de recalibrer la chronologie martienne. Là où le site d'atterrissage de Rosalind Franklin apparaît spectralement homogène depuis l'orbite, nous montrons qu'il existe à haute résolution une diversité morphologique, compositionnelle et minéralogique au sein des argiles présentes sur le site, cibles principales de la mission. La base de données spectrales produite au cours de cette thèse inclut le premier ensemble représentatif de météorites martiennes, des roches terrestres dont la composition minéralogique a pu être estimée, ainsi que des mélanges synthétiques de composition simplifiée et de minéralogie directement transposable à celle estimée sur les sites d'atterrissage. Les spectres mesurés nous permettent d'identifier des limites de détection minéralogique liées aux granulométries et aux proportions minérales, ces dernières étant quantifiées pour les assemblages minéralogiques présents sur les sites. Ces spectres de réflectance pourront être directement et automatiquement comparés à ceux mesurés sur des affleurements rocheux in situ, et ainsi permettre de lier les mesures de laboratoire, les futures mesures in situ et les analyses spectrales réalisées depuis l'orbite martienne.

Abstract

The exploration of Mars, which began in the 1960s, will soon be marked by a historic turning point, with the in situ investigation of two sites of Noachian age, the most primitive era of Mars. The selected landing sites, Jezero crater and Oxia Planum, exhibit from orbital data evidences for a hydrous past as well as good astrobiological potentials. The two rovers Perseverance and Rosalind Franklin (sent by the American and European-Russian agencies respectively) have a payload which includes the first visible and near-infrared (VNIR) reflectance spectrometers that will be used on the Martian surface, while this technique is the first to be used from orbit to assess and map the mineralogy of Mars. Our thesis is divided into two segments: first, an analysis of the two landing sites using remote sensing data was carried out, as a means to assess their geology and mineralogy. Second, terrestrial rocks similar to those on the landing sites were collected and analyzed using a reflectance spectrometer whose analysis beam is comparable in size to that of the VNIR channel of the SuperCam spectrometer onboard Perseverance. Our analysis on the Perseverance landing site allowed to examine the mineralogical variations of one of the most extensive geological units on the site, the olivine and carbonate unit. We suggest a pyroclastic origin for these deposits and date their emplacement at -3.82 ± 0.07 Ga. This age will be useful to help calibrate the Martian chronology in the events of the Mars Sample Return mission. While Rosalind Franklin's landing site appears spectrally homogeneous from orbit, we show that there is textural, compositional, and mineralogical diversity at high resolution within the clays present at the site, which are the primary targets of the mission. The spectral database produced during this thesis includes the first representative panel of Martian meteorites, natural magmatic rocks with various degrees of alteration and whose mineralogical compositions have been estimated, as well as synthetic mixtures of simplified composition and mineralogy that are directly comparable to those estimated on the landing sites. Analysis of the spectra allow us to identify detection limits linked to the grain size of the samples and their mineralogical proportions. The latter are quantified for the mineralogical assemblages detected on the landing site. The reflectance spectra measured could be directly and automatically compared to future in situ measurements on Martian rock surfaces. This will allow the link between laboratory and future in situ measurements as well as Martian orbital analyses.

Table des matières

Introduction	13
I Tour d'horizon de la planète Mars	16
I.1 Présentation de la planète rouge et exploration spatiale	17
I.1.1 Caractéristiques générales	17
I.1.2 Observer Mars	19
I.1.2.1 Les observations terrestres	19
I.1.2.2 Brève histoire de l'exploration robotique martienne . . .	20
I.1.2.3 Témoins de la planète rouge : les météorites martiennes	29
I.2 Histoire géologique martienne	30
I.2.1 Repères chronologiques	30
I.2.2 Nomenclature, provinces et croûte martienne	31
I.2.3 Évolution	33
I.2.3.1 Le Noachien	33
I.2.3.2 L'Hespérien	39
I.2.3.3 L'Amazonien	46
I.2.3.4 Mars aujourd'hui	49
I.2.4 Life on Mars?	50
I.2.5 Mars 2020 et ExoMars : les pièces manquantes au puzzle?	52
I.2.5.1 La mission Mars 2020	53
I.2.5.2 La mission ExoMars	55
I.2.5.3 Les sites d'atterrissage	56
I.3 Bilan	58
II Spectroscopie de réflectance	61
II.1 Le rayonnement électromagnétique	62
II.1.1 Nature et propagation du rayonnement	62
II.1.2 Le spectre électromagnétique	63
II.1.3 Rayonnement de corps noir	64
II.2 La spectroscopie de réflectance	66
II.2.1 Interaction du rayonnement avec une surface	66
II.2.2 Rayonnement émis par une surface et notion de réflectance . . .	66
II.2.3 Absorptions du spectre lumineux	69

II.2.3.1	Processus électroniques	69
II.2.3.2	Vibrations moléculaires	72
II.2.3.3	Paramétrisation des absorptions	74
II.2.4	Détections minéralogiques	76
II.2.4.1	Phases minérales détectées : les minéraux primaires	77
II.2.4.2	Phases minérales détectées : les minéraux secondaires	79
II.2.4.3	Phases minérales non détectées	84
II.2.4.4	Principales bibliothèques de référence	85
II.3	Considérations en spectroscopie de réflectance	87
II.3.1	Sources de bruit et précision des détections	87
II.3.2	Mélanges	88
II.3.3	Influence de l'atmosphère	89
II.3.4	Influence de l'état de surface	89
II.3.4.1	Taille des grains	89
II.3.4.2	Cas des roches	90
II.3.4.3	Rugosité de surface et influence de la géométrie d'observation	92
II.4	Conclusion	93
III Caractérisation géologique et minéralogique des sites d'atterrissage		94
III.1	Instruments de télédétection martiens	95
III.1.1	Combinaison de données	95
III.1.2	Orbiteurs martiens	96
III.1.2.1	Orbiteurs héliosynchrones	96
III.1.2.2	L'orbite de TGO	97
III.1.2.3	Le cas particulier de Mars Express	97
III.1.3	Une vision détaillée de la surface de Mars : les caméras CTX, HiRISE et CaSSIS	98
III.1.3.1	HiRISE	98
III.1.3.2	CTX	99
III.1.3.3	Traitement des données CTX et HiRISE	99
III.1.3.4	CaSSIS	100
III.1.4	Imager dans le thermique grâce à THEMIS	101
III.1.4.1	L'inertie thermique	101
III.1.4.2	Les données THEMIS	103
III.1.5	Données d'altimétrie et modèles de terrain	107
III.1.5.1	Altimétrie globale : MOLA	107
III.1.5.2	Stéréophotogrammétrie HRSC, CTX et HiRISE	108

III.1.6	Les spectro-imageurs OMEGA et CRISM	109
III.1.6.1	Description générale des instruments	111
III.1.6.2	Dégradation des instruments	114
III.1.6.3	Traitements appliqués aux cubes de données	114
III.1.6.4	Méthodes d'analyse spectrale	118
III.1.6.5	Artefacts récurrents	119
III.2	Géologie des sites d'atterrissage : Mars 2020, de Jezero à Midway	120
III.2.1	Géologie régionale	122
III.2.1.1	Le socle pré-Isidis	123
III.2.1.2	Le <i>Ridged Basement</i>	124
III.2.1.3	La couche à olivine et carbonate	125
III.2.1.4	La couche à kaolinite	127
III.2.2	Géologie de Jezero	128
III.2.2.1	Fond du cratère et unités présentes dans l'ellipse d'atterrissage	128
III.2.2.2	Les remparts du cratère	132
III.2.3	Étude détaillée : la couche à olivine et carbonate	132
III.3	Géologie des sites d'atterrissage : ExoMars et Oxia Planum	163
III.3.1	Géologie du site	165
III.3.1.1	L'unité argileuse	165
III.3.1.2	Morphologies fluviales	166
III.3.1.3	La <i>Mantling Unit</i>	166
III.3.1.4	Les <i>Rounded Buttes</i>	166
III.3.1.5	La <i>Dark Resistant Unit</i>	168
III.3.2	Étude détaillée : l'unité argileuse	169
III.4	Synthèse des observations	197
III.4.1	Unités magmatiques	199
III.4.2	Phases d'altération	200
III.5	Conclusion	201

IV Bibliothèque de spectres VNIR de roches pour la télédétection et l'exploration in situ **204**

IV.1	Dispositif de spectroscopie de réflectance	205
IV.1.1	Instrumentation	206
IV.1.1.1	Source lumineuse	207
IV.1.1.2	Goniomètre	207
IV.1.2	Calibration	208
IV.1.3	Mesure spectrale	208

IV.1.4	Traitement des spectres	210
IV.2	Caractérisation DRX des échantillons	211
IV.2.1	Principe de l'analyse par diffraction de rayons X	212
IV.2.1.1	Structure cristalline	212
IV.2.1.2	Diffraction des rayons X	213
IV.2.2	Dispositif	214
IV.2.2.1	Préparation des échantillons	214
IV.2.2.2	Mesure	216
IV.2.2.3	Traitement et interprétation des diffractogrammes	218
IV.2.2.4	Limites	221
IV.3	Collection d'analogues	222
IV.3.1	Établissement d'une base de données	222
IV.3.2	Échantillons terrestres	223
IV.3.2.1	Roches magmatiques	223
IV.3.2.2	Roches d'altération	225
IV.3.3	Mélanges contrôlés	226
IV.3.3.1	Avantage	226
IV.3.3.2	Choix des phases à mélanger	226
IV.3.3.3	Préparation	230
IV.3.4	Météorites martiennes	231
IV.4	Réflectance des analogues terrestres	273
IV.4.1	Roches entières	273
IV.4.1.1	Roches magmatiques	273
IV.4.1.2	Roches d'altération	276
IV.4.1.3	Influence de la granulométrie des roches	279
IV.4.2	Mélanges contrôlés	280
IV.4.2.1	Mélanges avec de l'olivine	280
IV.4.2.2	Mélange de phases d'altération	283
IV.4.2.3	Évolution des bandes d'absorption	286
IV.4.2.4	Implications pour les futures mesures in situ	290
IV.5	Conclusion	293
V	Discussion et conclusion	295
V.1	Mars 2020 et ExoMars dans l'histoire géologique de la planète	295
V.1.1	L'unité à olivine du cratère Jezero	295
V.1.2	Les argiles d'Oxia Planum	297
V.1.3	Jezero et Oxia Planum dans l'enregistrement martien	299
V.2	Les bibliothèques spectrales : la vision de laboratoire	302

TABLE DES MATIÈRES

V.2.1	Une base de données spectrale pour l'interprétation des mesures in situ	302
V.2.2	Une collection unique de météorites martiennes	303
V.2.3	Nos analogues terrestres	304
V.2.4	Limites et perspectives d'exploitation des spectres de laboratoire .	306
V.3	Perspectives de comparaison avec la vision de terrain : le lien entre l'in situ et l'orbital	310
V.3.1	Confrontation in situ des hypothèses	310
V.3.2	Recalibration de la chronologie martienne et cratères sources des météorites	312
V.3.3	MSR et le retour d'échantillons	314
V.4	Conclusion générale	315
	Bibliographie	318
	Annexes	362
	Communiqué de presse ESA	362
	Liste des publications	368
	Liste des abréviations	369

Introduction

Parmi tous les corps extra-terrestres du système solaire, Mars est celui ayant reçu le plus d'attention de la part de la Terre. Les sondes envoyées par l'homme s'y succèdent depuis plus de 60 ans, analysent sa surface et tentent de percer les mystères de son histoire. Car lire la surface d'une planète, c'est voyager sur un autre monde, mais c'est également voyager dans le temps : les paysages et les roches enregistrent les environnements passés et sont les témoins d'événements pouvant avoir eu lieu il y a de cela plusieurs milliards d'années.

Si l'exploration martienne a tant de succès, ce n'est pas uniquement parce que Mars est relativement "facile" d'accès, mais également car notre planète voisine, qui apparaît aujourd'hui froide, aride et dénuée de vie, aurait, il y a environ 4 Ga, partagé un passé commun avec la Terre et aurait pu être suffisamment hospitalière pour la vie. Que verrions-nous si nous étions capables de nous poser sur Mars à cette époque ?

Minéraux d'altération, anciens deltas, rivières et lacs nous laissent présumer que le début de l'histoire de Mars a été riche en eau liquide, et dans des conditions de pH et de température favorables à la vie. Quelle a été la nature exacte, l'étendue et la durée de ces environnements anciens ? Ont-ils permis l'émergence, la stabilité et la conservation de la vie ?

Durant la prochaine décennie, deux rovers sont programmés pour se poser sur la surface de Mars et explorer pour la première fois des terrains formés à cette époque :

1. la mission américaine Mars 2020 (NASA) prévoit l'envoi d'un rover équipé d'une batterie d'instruments permettant de caractériser les roches, et en particulier l'instrument SuperCam (de coresponsabilité française, IRAP, Toulouse). Cet instrument combine les techniques d'imagerie visible, de LIBS (Laser Induced Breakdown Spectroscopy), de spectroscopie de réflectance VNIR (Visible and Near-Infrared), de spectroscopie Raman ainsi qu'un microphone. Le rover de la mission, baptisé Perseverance, a décollé avec succès le 30 juillet dernier, et devrait toucher le sol martien en février prochain. Les objectifs de cette mission sont multiples, mais se regroupent sous quatre axes principaux : l'identification d'environnements qui auraient pu être habitables dans le passé, la quête de biosignatures¹ qui auraient pu être préservées, le prélèvement d'échantillons qui seront collectés dans l'optique d'un envoi sur Terre, ainsi que la préparation des futures missions habitées ;

1. Une biosignature est un résidu physique ou chimique permettant d'attester de la présence ancienne d'une forme de vie.

2. la mission européenne-russe ExoMars (ESA, Roscosmos) prévoit également l'envoi d'un rover en 2022, baptisé Rosalind Franklin, avec une approche sensiblement différente : réaliser des forages et récolter des échantillons qui auront été préservés de la dégradation de la matière organique opérant en surface et en subsurface de Mars¹, dans l'optique d'observer de potentielles biosignatures. Ces échantillons seront ensuite analysés in situ dans un mini-laboratoire qui sera doté entre autres de l'instrument d'imagerie hyperspectral microscopique VNIR MicrOmega (de responsabilité française, IAS, Orsay).

Ces deux missions possèdent donc à leur bord des instruments de spectrométrie VNIR. Jamais encore ce type d'instruments n'a été embarqué sur un rover martien, alors même que cette méthode d'analyse est la première technique de cartographie minéralogique de la surface de Mars depuis l'orbite (p. ex., [Bibring et al., 2006](#)).

Les travaux présentés dans ce manuscrit de thèse se développent sur deux volets : le premier consiste en une analyse par télédétection des sites d'atterrissage de ces deux missions, dans le but d'apporter de nouvelles contraintes sur leur géologie et leur minéralogie. Le second consiste à produire une base de données spectrale de roches analogues, qui permettra d'apporter de nouveaux éléments de comparaison pour la future interprétation des mesures de spectroscopie VNIR in situ.

Le premier chapitre présente l'objet de notre étude et sa dynamique passée et actuelle : la planète Mars. Un historique de l'exploration spatiale y est détaillé, ainsi que l'histoire géologique de la planète, du Noachien, période durant laquelle la plupart des roches présentes sur les sites d'atterrissage se sont formées, jusqu'à aujourd'hui. Ce chapitre décrit également comment les missions Mars 2020 et ExoMars s'inscrivent dans la recherche scientifique martienne et leur caractère particulièrement novateur.

Le deuxième chapitre présente la technique de spectrométrie de réflectance, qui est utilisée aussi bien dans notre approche de télédétection (chapitre III) que lors de l'établissement de notre base de données de spectres mesurés en laboratoire (chapitre IV).

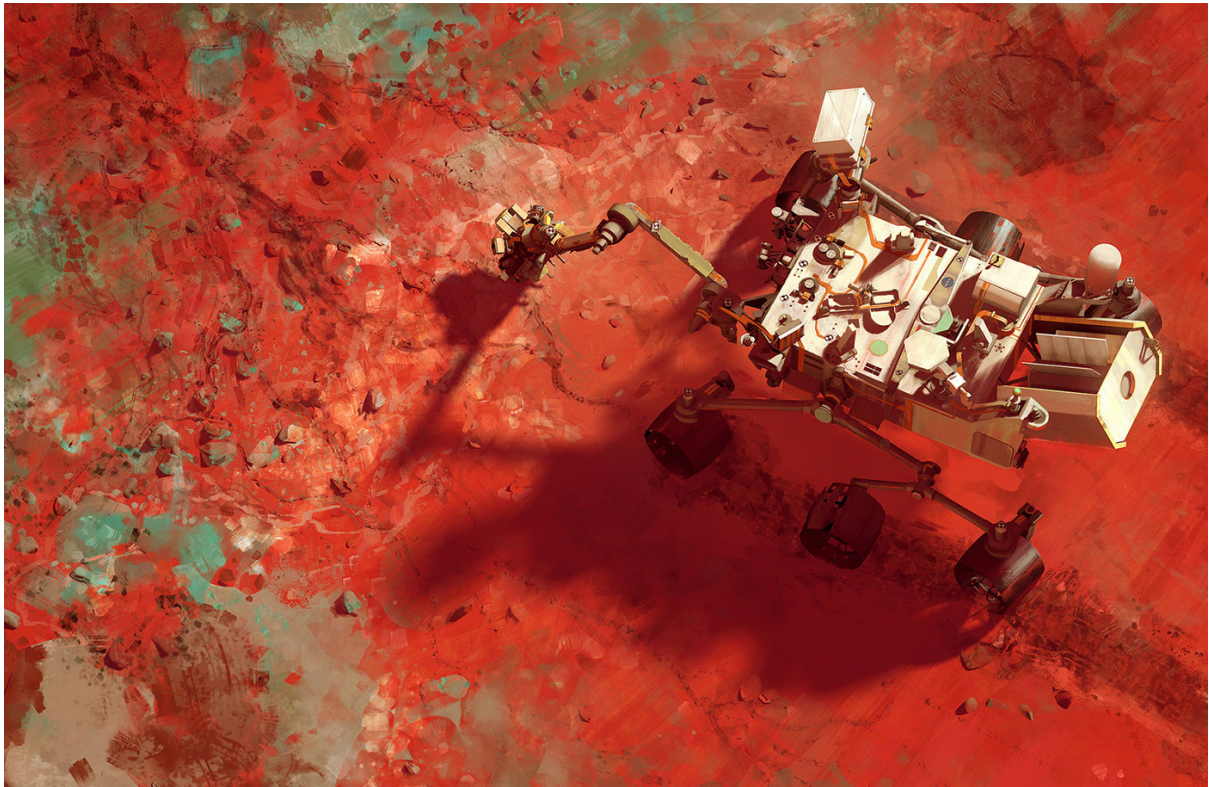
Le troisième chapitre est dédié à la présentation de la géologie et de la minéralogie des sites d'atterrissage, ainsi qu'à leur étude par télédétection. À l'aide d'une combinaison de données orbitales que nous présentons, nous nous attachons à l'étude d'une unité géologique dominante sur les sites d'atterrissage de chaque mission. Sont ainsi caractérisées l'étendue, la nature et l'âge de l'unité à olivine et carbonate présente dans le cratère Jezero, site d'atterrissage de la mission Mars 2020. Nous présentons également une étude sur la diversité morphologique, compositionnelle et minéralogique des terrains argileux recouvrant Oxia Planum, le site d'atterrissage de la mission ExoMars.

1. dommages induits par les radiations UV, par la production photochimique d'agents oxydants diffusant dans le sol et par les radiations ionisantes (p. ex., rayons gamma ou X, neutrons)

Le quatrième chapitre présente notre collection de roches analogues à celles attendues sur les deux sites d'atterrissage, ainsi que la mesure en laboratoire et l'interprétation de leurs spectres. En effet, la spectroscopie de réflectance permet de détecter des minéraux, mais ne permet pas une estimation directe de leurs proportions. De plus, la plupart des bases de données spectrales utilisées pour comparaison intègrent principalement des échantillons sous forme de poudre de composition minérale simplifiée et donc peu analogue aux roches naturelles. Avoir une banque de données de roches de composition connue et leurs spectres de réflectance permettra par comparaison d'aider à l'interprétation des spectres acquis sur Mars sur des roches de composition inconnue.

Chapitre I

Tour d'horizon de la planète Mars



Ce premier chapitre est dédié à une présentation de notre objet d'étude : la planète Mars. Une attention toute particulière est portée sur sa géologie, dont l'étude nous renseigne sur son histoire et les événements l'ayant affectée depuis sa formation il y a plus de 4,5 Ga jusqu'à aujourd'hui, histoire dont certaines zones d'ombre devraient être éclaircies grâce aux prochaines missions d'exploration in situ (crédits illustration : Maciej Rebisz).

I.1 Présentation de la planète rouge et exploration spatiale

I.1.1 Caractéristiques générales

Situé entre la Terre et la ceinture d'astéroïdes, Mars est la quatrième planète la plus proche du Soleil, avec une distance moyenne de 1,52 UA (soit plus de 220 millions de kilomètres). Dernière planète rocheuse, Mars est environ deux fois plus petit que la Terre, avec un rayon de 3 390 km, ce qui lui confère une masse environ 10 fois plus légère, et une gravité en surface de $3,7 \text{ m.s}^{-2}$.

La structure interne de Mars est encore peu contrainte. On estime que Mars possède un noyau, un manteau et une croûte, similairement à la Terre, mais l'étendue et la composition de ses enveloppes sont encore peu contraintes en l'absence de modèle dérivé de l'interprétation d'ondes sismiques. La densité de Mars, plus faible que celle de la Terre ($3,9 \text{ g.cm}^{-3}$ contre $5,5 \text{ g.cm}^{-3}$), implique un petit noyau et/ou plus léger (avec par exemple plus de sulfure de fer). On ignore encore la profondeur de la limite noyau-manteau ainsi que l'existence ou non d'un noyau liquide, tout comme la présence d'autres interfaces et structures pouvant exister en profondeur (Smrekar *et al.*, 2018). L'analyse géochimique des météorites martiennes (cf. section I.1.2.3) permet d'extrapoler certaines informations sur la nature du manteau et de la croûte dont elles sont issues, mais les compositions exactes, et surtout celle du manteau sont incertaines. Des modèles existent sur les épaisseurs relatives de la croûte, mais les valeurs absolues varient grandement en fonction des modèles (entre 50 et 100 km, soit plus proche d'une croûte continentale terrestre épaisse que d'une croûte océanique ; p. ex., Zuber *et al.*, 2000 ; Turcotte *et al.*, 2002).

Une année martienne dure 668 jours martiens (appelés "sols"¹), ce qui équivaut à 687 jours terrestres, un sol durant 24 heures et 37 minutes. Tout comme la Terre, Mars est rythmé par un cycle de saisons, de par son obliquité de $25,2^\circ$ (contre $23,2^\circ$ actuellement pour la Terre). Bien que plusieurs calendriers aient été proposés, il n'existe pas de convention sur des semaines ou noms de mois martiens, et le repérage au sein d'une année martienne utilise la longitude solaire L_s ². Cette valeur correspond à l'angle de rotation autour du Soleil entre Mars et sa position lors de l'équinoxe de printemps : plus simplement, le printemps dans l'hémisphère Nord correspond à des valeurs de longitude solaire comprises entre 0° et 90° , l'été entre 90° et 180° , l'automne entre 180° et 270° et l'hiver

1. Ce terme désigne un jour solaire (par opposition au jour sidéral).

2. Si les conventions actuelles permettent le bon fonctionnement des opérations des sondes et le traitement des données scientifiques, il est possible qu'une nomenclature permettant une découpe de l'année similaire à celle utilisée sur Terre soit requise dans le cas d'une exploration humaine de Mars dans la durée. Une revue des différents calendriers officiels proposés depuis plus d'un siècle ainsi que les problèmes soulevés par leur définition est donnée par Gangale et Dudley-Rowley (2005).

entre 270° et 360°. La première année martienne (MY, pour "*Martian Year*") est définie à partir de l'équinoxe martienne du 11 avril 1955, date arbitraire posée par [Clancy et al. \(2000\)](#) et précédant les premières grandes observations d'une tempête globale de poussière en 1956. Ainsi, ce manuscrit de thèse est daté de l'année 35 du calendrier martien.

Mars possède deux satellites naturels : Phobos et Deimos (du grec "peur" et "terreur"). Ces lunes martiennes, découvertes en 1877 par l'astronome Asaph Hall, sont de petite taille, de 22 et 13 km de diamètre respectivement, et possèdent une forme irrégulière. L'origine de ces satellites est encore débattue (capture d'astéroïdes de la ceinture principale, co-accrétion avec Mars ou encore produits d'impact géant).

Mars est, contrairement à la Terre, une planète dont l'activité géologique est très faible aujourd'hui : il n'existe pas de volcanisme actif ni de tectonique des plaques sur Mars. Sa surface est pourtant témoin d'une histoire marquée par les processus volcaniques et hydrologiques, que nous détaillons en section I.2. Sa surface est principalement basaltique, et est recouverte d'une couche de poussière silicatée riche en oxydes de fer, qui lui confère sa couleur orangée caractéristique, et qui peut saturer son atmosphère lors des tempêtes globales de poussière (Figure I.1).

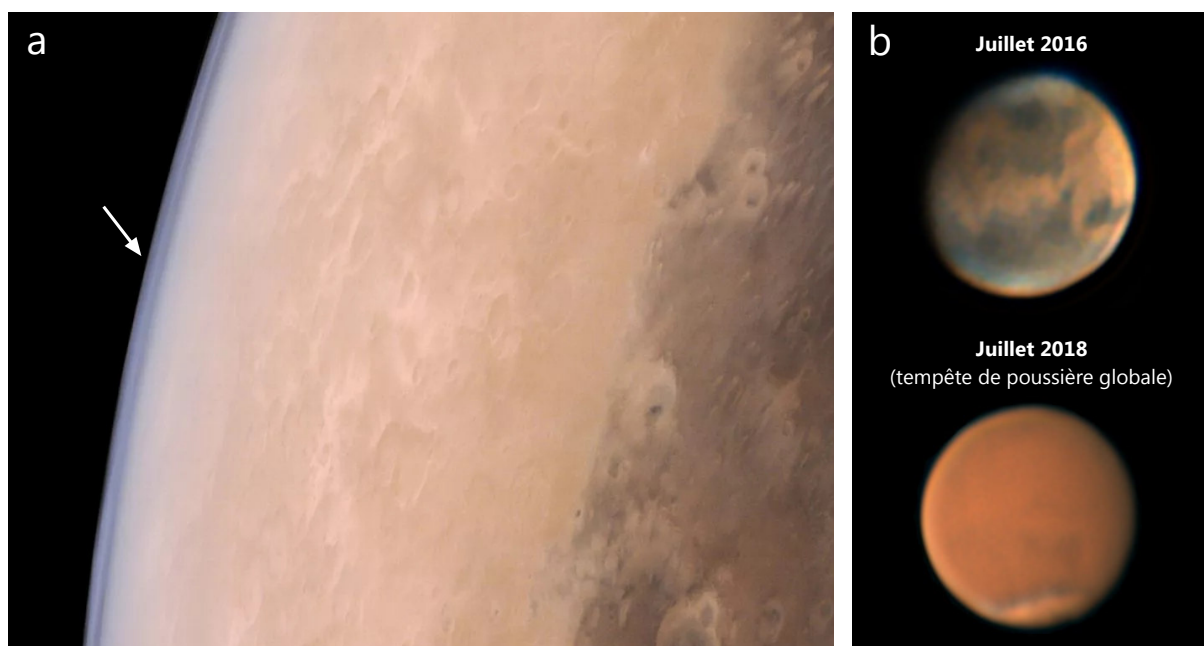


Figure I.1 – (a) Atmosphère martienne observée au limbe par la Mars Color Camera (Mars Orbiter Mission, Indian Space Research Organisation). (b) Mars observé depuis la Terre hors et pendant une tempête de poussière globale (crédits : Clément Brustel, télescope 200 mm f4 et barlow 5x).

Cette atmosphère (Figure I.1) est bien plus ténue que sur Terre, avec une pression de surface oscillant autour d'une moyenne de 6 mbar – contre 1 013 mbar sur Terre ([Tillman et al., 1993](#)). On retrouve dans l'atmosphère martienne en moyenne 96% de dioxyde de carbone, moins de 2% d'argon et moins de 2% de diazote (p. ex., [Mahaffy et al., 2013](#)). On y retrouve également de la vapeur d'eau, en quantités variables (~0,03%) car

sensible à la condensation et la sublimation aux conditions de température et pression martiennes, ainsi que du dioxygène ($\sim 0,1\%$), du monoxyde de carbone ($\sim 0,07\%$) et des traces d'ozone, de méthane, de néon, de krypton et de xénon (Owen *et al.*, 1977 ; Mahaffy *et al.*, 2013). Il n'existe contrairement à la Terre pas de couche d'ozone dans l'atmosphère martienne ; cette absence, additionnée à la finesse de l'atmosphère, rend la surface de Mars particulièrement exposée au rayonnement UV, ce qui a des conséquences dans la recherche de matière organique car rapidement dégradée en surface (dommages directs du rayonnement UV et formation d'agents oxydants par photochimie UV).

En surface, les températures martiennes oscillent entre environ -150°C et 20°C en fonction des saisons et de la localité. À ces températures, il est possible au CO_2 atmosphérique de condenser en hiver, et de recouvrir les calottes polaires martiennes (cf. section I.2.3.4).

I.1.2 Observer Mars

I.1.2.1 Les observations terrestres

Si suffisamment proche de la Terre, Mars est une planète facilement repérable à l'œil nu dans le ciel nocturne, de par son éclat rouge. Cette teinte lui a valu d'être associé par de nombreuses civilisations à une divinité guerrière : Nergal pour les mésopotamiens, Kârttikeya pour les hindous, Arès pour les grecs ou encore bien évidemment Mars pour les romains.

Les meilleures observations de Mars ont lieu lors des périodes dites d'opposition, c'est à dire lorsque Mars est à l'opposé du Soleil par rapport à la Terre.

Les premiers croquis de la planète datent du XVII^{ème} siècle. Sont alors remarquées des variations de surface : une tâche sombre au niveau de l'équateur, ainsi que des tâches brillantes au niveau des pôles, soit la province volcanique de Syrtis Major et les calottes polaires, décrites pour la première fois par Christian Huygens (Sheehan, 1996). Le suivi au cours du temps de l'apparition et la disparition de Syrtis Major permet à Huygens d'estimer la rotation de Mars à 24 heures, puis à Jean Dominique Cassini à 24 heures et 40 minutes, soit très proche de la valeur admise aujourd'hui. Lors de ses observations de Mars, Cassini effectue également des mesures de son rayon ainsi que de sa distance au Soleil (Sheehan, 1996).

Au XIX^{ème} siècle, les premières cartes de Mars sont dressées : nombre d'astronomes proposent leurs propres nomenclatures pour décrire sa surface, mais c'est finalement les cartes de Giovanni Virginio Schiaparelli qui, bien que très controversées à l'époque, marqueront le plus l'histoire, et les noms qu'il donna aux principales provinces sont encore en vigueur aujourd'hui. Outre l'abondance de détails des cartes dessinées par Schiaparelli,

leur succès est principalement dû à la présence de motifs linéaires, les "*canali*" (Schiaparelli, 1878). Ces motifs seront interprétés par Camille Flammarion comme fruits de la construction d'une civilisation martienne intelligente (Flammarion, 1892), théorie reprise en fer de lance par Percival Lowell vers la fin du XIX^{ème} siècle.

Le XX^{ème} siècle voit les premières caractérisations physiques poussées de la planète : les nuages et tempêtes de poussières sont observés, tout comme les variations saisonnières des calottes, que l'on pense alors constituées entièrement de glace d'eau (Antoniadi, 1930). Des premières estimations de pression et de température sont effectuées, et les fortes variations thermiques diurnes ayant lieu sur Mars sont remarquées (Lowell, 1907, 1909 ; Coblentz *et al.*, 1927). Sont également réalisées des mesures spectroscopiques de l'atmosphère ; le CO₂ atmosphérique est détecté (Kuiper, 1952), tout comme l'oxygène et la vapeur d'eau, en faible proportion par rapport à l'atmosphère terrestre (Adams et Dunham Jr, 1933 ; Dollfus, 1963).

I.1.2.2 Brève histoire de l'exploration robotique martienne

Si les observations depuis la Terre permettent de distinguer la surface de Mars et d'effectuer un certain nombre de mesures physiques et chimiques, elles ne peuvent se substituer à une exploration in situ, c'est à dire sur place, à l'aide de sondes dédiées. On distingue ainsi les sondes opérant des survols, c'est à dire celles acquérant des données sur la planète sans mise en orbite, des orbiteurs, qui comme leur nom l'indique sont des sondes en orbite autour de la planète (ce qui permet l'acquisition de données sur une plus grande échelle de temps, p. ex., le suivi temporel d'un phénomène). Les sondes envoyées à la surface de la planète sont appelées atterrisseurs, ou *lander*, si fixes, et astromobiles si capables de se mouvoir à la surface (on préférera ici le terme anglais *rover*).

Mariner et les débuts de l'exploration martienne

L'exploration in situ de la planète Mars commence dès les années 60 avec les survols des missions Mariner. Avant les premières tentatives fructueuses d'envoi de sondes vers Mars, les connaissances sur la planète étaient fondées sur des observations terrestres, et les premiers survols et atterrissages ont rapidement fait voler en éclats les interprétations de l'époque. Par exemple, une des théories concernant la nature des régions sombres visibles à la surface impliquait des étendues d'eau, ou encore des régions recouvertes de végétaux. L'atmosphère était elle considérée comme principalement constituée de diazote (p. ex., Goody et Grandjean, 1955), pour des pressions de l'ordre de plusieurs dizaines de millibars, tandis que les calottes, bien visibles sur les observations avec télescope, devaient être constituées de glace d'eau, similairement à la Terre.

L'exploration de Mars s'initie au début des années 60, parallèlement à celle de Vénus et des programmes Venera et Mariner. Elle se solde par des échecs soviétiques lors des premières fenêtres de tirs de 1960 et 1962 (programmes Marsnik, Sputnik, Mars), et il faudra attendre la fenêtre de 1964 pour obtenir les premiers clichés rapprochés de Mars (au nombre de 21) avec la sonde américaine Mariner 4 (Figure I.2). Ces premières images remettent instantanément en question le postulat d'une planète Mars peuplée par la civilisation des canaux de Schiaparelli et Lowell ou les végétaux des terrains sombres : Mars apparaît au contraire comme un terrain fortement cratérisé, similairement à la Lune, et non habité. De plus, le passage de la sonde derrière la planète permet d'effectuer une expérience d'occultation des ondes radio envoyées par la sonde, et ainsi de mesurer la pression atmosphérique martienne, largement revue à la baisse (<10 mbar), ainsi que des températures de surface d'environ -100°C, soit plus froides que les précédentes estimations (Fjeldbo *et al.*, 1966). Le réévaluation de la pression atmosphérique pose un problème de taille pour les missions d'atterrisseurs alors en préparation, puisqu'une pression plus faible n'engendre pas les mêmes contraintes d'ingénierie, et il faudra attendre la prochaine décennie pour voir les premiers atterrisseurs se poser sur Mars. Au succès de Mariner 4 font suite les succès des sondes Mariner 6 et 7 en 1969, qui viennent confirmer les résultats de Mariner 4, avec des nouvelles mesures de température, cette fois au niveau de la calotte polaire Sud, permettant de mettre en lumière la possibilité d'y condenser du CO₂ (Neugebauer *et al.*, 1971).

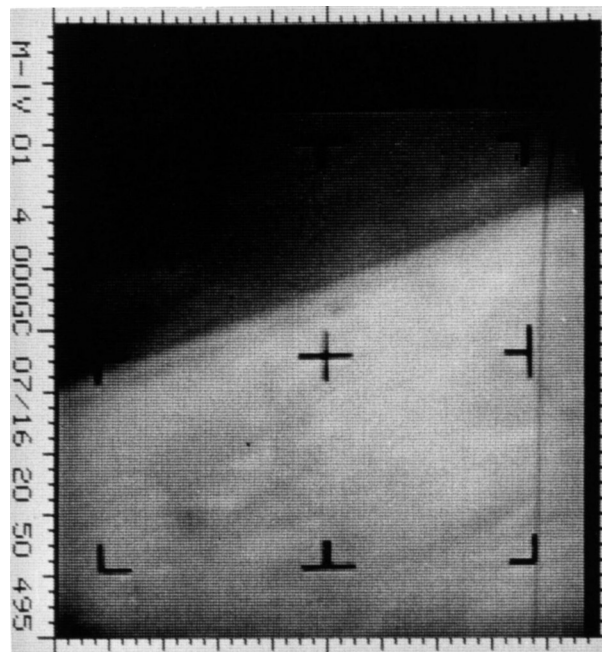


Figure I.2 – Premier cliché in situ de Mars, capturé par la sonde Mariner 4 en juillet 1964 (crédits : NASA/JPL). D'autres photographies de Mariner 4 de meilleure qualité suivront, montrant une surface cratérisée semblable à la Lune.

La première mise en orbite de Mars a lieu avec la mission Mariner 9 en 1971, qui

permet d'entrevoir la richesse de l'histoire géologique martienne : la dichotomie de la croûte, les immenses volcans boucliers de Tharsis Montes et d'Olympus Mons, dont les calderas quasiment vierges de cratères d'impact indiquent une activité récente, ainsi que le "canyon" Valles Marineris sont découverts, mais également les dépôts polaires stratifiés, et découverte encore plus surprenante, les réseaux de vallées, témoins d'un passé où l'eau liquide coulait à la surface de Mars (Masursky, 1973 ; Figure I.3 ; section I.2.3.1). Les mesures de gravité sont affinées, la composition de l'atmosphère ainsi que sa pression sont mesurées ; sont également observées des tempêtes plus locales de poussière, ainsi que des nuages et du brouillard (Kliore *et al.*, 1972 ; Leovy *et al.*, 1972 ; Lorell *et al.*, 1972). Parallèlement, les Russes envoient avec un succès relatif les sondes Mars 2 et Mars 3 : l'atterrisseur de Mars 2 s'écrase à la surface, et si celui de Mars 3 réussit à se poser, les communications cessent au bout de quelques secondes. Durant ce court instant, Mars 3 envoie une image incomplète et indéchiffrable. Côté orbiteurs, si les instruments fonctionnent, une tempête de poussière globale rend inutilisable la majorité des clichés de surface obtenus par les sondes russes, contrairement à Mariner 9 qui, envoyée à la même période, avait la capacité de mettre en sommeil la plupart de ses instruments pendant la tempête.

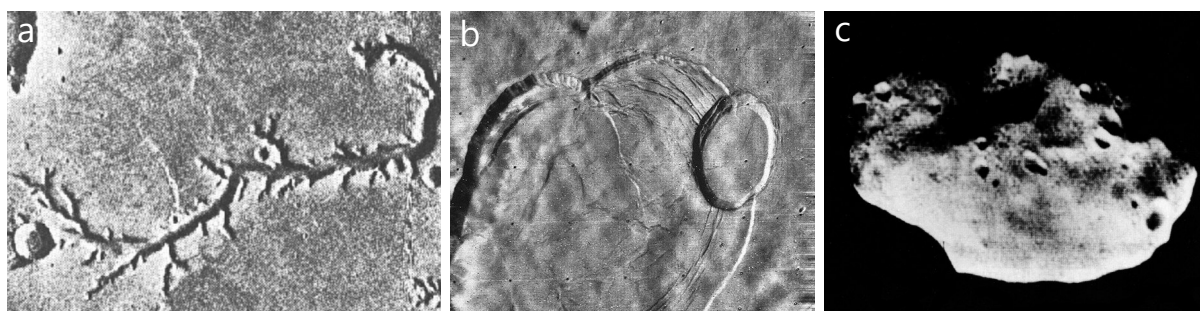


Figure I.3 – Clichés obtenus par Mariner 9 : **(a)** réseau dendritique de Nirgal Vallis, **(b)** calderas d'Olympus Mons, **(c)** satellite Phobos

Les expérimentations Viking

La fenêtre de tir de 1975 voit le lancement d'une mission ayant marqué l'histoire de l'exploration martienne : la mission Viking. Constituée de deux orbiteurs et de deux atterrisseurs, Viking 1 et 2, la mission américaine avait pour but une cartographie globale de la planète, ainsi que la recherche d'une vie martienne actuelle à l'aide de trois expériences menées au sol : une expérience d'assimilation du carbone par les sols ainsi que deux expériences de chromatographie permettant de détecter de potentiels gaz émis par une activité biologique dans un milieu riche en nutriments. Malgré certains résultats am-

bigus¹, la NASA conclut à la non détection de vie martienne par les sondes Viking. Pour cause, les résultats renvoyés par l'instrument de GC-MS (chromatographie gazeuse couplée à un spectromètre de masse) sont catégoriques : aucune molécule organique autre que celles pouvant être reliées au solvant qui a servi à la désinfection de l'expérience (des molécules chlorées) n'est détectée dans le sol martien (Biemann *et al.*, 1977). Des problèmes de sensibilité de l'appareil sont invoqués, mais également l'effet des radiations UV ayant pour résultat de détruire toute matière organique présente en surface, ou encore la présence de composés fortement oxydants dans le sol qui auraient engendré la destruction de ces composés lors du chauffage dans le four du spectromètre de GC-MS. Effectivement, la présence de perchlorates au niveau des sites d'atterrissage de la mission Phoenix et Mars Science Laboratory (MSL) des années plus tard permettrait d'expliquer la présence de molécules chlorées sur les chromatographes Viking ainsi que l'absence de molécules organiques, les perchlorates détruisant efficacement la matière organique aux hautes températures de l'expérience (Navarro-González *et al.*, 2010).

Outre les expériences à visée exobiologique, les atterrisseurs Viking ont permis les premières analyses chimiques de sols martiens (Clark *et al.*, 1976), bien plus riches en fer que les sols terrestres, ainsi que des profils de la composition de l'atmosphère en fonction de l'altitude lors de la descente (Nier *et al.*, 1976).

Renouveau de l'exploration martienne

Globalement, la mission Viking est un succès car ayant permis une cartographie quasi-globale de la planète à l'échelle de la centaine de mètres ainsi que les premiers atterrissages réussis à la surface de Mars. Néanmoins, les résultats de la mission plombent les ambitions de détection de vie martienne, et il faudra attendre la fin des années 90 et la mission Pathfinder pour un nouvel atterrissage sur Mars, et le premier rover martien Sojourner, qui mesura des compositions élémentaires de roches et de sols (Rieder *et al.*, 1997). Sur cette fenêtre de 1997 arrive également la mission Mars Global Surveyor (MGS, NASA), équipée de l'altimètre laser ayant permis une mesure globale de la topographie de Mars, mais également d'une caméra ayant une résolution spatiale de l'ordre du mètre par pixel et ayant permis la résolution de morphologies géologiques bien plus fines que celles des caméras précédentes. MGS était également équipé d'un spectromètre thermique (TES, pour Thermal Emission Spectrometer) ayant permis la détection d'un ensemble de minéraux à la surface de Mars (pyroxène, plagioclase, olivine, hématite; Bandfield *et al.*, 2000; Christensen *et al.*, 2000), mais également d'un magnétomètre ayant permis une cartographie du magnétisme crustal martien (Acuña *et al.*, 1999; cf. section I.2.3.1).

1. notamment l'émission de gaz compatibles avec la respiration d'organismes vivants dans le sol martien, une thèse soutenue encore aujourd'hui par le principal investigateur de l'expérience, Gilbert Levin

En 2001, l'orbiteur américain Odyssey fait son entrée, ainsi que son spectromètre à neutrons ayant cartographié l'eau dans le sous-sol martien (Feldman *et al.*, 2004), et son imageur thermique THEMIS (Thermal Emission Imaging System), dont les données sont utilisées dans ce travail de thèse (cf. chapitre III). La fenêtre de 2003 voit l'arrivée de la première sonde européenne, Mars Express (MEx, encore en activité) dont les résultats du spectromètre de réflectance OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) sur la minéralogie martienne ont permis, tout comme ceux de CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) de l'orbiteur Mars Reconnaissance Orbiter (MRO ; arrivé en orbite martienne en 2006), de mettre en lumière la diversité et la richesse de l'altération aqueuse ancienne de Mars (p. ex., Bibring *et al.*, 2006 ; Carter *et al.*, 2013 ; cf. section I.2.3.1). MEx et MRO embarquent également des radars à pénétration de sol, MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) et SHARAD (Mars SHAlow RADAr sounder) ayant notamment permis de mesurer l'épaisseur des calottes polaires et d'y détecter de fines structures souterraines (p. ex., Picardi *et al.*, 2005 ; Putzig *et al.*, 2009). Sur MEx, les spectromètres embarqués PFS (Planetary Fourier Spectrometer) et SPICAM (Spectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere of Mars) ont quant à eux établi des profils de composition et de température atmosphérique, et ont détecté du méthane dans l'atmosphère martienne, des aurores, mais également des nuages de CO₂ de haute altitude (Formisano *et al.*, 2004 ; Bertaux *et al.*, 2005 ; Montmessin *et al.*, 2006).

2003 est également l'année ayant vu le début de la mission américaine MER (Mars Exploration Rover), avec l'atterrissage de deux rovers au niveau du cratère Gusev et de Meridiani Planum : MER-A et MER-B, ou Spirit et Opportunity. D'une durée initiale de 90 jours de mission, les deux rovers jumeaux ont largement dépassé les espérances des scientifiques sur la mission, puisque Spirit a fonctionné jusqu'en 2010, tandis que les communications avec Opportunity ont cessé en 2018 lors de la dernière tempête globale de poussière, plaçant le robot comme détenteur du record de temps de fonctionnement : 15 ans et plus de 40 km parcourus à la surface de Mars. Cette mission a permis d'observer in situ les témoins d'un passé riche en eau, avec la découverte d'hématite¹, de sulfates et de structures sédimentaires formées sous l'action d'eau liquide (Squyres *et al.*, 2004 ; Klingelhöfer *et al.*, 2004 ; Grotzinger *et al.*, 2005 ; Figure I.4), mais également de déterminer que ces conditions aqueuses pouvaient être favorables à la vie telle que connue sur Terre, avec des milieux de pH non acide, attestés par la présence de carbonates et de minéraux argileux (Clark *et al.*, 2007 ; Morris *et al.*, 2010 ; Arvidson *et al.*, 2014 ; Figure I.4). Également, la silice hydratée détectée sur le site des *Columbia Hills* (Figure I.4e) par Spirit est interprétée comme un dépôt hydrothermal, milieu prisé par les exobiologistes

1. Le site d'atterrissage d'Opportunity, Meridiani Planum, a été choisi car présentant depuis l'orbite une signature forte d'hématite dans les données TES.

dans la recherche de vie extraterrestre (Squyres *et al.*, 2008 ; Ruff *et al.*, 2011). Pour ces raisons, le site de *Columbia Hills* sera même proposé lors des phases de sélection du site d'atterrissage de la mission Mars 2020. Ce site montre également les traces d'un ancien volcanisme explosif, remettant en question le postulat d'un volcanisme majoritairement effusif sur Mars (Squyres *et al.*, 2007 ; Figure I.4f).

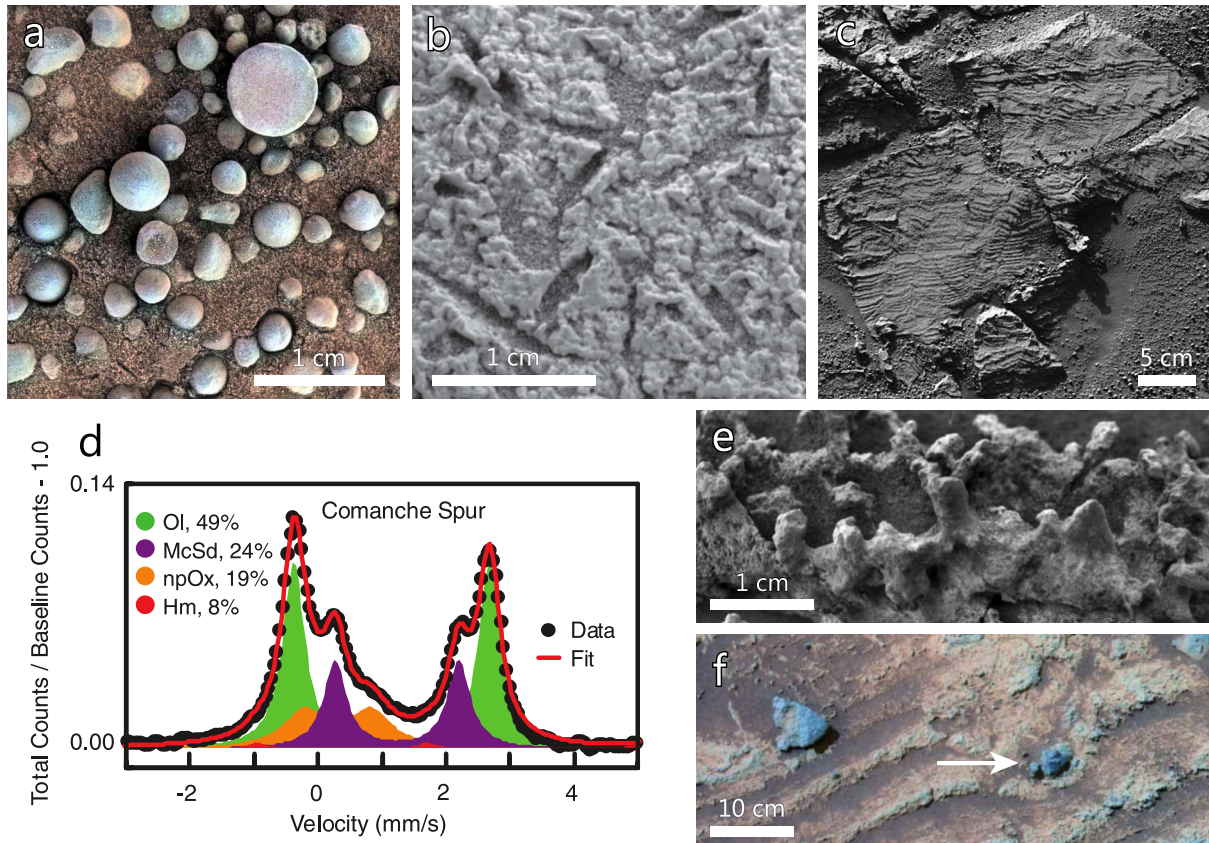


Figure I.4 – Quelques observations-clés des rovers MER. **(a)** Sphérules d'hématite "blueberries" observées proches du cratère Fram en 2004 par Opportunity. **(b)** Probables pseudomorphoses de gypse ayant précipité dans un milieu liquide salé, observées par Opportunity sur la cible *El Capitan* (Squyres *et al.*, 2004). **(c)** Festons sédimentaires formés dans un niveau peu profond d'eau, au niveau de l'affleurement *Overgaard* observé par Opportunity. **(d)** Détection de carbonates dans l'affleurement *Comanche* par le spectromètre Mössbauer de Spirit (OI : olivine, McSd : carbonate, npOx : nanophase d'oxyde de fer, Hm : hématite ; Morris *et al.*, 2010). **(e)** Concrétions riches en silice opaline observées au niveau de l'affleurement *Elizabeth Mahon* mesuré par Spirit (Ruff *et al.*, 2011). **(f)** Bombe volcanique photographiée par la caméra Pancam de Spirit au niveau de l'affleurement *Home Plate* (Squyres *et al.*, 2007 ; crédits : NASA/JPL-Caltech/Cornell/USGS).

En 2008 atterrit à 68°N le premier lander destiné à l'étude des régions polaires : Phoenix. La mission, également prévue pour une durée de 90 jours, ne connaît pas la même longévité que les rovers MER, les conditions climatiques rudes de l'hiver martien ayant eu raison à minima des panneaux solaires du lander. Au cours de plus de 150 sols d'activité, le lander envoie néanmoins des résultats scientifiques importants, incluant la confirmation de la glace d'eau en subsurface détectée depuis l'orbite par le spectromètre à neutrons d'Odyssey et la sublimation de cette dernière à l'air libre (Figure I.5), l'observation de

chutes de neige, ou encore la détection de perchlorates dans le sol ([Markiewicz et al., 2008](#) ; [Hecht et al., 2009](#) ; [Smith et al., 2009b](#) ; Figure I.5).

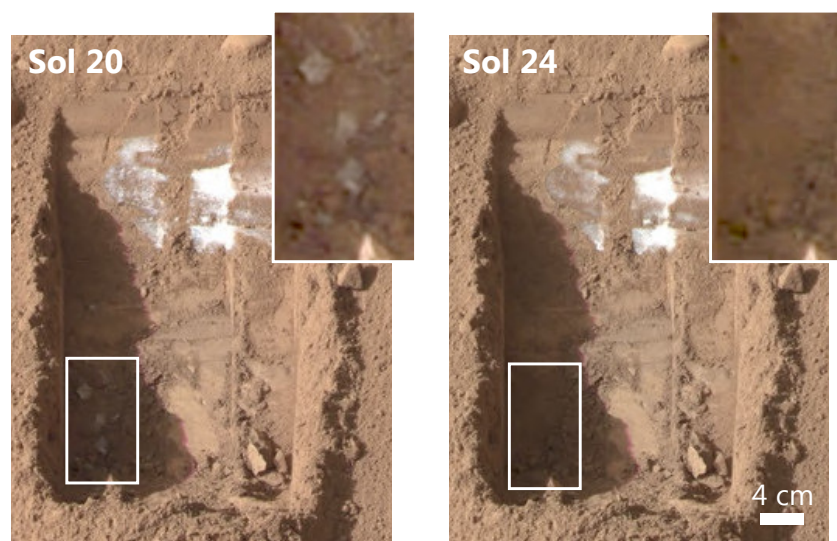


Figure I.5 – Sublimation de glace d'eau "grattée" par le lander Phoenix (crédits : NASA/JPL-Caltech/University of Arizona/Texas A&M University)

En 2011, la NASA envoie vers Mars un nouveau rover : Curiosity, de la mission Mars Science Laboratory (MSL), et fait un saut d'envergure puisque le rover qui atterrit sur Mars à l'été 2012 avoisine les 900 kg, contre moins de 185 kg pour les rovers MER et 11 kg pour le rover Sojourner. Véritable laboratoire ambulant, Curiosity, qui est aujourd'hui encore en activité, possède une batterie d'instruments dédiée à l'étude du climat et de la géologie martienne, et sert de modèle à la conception de son successeur, Perseverance de la mission Mars 2020. Curiosity atterrit dans un paléolac formé il y a plus de 3,5 Ga, le cratère Gale. Le rover retrouve des roches formées sous l'action d'eau liquide ([Williams et al., 2013](#) ; [Grotzinger et al., 2014](#) ; Figure I.6) et vient confirmer ce qui avait été anticipé par les rovers MER et les orbiteurs MEx et MRO : Mars a été habitable. En effet, on retrouve au niveau de Gale des conditions passées favorables à la vie : de l'eau liquide à pH neutre pendant une période prolongée, une faible salinité, des degrés redox du fer et du sulfure variables, mais également les composés nécessaires à la biologie : carbone, hydrogène, oxygène, soufre, azote et phosphore, ces éléments pouvant être retrouvés dans les produits de pyrolyse sous forme de molécules carbonées complexes telles que des petites chaînes carbonées ou des produits thiophénique, aromatique et aliphatique ([McLennan et al., 2014](#) ; [Ming et al., 2014](#) ; [Vaniman et al., 2014](#) ; [Eigenbrode et al., 2018](#) ; Figure I.6). Curiosity mesure également des pics d'abondance de méthane saisonniers, qui ne manquera pas d'alimenter la controverse¹. La question "Mars a-t-elle été habitée ?" est

1. Sur Terre, la majorité du méthane est produite par la biologie (bien que d'autres mécanismes abiotiques puissent également permettre sa production), d'où l'intérêt pour ce composé. Le méthane martien est une énigme vieille de plusieurs dizaines d'années et même les mesures des sondes les plus récentes continuent

la suite logique de cette mission, et s'inscrit dans les buts majeurs des prochaines missions Mars 2020 et ExoMars (cf. section I.2.5).

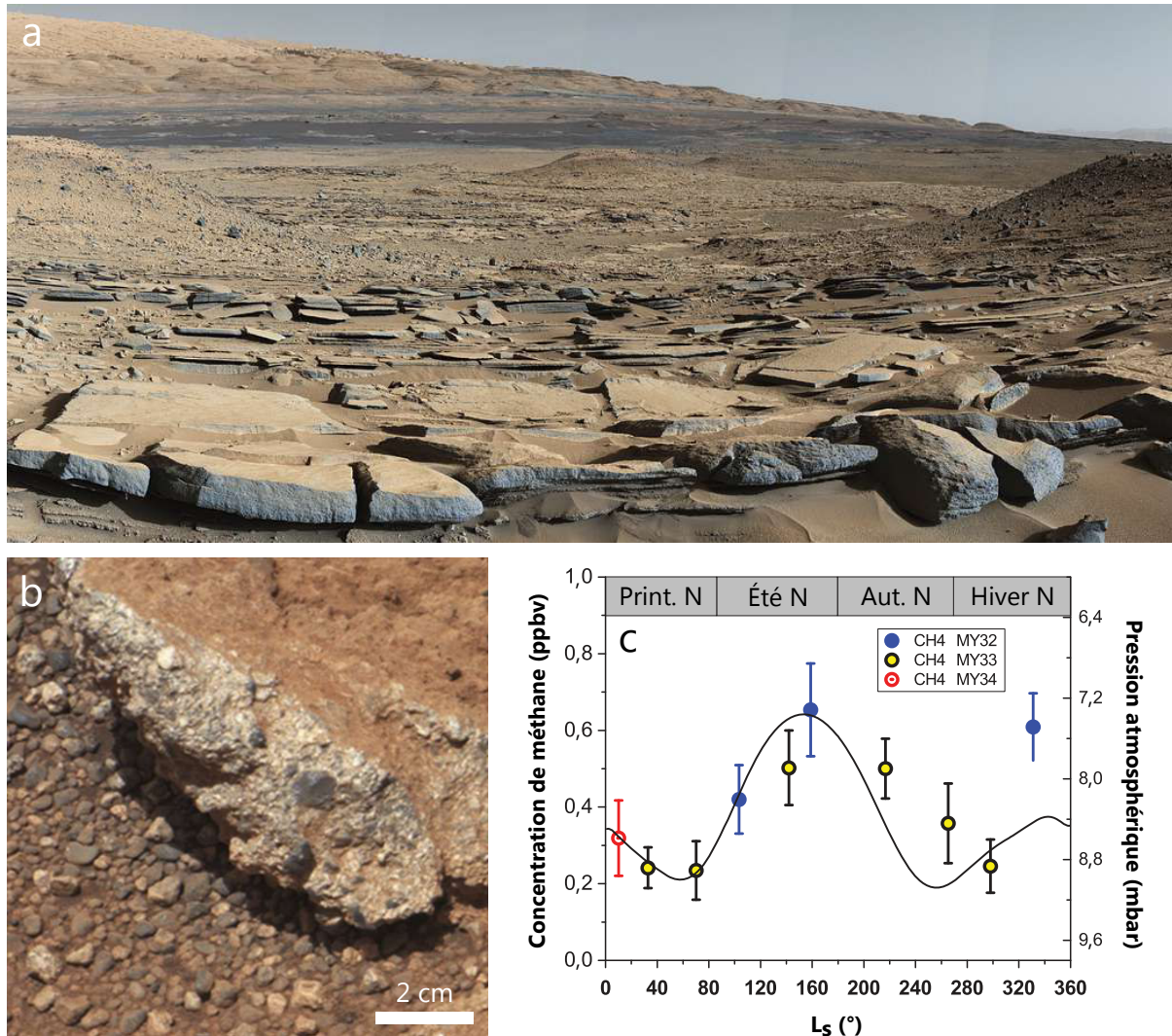


Figure I.6 – (a) Strates sédimentaires de la *Kimberley Formation* observées par la caméra Mastcam de MSL et interprétées comme lacustres (Grotzinger *et al.*, 2015). **(b)** Conglomérat (témoignant d'un transport fluvial) au niveau du *Bradbury Rise* observé par Mastcam (crédits : NASA/JPL-Caltech/MSSS). **(c)** Variations saisonnières de méthane (figure : Webster *et al.*, 2018, modifiée).

Première mission indienne vers Mars, la sonde Mangalyaan est en orbite autour de la planète depuis 2014. Bien que principalement à visée de démonstration technologique, l'orbiteur embarque néanmoins des instruments scientifiques, comme un détecteur de méthane capable de mesures de concentrations de l'ordre du ppb (partie par milliard ; Mathew *et al.*, 2015). Arrivé en orbite à la même période que Mangalyaan, l'orbiteur MAVEN (Mars de soulever plus de questions qu'elle n'en répondent. Récemment, le très sensible Trace Gas Orbiter n'a relevé aucun niveau de méthane pouvant correspondre aux détections de l'instrument SAM au niveau du cratère Gale, impliquant un mécanisme de destruction du méthane à faible altitude (Korablev *et al.*, 2019). Or, aucun mécanisme connu ne permet d'expliquer les concentrations détectées. En 2019, j'ai pu assister lors de la *Ninth International Conference on Mars* à une table ronde sur le méthane martien, où le débat était particulièrement agité, preuve que la controverse n'est pas prête de s'éteindre.

Atmosphere and Volatile Evolution, NASA) effectue des mesures atmosphériques et ionosphériques, avec pour but premier la compréhension des mécanismes ayant engendré la perte de l'atmosphère martienne au cours du temps (Jakosky *et al.*, 2018).

La dernière mission à rejoindre le monde martien lors de la rédaction de ce manuscrit est la mission à lander InSight, très attendue car équipée d'un sismomètre permettant de mesurer l'activité sismique actuelle de Mars et de sonder son intérieur profond (c.-à-d. déterminer la profondeur et l'état de la graine, l'épaisseur de la croûte, etc.), là où les sismomètres des atterrisseurs Viking n'avaient pu mesurer que le bruit lié au vent de surface. Cet atterrisseur ayant touché la surface de Mars fin 2018 est également équipé d'une sonde thermique censée mesurer le flux géothermique de surface. Cette dernière connaît des difficultés et n'est actuellement pas enterrée suffisamment en profondeur pour opérer de façon optimale. Depuis 2018, le sismomètre a mesuré de nombreux événements sismiques de faible magnitude, dont les plus importants enregistrés étant de magnitude $\sim 3,6$, et provenant probablement du système de failles de la région de Cerberus Fossae (Giardini *et al.*, 2020).

Et la suite ?

L'année 2020 voit l'envoi du rover américain Mars 2020 (cf. section I.2.5), de l'orbiteur émirati Mars Hope, qui embarque une charge utile dédiée principalement à l'étude de l'atmosphère, ainsi que de la mission chinoise Tianwen-1, qui embarque un orbiteur, un rover et un lander. Est également prévue pour un décollage en 2022 la mission européenne-russe ExoMars (cf. section I.2.5), dont l'orbiteur dédié au relais des données (TGO, pour Trace Gas Orbiter) est en orbite depuis 2016 et mesure principalement comme son nom l'indique les gaz traces de l'atmosphère.

Les missions s'inscrivant sur le plus long terme sont celles impliquant le retour sur Terre d'échantillons, avec la mission MSR (Mars Sample Return) et une mission chinoise dans la continuité de Tianwen-1 pour un retour d'échantillons courant 2030. Si les informations sur la mission chinoise sont encore relativement cryptiques, la mission MSR prévoit une campagne entre 2020 et 2030 impliquant plusieurs sondes de l'agence américaine et européenne. Ce ballet est initié par la mission Mars 2020 et le rover Perseverance, chargé de forer et sécuriser dans des capsules les échantillons à envoyer sur Terre, qui seront collectés plusieurs années plus tard par un "fetch rover" européen (Muirhead *et al.*, 2020). Le décollage des échantillons de Mars sera assuré par un véhicule américain, dont le contenu devrait être réceptionné et ramené sur Terre par une sonde européenne, pour être stocké et analysé dans des facilités spécialisées (laboratoires de type P4, soit de sécurité maximale concernant les risques biologiques).

I.1.2.3 Témoins de la planète rouge : les météorites martiennes

Le départ du rover Perseverance de la mission Mars 2020 marque ainsi le début d'une mission de grande envergure visant à ramener sur Terre des échantillons martiens et qui devrait s'étaler sur au moins une décennie. D'ici là, les seules roches martiennes dont nous disposons pour des analyses poussées en laboratoire sont les météorites martiennes.

Ces roches nous sont parvenues grâce à des impacts ayant eu lieu sur Mars, suffisamment importants pour permettre aux roches éjectées de dépasser la vitesse de libération de Mars (~ 5 km/s), et ainsi d'échapper à son attraction gravitationnelle, pour plusieurs millions d'années plus tard parvenir sur Terre et être collectées. Ces roches, très précieuses du fait de leur rareté, sont pour la plupart des roches mafiques à ultramafiques, l'exception étant un spécimen de brèche d'impact.

C'est le 3 octobre 1815 que tombe à Chassigny, un petit village français, la première météorite qui sera classée plus tard comme martienne. S'en suivent les chutes de Shergotty en Inde en 1865 et Nakhla en Egypte en 1911. Ces trois météorites ont dans un premier temps été classifiées de façon générale avec les achondrites (en opposition aux chondrites, les météorites les plus primitives du système solaire), et ont servi de base à la nomenclature des SNCs, pour Shergottites Nakhrites et Chassignites, soit les météorites possédant les mêmes pétrologies que les spécimens tombés à Shergotty, Nakhla et Chassigny. Par la suite, une comparaison entre la composition des bulles de gaz emprisonnées dans une shergottite (EETA 79001) et celle de l'atmosphère martienne mesurée par les sondes Viking a permis dans les années 1980 de relier directement les SNCs à Mars ([Bogard et Johnson, 1983](#)), bien que cette hypothèse ait déjà été formulée en amont ([Wood et Ashwal, 1982](#)). En effet, plusieurs indices venaient appuyer leur origine martienne : elles proviennent d'une surface jeune (175–475 Ma pour les shergottites¹, et $\sim 1,3$ Ga pour les nakhlites et chassignites), soit d'un corps ayant eu une activité volcanique relativement récente par rapport à l'âge du système solaire. Elles peuvent également présenter des minéraux d'altération pré-terrestre s'étant formés sous l'action de l'eau et/ou dans des conditions particulièrement oxydantes (p. ex., [Gooding et al., 1991](#) ; [Beck et al., 2006](#)).

Aujourd'hui, une météorite est classée comme martienne sur la base des rapports isotopiques de l'oxygène (à l'exception du spécimen de brèche d'impact ; [Agee et al., 2013](#)) et du ratio fer/manganèse, héritages du corps parent.

Quelques météorites martiennes ne s'inscrivent pas dans les familles des shergottites, nakhlites et chassignites, qui correspondent respectivement à des roches proches des basaltes (cf. Figure I.7), des cumulats d'augite et des dunites : ALH 84001, une orthopyroxénite, NWA 7034 (et ses paires²), une brèche d'impact, ainsi que NWA 8159, un

1. Il existe une controverse quant à l'âge des shergottites, qui pourraient avoir en réalité plusieurs milliards d'années. Pour plus de détails, le lecteur est invité à se référer à la section IV.3.4.

2. On parle de paires pour désigner plusieurs fragments d'une même météorite.

basalte riche en augite. Une classification et une description plus poussée des différentes météorites martiennes est donnée en section IV.3.4.



Figure I.7 – Photographie d'un morceau de la shergottite NWA 1068 (la longueur de la roche est de 2,5 cm ; crédits : Matthieu Volat). Sur cette photographie, sont visibles des phénocristaux d'olivine compris dans une fine matrice. La roche est recoupée par des veines de choc (en noir), elles-mêmes recoupées par des veines d'altération terrestre (en beige).

I.2 Histoire géologique martienne

I.2.1 Repères chronologiques

Afin d'établir une chronologie des différents événements ayant affecté une surface planétaire, on utilise communément les densités de cratérisation, selon le postulat qu'une surface jeune est, de par son temps d'exposition au flux d'impacteurs, moins impactée qu'une surface vieille. Ces impacteurs étant de taille plus importante au début de l'histoire du système solaire de par le nombre important de collisions, les cratères d'impact formés sur les surfaces plus vieilles sont également de plus grand diamètre que ceux formés récemment.

Les âges des terrains martiens sont ainsi classés selon trois grandes ères : la période la plus ancienne est appelée le Noachien (plus de 200 cratères de 5 km de diamètre par million de kilomètres carrés), l'Hespérien (entre 67 et 200) et l'Amazonien (moins de 67 ; [Tanaka, 1986](#)). Chaque ère est divisée en trois sous-ères, inférieur, moyen et supérieur, hormis l'Hespérien où il n'existe que les niveaux inférieur et supérieur ([Tanaka, 1986](#) ; Figure I.8).

Les retours d'échantillons lunaires des missions Apollo et Luna ont permis des datations absolues et une calibration de la relation âge–densité de cratérisation pour la Lune,

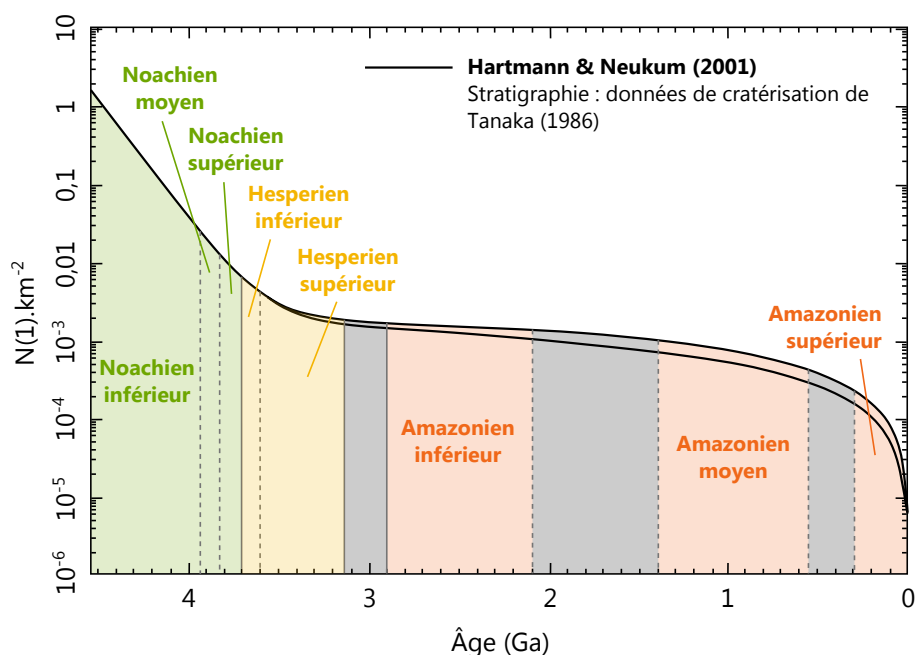


Figure I.8 – Relation entre l'âge d'une surface martienne et sa densité de cratérisation. $N(1), \text{km}^{-2}$ se lit : nombre de cratères de diamètre supérieur à 1 kilomètre, par kilomètre carré. Les zones grisées correspondent aux incertitudes sur les limites entre les ères et sous-ères chronologiques (figure : Hartmann et Neukum, 2001, modifiée).

chronologie qui est extrapolée à Mars en prenant en compte les différences de flux d'impacteurs et de gravité, ainsi que la présence de l'atmosphère (Hartmann et Neukum, 2001 ; Ivanov, 2001 ; Figure I.8). Il existe ainsi plusieurs modèles de chronologie, les principaux étant ceux de Hartmann et Neukum (2001), Ivanov (2001) et de Hartmann (2005). Afin de calibrer et d'affiner cette chronologie, le retour d'échantillons provenant de provinces martiennes identifiées¹ est nécessaire. Dans ce manuscrit, nous utilisons par convention la chronologie de Hartmann et Neukum (2001).

I.2.2 Nomenclature, provinces et croûte martienne

Mars possède une surface d'âge varié, et marquée par les nombreux événements géologiques l'ayant affectée au cours des quatre derniers milliards d'années. Observer la carte d'altimétrie globale de Mars MOLA (Figure I.9) est un des moyens les plus clairs d'appréhender les événements majeurs de l'histoire de Mars.

La caractéristique la plus frappante est la disparité d'altitude et de morphologie entre les terrains du Nord et du Sud, appelée "dichotomie". Les terrains du Sud (les *Southern Highlands*) sont de plus haute altitude et intensément cratérés, donc relativement anciens, tandis que les terrains du Nord, aussi appelés les plaines du Nord (ou *Northern*

1. Malgré des tentatives d'identification assez débattues (p. ex., Werner *et al.*, 2014), les cratères sources des météorites martiennes ne sont pas connus. Il n'est ainsi pour le moment pas possible d'utiliser les seuls échantillons martiens dont nous disposons sur Terre pour calibrer la chronologie martienne.

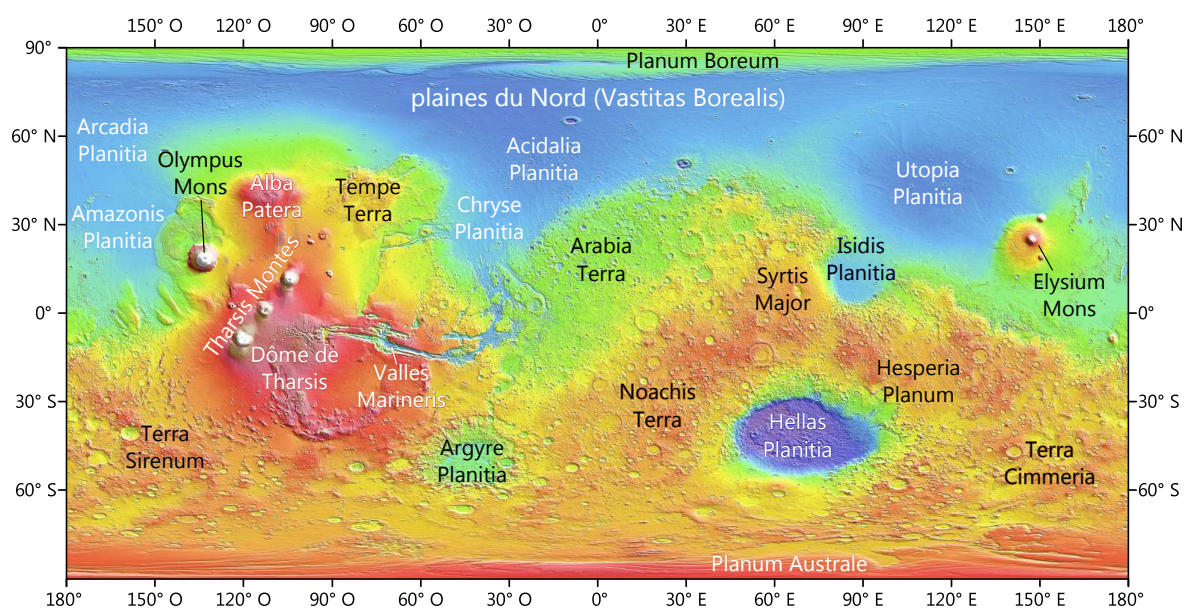


Figure I.9 – Carte globale de Mars (données MOLA ; cf. chapitre III) et noms des principales provinces

Lowlands) sont situés à plus faible altitude (~ 5 km sous les Highlands) et apparaissent plus lisses, ce qui indique des processus de resurfaçage relativement récents dans l'histoire de Mars. La croûte est également plus fine au Nord qu'au Sud (d'une trentaine de kilomètres ; Zuber *et al.*, 2000). L'origine de cette dichotomie est encore débattue, les hypothèses principales impliquant un ou plusieurs impacts géants tôt dans l'histoire de Mars et potentiellement contemporanément à la formation des Highlands (Wilhelms et Squyres, 1984 ; Frey et Schultz, 1988 ; Frey *et al.*, 2002), ou des processus convectifs (Wise *et al.*, 1979).

Autre aspect bien visible de la surface martienne, la présence de bassins d'impact, atteignant plusieurs centaines de kilomètres de diamètre, les plus proéminents étant les bassins de Chryse, Hellas, Argyre, Isidis et Utopia, formés il y a environ 4 Ga (Werner, 2008 ; Pan *et al.*, 2019b).

Volcans gigantesques au niveau du dôme de Tharsis, "canyon" de Valles Marineris et traces d'écoulement en surface, l'observation de cette carte nous permet également d'un coup d'œil d'appréhender l'activité variée de Mars au cours de son histoire, histoire dont nous détaillons les grandes lignes dans la partie suivante.

I.2.3 Évolution

I.2.3.1 Le Noachien

Le Noachien, nommé à partir des plateaux intensément cratérisés de Noachis Terra, est l'époque la plus primitive de Mars, et correspond à une période s'étendant depuis la formation de Mars il y a plus de 4,5 Ga jusqu'à -3,7 Ga dans la chronologie de [Hartmann et Neukum \(2001\)](#). On considère parfois l'ère du pré-Noachien, qui regroupe la période entre l'accrétion et la différenciation de la planète, jusqu'à la formation des premiers terrains encore observables aujourd'hui, soit vers -4,1 Ga.

Croûte et volcanisme noachiens

Mars est une planète ayant rapidement formé une surface solide : les mesures isotopiques sur les météorites martiennes renvoient une accrétion, différenciation et solidification d'une croûte primitive, probablement andésitique, en quelques dizaines de millions d'années après la formation du système solaire ([Lee et Halliday, 1997](#) ; [Borg et al., 2003](#) ; [Bouvier et al., 2018](#)). Cette croûte primordiale est rapidement resurfaçée par la suite pour produire une croûte secondaire, dont les reliques peuvent être observées sous forme de zircons dans la météorite NWA 7034 et ses paires ([Bouvier et al., 2018](#)).

Il est globalement acquis (p. ex., [McSween et al., 2009](#)) que la composition de la croûte de Mars et les terrains noachiens sont majoritairement basaltiques, de par les observations orbitales (p. ex., [Hamilton et al., 2001](#) ; [Mustard et al., 2005](#) ; [Gasnault et al., 2010](#)), les nombreuses roches basaltiques observées in situ par les rovers (p. ex., [McSween et al., 1999](#) ; [Greeley et al., 2005](#)), ainsi que la pétrologie des SNCs (p. ex., [McSween, 1984](#)). À noter que, comparés aux terrains hespériens et amazoniens, les terrains volcaniques noachiens sont caractérisés par la présence de pyroxènes pauvres en calcium, indiquant des taux de fusion élevés ([Mustard et al., 2005](#) ; [Baratoux et al., 2013](#)).

Ainsi, il n'existerait sur Mars pas de croûte "continentale" comparable à celle de la Terre. Néanmoins, la découverte de lithologies noachiennes plus évoluées (phases andésitiques et quartzo-feldspathiques) depuis l'orbite, dans la météorite NWA 7034 et ses paires ainsi qu'in situ au niveau du cratère Gale met à mal ce postulat, et la croûte martienne apparaît plus complexe que purement basaltique ([Bandfield et al., 2004a](#) ; [Agee et al., 2013](#) ; [Carter et Poulet, 2013](#) ; [Humayun et al., 2013](#) ; [Sautter et al., 2015](#)).

La majorité des Highlands se sont formés au Noachien entre -4,1 Ga et -3,9 Ga, après la mise en place de la dichotomie et pendant celle des principaux bassins d'impact (Figure I.8 ; [Werner, 2008](#)). La cristallisation des minéraux primaires de la météorite la

plus ancienne ALH 84001¹, et celle des zircons de NWA 7034 est datée à environ -4,5 Ga. Depuis l'orbite, les plus vieilles surfaces volcaniques identifiées possèdent un âge de 4,1–4,2 Ga (Werner, 2008).

L'étendue du volcanisme noachien est sujet à discussion, de par une incertitude quant aux âges des anciennes provinces volcaniques et l'existence ou non d'un pic d'activité volcanique au début de l'Hespérien (cf. section I.2.3.2). Par exemple, le dôme de Tharsis, bombement d'environ 5 km d'altitude et environ 5000 km de diamètre, représente un volume de laves colossal, dont l'emplacement aurait provoqué un phénomène de *True Polar Wander*, c'est à dire le basculement (ici estimé à environ 20–25°) de la planète sur son axe de rotation² (Melosh, 1980). Si le bombement est aujourd'hui recouvert de laves amazoniennes récentes, la mise en place de la majorité du volume est estimée par certains auteurs au Noachien (Anderson *et al.*, 2001) et pour d'autres plus tardivement, à l'Hespérien (Bouley *et al.*, 2016).

Les édifices volcaniques des *paterae* et des *tholi*³ auraient connu une activité restreinte au Noachien, et feraient donc partie des volcans observables les plus anciens de la planète (Werner, 2009). Ces volcans sont aujourd'hui de hauteur moins imposante que les volcans boucliers plus récents tels qu'Olympus Mons, mais il n'est pas à exclure que du fait de leur âge, la majorité de leur volume soit recouverte de provinces plus récentes et que les *paterae* et *tholi* ne représentent qu'une partie émergée de volcans de plus grande ampleur.

Champ magnétique primitif

L'arrivée de la sonde MGS en orbite martienne en 1997 voit les premières mesures d'aimantation de la croûte. Des anomalies magnétiques jusqu'à 10 fois plus intenses que les anomalies terrestres⁴ sont alors détectées au niveau des terrains les plus anciens de Mars (Acuña *et al.*, 1999 ; Connerney *et al.*, 1999), indiquant la présence d'une dynamo alimentant un champ magnétique martien précoce, les minéraux aimantés des roches alors formées s'alignant selon le champ magnétique.

Mars étant une planète tellurique de faible taille comparée à la Terre ou à Vénus⁵,

1. Pour une revue des âges obtenus selon les différentes méthodes de datation isotopique, se référer à Nyquist *et al.* (2001).

2. Le gigantisme de Tharsis peut en partie s'expliquer par l'absence de tectonique des plaques : mis en place dans un contexte de point chaud (de position globalement peu variable), le matériel s'accumule en un même point et n'est pas dispersé en surface comme c'est le cas sur Terre.

3. Les *paterae* sont des volcans en forme de galette et possédant généralement des calderas de diamètre plus important que les volcans boucliers. Les *paterae* martiennes sont souvent recouvertes de réseaux de vallées d'origine fluviale et auraient connu des épisodes phréatomagmatiques (Mouginis-Mark et Zimbelman, 1987). Les *tholi* sont des édifices volcaniques de plus petite taille avec des flancs plus pentus que les volcans boucliers, indiquant l'emplacement de laves moins fluides.

4. Cette différence d'intensité peut probablement s'expliquer par une proximité plus étroite de la graine à la surface martienne, comparée à la graine terrestre.

5. Contrairement à la Terre et au Mars primitif, Vénus ne possède pas de champ magnétique lié à une

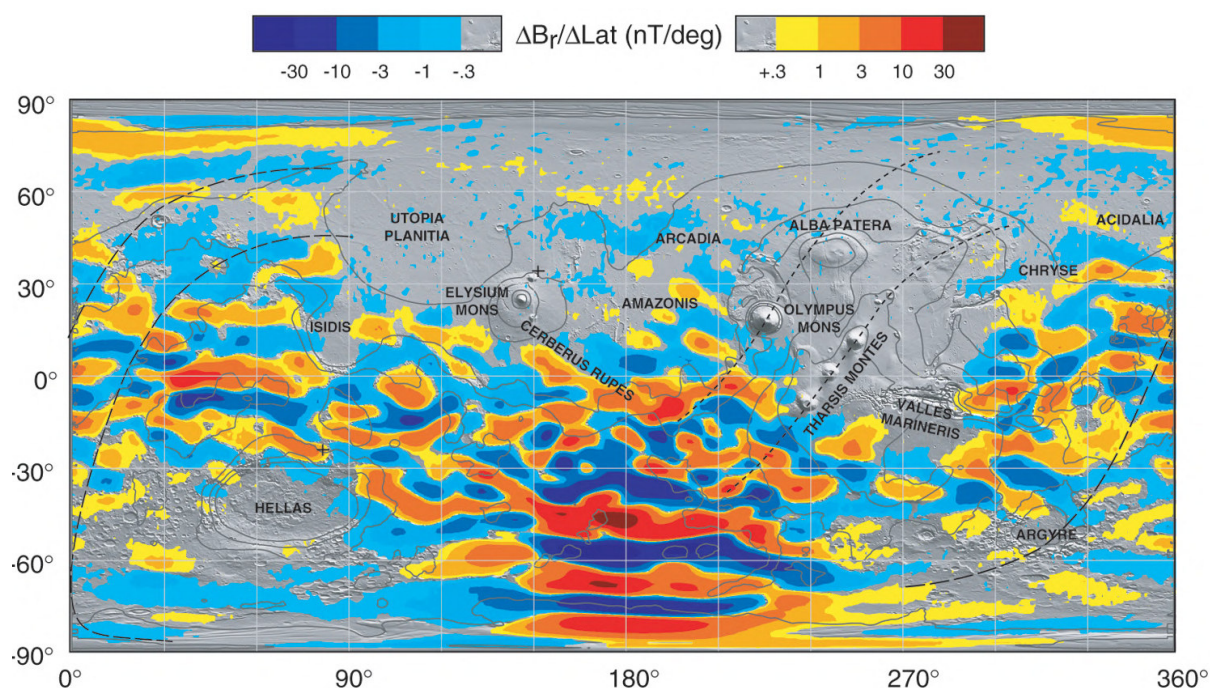


Figure I.10 – Champ magnétique rémanent de la croûte martienne mesuré par le magnétomètre de MGS à 400 km d'altitude (Connerney *et al.*, 2005)

la chaleur accumulée lors de sa formation a été évacuée bien plus rapidement que sur Terre, inhibant de ce fait les mouvements de convection du noyau liquide et la dynamo alimentant ce champ magnétique. Les principaux bassins d'impact n'étant pas magnétisés, la disparition de ce champ magnétique est généralement estimée au plus tard il y a 3,9 Ga (Acuña *et al.*, 1999). L'affinement des mesures d'aimantation de la croûte par la sonde MAVEN viennent apporter de nouvelles contraintes. Mittelholz *et al.* (2020) proposent ainsi, sur la base de détection de roches hespériennes magnétisées, que cette activité ait pu exister plus tard dans l'histoire de Mars, vers 3,7 Ga.

Morphologies noachiennes

Le début de l'histoire du système solaire est marqué par des situations orbitales encore peu stables et le flux d'impacteurs est important (Figure I.8) : Mars, planète tellurique la plus proche de la ceinture principale d'astéroïdes ne fait pas exception. Ainsi, les terrains noachiens sont, de par leur âge, intensément cratérisés, mais également caractérisés par des cratères de taille plus importante que ceux des terrains hespériens et amazoniens (Tanaka, 1986).

Les cratères noachiens ont été affectés par des phénomènes d'oblitération au cours du temps : recouverts et/ou érodés, leurs remparts sont peu élevés, leurs éjectas absents ou

activité interne, dont la dynamo n'a de toute évidence pas été initiée ou s'est arrêtée (voir p. ex., Nimmo, 2002; Jacobson *et al.*, 2017)

hautement dégradés et leurs fonds généralement remplis par des laves ou des sédiments (p. ex., [Mangold et al., 2012](#)). Cette altération des cratères, particulièrement intense au Noachien et exponentiellement décroissante jusqu'à aujourd'hui ([Quantin-Nataf et al., 2019](#); Figure I.11), traduit des processus d'oblitération intenses au Noachien : un couplage entre érosion liée à du ruissellement et sédimentation en milieu aqueux. En effet, nous l'avons évoqué précédemment avec les premières observations orbitales, la présence de réseaux de vallées fluviales à la surface de Mars est connue depuis Mariner 9. Ces anciennes rivières, aujourd'hui asséchées, sont principalement présentes sur les Highlands et apparaissent plus incisées et denses dans le cas des terrains noachiens que des terrains hespériens, bien que des épisodes de ré-activation de réseaux noachiens à l'Hespérien et à l'Amazonien aient été observés ([Carr et Clow, 1981](#); [Baker et Partridge, 1986](#); [Fassett et Head, 2008b](#); [Hynek et al., 2010](#); [Kite et al., 2019](#); [Mangold et al., 2020](#); Figures I.12 et I.13). Ces vallées semblent avoir incisé des terrains déjà dégradés, et l'oblitération des paysages noachiens n'est pas nécessairement reliée au premier ordre aux réseaux fluviaux aujourd'hui observés sur les terrains noachiens ([Howard et al., 2005](#)).

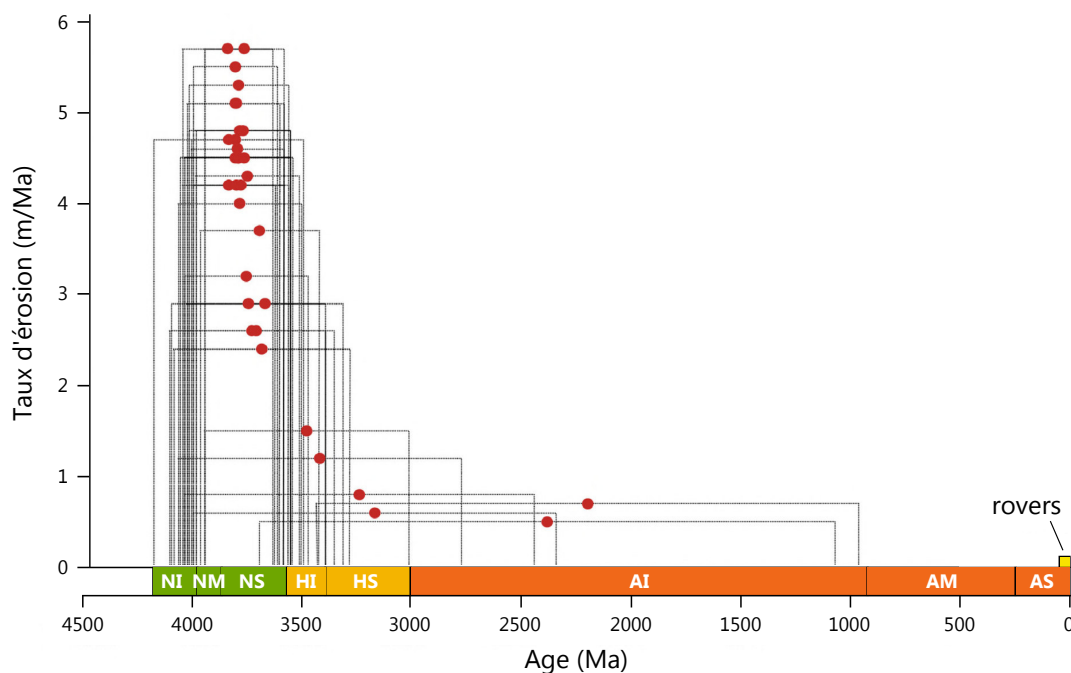


Figure I.11 – Évolution des taux d'oblitération des cratères au cours du temps (figure : [Quantin-Nataf et al., 2019](#); modifiée)

Tous les réseaux de vallées ne sont pas à relier uniquement à un ruissellement d'eau en surface provoqué par des précipitations – et donc une atmosphère plus dense qu'aujourd'hui, supportant un climat plus chaud et humide. En effet, les vallées martiennes sont faiblement ramifiées comparées aux vallées fluviales terrestres, peuvent présenter des terminaisons en cirque et des fonds relativement plats, ce qui indique une érosion de sapement liée à une résurgence d'eau souterraine ([Pieri, 1980](#)). Localement, la source

d'eau peut être hydrothermale, et certains volcans et cratères d'impact sont associés à des vallées (p. ex., Fassett et Head, 2008b).

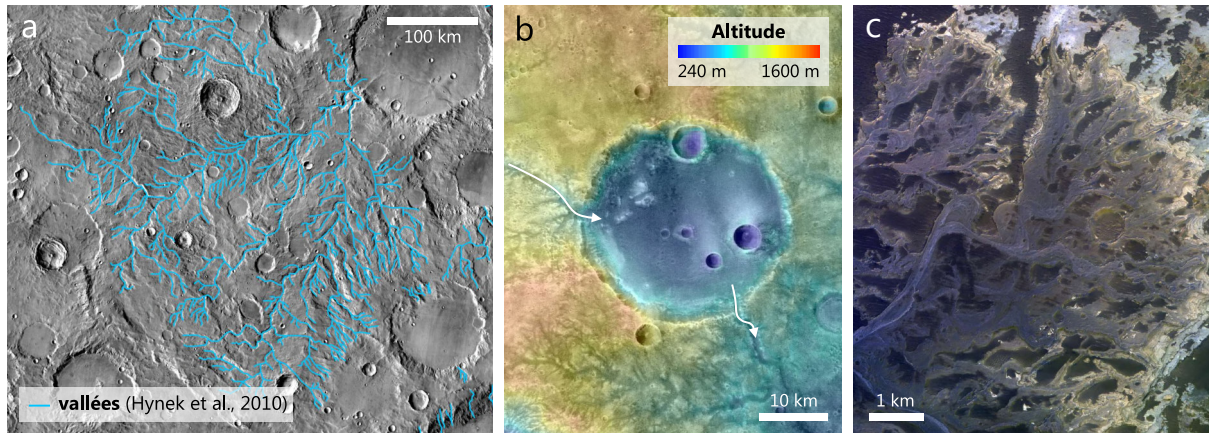
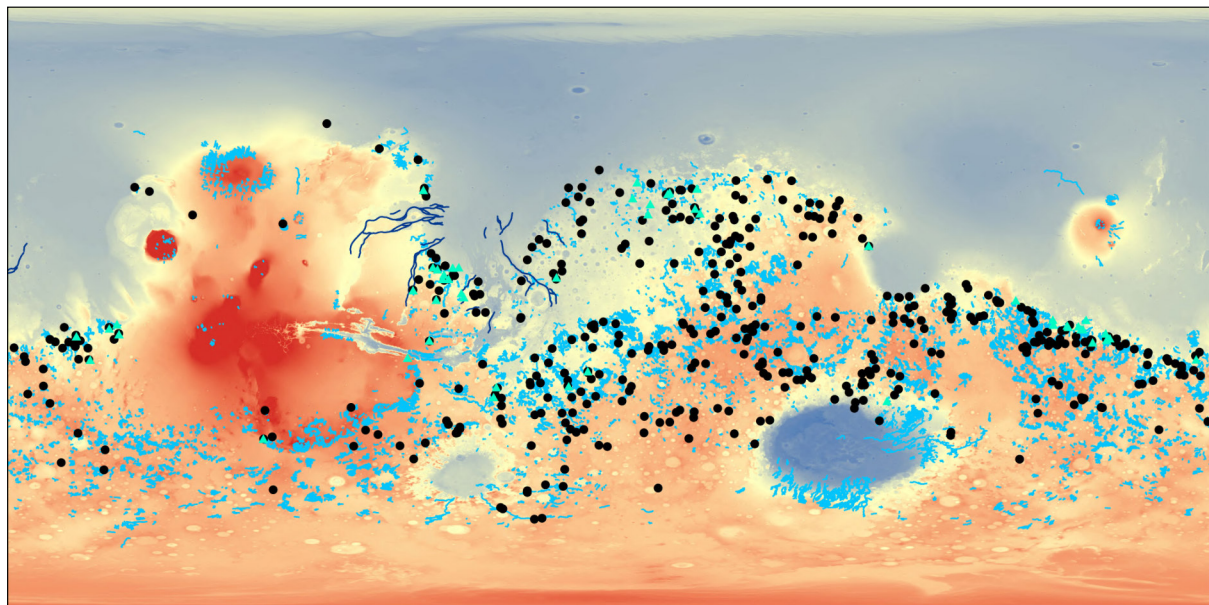


Figure I.12 – Exemples de morphologies liées à un ancien cycle hydrologique. **(a)** Extrait de la cartographie des réseaux de vallées martiens de Hynek *et al.* (2010), superposé à une mosaïque THEMIS centrée à 10°S ; 127°E. **(b)** Exemple d'un paléolac ouvert dans un cratère d'impact (imagerie HRSC et altimétrie MOLA centrées à 20,5°S ; 87°E). Les canaux entrant et sortant sont indiqués par les flèches. **(c)** Delta du cratère Eberswalde en fausses couleurs (imagerie CaSSIS). La direction du Nord est vers le haut des images. Le lecteur est invité à se référer au chapitre III pour une description de l'imagerie utilisée.

Ces vallées peuvent être retrouvées connectées à des cratères (ou autres dépressions dans la topographie), dont nombreux d'entre eux apparaissent ouverts, c'est-à-dire présentant une vallée exutoire (De Hon, 1992 ; Fassett et Head, 2008b ; Figure I.12b). L'ouverture de ces bassins est une observation importante, puisqu'elle permet d'affirmer que les niveaux d'eau étaient suffisants pour inonder presque entièrement les dépressions concernées, et donc que les volumes d'eau liquide impliqués étaient significatifs. Parmi les paléolacs étudiés par Fassett et Head (2008b), certains volumes d'eau peuvent avoisiner des équivalents terrestres, tels que ceux du lac Baïkal ou de la mer Noire. À l'embouchure des vallées entrantes sont souvent observés des restes de cônes alluviaux et de deltas, dépôts charriés lors du transport sédimentaire dans le bassin versant (Malin et Edgett, 2003 ; Di Achille et Hynek, 2010 ; Figure I.12c). C'est par exemple le cas des deux sites d'atterrissage des missions Mars 2020 et ExoMars (cf. chapitre III).

De nombreux terrains noachiens présentent des dépôts friables et finement stratifiés, interprétés comme lacustres de par leur occurrence préférentielle au niveau de dépressions (Malin et Edgett, 2000b). Au niveau de certaines localités, la rythmicité périodique de ces dépôts laisse penser à un forçage astronomique lié aux cycles des paramètres orbitaux de Mars (Lewis *et al.*, 2008a).

Minéralogies noachiennes



● paléolacs ▲ deltas — réseaux de vallées — vallées de débâcle

Figure I.13 – Cartographie globale de morphologies hydrologiques martiennes. Les données proviennent pour les paléolacs de [Fassett et Head \(2008b\)](#) et de [Goudge et al. \(2012, 2015a, 2016\)](#), pour les deltas de [Di Achille et Hynek \(2010\)](#) et des références incluses, pour les réseaux de vallées de [Hynek et al. \(2010\)](#) et pour les vallées de débâcle de [Tanaka et al. \(2014\)](#).

Si les nombreux indices morphologiques pointant vers la présence d'eau liquide en surface lors du Noachien sont rapidement découverts, il faudra attendre les premières détections orbitales du spectro-imageur OMEGA (MEx ; cf. section III.1.6) en 2005 pour appréhender les caractéristiques minéralogiques du Noachien à l'échelle de la planète ([Bibring et al., 2005](#) ; [Poulet et al., 2005](#) ; [Gendrin et al., 2005](#)). En effet, d'un point de vue minéralogique, les minéraux hydratés (c.-à-d. intégrant de l'eau dans leur structure), et tout particulièrement les phyllosilicates, sont courants au niveau des terrains noachiens ([Ehlmann et al., 2011](#) ; [Carter et al., 2013](#) ; Figure I.14). Les espèces les plus représentées sont les phyllosilicates riches en fer et en magnésium de type smectite (p. ex., nontronite ou saponite) et vermiculite ([Carter et al., 2013](#) ; cf. section II.2.4.2).

Ces minéraux hydratés peuvent être retrouvés au sein d'une variété de contextes différents :

- majoritairement au sein des pics centraux et éjectas des cratères d'impact (indiquant l'excavation de matériel hydraté en profondeur, ou produit par l'impact). Dans ce cas, les conditions de formation initiales (en surface ou en profondeur) sont inconnues. Au niveau de ces affleurements, les principaux minéraux détectés sont des smectites Fe/Mg ainsi que de la chlorite, et à moindre mesure de la prehnite, des minéraux argileux riches en aluminium (type smectite ou kaolins), de la silice hydratée, de l'analcime, des zéolites, de la serpentine, de l'illite ou encore de la muscovite : ces assemblages pointent vers des températures de formation allant des températures

ambiantes jusqu'à $\sim 400^\circ\text{C}$ (Ehlmann *et al.*, 2011 ; Carter *et al.*, 2013) ;

- des assemblages similaires sont observés directement au sein d'affleurements de croûte, où une altération hydrothermale, d'origine volcanique ou par chauffage géothermique de nappes d'eau souterraines, aurait prévalu (p. ex., en bordure des bassins d'Isidis et d'Argyre ; Mangold *et al.*, 2007 ; Buczkowski *et al.*, 2010) ;
- au niveau de potentielles formations sédimentaires dans des paléolacs ou autres bassins fluviatiles. Sont alors retrouvées en majorité des argiles ferromagnésiennes, puis des sels (carbonates, sulfates, chlorures). De façon minoritaire, des minéraux hydratés sont également détectés dans certains deltas et cônes alluviaux (Ehlmann *et al.*, 2011 ; Carter *et al.*, 2013) ;
- dans des horizons verticaux interprétés comme des paléosols, c'est-à-dire des roches issues de l'altération de surface (processus de pédogenèse). Au niveau de ces localités, dont le meilleur exemple est la région de Mawrth Vallis (Loizeau *et al.*, 2007), sont typiquement observés des minéraux argileux riches en aluminium, se superposant à des minéraux argileux riches en fer et en magnésium (avec quelques occurrences de carbonates ; Bultel *et al.*, 2019). Ces séquences d'altération sont principalement retrouvées au niveau des régions d'Arabia Terra, de Terra Sirenum, des marges des bassins d'impact d'Isidis et de Hellas et à l'Est de Valles Marineris (Carter *et al.*, 2015).

La prévalence des minéraux hydratés au Noachien, et tout particulièrement des phyllosilicates, est capitale, puisqu'elle indique des conditions d'interaction eau/roche étendues dans le temps, aux conditions de pH non acides auxquelles se forment généralement les phyllosilicates concernés.

I.2.3.2 L'Hespérien

L'Hespérien, période la plus courte de Mars, est comprise entre -3,7 Ga et environ -3 Ga, et marque le début de la métamorphose d'une planète dont l'activité de surface décline.

Un changement graduel de climat

Au niveau de la transition Noachien–Hespérien, le champ magnétique a déjà disparu (ou est sur le déclin ; Mittelholz *et al.*, 2020). En découle une lente érosion de l'atmosphère vers l'espace par les vents solaires. Si un climat chaud et humide a un jour existé sur Mars de façon persistante ou intermittente, la perte de l'atmosphère entraîne une baisse des températures de surface, et la disparition progressive de l'eau liquide en surface.

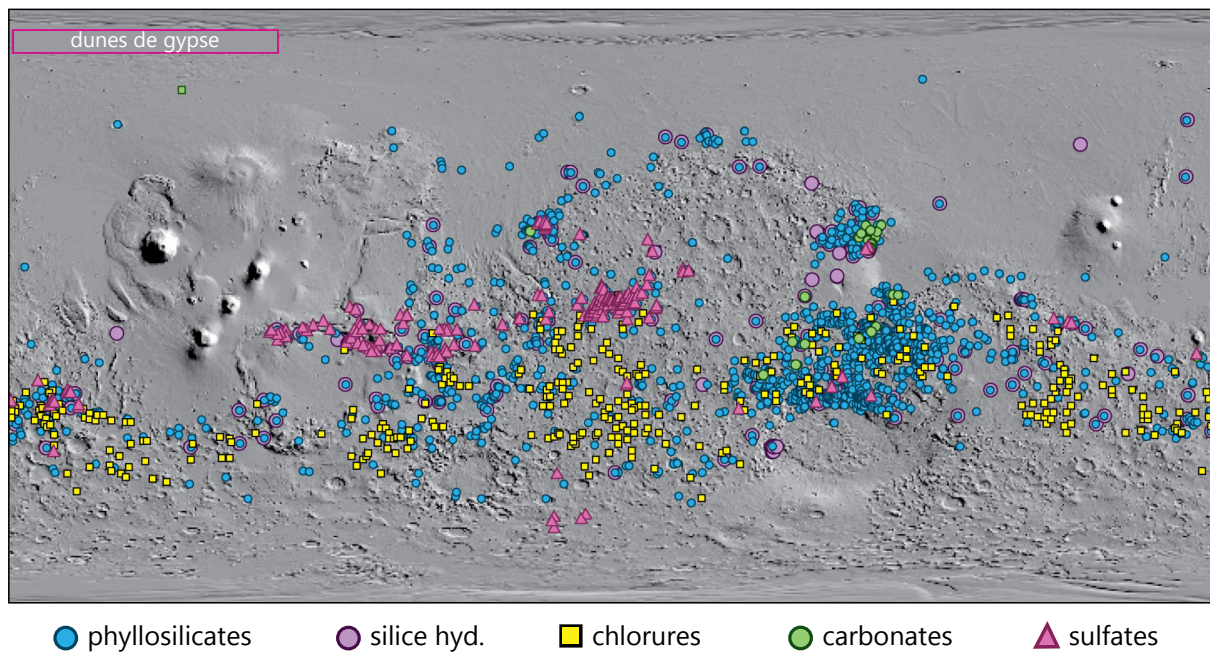


Figure I.14 – Carte globale des principaux minéraux d'altération martiens à partir des données de Ehlmann *et al.* (2008b) ; Murchie *et al.* (2009a) ; Milliken *et al.* (2010) ; Osterloo *et al.* (2010) ; Ehlmann *et al.* (2011) ; Ackiss et Wray (2012) ; Carter *et al.* (2013) ; Niles *et al.* (2013). Figure : Ehlmann et Edwards (2014), modifiée.

Les morphologies et minéralogies attribuables à une activité hydrologique caractérisant le Noachien s'observent également au niveau des terrains hespériens les plus anciens, indiquant que ces conditions puissent avoir subsisté plusieurs millions d'années après la fin du Noachien. Nous l'avons vu dans la section d'exploration in situ de Mars, les terrains hespériens de Meridiani Planum et du cratère Gale montrent par exemple les traces géologiques (minéraux d'altération et structures sédimentaires) d'une interaction avec de l'eau liquide (p. ex., Squyres *et al.*, 2004 ; Klingelhöfer *et al.*, 2004 ; Grotzinger *et al.*, 2005 ; Williams *et al.*, 2013). Néanmoins, les marqueurs de la présence passée d'eau liquide en surface se raréfient pour les terrains hespériens les plus récents. Par exemple, si les réseaux de vallées pouvant être attribués à du ruissellement de surface sont majoritaires au Noachien, les réseaux hespériens présentent plus souvent les caractéristiques de vallées formées par les processus de sapement évoqués précédemment (Harrison et Grimm, 2005). Les bassins d'eau liquide en surface auraient pu être maintenues à l'Hespérien par la présence de couvertures pérennes de glace (p. ex., Rodriguez *et al.*, 2016 ; Kling *et al.*, 2020).

Caractéristique bien visible de la surface martienne, d'immenses chenaux (pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres de large et plusieurs milliers de kilomètres de long) peuvent s'observer au niveau de la dichotomie (Figures I.13 et I.15). Ces chenaux, appelés vallées de "débâcle" sont en majorité d'âge hespérien, bien que certains soient d'âge noachien et amazonien. S'il n'existe pas de réel consensus sur l'origine exacte de leur formation, leur gigantisme et la morphologie des terrains disséqués (p. ex., peu de

méandres et d'affluents ou l'anastomose des chenaux ; Komar, 1979) semblent indiquer des événements de décharge catastrophique d'importants volumes d'eau liquide (stockée initialement dans p. ex., des aquifères), et non un ruissellement stable pendant une longue période de temps. Les volumes et débits impliqués sont colossaux, et surpassent ceux des plus grands fleuves terrestres actuels (Robinson et Tanaka, 1990). Des analogues terrestres peuvent être retrouvés dans des événements catastrophiques anciens, tels que la formation des *Channeled Scablands* en Amérique du Nord au Pléistocène (Bretz, 1969).

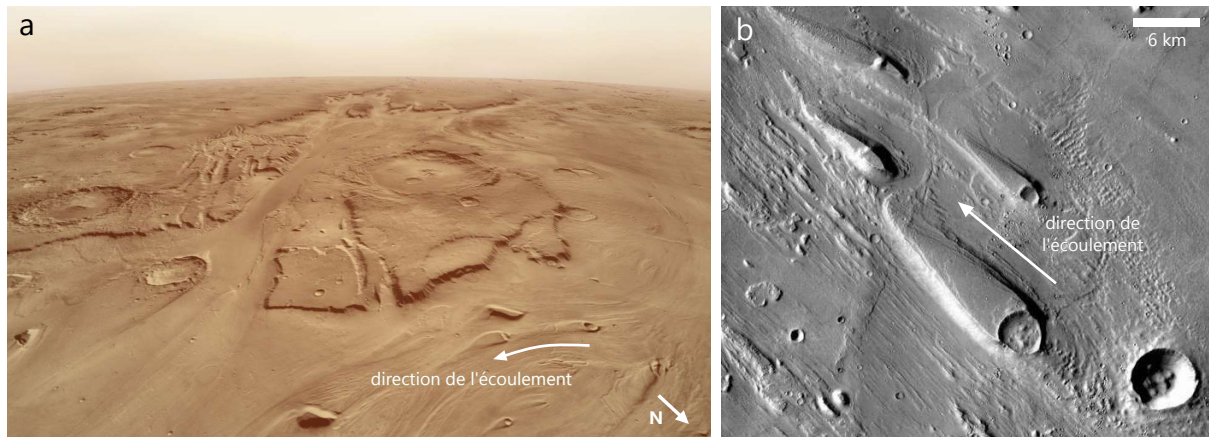


Figure I.15 – (a) Vue 3D de Kasei Valles, une des vallées de débâcle les plus importantes (exagération verticale de 2 ; crédits : NASA/JPL/Arizona State University, R. Luk, à partir de données THEMIS). **(b)** Morphologie en "goutte d'eau" indiquant le sens de l'écoulement, au niveau de la vallée de débâcle d'Ares Vallis (imagerie THEMIS). La direction du Nord est vers le haut de l'image. Le lecteur est invité à se référer au chapitre III pour une description de l'imagerie utilisée.

D'autres scénarios pour l'érosion des vallées de débâcle, impliquant des flux glaciaires, volcaniques ou des torrents de débris ont été invoqués, mais si valides, concerneraient un nombre restreint de chenaux (p. ex., Tanaka, 1999 ; Lucchitta, 2001 ; Leverington, 2004).

La fin de l'Hespérien voit la mise en place de la Vastitas Borealis Formation (VBF), une formation d'origine sédimentaire recouvrant la majorité des plaines du Nord. Ces sédiments présentent des morphologies liées à la présence de volatiles (p. ex., Hiesinger et Head, 2000 ; Farrand *et al.*, 2005) et restent aujourd'hui particulièrement énigmatiques, avec plusieurs hypothèses de formation proposées : une sédimentation en milieu océanique (Parker *et al.*, 1989), un résidu de sublimation (Kreslavsky et Head, 2002), le mélange indifférencié de matériaux divers dégradés (Tanaka *et al.*, 2003) ou l'expulsion de volatiles lors de la compaction de sédiments (Salvatore et Christensen, 2014).

D'un point de vue minéralogique, des minéraux hydratés sont observés au niveau des terrains hespériens, et tout particulièrement à la transition Noachien–Hespérien. Néanmoins, les détections sont moins nombreuses et, tout comme les occurrences de morphologies impliquant de l'eau liquide, diminuent au cours du temps (Carter *et al.*, 2013). Là où l'altération du Noachien correspond principalement à la formation de phyllosilicates, les

sulfates dominant celle de l'Hespérien (Bibring *et al.*, 2006 ; Figure I.14). La prévalence des sulfates, se formant en conditions de pH acide, implique une acidification globale des milieux hydrologiques à l'Hespérien (Bibring *et al.*, 2006). Les dépôts les plus importants de sulfates hydratés de la planète sont retrouvés au niveau de Valles Marineris (Gendrin *et al.*, 2005), au sein de dépôts finement stratifiés, les *Interior Layered Deposits* (ILDs ; Lucchitta *et al.*, 1992 ; Figure I.14).

La coexistence de sulfates et de phyllosilicates dans certaines régions hespériennes comme au niveau du cratère Gale vient néanmoins nuancer l'idée que les milieux d'altération aqueuse soient uniquement acides à l'Hespérien.

Un volcanisme intense ?

Il est en partie admis que l'Hespérien est marqué par un pic de l'activité volcanique, dont le dégazage intense de composés soufrés aurait provoqué l'acidification des milieux à l'origine des dépôts de sulfates (Bibring *et al.*, 2006). À l'Hespérien se mettent en place, au niveau des Lowlands et des Highlands, des plaines de laves, caractérisées par la fréquence de crêtes (aussi appelées *dorsa* ; Head *et al.*, 2002b ; Scott et Carr, 1978). Au début de l'Hespérien, la grande majorité du volume des principaux édifices volcaniques martiens est formée : Syrtis Major, Hesperia Planum, Malea Planum, Elysium Mons ainsi que les volcans boucliers du dôme de Tharsis (Arsia Mons, Pavonis Mons, Ascraeus Mons et Olympus Mons ; Hiesinger et Head, 2004 ; Werner, 2009). De la même façon que l'absence de tectonique des plaques entraîne une accumulation colossale de matériel volcanique au niveau du dôme de Tharsis, les volcans boucliers martiens sont de taille gigantesque. Olympus Mons est ainsi le plus grand relief du système solaire, avec une altitude de plus de 21 km au dessus du niveau de base.

L'hypothèse d'un volcanisme intense au début de l'Hespérien explique bien le changement minéralogique observé et le passage de milieux aqueux à pH neutre (produisant les phyllosilicates noachiens) à des milieux aqueux acides (produisant les sulfates hespériens). Néanmoins, ce postulat n'est pas entièrement acquis, et des études récentes sont en faveur d'un volcanisme intense au Noachien, sans pic d'activité particulier par la suite (Baratoux *et al.*, 2013). Dans ce scénario, il est proposé que la baisse de pression atmosphérique liée au déclin de l'atmosphère serait responsable d'un dégazage préférentiel de gaz sulfurés, acidifiant les milieux, et participant ainsi à la précipitation de sulfates. Un autre scénario, proposé par Dehouck *et al.* (2012) n'implique pas d'acidification des milieux pour former ces espèces, mais l'altération de roches mères riches en sulfures.

L'Hespérien marque également un changement global dans la chimie des pyroxènes de la croûte : les terrains noachiens sont plus souvent marqués par des pyroxènes pauvres en calcium, tandis que le taux de calcium de ces pyroxènes augmente à l'Hespérien, indiquant

des taux de fusion et des températures diminuant à l'Hespérien (Bibring *et al.*, 2005 ; Mustard *et al.*, 2005 ; Baratoux *et al.*, 2013). Ces résultats sur les taux de fusion et la température sont néanmoins remis en question par la découverte de phases alcalines et felsiques noachiennes au niveau du cratère Gale par Curiosity et dans des clastes de la météorite martienne NWA 7034 et ses paires (Agee *et al.*, 2013 ; Humayun *et al.*, 2013 ; Sautter *et al.*, 2015).

Tectonique martienne

Contrairement à la Terre, Mars ne présente pas de tectonique des plaques. Néanmoins, la région du dôme de Tharsis est associée à de nombreux grabens, dont Valles Marineris, le "canyon" ¹ le plus imposant du système solaire, avec une profondeur pouvant atteindre les 10 000 m (Figure I.16). Les principales phases d'ouverture de Valles Marineris sont datées de l'Hespérien (Schultz, 1998). Son origine n'est en revanche pas entièrement comprise : d'un côté les partisans d'une ouverture par rifting, et ainsi l'initiation de phénomènes s'apparentant à un début de tectonique des plaques (p. ex., Blasius *et al.*, 1977 ; Mège et Masson, 1996), de l'autre ceux en faveur d'événements d'effondrement par subsidence (p. ex., Tanaka et Golombek, 1989 ; Schultz, 1998) et finalement ceux proposant une combinaison des deux phénomènes (p. ex., Lucchitta *et al.*, 1992 ; Andrews-Hanna, 2012).

Certaines morphologies caractéristiques de l'Hespérien peuvent être attribuées à de la tectonique compressive peu profonde, comme les *dorsa* présentes au niveau des coulées hespériennes. Additionnellement, le Sud du dôme de Tharsis et de Valles Marineris, les Thaumasia Highlands (d'âge noachien à hespérien), présente des reliefs pouvant être attribués à des contraintes compressives (présence de chevauchements et de plis ; Anguita *et al.*, 2006 ; Figure I.16).

Un ancien océan ?

Contrairement à nos autres voisins telluriques, nous venons de voir que les traces morphologiques et minéralogiques d'un passé riche en eau liquide sont largement présentes à la surface de Mars.

Aux réseaux de vallées découverts lors des missions Mariner viennent s'ajouter la dichotomie crustale, dont les chenaux de débâcle la recoupant indiquent la décharge d'une importante quantité d'eau vers les terrains lisses des plaines du Nord. Est ainsi rapidement proposé la possibilité d'un (ou plusieurs) ancien(s) océan(s) nordique(s), *Oceanus Borealis* (Parker *et al.*, 1987). Sur les données Viking, Parker *et al.* (1989) cartographient deux contacts sur la dichotomie qu'ils attribuent à d'anciennes lignes de rivage d'une

1. Le terme exact serait un ensemble de chasmata (des dépressions allongées).

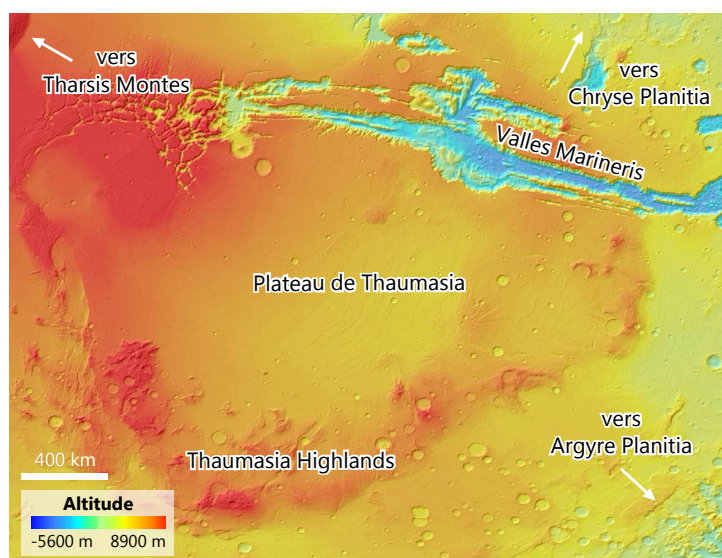


Figure I.16 – Région de Valles Marineris et du plateau de Thaumasia. Les images correspondent aux données d'altimétrie MOLA (cf. section III.1.5.1). La direction du Nord est vers le haut des images.

étendue d'eau dans les plaines du Nord, qui aurait connu un niveau haut et un niveau bas (Figure I.17).

Grâce à l'arrivée de la sonde MGS en orbite martienne, [Head et al. \(1999\)](#) confrontent ces hypothétiques lignes de rivage avec les données d'altimétrie MOLA (cf. section III.1.5.1) : le contact le plus bas suit relativement bien une équipotentielle de pesanteur, et des terrasses sont même observées parallèlement à ce contact, venant peser pour l'hypothèse d'un ancien océan. Le contact le plus haut présente des variations d'altitude trop importantes pour être considéré comme suivant une équipotentielle. Néanmoins, ce contact est recoupé par le dôme de Tharsis, dont l'emplacement a eu des effets sur la topographie à grande échelle (p. ex., [Bouley et al., 2016](#)). La mise en place de Tharsis aurait ainsi pu affecter ce possible paléorivage formé avant ou pendant l'activité de Tharsis.

Par la suite, de nombreux auteurs ont proposé de nouvelles lignes de paléorivage, regroupées sous le terme "Arabia" pour le contact le plus haut (et probablement le plus ancien) et de "Deuteronilus" pour le plus bas ([Parker et al., 1993](#) ; [Edgett et Parker, 1997](#) ; [Clifford et Parker, 2001](#) ; [Carr et Head, 2003](#) ; [Fairén et al., 2003](#) ; [Ormö et al., 2004](#) ; [Rodriguez et al., 2016](#) ; [Ivanov et al., 2017](#) ; Figure I.17). Une troisième ligne de rivage, plus haute que celle d'Arabia, et désignée sous le terme "Meridiani" est proposée par [Edgett et Parker \(1997\)](#).

D'autres arguments viennent étayer l'hypothèse d'un ancien océan martien. En utilisant la position d'un delta, il est possible d'évaluer l'élévation du niveau d'eau dans lequel ce dernier s'est formé. Or, de nombreux deltas martiens délimitent des étendues d'eau ouvertes, c'est à dire, directement connectées aux plaines du Nord (p. ex., [Fawdon et al.,](#)

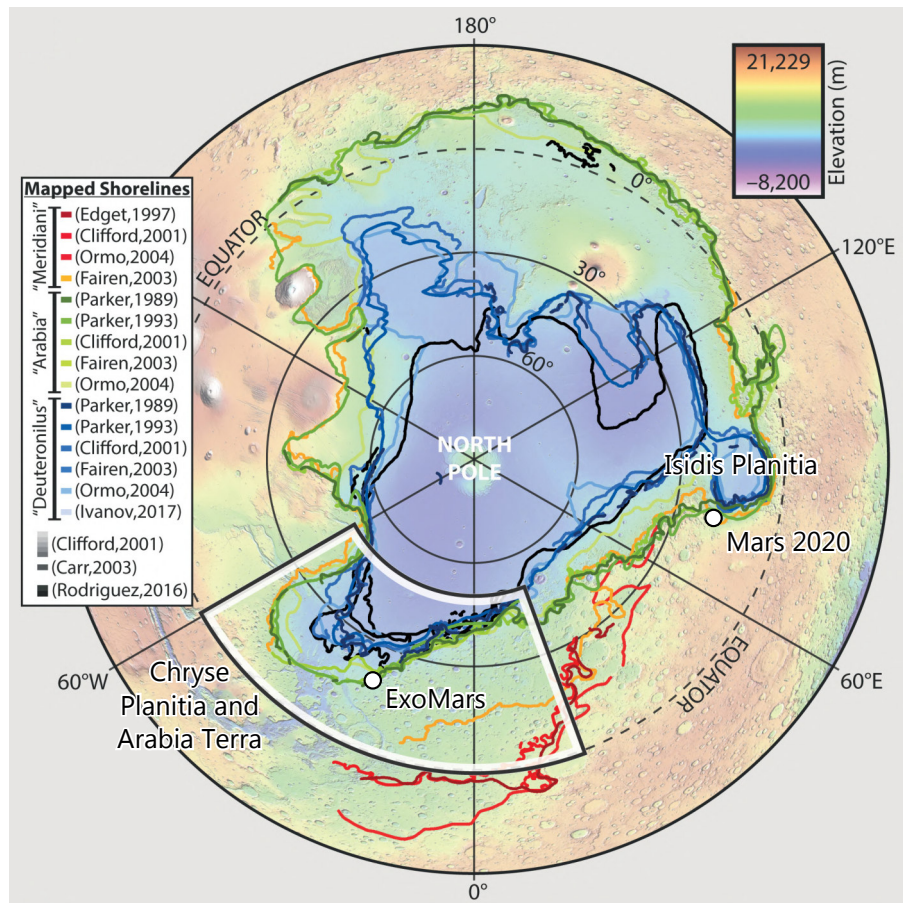


Figure I.17 – Compilation des lignes de rivage d'un hypothétique océan proposées dans la littérature (figure : [Dickeson et Davis, 2020](#), modifiée)

2018 ; [Quantin-Nataf et al., 2021a](#)). Si l'érosion a pu supprimer d'anciens reliefs délimitant des bassins de plus petite taille lors de la formation des deltas, [Di Achille et Hynek \(2010\)](#) notent néanmoins que les deltas martiens sont principalement retrouvés le long de la dichotomie, et s'alignent sur le niveau d'Arabia. Additionnellement, des morphologies observées au niveau des plaines du Nord, tels que des sols polygonaux ([Parker et al., 1993](#)), des structures coniques (anciens volcans de boue ou geyser ; [Farrand et al., 2005](#)) ou encore des cratères à éjectas fluidifiés (ou "lobés" ; p. ex., [Jones et Osinski, 2015](#)) indiquent un sous-sol plus riche en eau que les terrains du Sud à même latitude. [Rodriguez et al. \(2016\)](#) identifient des dépôts le long de la dichotomie, qu'ils interprètent comme des tsunamites, formés lors d'impacts météoritiques sur un océan gelé.

À noter que les plaines du Nord sont aujourd'hui recouvertes de plaines de laves : les sédiments de ces potentielles phases océaniques devraient être enfouis en profondeur sous ces terrains volcaniques ([Pan et al., 2017](#)).

L'existence d'un ancien océan est une des hypothèses les plus débattues dans la communauté martienne. Pour cause, malgré les arguments posés ci-dessus, les modélisations climatiques peinent à reproduire, même sous différentes obliquités de Mars, un climat

chaud et humide stable compatible avec la présence d'un océan (p. ex., [Wordsworth et al., 2015](#) ; [Palumbo et Head, 2018a](#)). En effet, le maintien d'un tel climat requiert un ensoleillement qui n'est pas compatible avec celui du jeune Soleil, ni avec une quantité réaliste de gaz à effet de serre ou de nuages ([Forget et al., 2013](#) ; [Wordsworth et al., 2013](#)). Ainsi, il est fort probable que Mars ait été froid et sec la majorité de son histoire, et que les témoins d'un passé chaud et humide aient été produits lors de très brefs épisodes de réchauffement (p. ex., [Barnhart et al., 2009](#) ; [Kite, 2019](#)).

De plus, la validité des lignes de rivage a été remise à plusieurs reprises en cause, notamment de par la difficulté de leur observation à haute résolution ([Malin et Edgett, 1999](#)). Plus récemment, [Sholes et al. \(2019\)](#) proposent un mécanisme de formation des terrasses n'impliquant pas de vagues (et donc d'océan martien), et correspondant à l'érosion de couches géologiques.

I.2.3.3 L'Amazonien

L'Amazonien est la période la plus longue de l'histoire de Mars, puisqu'elle s'étend d'environ -3 Ga à aujourd'hui. Néanmoins, l'Amazonien est une période d'activité géologique relativement faible ; le flux d'impacteurs est bas, le volcanisme diminue en intensité, et les processus liés à l'activité de l'eau liquide se font rares, contrairement aux deux périodes précédentes. Ainsi, le resurfaçage volcanique ou sédimentaire est mineur, et les faibles taux d'oblitération des surfaces à l'Amazonien impliquent principalement leur érosion sous l'action du vent, de processus glaciaires ou des effondrements gravitaires (p. ex., [Quantin et al., 2004](#)). Les principaux minéraux d'altération formés sur les terrains amazoniens correspondent à des nanophases d'oxydes de fer anhydres, résultats d'une altération très lente causée par des agents oxydants dérivés de réactions photochimiques ([Bibring et al., 2006](#)).

Des soubresauts d'activité

Au début de l'Amazonien, la majorité des provinces volcaniques sont en place ([Werner, 2009](#)). Des événements de resurfaçage volcanique intermittents ont néanmoins lieu, notamment au niveau de la région de Tharsis et d'Elysium ([Tanaka, 1986](#) ; Figure I.22). Des plaines de lave d'âge amazonien sont ainsi observées au niveau du dôme de Tharsis, d'Elysium Planitia, d'Amazonis Planitia (une des régions les moins cratérisées de Mars et ayant donné son nom à l'ère géologique) ou encore d'Arcadia Planitia plus au Nord ([Tanaka, 1986](#) ; [Werner, 2009](#)). Les calderas des volcans boucliers de Tharsis sont très peu cratérisées, et renvoient des âges de l'ordre de plusieurs centaines de millions d'années, indiquant une activité volcanique récente, confirmée par la présence sur leurs flancs de

coulées amazoniennes de même ordre de grandeur d'âge (Neukum *et al.*, 2004a ; Werner, 2009 ; Robbins *et al.*, 2011). L'âge de la plus jeune coulée volcanique, localisée sur les flancs d'Olympus Mons, est estimée à 2 Ma¹, ce qui indique que ces volcans pourraient être encore actifs, malgré le fait qu'aucune trace d'activité volcanique n'ait été à ce jour directement observée sur Mars (Neukum *et al.*, 2004a). À noter que les provinces volcaniques amazoniennes suivent la tendance d'enrichissement en calcium des pyroxènes décrite précédemment, avec des détections de pyroxènes particulièrement riches en calcium (p. ex., Mangold *et al.*, 2010 ; Farrand *et al.*, 2011).

À l'Amazonien se met en place au niveau de l'équateur la Medusae Fossae Formation (MFF), datée à 1,6 Ga par Werner (2009). La nature (cendres volcaniques ou dépôts éoliens) et l'origine de cette formation de plusieurs milliers de kilomètres de long et de large ne fait pas encore consensus dans la communauté scientifique (p. ex., Zimbelman *et al.*, 1997).

De façon épisodique et localisée, des événements formant des réseaux de vallées peu ramifiées ont lieu à l'Amazonien. Ces vallées sont principalement retrouvées sur les flancs des volcans, ce qui indique une source d'eau liée à l'activité hydrothermale de ces contextes volcaniques, et non le ruissellement d'un cycle hydrologique actif en surface (Gulick et Baker, 1989 ; Fassett et Head, 2008a).

Hormis ces événements volcaniques et fluviaux épisodiques, les principales traces d'une activité géologique à l'Amazonien sont à relier à l'activité de la glace. Aujourd'hui, la glace d'eau n'est pas stable en surface à moyenne latitude sur une année complète, les températures de sublimation étant rapidement atteintes en été. Néanmoins, de la glace d'eau de subsurface (<1 m) stable dans le temps serait présente dès 25° de latitude, où des terrains apparaissant en partie désagrégés par la sublimation de glace sont observés (Mustard *et al.*, 2001 ; Vincendon *et al.*, 2010). Les moyennes latitudes présentent également des dépôts interprétés comme glaciaires, tels que des vallées glacio-fluviatiles, des glaciers rocheux ou encore les *Lobate Debris Aprons* (LDA), des dépôts lobés probablement riches en glace d'eau (Carr et Schaber, 1977 ; Neukum *et al.*, 2004a ; Head *et al.*, 2005 ; Plaut *et al.*, 2009 ; Fassett *et al.*, 2010 ; Figure I.18). La présence d'un tel réservoir en subsurface et de ces morphologies glaciaires à ces latitudes serait à attribuer à d'anciens âges glaciaires à moyenne latitude lors des phases de haute obliquité (35–45° ; Jakosky et Carr, 1985 ; Mustard *et al.*, 2001 ; Mischna et Richardson, 2005 ; Forget *et al.*, 2006). Ces périodes auraient permis le transport de glace des hautes latitudes vers les moyennes latitudes, dépôts qui seraient aujourd'hui en désagrégation, Mars étant actuellement dans une période de plus faible obliquité (25°).

Sont également retrouvées au niveau de certaines pentes de terrains amazoniens des ra-

1. La chronologie de Hartmann et Neukum (2001) est peu contrainte pour les âges très jeunes, d'où des incertitudes sur la valeur exacte de cet âge.

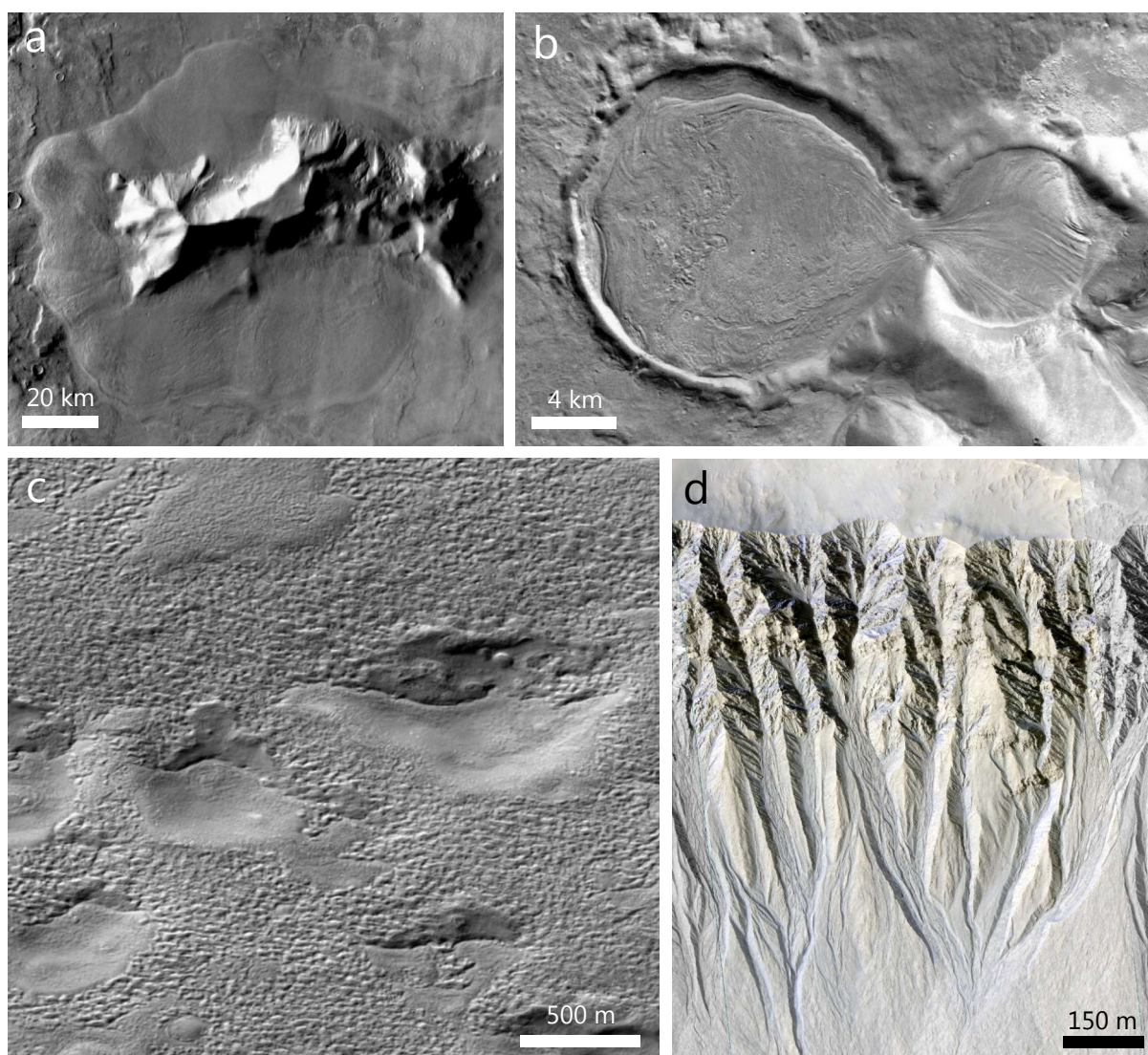


Figure I.18 – (a) LDA dans la région de l'Est d'Hellas Planitia, à 45°S de latitude (image THEMIS ; Berman *et al.*, 2015, modifiée). (b) Glacier dans la région de l'Est d'Hellas Planitia à 38°S de latitude (image HRSC). (c) Terrains disséqués de moyenne latitude (ici 43°S) décrits par Mustard *et al.* (2001) et imagés par la caméra MOC. (d) Gullies dans le cratère Galap (image HiRISE). La direction du Nord est vers le haut des images. Le lecteur est invité à se référer au chapitre III pour une description de l'imagerie utilisée.

vines d'érosion de l'ordre du mètre à la dizaine de mètres, associées à des débris terminaux. Ces morphologies, appelées les *gullies* possèdent des analogues terrestres impliquant l'action d'eau liquide (Malin et Edgett, 2000a ; Figure I.18). L'eau liquide n'étant pas stable dans les conditions actuelles, Costard *et al.* (2002) proposent l'implication des périodes de haute obliquité, qui auraient permis la fonte de glace de subsurface et ainsi l'érosion de ces ravines.

I.2.3.4 Mars aujourd'hui

Aujourd'hui, les seuls processus actifs à la surface de Mars sont des séismes de faible intensité (Giardini *et al.*, 2020), ainsi que tous les processus liés à son climat.

Nous l'avons vu en introduction, l'inclinaison de Mars lui confère des saisons. Les différences entre ces saisons sont bien plus marquées que sur Terre, de par la fine atmosphère de Mars et la faible inertie thermique de sa surface. Ce cycle saisonnier rythme la dynamique de l'atmosphère martienne. Tout particulièrement, la sublimation du CO₂ au niveau de la calotte d'été et son transport et sa condensation vers la calotte d'hiver contribue à la circulation atmosphérique et entraîne des variations de pression de plusieurs millibars (Figure I.19).

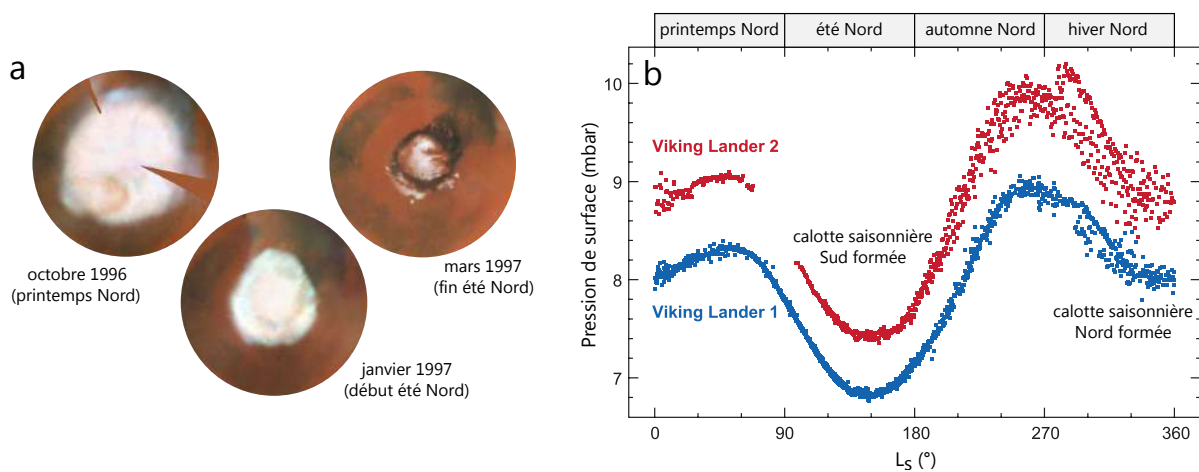


Figure I.19 – (a) Calotte polaire Nord observée par le Hubble Space Telescope (crédits : JPL/NASA/STScI). **(b)** Variation atmosphérique mesurée par les atterrisseurs Viking. La différence de pression entre les données Viking 1 et Viking 2 est causée par une différence d'altitude entre les deux sites (figure : Smith, 2008, modifiée).

L'eau possède également un cycle de sublimation et condensation sur Mars : lors de l'été Nord, la glace d'eau se sublime et est transportée dans l'atmosphère sous forme de vapeur et de nuages. Une partie de cette eau atmosphérique est piégée dans la calotte Sud, les températures restant toute l'année en dessous des conditions de sublimations (Smith, 2002).

Vers la fin de l'automne et au début de l'hiver de l'hémisphère Nord, l'opacité atmosphérique liée à la poussière en suspension s'intensifie, et de nombreuses tempêtes régionales sont généralement observées, certaines pouvant évoluer en tempêtes globales et durer plusieurs mois (p. ex., Cantor *et al.*, 2014). Ces tempêtes ont évidemment des implications sur l'exploration de Mars, puisqu'elle empêchent les orbiteurs d'effectuer des observations de la surface, les rovers et landers de communiquer avec ces orbiteurs et, pour ceux disposant uniquement d'une alimentation solaire, de recharger leurs batteries. C'est ainsi ce qui a causé l'arrêt du dernier rover de la mission MER, Opportunity, dont

les communications ont cessé au moment de la dernière grande tempête de 2018. La teneur en poussières de l'atmosphère influe également sur les profils de température de l'atmosphère : l'augmentation de l'opacité atmosphérique diminue le flux reçu à la surface, mais la réchauffe par effet de serre. Autre manifestation de l'activité de la poussière, la formation de tourbillons appelées *dust devils* et pouvant atteindre des hauteurs de l'ordre du kilomètre (p. ex., [Thomas et Gierasch, 1985](#) ; [Metzger et al., 1999](#)).

La circulation atmosphérique génère des vents, dont l'action sur la surface peut être observée (traînées de matériel ou encore dunes actives). Ces vents sont, comme sur Terre, principalement générés par les forts contrastes de température et déviés par la rotation de la planète, bien que, contrairement à la Terre, Mars ne dispose que d'une cellule de convection et dont l'élévation est supérieure à celles terrestres. À noter que ces vents sont à l'origine de la majorité de l'érosion actuelle, les processus hydrologiques n'ayant plus lieu en surface.

I.2.4 Life on Mars ?

La surinterprétation par de nombreux astronomes des observations de la surface Mars au XIX^{ème} ayant alimenté l'idée de l'existence de canaux martiens illustre bien une des questions principales de la recherche martienne : déterminer si il existe ou a existé une vie sur Mars.

En 1868, Camille [Flammarion](#) introduisait Mars dans son ouvrage "La Pluralité des mondes habités" de la sorte : "Les enveloppes atmosphériques qui entourent cette planète et [la Terre], les neiges qui apparaissent périodiquement à leurs pôles et les nuages qui s'étendent de temps en temps à leurs surfaces, la configuration géographique assez semblable de leurs continents et de leurs plaines maritimes, les variations de saisons et de climats communes à ces deux mondes, nous fondent à croire que [Mars et la Terre] sont l'une et l'autre habitées par des êtres dont l'organisation physique doit offrir plus d'un caractère d'analogie, ou que si l'une d'elles était vouée au néant et à la solitude, l'autre qui se trouve dans les mêmes conditions, devrait avoir le même partage."

Si aujourd'hui on sait que ces propos sont pour la plupart erronés, la quête d'une vie martienne persiste et est une des motivations principales des missions envoyées in situ.

Des conditions de surface défavorables

Très tôt dans l'exploration spatiale, dès les premiers atterrissages Viking, le constat est fait que la surface martienne est hostile à la vie telle que connue sur Terre : les températures dépassent relativement rarement 0°C, l'atmosphère fine laisse passer une large fraction des rayons ionisant ultraviolets, et les sols sont très oxydants et contiennent

des perchlorates, composés nocifs à la biologie. Si les températures de surface peuvent dépasser les 0°C (p. ex., [Haberle et al., 2001](#)), la pression atmosphérique de Mars est en moyenne trop faible pour permettre à l'eau liquide¹ d'être stable en surface, sublimant en vapeur d'eau la glace exposée en surface.

L'arrivée de la caméra HiRISE en orbite martienne et ses clichés de résolution décimétrique (cf. chapitre III) a permis de repérer des écoulements saisonniers sur certaines pentes équatoriales et tropicales ([McEwen et al., 2011](#)). Ces écoulements, appelés *Recurring Slope Lineae* (RSL) semblent apparaître lors des jours les plus chauds et disparaissent lorsque les températures redescendent (Figure I.20). Est alors proposé l'écoulement de solutions salées concentrées, permettant un abaissement du point de fusion et ainsi une eau liquide stable en surface. Cette annonce a alors relancé le débat sur l'habitabilité actuelle de surface de Mars, bien que les concentrations de sels requises (de perchlorates qui plus est) pour permettre un écoulement d'eau soient loin des conditions idéales pour la biologie.

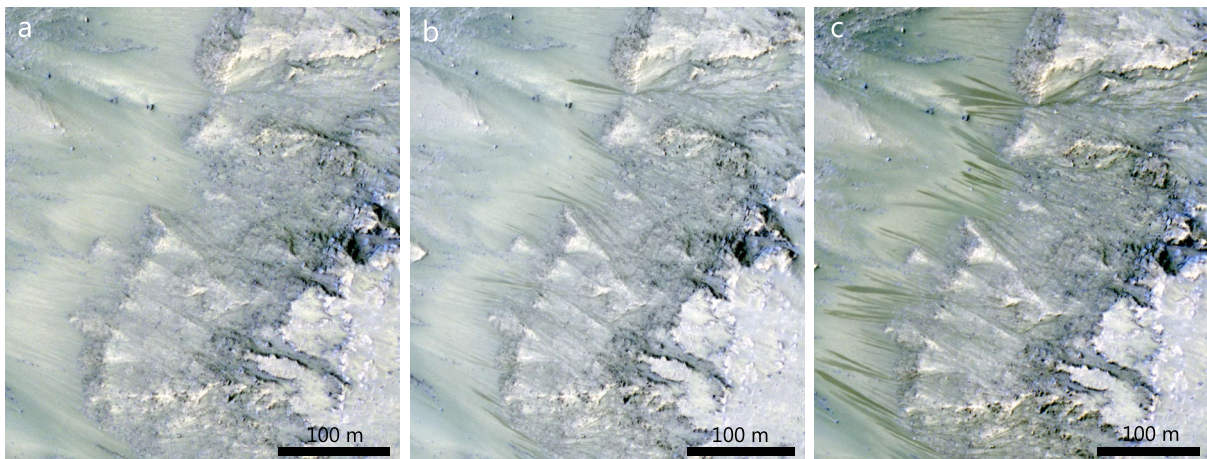


Figure I.20 – RSLs observés dans le cratère Palikir (latitude = 41°S) par la caméra HiRISE : **(a)** pour $L_s = 247^\circ$ (printemps), **(b)** pour $L_s = 282^\circ$ (été) et **(c)** pour $L_s = 302^\circ$ (été). La direction du Nord est vers le haut des images. Le lecteur est invité à se référer au chapitre III pour une description de l'imagerie utilisée.

Cette théorie d'écoulements liquides actuels est de moins en moins populaire ces dernières années, et de nombreuses études favorisent désormais un mécanisme d'écoulement sec n'impliquant pas d'eau liquide (p. ex., [Dundas et al., 2017](#) ; [Schmidt et al., 2017](#) ; [Vincendon et al., 2019](#) ; [Millot et al., 2021](#)).

Si la surface de Mars n'est actuellement pas habitable pour la vie telle que connue sur Terre, d'autres environnements sont envisagés en subsurface et plus en profondeur au sein de la croûte martienne, où l'eau liquide se retrouverait sous la forme de microfilms ou dans des solutions salées. Sur Terre, des micro-organismes sont retrouvés au sein de glaces et

1. par analogie avec la Terre, solvant idéal pour les réactions organiques et biologiques

de permafrost (p. ex., [Price et Sowers, 2004](#)), la présence d'impuretés telles que des sels permettant à une fraction d'eau liquide de coexister avec la fraction de glace, ou à plusieurs kilomètres de profondeur au sein de la croûte (p. ex., [Itävaara et al., 2011](#) ; [Borgonie et al., 2015](#)). La découverte de ces organismes extrémophiles ayant évolué pour survivre dans des conditions particulières pose la question d'une analogie avec Mars : si la vie a pu émerger sur Mars dans un passé où les conditions de surface étaient favorables, une évolution vers des milieux en profondeur et en subsurface aurait pu avoir lieu. Par comparaison avec la vie terrestre, les premières dizaines de kilomètres de la croûte martienne présentent des conditions de pression et température habitables, où l'eau liquide est également stable ([Jones, 2012](#)). Ces environnements sont néanmoins inaccessibles aujourd'hui.

Remonter le passé pour enquêter sur la vie martienne

Nous l'avons vu dans les parties précédentes, même si leur stabilité au cours du temps est inconnue, Mars aurait connu des périodes d'habitabilité principalement au Noachien et à l'Hespérien, là où les conditions actuelles sont majoritairement défavorables à la biologie terrestre. Ainsi, l'objectif de la mission Mars 2020 et tout particulièrement de la mission ExoMars est la recherche d'une vie ancienne : c'est pour cette raison que des terrains noachiens sont les cibles de l'atterrissage (cf. section I.2.5).

Il y a une vingtaine d'années, l'orthopyroxénite ALH 84001 a focalisé les espoirs de la découverte d'une vie ancienne martienne. ALH (Allan Hills) 84001 est la plus ancienne météorite martienne, avec un âge de cristallisation estimé à 4,5 Ga (cf. section I.1.2.3). Formée dans un environnement réducteur (donc non oxydant comme c'est le cas actuellement), elle renferme des composés carbonés complexes ainsi que des nodules de carbonates, dont la surface révèle la présence de bâtonnets nanométriques, qui ont été interprétés par [McKay et al. \(1996\)](#) comme les restes fossiles de micro-organismes semblables à nos bactéries terrestres (Figure I.21). Cette hypothèse a depuis été largement remise en cause, ces structures pouvant se former suivant des processus abiotiques (p. ex., [Kirkland et al., 1999](#)).

I.2.5 Mars 2020 et ExoMars : les pièces manquantes au puzzle ?

Nous l'avons vu dans les parties précédentes : bien qu'une majorité de l'enregistrement noachien ait été effacé par le temps, cette ère apparaît comme riche d'un point de vue de l'activité géologique et climatique. Dans l'optique de chercher de potentielles traces d'une ancienne vie martienne, les terrains formés à cette époque apparaissent comme de bons candidats et ont pu préserver des indicateurs morphologiques et minéralogiques qui pourraient répondre aux questions encore irrésolues sur le climat ancien de Mars : chaud

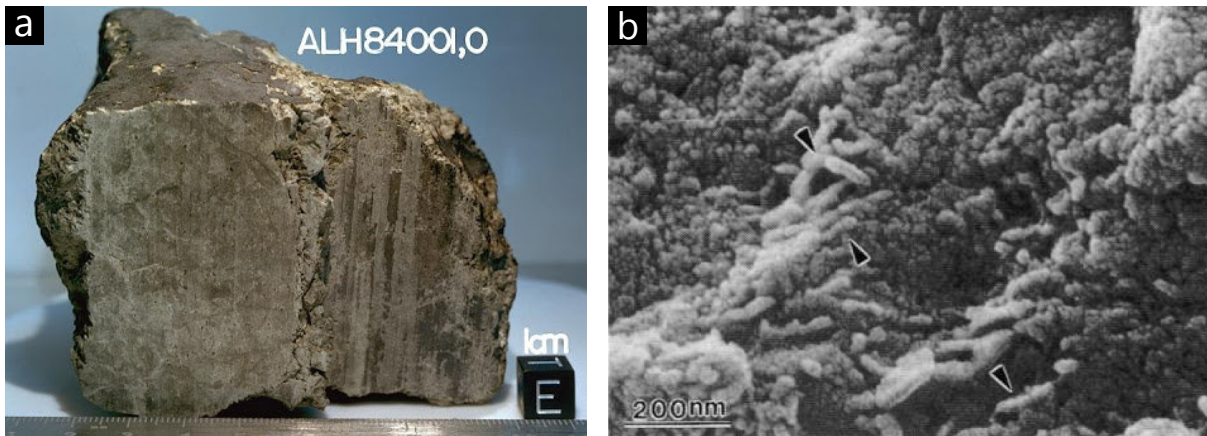


Figure I.21 – (a) Météorite ALH 84001 (crédits : NASA/JSC). (b) Structures allongées observées par McKay *et al.* (1996) sur ALH 84001.

et humide, froid et sec ou bien alternance des deux ?

Jusqu'à aujourd'hui, l'exploration de surface in situ a été très inégale (Figure I.22) : les atterrisseurs Viking, Pathfinder et MER ont atterri dans des terrains d'âge majoritairement hespérien. Il en va de même pour MSL, qui bien que des sédiments présents dans le cratère Gale aient été interprétés comme noachiens (Farley *et al.*, 2014), ces derniers sont détritiques et l'âge de dépôt est limité par celui du cratère : hespérien (ou au plus tard datant de la transition Noachien–Hespérien, après la majorité de la période de dégradation des cratères noachiens ; Irwin *et al.*, 2005). Dans le cas de MER-A, si le cratère Gusev est d'âge Noachien (Werner, 2008), il est rempli de laves hespériennes. Des collines plus anciennes, les *Columbia Hills* ont été effectivement explorées par Spirit, mais leur âge (noachien ?) reste indéterminé. Avec les *Columbia Hills*, les seuls terrains probablement formés au Noachien et explorés in situ sont les remparts du cratère Endeavour étudiés par Opportunity (Squyres *et al.*, 2012). Néanmoins, ces affleurements sont localisés et ne représentent pas l'ensemble des régions explorées. Finalement, Phoenix a atterri au sein d'une unité d'âge amazonien : en somme, les régions purement noachiennes n'ont pour ainsi dire pas été visitées.

Cette disparité d'observation est néanmoins en passe de changer, puisque les prochaines missions d'exploration in situ (mission Tianwen exclue) devraient se poser dans des terrains d'âge noachien : le cratère Jezero pour la mission Mars 2020, et le bassin d'Oxia Planum pour la mission ExoMars (Figure I.22).

I.2.5.1 La mission Mars 2020

La stratégie d'exploration américaine de Mars est menée par la NASA via le *Mars Exploration Program* (MEP). Fondé en 1993, le MEP suit quatre axes de recherche, en lien plus ou moins étroit avec la recherche de vie passée ou présente sur la planète rouge :

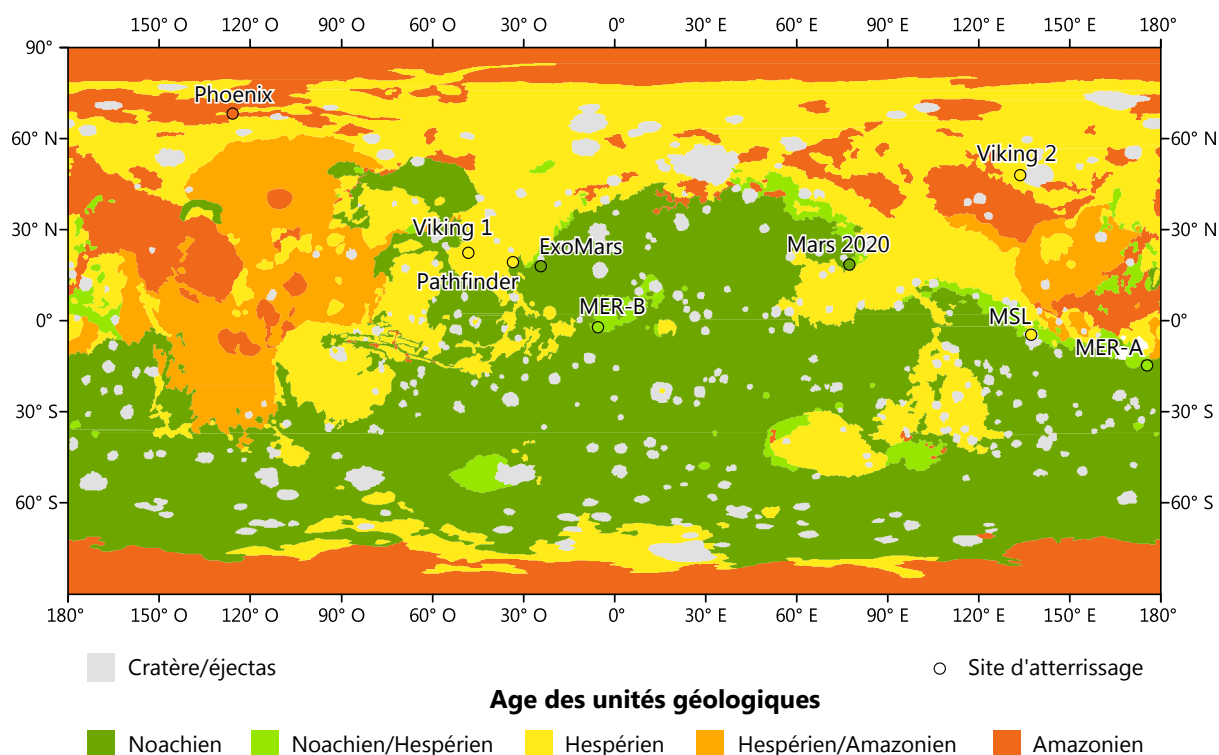


Figure I.22 – Âge des terrains martiens et des sites d'atterrissage, selon la cartographie géologique de [Tanaka et al. \(2014\)](#)

1. Déterminer si la vie a pu apparaître sur Mars ;
2. Caractériser son climat ;
3. Caractériser sa géologie ;
4. Préparer l'exploration humaine.

À partir des années 1990, les missions menées par le MEP ont suivi l'adage "*Follow The Water*" : dans l'espoir de détecter des signes de vie passées ou présentes sur la planète, les missions devaient cibler en priorité les terrains traduisant de l'activité ancienne ou actuelle d'eau. Les années 2010 marquent une transition dans la stratégie d'exploration américaine, avec la mission MSL, et un nouvel adage "*Explore Habitability*", explorer l'habitabilité, puis "*Seek Signs of Life*", chercher des signes de vie. La mission Mars 2020, qui embarque le rover Perseverance s'inscrit dans cette stratégie, avec quatre objectifs officiels, reliés à ceux du programme MEP :

- caractériser les environnements pouvant avoir vu l'émergence et la stabilité de formes de vie ;
- rechercher les potentielles biosignatures associées, qui auraient pu être conservées. En ce sens, le rover est équipé d'une charge utile permettant la détection de biosignatures (entre autres le spectromètre Raman SHERLOC ; Figure I.23a ; [Beegle et al., 2015](#)) ;

- collecter et mettre de côté des roches, qui seront récupérées par une mission de retour d'échantillons (cf. section I.1.2.2). Parmi ces roches, des échantillons de roches primaires, préférentiellement non altérées devraient permettre de calibrer la chronologie martienne (cf. section I.2.1) ;
- préparer les futures missions humaines, notamment en testant une technologie de production d'oxygène à partir du CO₂ atmosphérique (instrument MOXIE ; Figure I.23a ; [Hecht et al., 2016](#)).

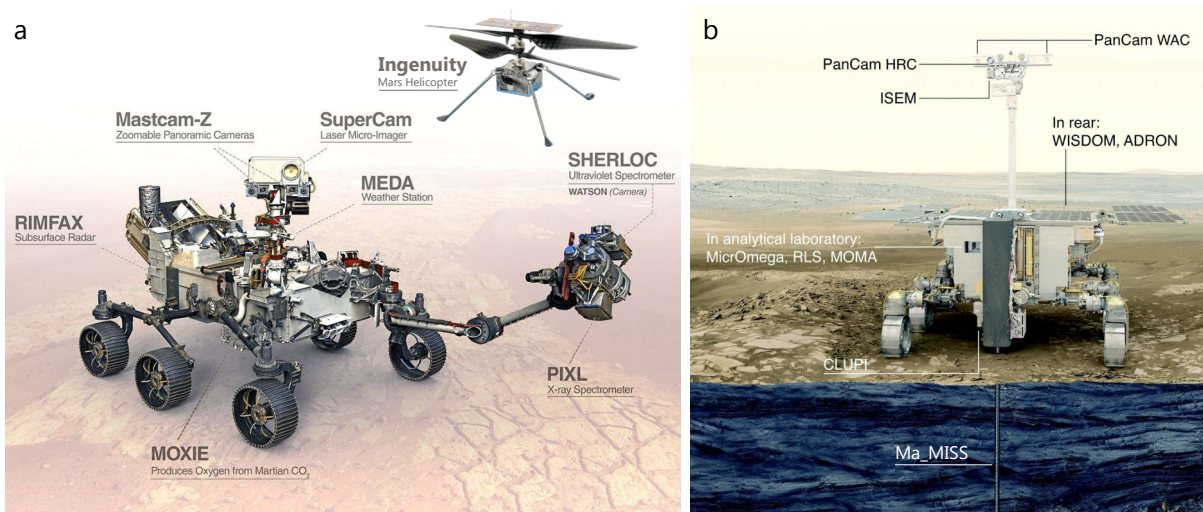


Figure I.23 – Charge utile des rovers des missions **(a)** Mars 2020 (crédits : NASA/JPL) et **(b)** ExoMars (figure : [Vago et al., 2017](#), modifiée)

Le rover est actuellement en route, suite à un lancement réussi en juillet 2020, et devrait atterrir dans le cratère Jezero en février 2021.

Le rover de la mission Mars Science Laboratory est capable, comme ce nom l'indique, d'effectuer un ensemble de techniques d'analyse comparable à la diversité des techniques disponibles en laboratoire. La mission Mars 2020 est sensiblement différente puisqu'elle s'inscrit dans le retour d'échantillons, qui seront caractérisés en détail dans des laboratoires terrestres. Ainsi, Perseverance n'est pas équipé d'instruments de quantification minéralogique (type diffraction de rayons X), d'où l'importance d'apporter des bases de données spectrales d'échantillons dont la minéralogie a été quantifiée, puisque cette dernière sera estimée in situ principalement par la voie VNIR et Raman de l'instrument SuperCam.

I.2.5.2 La mission ExoMars

La mission européenno-russe ExoMars a, comme son nom l'indique, pour objectif premier de tester l'hypothèse d'une vie (passée) sur Mars. La première étape de la mission, consistait à envoyer un orbiteur, TGO (en orbite depuis 2016), dont l'un des buts premiers est d'étudier les gaz traces atmosphériques pouvant se former selon des processus

biologiques, comme le méthane (Korablev *et al.*, 2019). La seconde étape consiste à l'atterrissage d'un rover avec une charge utile dédiée à la détection et la caractérisation de potentielles biosignatures (Vago *et al.*, 2017). Cette charge utile, appelée "Pasteur" (Figure I.23b) se compose de :

- quatre instruments permettant d'établir le contexte géologique autour du rover et en subsurface : la caméra stéréo¹ et multispectrale PanCam, le spectromètre ponctuel infrarouge ISEM, le radar à pénétration de sol WISDOM ainsi que le détecteur à neutrons ADRON-RM (Ciarletti *et al.*, 2017 ; Coates *et al.*, 2017 ; Korablev *et al.*, 2017 ; Mitrofanov *et al.*, 2017) ;
- la caméra couleur et haute résolution CLUPI (Josset *et al.*, 2017) ;
- une foreuse destinée à l'acquisition d'échantillons jusqu'à une profondeur théorique de 2 m et couplée à un spectromètre VNIR (instrument Ma_MISS ; De Sanctis *et al.*, 2017). L'existence d'un tel instrument, sans analogie avec les autres missions d'exploration de Mars, est un véritable avantage puisqu'elle permet d'échantillonner des roches dont l'exposition aux rayonnements UV et ionisants et aux agents oxydants en surface et nocifs pour la matière organique a potentiellement été limitée ;
- trois instruments dédiés à l'analyse des échantillons forés et broyés : le spectro-imageur² VNIR MicrOmega, le spectromètre Raman RLS et l'instrument de GC-MS MOMA (Bibring *et al.*, 2017 ; Goesmann *et al.*, 2017 ; Rull *et al.*, 2017).

L'envoi du rover de la mission, baptisé Rosalind Franklin (en hommage à la chimiste du même nom ayant notamment participé à la compréhension de la structure de l'ADN), est prévu courant 2022.

Similairement à Perseverance, il n'existe pas non plus d'instrument de quantification minéralogique directe (de type DRX) sur Rosalind Franklin, et les instruments de spectro-métrie infrarouge et Raman seront donc au cœur de l'interprétation minéralogique.

I.2.5.3 Les sites d'atterrissage

La géologie des sites d'atterrissage possède une section dédiée, en chapitre III. Il est néanmoins important de souligner dans cette partie l'originalité de ces sites, ainsi que ce qu'ils peuvent apporter à notre connaissance de Mars.

Le cratère Jezero, site d'atterrissage de la mission Mars 2020 est un paléolac d'âge noachien, dont l'activité fluviale s'est étendue du Noachien à l'Hespérien (Mangold *et al.*, 2020). Un delta est présent sur le site, et est connecté à un réseau ayant échantillonné

1. Le principe de stéréophotogrammétrie est expliqué en section III.3.

2. Un tel instrument est capable d'acquérir une image de l'échantillon, et de mesurer un spectre pour chaque pixel observé. Pour plus de détails sur cette technique, le lecteur est invité à se référer à la section III.1.6.

la région apparaissant depuis l'orbite comme la plus diversifiée de Mars d'un point de vue minéralogique : détections d'olivine, de pyroxènes, de minéraux argileux variés, de silice hydratée et de carbonates¹ sont comprises dans l'ellipse d'atterrissage de la mission (p. ex., [Goudge et al., 2015b](#) ; [Horgan et al., 2020](#)). Les environnements enregistrés dans ces dépôts apparaissent donc potentiellement habitables. Cette région présente également les détections les plus étendues d'olivine de la planète ([Hoefen et al., 2003](#)) ; contraindre l'origine de ces dépôts permettra de mieux comprendre la nature du volcanisme primitif martien. De plus, les formations volcaniques échantillonnées pourront être utilisées pour une recalibration de la datation des surfaces martiennes dans l'optique du retour d'échantillons de la mission MSR (cf. section I.1.2.2).

La majorité des affleurements en place qui seront explorés par Perseverance sont postérieurs à la formation du bassin d'Isidis, soit $\sim 3,96 \pm 0,01$ Ga. De plus, les sédiments liés à l'activité lacustre du cratère Jezero non enfouis et disponibles en surface sont probablement liés à une activité plus tardive que le Noachien, et les dépôts deltaïques du cratère sont probablement d'âge hespérien ([Mangold et al., 2020](#)). Les roches formées au niveau du site d'atterrissage d'ExoMars, Oxia Planum, sont quant à elles limitées par l'âge du bassin de Chryse, plus vieux qu'Isidis (au moins 4 Ga ; [Pan et al., 2019b](#)). Oxia Planum devrait donc fournir des roches parmi les plus anciennes jamais étudiées en surface. De plus, des dépôts deltaïques sont observés et sont d'âge noachien, contrairement à ceux de Jezero (mais ne seront probablement pas visités de par leur éloignement au centre de l'ellipse d'atterrissage ; [Quantin-Nataf et al., 2021a](#)). La principale cible scientifique de la mission ExoMars est présente sur la quasi-totalité de l'ellipse d'atterrissage et consiste en une unité stratifiée riche en minéraux argileux et vieille d'au moins 4 Ga ([Quantin-Nataf et al., 2021a](#)), dont la nature (volcanique, impactocalstique, sédimentaire ?) est aujourd'hui inconnue. Si sédimentaire, cette formation géologique a eu la capacité de concentrer et de conserver de potentielles biosignatures ; la question de la conservation au cours du temps de la matière organique est en effet majeure lorsque l'on s'intéresse à des échelles de temps aussi importantes. De plus, le site se trouve sur la dichotomie, au niveau d'une des hypothétiques lignes de rivage d'Arabia (Figure I.17), et il a été proposé (entre autres hypothèses) qu'il pourrait être recouvert des sédiments du très controversé océan martien ([Quantin-Nataf et al., 2021a](#)), océan dont la théorie pourra potentiellement être testée par la mission.

1. La région où est situé le cratère Jezero apparaît depuis l'orbite comme la plus riche en carbonates, alors que ces phases minérales sont globalement absentes du registre minéralogique martien (Figure I.14) – malgré une atmosphère principalement composée de CO₂. La mission Mars 2020 devrait permettre de comprendre comment ces carbonates se sont formés, ainsi que les conditions ayant permis leur préservation des conditions acides de l'Hespérien.

I.3 Bilan

Mars est une planète qui a été particulièrement bien explorée comparée aux autres corps du système solaire : orbiteurs, landers et rovers ont permis une exploration multi-échelle de sa surface, ainsi que la reconstitution d'une histoire géologique riche. La majorité de l'activité de Mars a eu lieu au début de son histoire, avec une diminution initiée il y a environ 3,7 Ga. Un bilan de la chronologie des événements martiens est présenté en figure I.24.

Malgré ces nombreuses observations, un nombre d'inconnues subsistent. S'il a pu être établi que Mars a un jour été habitable et que certaines roches martiennes possèdent des molécules carbonées complexes, aucun composé pouvant être attribué sans ambiguïté à une activité biologique présente ou passée n'a à ce jour été identifié. Le climat ancien reste également une énigme (chaud et humide, froid et sec ou les deux ?), et les modèles climatiques peinent à reproduire les observations morphologiques et minéralogiques traduisant de l'abondance de l'eau liquide au début de l'histoire de Mars. Le magnétisme primitif martien (durée, intensité), la nature du volcanisme (nature de la croûte, intensité de l'activité magmatique au cours du temps, style volcanique effusif ou explosif, conséquences sur le climat, etc.), ainsi que les mécanismes d'altération à l'origine des minéraux observés sur les terrains les plus anciens (altération de surface ou profonde, paramètres physico-chimiques des environnements d'altération) sont encore sujets à spéculations. L'investigation de terrains anciens de nature variée par les missions Mars 2020 et ExoMars devrait permettre d'enquêter sur cette histoire primitive, et de poser de nouvelles contraintes sur ces grandes thématiques. Nous présentons en table I.1 comment l'approche présentée par la suite dans ce manuscrit s'inscrit dans les objectifs des deux missions et de la compréhension de l'histoire de Mars.

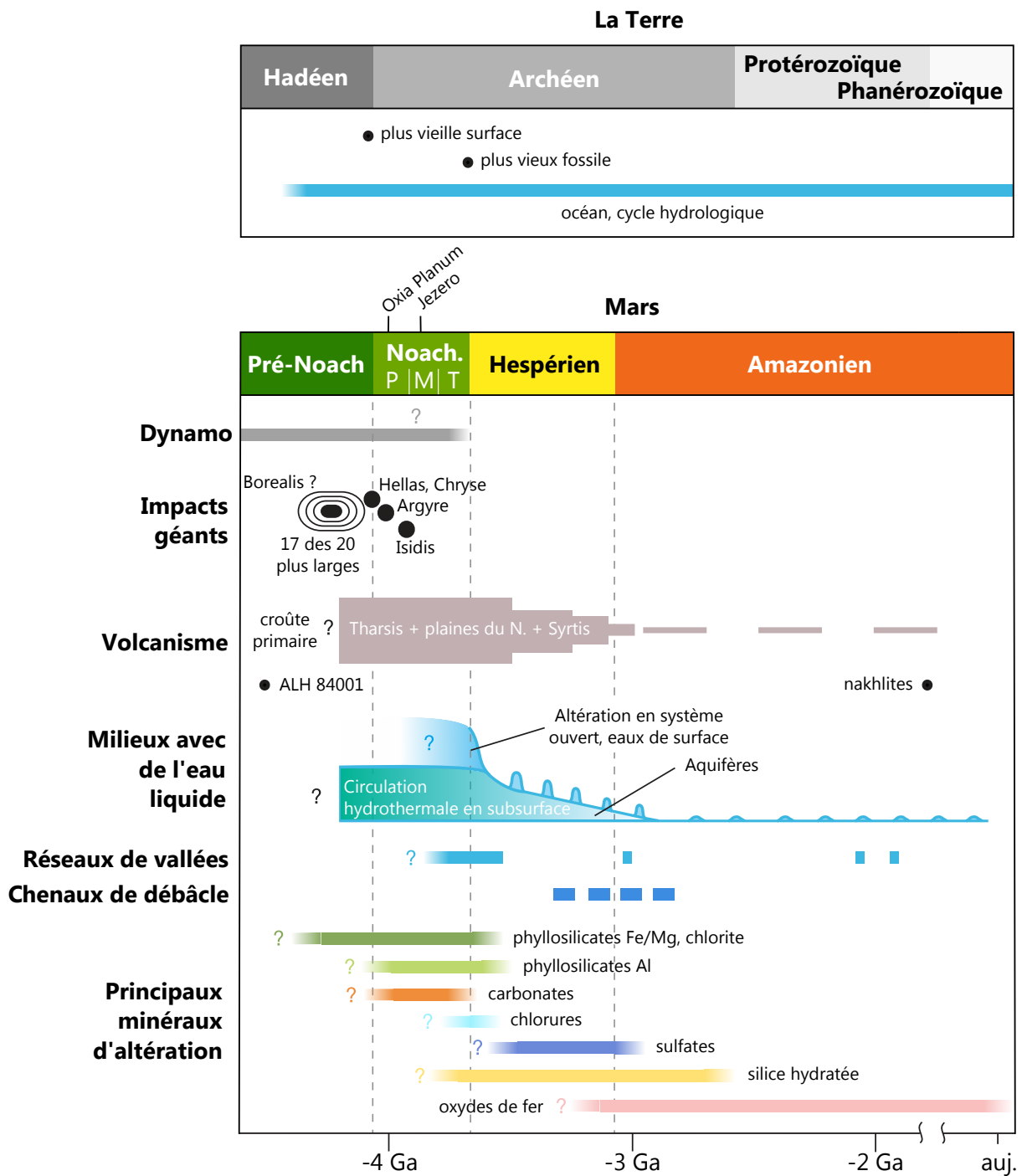


Figure 1.24 – Chronologie martienne des principaux événements géologiques, comparée à la Terre (modifiée à partir de [Ehlmann et al., 2011](#) et [Amador et Ehlmann, 2020](#)). Du fait de la controverse sur l'âge des shergottites, ces dernières ne sont pas reportées sur la chronologie.

Principaux objectifs de Mars 2020 et Exo-Mars	Téledétection sur les sites d'atterrissage (chapitre III)	Établissement d'une base de données spectrale (chapitre IV)
Caractériser le climat et la chimie des eaux de surface et de subsurface au Noachien	Étudier la minéralogie, la morphologie des roches et leurs variations sur les sites d'atterrissage	Mesurer les signatures spectrales d'une collection de roches de minéralogie analogue à celle des sites d'atterrissage, pour future comparaison avec les mesures in situ
Étudier le potentiel d'habitabilité et de préservation des biosignatures du Noachien et chercher ces marqueurs biologiques	<ul style="list-style-type: none"> — Dater une unité volcanique présente sur le site d'atterrissage selon l'actuelle chronologie martienne, dans le but d'une future comparaison avec les échantillons ramenés sur Terre et datés de façon absolu — Étudier la minéralogie et ses variations au sein et proche de l'ellipse d'atterrissage 	Mesurer les signatures spectrales d'une collection variée de roches magmatiques, pour future comparaison avec les mesures in situ
Préparer le retour d'échantillons (Mars 2020)	<ul style="list-style-type: none"> — Chercher les indices géologique et minéralogique d'une activité volcanique — Caractériser la minéralogie et la morphologie d'unités volcaniques présentes sur les sites afin d'en déterminer la nature 	
Étudier le volcanisme noachien		

Table I.1 – Inscription de notre approche de recherche présentée dans ce manuscrit dans les objectifs des missions ExoMars et Mars 2020

Chapitre II

Spectroscopie de réflectance



Dans ce deuxième chapitre nous présentons les bases de la spectroscopie de réflectance appliquée à l'étude des roches, technique utilisée en télédétection sur les sites d'atterrissage en chapitre III et en laboratoire sur des analogues martiens en chapitre IV (crédits illustration : Maciej Rebisz).

II.1 Le rayonnement électromagnétique

La spectroscopie de réflectance se base sur la mesure d'un rayonnement lumineux ayant interagi avec une surface, afin d'en étudier la composition. Dans cette première partie, nous introduisons les concepts sur la nature du rayonnement électromagnétique et les différentes grandeurs de base le caractérisant.

II.1.1 Nature et propagation du rayonnement

Le rayonnement électromagnétique fait partie intégrante de notre environnement. Il peut être visible, comme la majorité de la lumière du Soleil et nous permettre de distinguer la matière qui nous entoure, mais est majoritairement invisible aux yeux humains : la radioactivité gamma, les rayons X utilisés en radiologie ou encore les ondes radio utilisées pour la communication sont des rayonnements électromagnétiques, dont les caractéristiques nous empêchent de les voir à l'œil nu.

Dans le modèle ondulatoire de la lumière, tout rayonnement électromagnétique peut être considéré comme une onde, ou comme une superposition d'ondes dans le cas d'une lumière non monochromatique. Contrairement aux ondes mécaniques, les ondes électromagnétiques peuvent se propager en dehors d'un milieu physique (c.-à-d. dans le vide), et ne correspondent pas à des oscillations de matière dans l'espace tridimensionnel mais à des oscillations des champs électrique \vec{E} et magnétique \vec{B} , dont les variations sont décrites par les équations de Maxwell. Ce sont les variations de \vec{E} qui sont distinguées par l'œil et les détecteurs instrumentaux. Si une direction préférentielle de variation de \vec{E} dans l'espace existe, on parle alors d'onde polarisée, sinon d'onde non polarisée. Le rayonnement électromagnétique est naturellement non polarisé, mais peut acquérir une polarisation en interagissant avec la matière. Par exemple, la lumière émise thermiquement par le Soleil (cf. section II.1.3) n'est naturellement pas polarisée, mais peut le devenir en traversant l'atmosphère terrestre par diffusion, ou en étant réfléchiée par la glace, l'eau des océans, etc.

Chaque onde du rayonnement peut être caractérisée par son amplitude A (c.-à-d. son intensité) et sa longueur d'onde λ , ou par sa fréquence $\nu = \frac{c}{\lambda}$ (avec c la vitesse de la lumière dans le vide, égale à environ $3 \cdot 10^8$ m/s). En l'absence d'atténuation, tout rayonnement électromagnétique, peu importe sa longueur d'onde, se déplace à la même vitesse : celle de la lumière. On peut également utiliser la grandeur du nombre d'onde $\sigma = \frac{1}{\lambda}$. En spectroscopie de réflectance visible et proche infrarouge (VNIR), cette grandeur est moins utilisée que la longueur d'onde : elle ne sera donc ici pas employée par la suite.

Dans le modèle quantique, le rayonnement électromagnétique possède une double nature : à la fois onde et particule. Cette particule fictive, le photon, est utilisée pour repré-

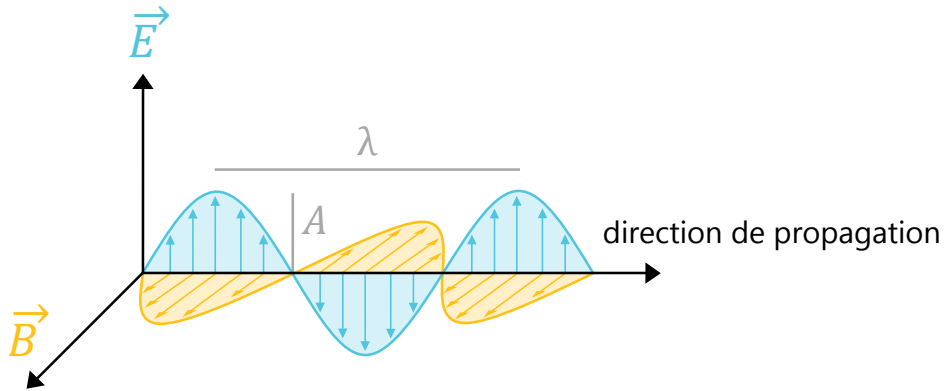


Figure II.1 – Représentation d'une onde électromagnétique, avec \vec{E} le champ électrique, \vec{B} le champ magnétique, λ la longueur d'onde et A l'amplitude.

senter l'énergie quantifiée qui est absorbée ou émise par la matière lors de son interaction avec un rayonnement. En effet, contrairement aux postulats de la physique classique, l'énergie n'est pas échangée de façon continue, mais par paquets, ou "quantum". Pour une lumière monochromatique (de λ fixe), cette énergie s'exprime :

$$E_{\lambda} = \frac{hc}{\lambda} \quad (\text{II.1})$$

où h est la constante de Planck, égale à $6,63 \cdot 10^{-34}$ J.S.

En interaction avec la matière, un photon peut être :

- absorbé : son énergie est transférée à la matière ;
- diffusé : le photon est dévié ;
- émis : la matière perd alors de l'énergie. Parmi les processus d'émission de photon (et donc de rayonnement), on distingue l'émission de photon par désexcitation d'atomes ou de molécules (cf. section II.2.3.1), par accélération de particules chargées (cf. section IV.2.1), ou par rayonnement de corps noir (cf. partie suivante).

II.1.2 Le spectre électromagnétique

Le spectre lumineux correspond à l'ensemble des rayonnements connus, classés selon leur longueur d'onde (ou énergie ou fréquence). La partie du rayonnement visible se situe entre 380 nm (violet) et 780 nm (rouge), soit des photons d'énergie de l'ordre de l'électronvolt ($1 \text{ eV} = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ J}$). En effet, si des animaux comme certains insectes ou oiseaux sont capables d'observer dans le domaine UV, les rétines humaines (et celles de la majorité des primates) sont équipées de trios de cônes sensibles à des gammes de longueurs d'onde de plusieurs centaines de nanomètres et centrées respectivement à 440 nm, 540 nm et 570 nm. La majorité du règne animal peut observer le rayonnement dans

cette gamme de longueur d'onde, qui correspond principalement au rayonnement émis par le Soleil, les processus d'évolution ayant probablement permis cette adaptation.

À plus faible longueur d'onde, on retrouve le domaine des UV, des rayons X et finalement le domaine le plus énergétique connu, celui des rayons γ . En cosmologie, les ultraviolets sont émis par des étoiles telles que le Soleil, tandis que les rayons X sont émis par des corps plus chauds tels que les étoiles à neutrons ou les trous noirs (Figure II.2). Les rayons γ quant à eux sont issus d'événements très violents tels que tempêtes solaires, les quasars/pulsars ou les collisions impliquant des étoiles à neutrons ou des trous noirs. Ces rayonnements sont nocifs pour les formes de vie (car de plus forte énergie), mais filtrés en grande partie par l'atmosphère terrestre.

Aux longueurs d'onde plus importantes que le visible, on retrouve le domaine de l'infrarouge, où la majorité des corps planétaires émettent (Figure II.2), puis les micro-ondes et enfin les ondes radio.

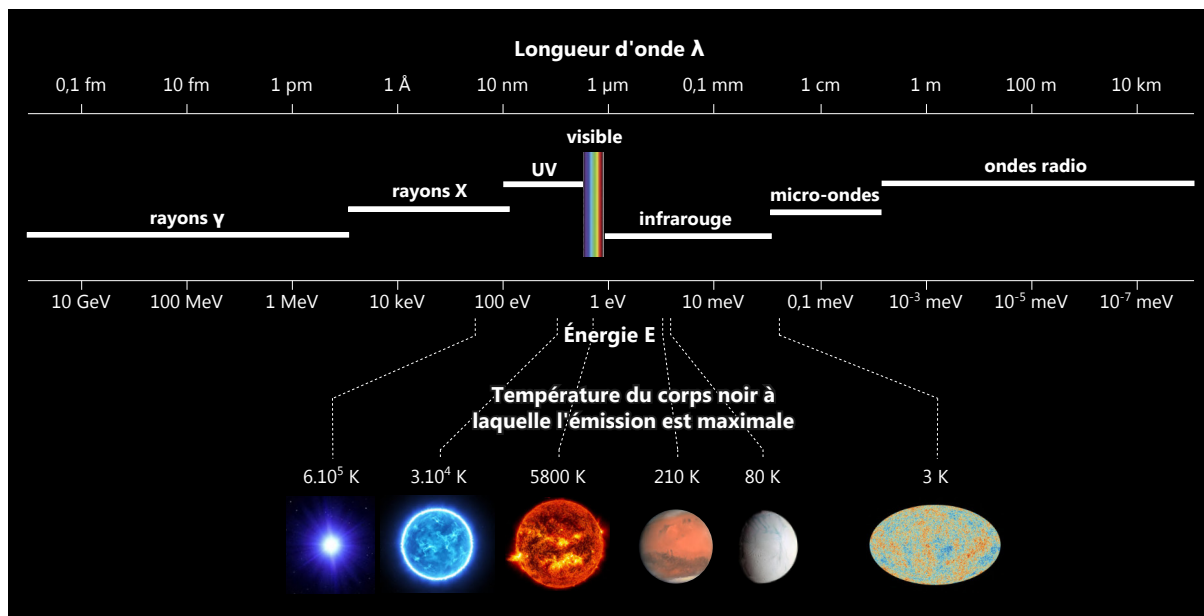


Figure II.2 – Classification du spectre lumineux en longueur d'onde et en énergie. Les corps illustrant l'émission de rayonnement de corps noir sont, de gauche à droite : une étoile à neutrons, une géante bleue, le Soleil, Mars et Encelade, placés sur une échelle de température de surface. La température de 3 K est la plus faible température atteignable dans l'Univers, et correspond au rayonnement du fond diffus cosmologique ($\lambda_{max} = 1,9$ mm, dans le domaine des micro-ondes).

II.1.3 Rayonnement de corps noir

En 1901, Planck formule la loi de rayonnement d'un corps dit noir (Planck, 1901) : tout corps ayant une température T supérieure à 0 K émet un rayonnement, selon la relation suivante (Loi de Planck) :

$$M_\lambda = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{kT\lambda}} - 1} \quad (\text{II.2})$$

où M_λ est l'émittance spectrale (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}$).

La figure II.3 illustre l'intensité et la répartition en longueur d'onde de ce rayonnement de corps noir, qui est maximal à environ $\frac{3000}{T}$ μm pour une température en Kelvin (approximation de Wien).

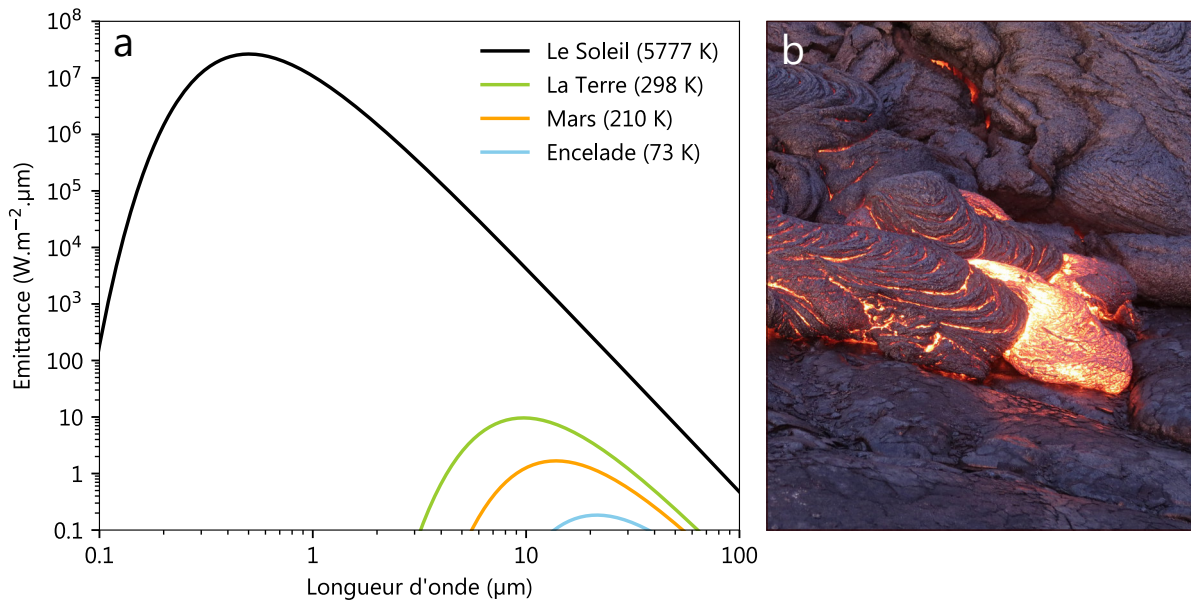


Figure II.3 – (a) Rayonnement de corps noir calculé avec la loi de Planck pour les températures de surface de plusieurs corps. Le Soleil possède un pic d'émission de rayonnement dans le visible, tandis que les surfaces planétaire émettent dans l'infrarouge. **(b)** Exemple d'émission de rayonnement par un corps, ici une coulée de lave. Les roches en fusion ont des températures comprises entre ~ 800 K et ~ 1500 K, et ont donc avec un pic d'émission vers les plus hautes longueurs d'onde du visible, dans le rouge (image : domaine public).

Les corps noirs sont des objets théoriques, qui ont pour propriété d'être des absorbeurs parfaits, c'est à dire qu'ils absorbent l'intégralité du rayonnement et le réémettent entièrement de façon thermique à l'équilibre thermodynamique (selon la loi de Kirchhoff : à l'équilibre, tout rayonnement absorbé est réémis). Leur émissivité ϵ , c'est à dire le ratio entre leur émittance est celle d'un corps noir de même température est donc égale à 1. Dans la réalité, les objets émettent un rayonnement de corps noir lié à leur température propre, mais n'absorbent pas parfaitement le rayonnement et sont capables d'en réfléchir une partie ($\epsilon < 1$). En planétologie, on considère le Soleil comme étant un corps noir, car ayant une émissivité très proche de 1.

En spectroscopie de réflectance appliquée à l'étude des surfaces planétaires, on s'intéresse à la portion du rayonnement réfléchi ou absorbé par la surface. On cherche donc à s'affranchir du rayonnement de l'émission des surfaces planétaires, c'est pourquoi la

gamme de longueur d'onde ciblée se situe en dessous de 4 μm (Figure II.3).

II.2 La spectroscopie de réflectance

Les spectres de réflectance mesurés sur une surface représentent les résultats de l'interaction entre un rayonnement lumineux et la matière composant cette surface. Dans cette seconde partie, nous décrivons ces interactions, ainsi que les techniques d'identification minérales basées dessus.

II.2.1 Interaction du rayonnement avec une surface

À l'interface entre deux milieux d'indices de réfraction différents, une partie d'un rayonnement incident (émis par le Soleil, ou en laboratoire par une source artificielle) est réfléchi, tandis qu'une autre est réfractée, suivant les lois d'optique de Snell-Descartes.

Au sein du milieu, ce rayonnement est absorbé selon la loi de Beer-Lambert :

$$I = I_0 e^{-kx} \quad (\text{II.3})$$

où I est l'intensité du rayonnement atténué, I_0 l'intensité du rayonnement incident, k un coefficient d'atténuation et x la distance traversée par le rayonnement.

Le rayonnement dit diffusé (ou transmis) par la matière composant une surface correspond à la fraction des photons déviés, soit à l'ensemble du rayonnement réfléchi et réfracté (en opposition aux photons absorbés ; Figure II.4). La réflectance représente la portion du rayonnement qui a été diffusé et parvient donc au détecteur (œil, spectromètre, etc.). La première réflexion de surface est appelée réflexion spéculaire, et peut dominer l'ensemble du rayonnement re-émis dans les cas des surfaces lisses devant la longueur d'onde (cf. section II.3.4). Contrairement à la réflexion spéculaire, le rayonnement diffusé contient les informations compositionnelles, car ayant interagi en profondeur avec la surface.

II.2.2 Rayonnement émis par une surface et notion de réflectance

En partant de l'énergie radiative Q_λ (en $\text{J}\cdot\text{m}^{-1}$) d'un rayonnement de longueur d'onde λ , on peut exprimer le flux énergétique correspondant (en $\text{J}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$, soit en $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}$) :

$$\Phi_\lambda = \frac{dQ_\lambda}{dt} \quad (\text{II.4})$$

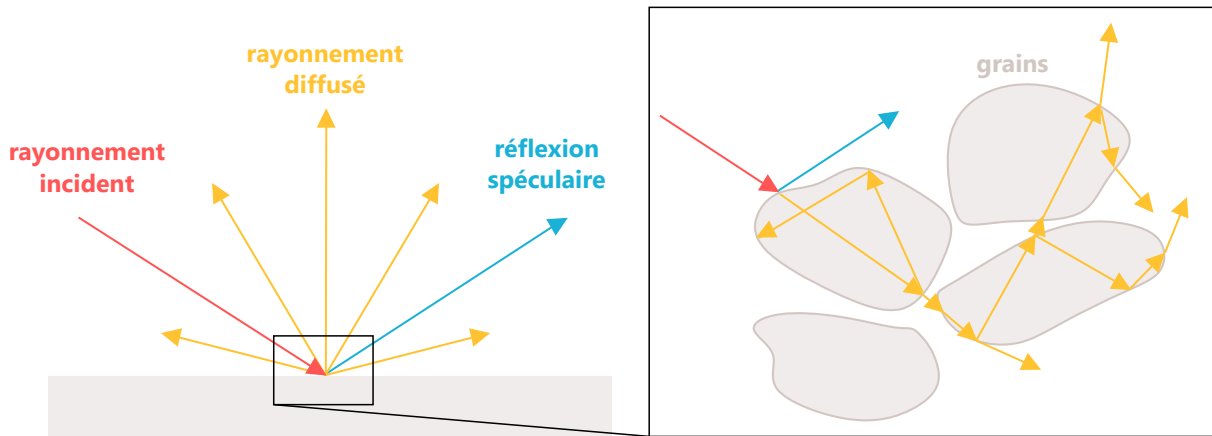


Figure II.4 – Représentation schématique des interactions lumière/matière ayant lieu au niveau d'une surface et à l'échelle des grains

Cette grandeur ne permet pas de connaître la distribution du rayonnement. On introduit ainsi la densité de flux énergétique reçu ou émis par un élément de surface $d\Sigma$ (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$) :

$$F_\lambda = \frac{d\Phi_\lambda}{d\Sigma} \quad (\text{II.5})$$

Si reçu, ce flux énergétique est appelé irradiance, excitance si émis. On peut ensuite introduire la notion directionnelle avec la radiance, ou luminance, flux énergétique d'un faisceau dans un angle solide $d\Omega$ (p. ex., l'ouverture d'un détecteur) émis par une surface $d\Sigma$, dans une direction \vec{u} . Ici, on considère un rayonnement à une longueur d'onde donnée, soit une radiance dite spectrale ou monochromatique, s'exprimant en $(\text{W}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{sr}^{-1})$ et définie comme :

$$L_\lambda(\vec{u}) = \frac{dF_\lambda}{d\Omega} = \frac{d^2\Phi_\lambda}{d\Sigma d\Omega} \quad (\text{II.6})$$

Lorsque la direction du faisceau n'est pas confondue avec la normale à la surface \vec{n} , dS correspond à la projection de $d\Sigma$ perpendiculairement à l'axe de \vec{u} : $d\Sigma = dS \cos\theta$ (Figure II.5), d'où :

$$L_\lambda = \frac{d^2\Phi_\lambda}{dS d\Omega} \frac{1}{\cos\theta} \quad (\text{II.7})$$

La radiance permet de décrire le rayonnement reçu par les capteurs. Aux longueurs d'onde inférieures aux gammes d'émission des surfaces planétaires, soit $\sim 3\text{--}4 \mu\text{m}$ pour Mars (Figure II.3), la radiance mesurée correspond majoritairement au rayonnement solaire qui est reflété par la surface. Comme vu en section précédente, la radiance émanant de la surface et reçue par un observateur peut être divisée en deux composantes :

- le flux solaire directement réfléchi par la surface selon les lois d'optique de Descartes (la réflexion spéculaire) ;

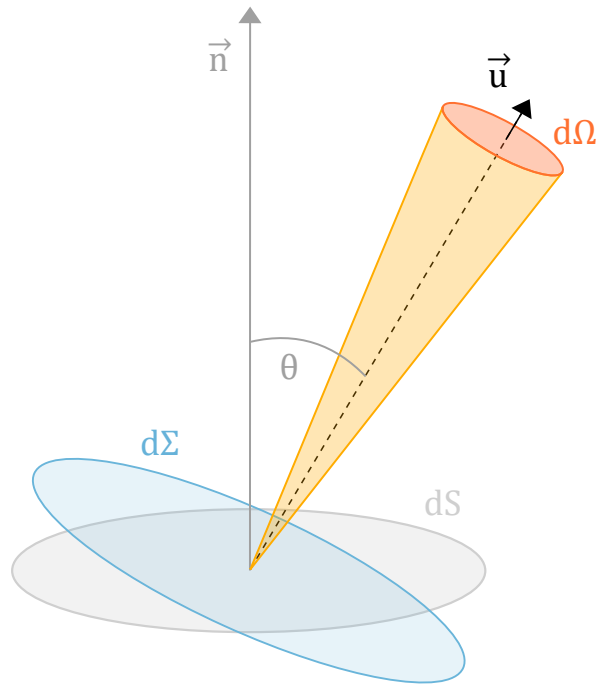


Figure II.5 – Géométrie relative à la définition de la radiance (\vec{n} : normale à la surface, \vec{u} : direction du faisceau, θ : angle entre \vec{n} et \vec{u} , $d\Omega$: angle solide du faisceau, dS : surface observée ou émettrice, $d\Sigma$: aire apparente de dS)

- le flux solaire qui a été diffusé par la surface, c'est à dire qui l'a pénétrée avant d'atteindre l'observateur. Cette partie du rayonnement qui est diffusé est particulièrement importante pour l'analyse minéralogique, puisque c'est celle qui a pu interagir avec les matériaux.

Afin d'observer les processus d'absorption du spectre solaire par la surface dans le but d'en étudier sa composition, il est donc nécessaire de s'affranchir du rayonnement solaire – qui varie selon l'heure ou la saison. Ainsi, on définit finalement la réflectance R , la grandeur utilisée par la suite en spectrométrie. Cette grandeur est propre à la nature de la surface et ne dépend pas de l'intensité de l'éclairement ou des caractéristiques des détecteurs, bien que des variations puissent être observées pour différents angles d'éclairement et d'observation (cf. section II.3.4.3). On la définit comme la radiance émise par la surface par rapport à celle reçue ; son intégrale angulaire sur un hémisphère (angle solide de 2π sr) est comprise entre 0 et 1.

Finalement, pour décrire la distribution dans l'espace du rayonnement reçu par une surface et réfléchi/diffusé, on utilisera par convention les angles suivants (Figure II.6) :

- l'angle d'incidence, noté θ_i , correspond à l'angle entre la normale à la surface \vec{n} et le rayon incident ;
- l'angle d'émergence, noté θ_e , correspond à l'angle entre la normale à la surface et le rayon émergent mesuré par le capteur ;

- l'angle de phase, noté ϕ , correspond à l'angle entre le rayon incident et le rayon émergent ;
- l'angle entre le plan d'incidence et d'émergence est appelé l'azimut, et noté a . Si le rayon incident et émergent sont situés dans le même plan, on parle alors de plan principal ($a = 0^\circ$).

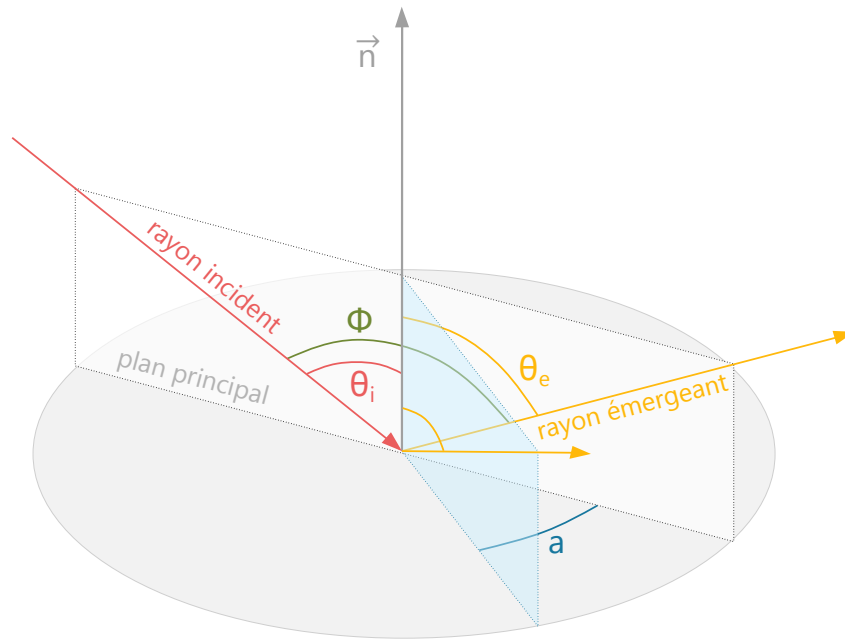


Figure II.6 – Représentation des grandeurs utilisées pour caractériser la géométrie d'interaction entre un rayonnement incident produit par une source lumineuse (Soleil, laser), et le rayonnement émergent diffusé par la surface et mesuré par un capteur, comme un œil ou un spectromètre (\vec{n} : normale à la surface, θ_i : angle d'incidence, θ_e : angle d'émergence, a : azimut, ϕ : angle de phase)

II.2.3 Absorptions du spectre lumineux

La réflectance d'une surface mesurée par un détecteur en fonction de la longueur d'onde est appelée spectre. En dessous de 1, la lumière a été absorbée par la surface ; les chutes significatives de réflectance à des longueurs d'onde précises sont appelées bandes d'absorption : ce sont les caractéristiques de ces bandes qui permettent de remonter à la composition d'une surface.

II.2.3.1 Processus électroniques

Un grand nombre de bandes d'absorptions observées sur les spectres de minéraux dans l'ultraviolet, le visible et le proche infrarouge (jusqu'à $\sim 2 \mu\text{m}$) peuvent s'expliquer par des processus électroniques impliquant pour la plupart les éléments de transition (comme le fer, le nickel, le manganèse, le titane, etc.).

Transitions électroniques de champ cristallin

Dans le modèle classique de Bohr (Bohr, 1913), les atomes sont représentés comme étant constitués d'électrons orbitant autour d'un noyau sur des orbites correspondant à des niveaux d'énergie définis, l'absorption ou l'émission de photons entraînant respectivement le déplacement des électrons sur des orbites de plus haute ou basse énergie. La théorie quantique prend en compte le caractère ondulatoire des particules, et décrit la position des électrons en termes de probabilité : l'espace à haute probabilité d'observer un électron est appelé orbitale atomique. Une orbitale est caractérisée en fonction de trois grandeurs : son niveau d'énergie n , son moment angulaire l et son nombre quantique magnétique m . Dans le cas des éléments (ou ions) de transition, les orbitales de type d, c'est à dire caractérisées par un moment angulaire de 2, ne sont pas pleinement saturées en électrons, et sont situées sur le même niveau d'énergie. Dans cette configuration où les niveaux d'énergie sont identiques entre les orbitales, le passage d'un électron d'une orbitale à une autre n'entraîne pas de changement d'énergie : il ne peut ainsi avoir ni émission ni absorption du rayonnement.

Or, lorsqu'un cation de transition est entouré d'anions comme c'est le cas dans les minéraux et notamment avec l'oxygène, une mise en commun d'électron(s) provenant de l'anion avec les orbitales vides du cation a lieu. Ainsi, des orbitales d de même énergie n peuvent se séparer en différents niveaux d'énergie distincts : les orbitales physiquement proches des anions participent à cette forme de liaison, dite de coordination, et peuvent donc se placer sur des niveaux d'énergie supérieure. Les orbitales physiquement éloignées des anions entourant le cation et ne participant pas à une liaison de coordination se retrouvent par conséquent sur des niveaux d'énergie inférieure. Ce clivage d'un niveau d'énergie E_0 en deux nouveaux niveaux E_1 et E_2 lorsqu'un ion de transition se trouve dans un champ cristallin autorise ainsi le passage des électrons externes sur différents niveaux d'énergie : il peut donc y avoir absorption du rayonnement, lorsque l'énergie de ce dernier correspond à la différence entre E_1 et E_2 .

Ce type d'absorption de la lumière liée aux transitions électroniques produit des bandes d'absorption larges sur les spectres de réflectance dans le visible et dans le proche infrarouge (Figure II.8), dont l'intensité varie en fonction des arrangements cristallins, mais également en fonction du nombre d'électrons disponibles (Hunt, 1977). Dans le cas du fer qui présente plusieurs degrés d'oxydation (et donc d'électrons), c'est la forme ferreuse Fe^{2+} qui produit les absorptions les plus intenses, en opposition à la forme ferrique Fe^{3+} . C'est ainsi le fer ferreux qui est responsable des fortes absorptions à $\sim 1 \mu\text{m}$ et $\sim 2 \mu\text{m}$ des minéraux mafiques (cf. partie II.2.4.1).

Transferts de charge

Dans les champs cristallins, d'autres processus électroniques sont à l'origine d'absorptions dans le visible et proche infrarouge : les transferts de charge de cation à cation, et ceux avec les atomes d'oxygène.

Dans le premier cas, les cations sont suffisamment proches les uns des autres pour qu'un transfert d'électron ait lieu. Les transferts de charge les plus courants dans les minéraux sont ceux impliquant le fer, le manganèse ou le titane. Ce type de processus électronique permet ainsi d'expliquer la faible réflectance de la magnétite, couramment observée dans les météorites martiennes (e.g., [Beck et al., 2015](#) ; [Herd et al., 2017](#)) et de formule $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$, où des transferts de charge entre Fe^{2+} et Fe^{3+} ont lieu ([Strens et Wood, 1979](#)).

Dans le second cas, les transferts d'électrons ont lieu depuis les atomes d'oxygène vers le cation métallique. Ce processus, ainsi que celui du transfert de charge cation–cation, demande plus d'énergie que dans le cas des transitions électroniques de champ cristallin ([Hunt, 1977](#)), et provoque de ce fait des absorptions à plus faible longueur d'onde, typiquement dans l'ultraviolet et le visible. Les transferts d'électrons $\text{O}^{2-}-\text{Fe}^{3+}$ sont ainsi responsables de fortes absorptions dans les gammes du violet et du bleu (Figure II.8), et sont de fait particulièrement impliqués dans le cas de minéraux d'altération riches en oxydes de fer (et donc de la poussière martienne), en leur procurant leur couleur brune/orangée typique.

Conduction

Les électrons les plus externes des métaux, et à moindre mesure des semi-conducteurs, peuvent circuler librement dans le minéral. Ces électrons résident dans une couche de haute énergie de l'atome appelée couche de conduction. Ce niveau est supérieur en énergie à la couche de valence, couche la plus externe où les électrons restent liés à l'atome. La différence d'énergie pour passer de la couche de valence à celle de conduction, et inversement, varie en fonction des éléments : plus cette différence est faible, et plus l'élément sera conducteur. Dans le cas des métaux, cette différence est nulle : le passage d'une couche à l'autre ne nécessite pas de transfert d'énergie. Pour les autres éléments, cette différence est non nulle : un apport d'énergie est nécessaire pour transférer un électron depuis la couche de valence vers celle de conduction. Pour les éléments semi-conducteurs tels que le soufre, cette différence correspond à l'énergie du rayonnement dans l'ultraviolet jusqu'au très proche infrarouge, en résulte des absorptions à ces longueurs d'ondes comme dans le cas des sulfures ([Hunt, 1977](#)).

Centres colorés

Le dernier processus électronique discuté ici est celui des "centres colorés", ou centre *F* (pour *farbe*, couleur en allemand). Ce processus met en jeu les défauts dans le réseau cristallin : une lacune en anion ou en électron provoque localement un déficit de charge nécessitant d'être comblé par un électron, qui pourra ainsi transiter sur un niveau d'énergie supplémentaire si irradié par le rayonnement à l'énergie correspondante. Les centres colorés produisent des absorptions à des gammes d'énergie de l'ordre du visible, notamment dans le cas des halogénures (tels que la halite ou la fluorite). Ce processus n'étant pas impliqué dans la majorité des cas des minéraux discutés ci-après, il n'est donc pas discuté plus en détails ici.

II.2.3.2 Vibrations moléculaires

L'énergie du rayonnement infrarouge au delà de $\sim 2 \mu\text{m}$ est insuffisante pour exciter les électrons, mais suffisante pour exciter la vibration des molécules. Parmi les types de vibration moléculaire, on distingue deux modes actifs dans le proche infrarouge (Figure II.7) :

- un mode d'élongation (ou *stretching*), où la taille de la liaison varie. Il peut être symétrique (on parle alors du mode ν_1) ou asymétrique (mode ν_3) ;
- un mode de pliage (ou *bending*) ν_2 . Ce mode de vibration est moins énergétique que l'élongation et est uniquement possible pour les molécules de plus de deux atomes.

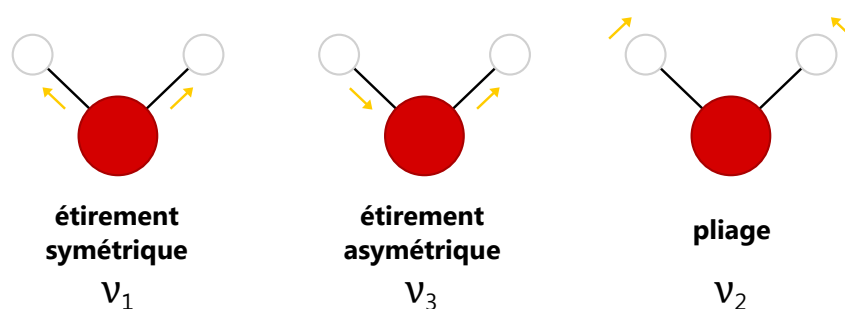


Figure II.7 – Modes de vibration pour une molécule triatomique (p. ex., H_2O)

Ces phénomènes provoquent des absorptions du spectre lumineux principalement dans l'infrarouge, et sur des gammes de longueur d'onde plus resserrées que dans les cas des processus électroniques décrits précédemment. Les processus de vibration des molécules peuvent être assimilés à un système masse-ressort classique, dont la fréquence s'exprime :

$$\nu = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{\mu}} \quad (\text{II.8})$$

où k est la constante de raideur du ressort (ici la force de la liaison) et μ la masse réduite du système, définie comme $\mu = \frac{m_1 m_2}{m_1 + m_2}$, avec m_1 et m_2 les masses des atomes liés. Cette relation permet de comprendre au premier ordre les variations de position des bandes d'absorption (qui sont directement liées à l'énergie et donc à la fréquence de vibration) : pour des atomes de haut numéro atomique – et donc de forte masse, la fréquence de vibration est faible, les absorptions ont donc lieu à plus grande longueur d'onde que dans le cas de petits atomes. La force de la liaison influe également sur la fréquence de vibration, et sur les positions des bandes d'absorption. Ainsi, pour deux mêmes couples d'atomes, ceux liés par plusieurs liaisons absorbent à des longueurs d'onde plus courtes que ceux liés par une unique liaison.

À noter que les molécules ayant un moment dipolaire nul (une répartition symétrique des charges au sein de la molécule) sont "inactives" dans l'infrarouge, c'est à dire qu'elles ne peuvent absorber le rayonnement en vibrant. En effet, lorsqu'une liaison vibre, la distance entre les atomes change, induisant une oscillation du moment dipolaire. Si cette oscillation interagit avec le champ électrique \vec{E} d'un rayonnement de même fréquence, un échange d'énergie peut avoir lieu et donc une absorption. Ce phénomène explique pourquoi le N_2 et l' O_2 atmosphériques absorbent très peu le rayonnement infrarouge et ne sont pas des gaz à effet de serre, à la différence du CO_2 , du CH_4 ou de l' H_2O qui possèdent un moment dipolaire non nul¹. Également, l'intensité des bandes d'absorption augmente avec le moment dipolaire des molécules : cette propriété explique pourquoi certains groupes peuvent provoquer des bandes d'absorption plus profondes que d'autres, à même concentration.

En spectroscopie de réflectance, on étudie la zone du proche infrarouge (jusqu'à $\sim 4-5$ μm). Les absorptions fondamentales (un quantum d'énergie nécessaire à une vibration ν_n est absorbé) ont majoritairement lieu à plus basse fréquence dans l'infrarouge. Pour les longueurs d'onde inférieures à $\sim 2,7$ μm , ce sont les harmoniques (plusieurs quanta d'énergie nécessaire à une vibration ν_n sont absorbés, p. ex., $2\nu_n$) et les combinaisons (p. ex., $\nu_n + 2\nu_m$) des modes de vibrations qui, plus énergétiques, provoquent l'absorption du spectre.

La spectroscopie de réflectance est particulièrement adaptée aux détections des principales familles minéralogiques, dont les groupes suivants sont actifs dans l'infrarouge :

- OH, H_2O et métal–OH (présents dans les minéraux hydratés et/ou hydroxylés) ;
- CO_3^{2-} (présent dans les carbonates) ;
- SO_4^{2-} (présent dans les sulfates) ;
- PO_4^{3-} (présent dans les phosphates) ;

1. Le CO_2 et le CH_4 possèdent des moments dipolaires nuls, mais certaines vibrations créent en réalité un dipôle, ce qui rend ces modes actifs dans l'IR.

— NO_3^- (présent dans les nitrates).

Bilan

La figure II.8 illustre l'absorption du spectre visible et proche infrarouge par des processus électroniques et vibrations moléculaires ayant lieu dans un minéral hydraté (ici, la nontronite).

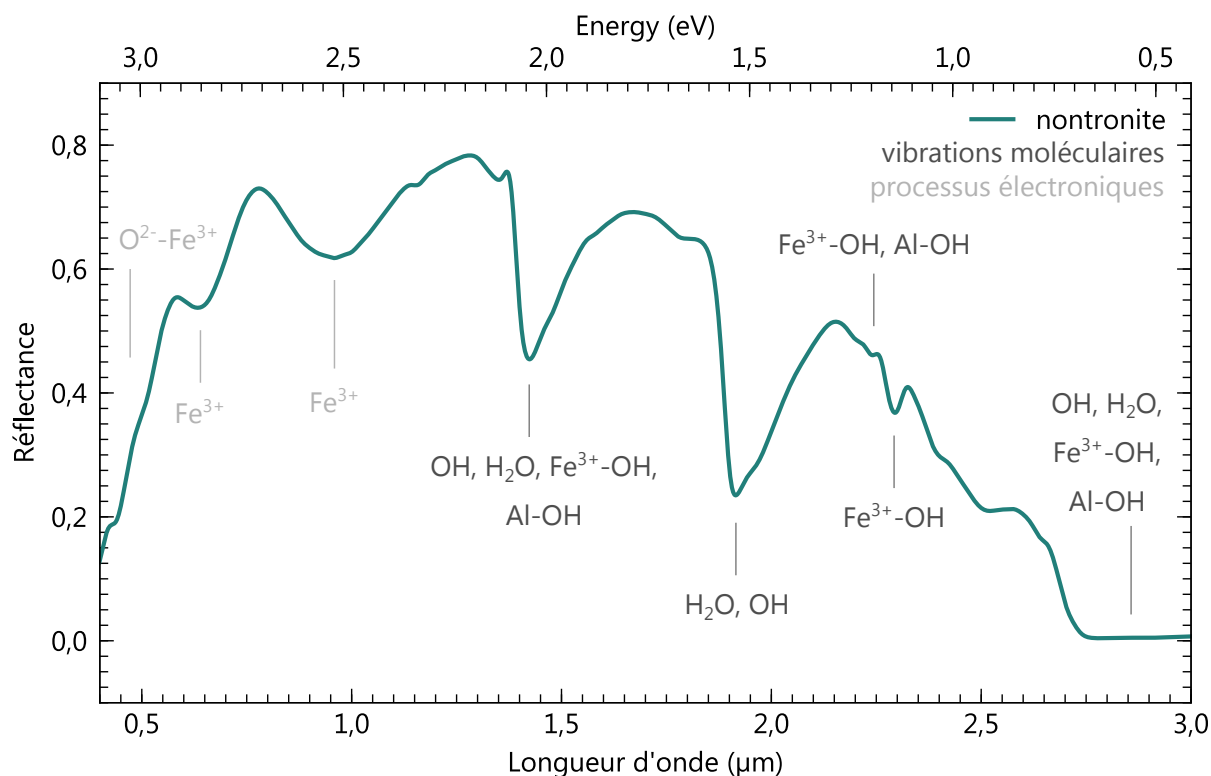


Figure II.8 – Exemple d'absorptions du spectre lumineux liées à des processus électroniques (transfert de charge oxygène – fer et transitions électroniques du fer) et des vibrations moléculaires sur un échantillon de nontronite (smectite Fe^{3+} , et à moindre mesure, Al) mesuré grâce au spectromètre SHADOWS (cf. section IV.1)

II.2.3.3 Paramétrisation des absorptions

Comme nous venons de le voir, la description des bandes d'absorption du spectre de réflectance d'une surface renseigne sur les types de minéraux présents. Cette description se fait à l'aide de la quantification de paramètres de bandes, typiquement leur position en longueur d'onde, leur largeur et leur profondeur.

Pour une bonne paramétrisation des bandes, il est nécessaire de s'affranchir du "continuum", qui représente l'ensemble du spectre hors bande d'absorption identifiée (Figure II.9). L'estimation des continums en spectroscopie de réflectance est particulièrement importante, puisque ils sont rarement constants. Leur pente au niveau des bandes d'ab-

sorption introduisent des décalages artificiels en longueur d'onde des positions apparentes des bandes d'un minéral étudié : si le continuum possède une pente positive (dite rouge), le minimum de la bande sera artificiellement décalé vers les courtes longueurs d'onde, et inversement dans le cas d'une pente négative (dite bleue ; Clark et Roush, 1984). Si ces pentes spectrales peuvent être causées par une phase absorbant plus ou moins le rayonnement à longue ou courte longueur d'onde, elles peuvent également être dues à des effets décorrélés de la composition de la surface. Par exemple, une diffusion préférentielle du rayonnement en longueur d'onde peut être causée par une granulométrie spécifique (lorsque la taille des grains est comparable à la longueur d'onde). Ainsi, de nombreux spectres de poudres possèdent des continuums rouges (cf. section IV.3.4).

Pour estimer un continuum, on considère généralement la partie supérieure d'une enveloppe convexe autour des points de mesure composant le spectre (p. ex., Horgan *et al.*, 2014). Le continuum est ensuite retiré du spectre par division du spectre (Figure II.9). Les méthodes utilisées dans ce travail pour le calcul des continuums sont détaillées dans le chapitre IV.

Si les positions et largeurs des bandes renseignent sur la composition minéralogique et chimique des surfaces (cf. section précédente), l'abondance de ces minéraux peut être reliée au premier ordre à la profondeur de ces absorptions, ici notée BD pour *Band Depth*. Le calcul de la profondeur de bande est couramment utilisé en spectroscopie de réflectance, et notamment pour la cartographie des surfaces planétaires, dans l'optique d'identifier les surfaces exposant au mieux les minéraux ciblés (p. ex., Pelkey *et al.*, 2007 ; Viviano-Beck *et al.*, 2014; cf. section III.1.6). Selon la formulation de Clark et Roush (1984), le calcul de la profondeur d'une bande sur un spectre dont le continuum n'est pas retiré s'exprime :

$$BD = 1 - \frac{R_B}{R_c} \quad (\text{II.9})$$

où R_B est la réflectance mesurée à la position de la bande et R_c la réflectance du continuum à la même longueur d'onde. Pour une absorption positionnée à λ_B entre deux épaules λ_1 (courte longueur d'onde) et λ_2 (grande longueur d'onde), R_c s'exprime :

$$R_c = aR_1 + bR_2, \text{ avec :} \quad (\text{II.10})$$

$$a = 1 - b \text{ et } b = \frac{\lambda_B - \lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1}. \quad (\text{II.11})$$

Dans la même logique, BD peut être estimé simplement sur un spectre dont le continuum a été retiré en calculant la différence entre la ligne de base ($R = 1$) et le minimum d'absorption (Figure II.9).

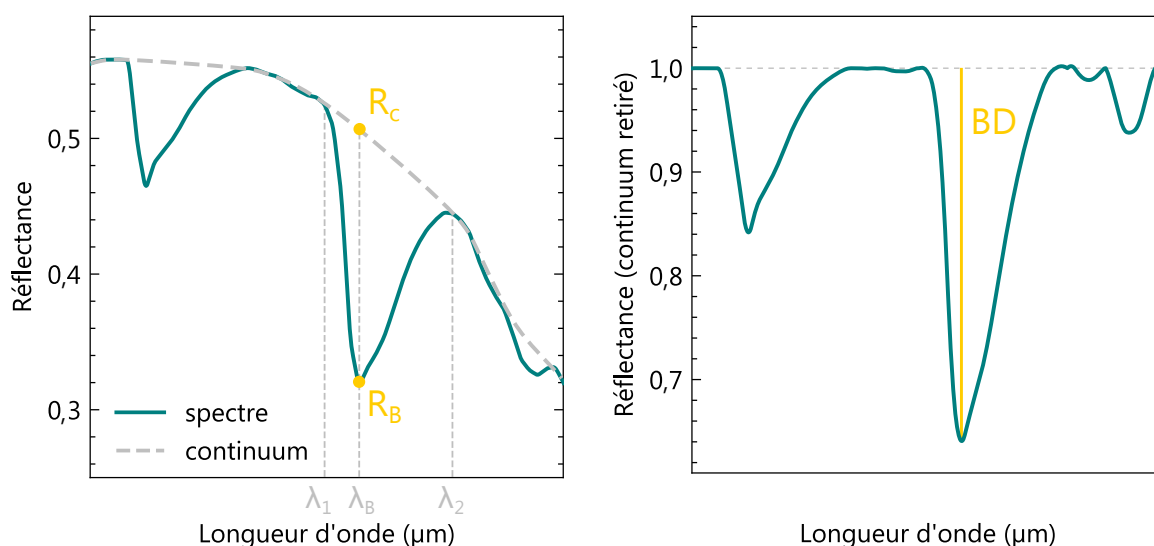


Figure II.9 – Représentation du continuum d'un spectre et des grandeurs utilisées dans le calcul d'une profondeur de bande d'absorption (équation II.9; R_B : réflectance mesurée à la position de la bande, R_C : réflectance du continuum à la même longueur d'onde, λ_1 : position de l'épaule à courte longueur d'onde, λ_B : position de la bande, λ_2 : position de l'épaule à grande longueur d'onde, BD : profondeur de l'absorption)

II.2.4 Détections minéralogiques

Étudier le rayonnement d'une surface planétaire renseigne sur sa composition élémentaire et minéralogique. Plus précisément, si l'on connaît les domaines d'absorption d'espèces élémentaires et minérales, il est possible, par comparaison avec le spectre lumineux réfléchi par une surface, d'estimer les espèces présentes. La spectrométrie de réflectance est adaptée à la détection d'un grand nombre de minéraux, dont les assemblages sont les résultantes des processus géologiques et des conditions environnementales ayant mené aux phases observées. Ainsi, les assemblages de minéraux ignées permettent de renseigner la composition des magmas dont les roches sont issues, leur degré d'évolution et les environnements dans lesquelles ces roches ont cristallisé (en profondeur, en subsurface, etc.). Les assemblages de minéraux d'altération permettent de remonter aux environnements anciens et aux paramètres physico-chimiques les caractérisant. En effet, la cristallisation de ces minéraux dépend de nombreux facteurs environnementaux, tels que l'activité de l'eau, les ions présents, la température, la pression, le pH ou encore le degré d'oxydoréduction.

Dans le cas d'une surface planétaire, la source lumineuse est le Soleil. Son rayonnement est maximal dans le visible (entre $0,38 \mu\text{m}$ et $0,78 \mu\text{m}$), et devient négligeable vers $4 \mu\text{m}$, longueur d'onde où les surfaces des planètes commencent à émettre. De ce fait, la spectroscopie de réflectance des surfaces planétaires se fait principalement dans le visible et l'infrarouge proche, entre $\sim 0,4 \mu\text{m}$ et $\sim 4 \mu\text{m}$. Dans cette gamme spectrale, on retrouve des bandes d'absorption d'harmoniques et de combinaisons liées à une grande partie des

minéraux.

Comme vu précédemment, les minéraux absorbant la lumière VNIR sont principalement ceux riches en éléments de transition (et tout particulièrement le fer) ou possédant des molécules ayant un moment dipolaire non nul. Dans cette partie, nous présentons les caractéristiques spectrales des principales familles de minéraux détectés à la surface de Mars et d'intérêt pour les futures mesures in situ.

II.2.4.1 Phases minérales détectées : les minéraux primaires

L'olivine et le pyroxène

L'olivine et le pyroxène sont des minéraux riches en fer, principaux composants des manteaux des planètes telluriques et des roches mafiques (ou basiques, c.-à-d. dérivées d'un magma peu évolué et pauvre en silice). Contrairement à l'olivine qui est retrouvée principalement dans les roches ultramafiques, le pyroxène est également majoritaire dans des roches moins basiques telles que les basaltes et les gabbros.

Les spectres d'olivine et de pyroxène, de formules $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ et $(\text{Ca,Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$, possèdent des bandes d'absorption larges et profondes liées à la transition électronique de Fe^{2+} . Ces deux familles de minéraux possèdent deux sites cristallins permettant d'accueillir les cations du fer, appelés M1 et M2. Ces sites possèdent des géométries sensiblement différentes, ce qui induit des différences de coordination et d'éloignement entre les atomes : cette différence a pour effet de faire varier les niveaux d'énergie impliqués dans l'absorption du rayonnement, et donc les positions et intensités des bandes d'absorption visibles sur les spectres (Burns, 1970, 1993).

Dans le cas de l'olivine, les cations du fer dans les sites M1 et M2 induisent trois absorptions qui se superposent pour former une large bande centrée vers $\sim 1 \mu\text{m}$ (Figure II.10) : deux absorptions (centrées à $\sim 0,9 \mu\text{m}$ et $\sim 1,3 \mu\text{m}$) sont à relier au site M1, tandis que l'absorption centrale ($\sim 1,0 \mu\text{m}$) est due au site M2 (Burns, 1970 ; Hunt et Salisbury, 1970). Les intensités relatives de ces bandes varient en fonction des occupations des deux sites : en augmentant la teneur en fer par rapport au magnésium, les absorptions liées au site M1 deviennent plus significatives par rapport à l'absorption centrale liée au site M2 (Burns, 1970). En résulte un aplatissement de la bande à $1 \mu\text{m}$ (Figure II.10). Les cations Fe^{2+} et Mg^{2+} n'ayant pas la même taille, les variations relatives de teneur en fer et magnésium provoquent des variations de la distorsion des sites cristallographiques, et par conséquent, des variations sur la position des absorptions : en augmentant le fer, les bandes se déplacent vers les plus grandes longueurs d'onde (Burns, 1970 ; Sunshine et Pieters, 1998). Cet effet est néanmoins très subtil dans le cas des olivines (Figure II.10).

Le site M1 des pyroxènes induit une absorption intense du rayonnement vers $\sim 1 \mu\text{m}$

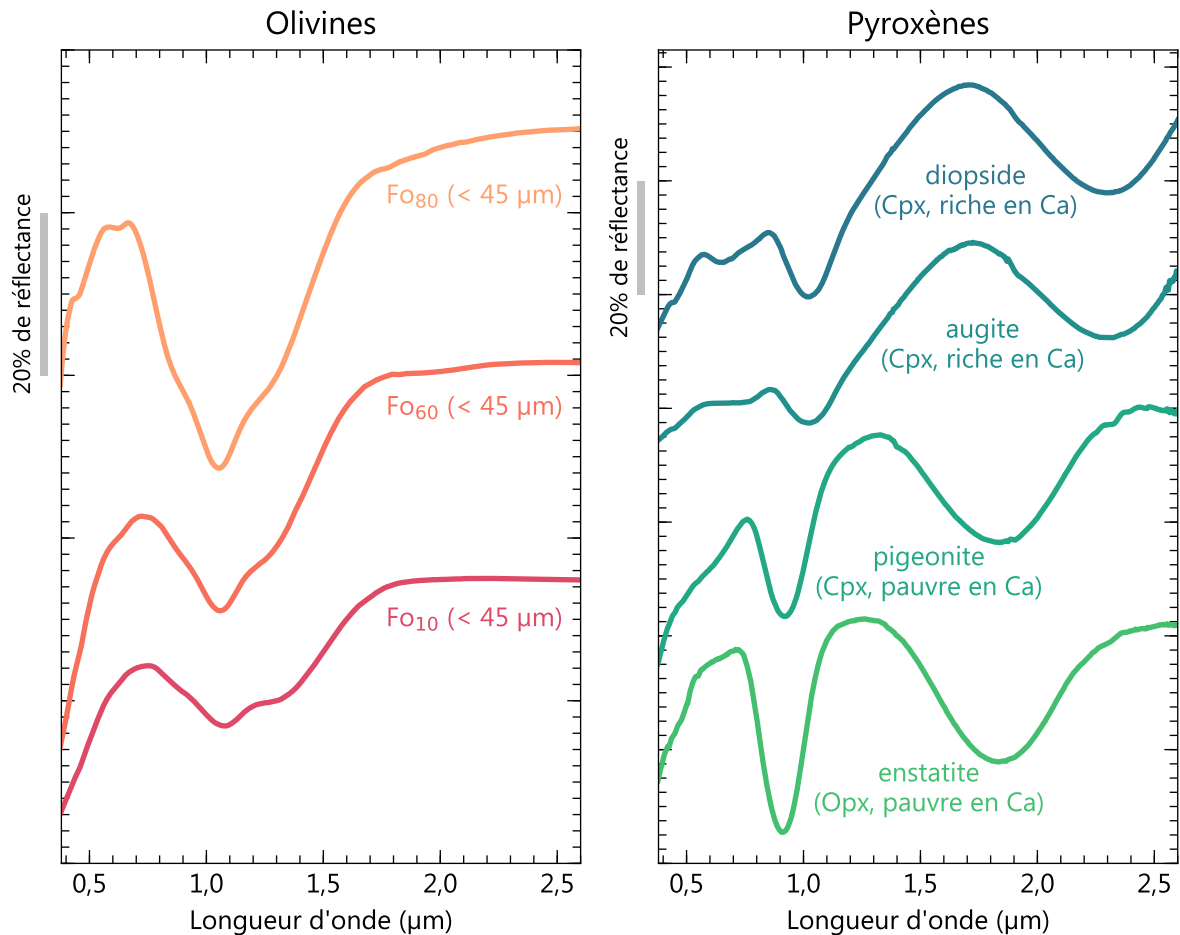


Figure II.10 – Spectres de réflectance de minéraux mafiques provenant des bibliothèques spectrales RELAB (olivine Fo₁₀ C1DD45, olivine Fo₆₀ C1DD40, olivine Fo₈₀ C1DD38) et CRISM Spectral Library (enstatite C2PE30, pigeonite C1PP42, augite C1SC35, diopside C1PP09)

et une absorption subtile vers $\sim 1,3 \mu\text{m}$, la combinaison des deux formant une bande vers $1 \mu\text{m}$, comparablement aux spectres d'olivine, bien que moins large (Figure II.10). En revanche, le site M2 des pyroxènes est, comparé aux olivines, bien plus distordu que le site M1, et induit deux absorptions plus éloignées en longueur d'onde : la première se confond avec l'absorption à $1 \mu\text{m}$ du site M1, tandis que la seconde est centrée vers $\sim 2 \mu\text{m}$. Ainsi, les spectres de réflectance des pyroxènes sont caractérisés par deux bandes d'absorption principales vers $1 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$, généralement appelées bandes I et II (Burns *et al.*, 1972 ; Adams, 1974 ; Cloutis et Gaffey, 1991 ; Figure II.10). À cela peuvent s'ajouter les absorptions liées à la substitution d'autres cations (Ti^{3+} , Cr^{3+} , etc. ; p. ex., Burns *et al.*, 1972, 1973), mais ces dernières restent peu intenses et non utilisées pour l'identification des pyroxènes.

Contrairement à l'olivine, qui forme une solution solide entre les pôles ferreux et magnésien, la composition majoritaire des pyroxènes oscille entre trois pôles : ferreux, magnésien et calcique. Dans le cas des orthopyroxènes (Opx), le calcium est quasiment absent du

minéral, et les variations de position de bandes sont, comme dans le cas de l'olivine, à relier aux variations de la teneur en Fe^{2+} par rapport à Mg^{2+} (Burns, 1993 ; Klima *et al.*, 2007). Dans le cas des clinopyroxènes (Cpx), des cations de Ca^{2+} (plus grands que Fe^{2+} et Mg^{2+}) sont intégrés dans les sites cristallins, préférentiellement dans le site M2 qui est de taille plus importante que M1. Les sites M2 où le calcium est incorporé distordent les sites M1 voisins, ce qui a pour effet de faire varier la position des bandes d'absorption : ainsi, une augmentation de la teneur en calcium dans les pyroxènes décale les bandes I et II vers les plus grandes longueurs d'onde (Burns, 1993 ; Klima *et al.*, 2011 ; Figure II.10). Dans la littérature décrivant des spectres de réflectance de pyroxène, on retrouve ainsi régulièrement les appellations LCP et HCP, pour *Low-Calcium Pyroxene* et *High-Calcium Pyroxene*, les LCP ayant des bandes I et II centrées sous 1 et 2 μm , et les HCP centrées au-dessus (p. ex., Clénet *et al.*, 2011 ; Baratoux *et al.*, 2013 ; Horgan *et al.*, 2014).

Les feldspaths

Le feldspath est un composé majeur dans la plupart des roches magmatiques. On distingue les feldspaths calco-sodiques ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), appelés plagioclases et principalement présent dans les roches basiques, des feldspaths alcalins ($(\text{K,Na})\text{AlSi}_2\text{O}_8$), principalement présents dans les roches acides, c.-à-d. dérivées d'un magma plus évolué.

Hormis l'olivine et le pyroxène, les principaux minéraux primaires absorbent peu le rayonnement visible et infrarouge (cf. section II.2.4.3). Les spectres des feldspaths plagioclases et alcalins peuvent présenter une bande d'absorption généralement peu intense entre 1,1 et 1,3 μm liée à des substitutions de fer dans la structure minérale (Figure II.11). Cette bande augmente en intensité et en longueur d'onde avec la teneur en fer des feldspaths (Adams et Goullaud, 1978). Mélangés avec des olivines et/ou des pyroxènes, les feldspaths contenant du fer ne sont détectés que pour des abondances relativement importantes, la valeur seuil variant en fonction de la taille des grains (cf. section II.3.4 ; Crown et Pieters, 1987).

II.2.4.2 Phases minérales détectées : les minéraux secondaires

Les minéraux hydratés

Les minéraux hydratés sont des minéraux qui, comme leur nom l'indique, incorporent de l'eau dans leur structure. Ils peuvent être formés dans une variété de contexte (p. ex., précipitation authigénique, c.-à-d. sur place, ou altération d'une roche primaire par hydrothermalisme, par diagénèse ou par l'activité des eaux de surface et de subsurface). Leur détection sur une surface planétaire est particulièrement importante, puisque leur présence

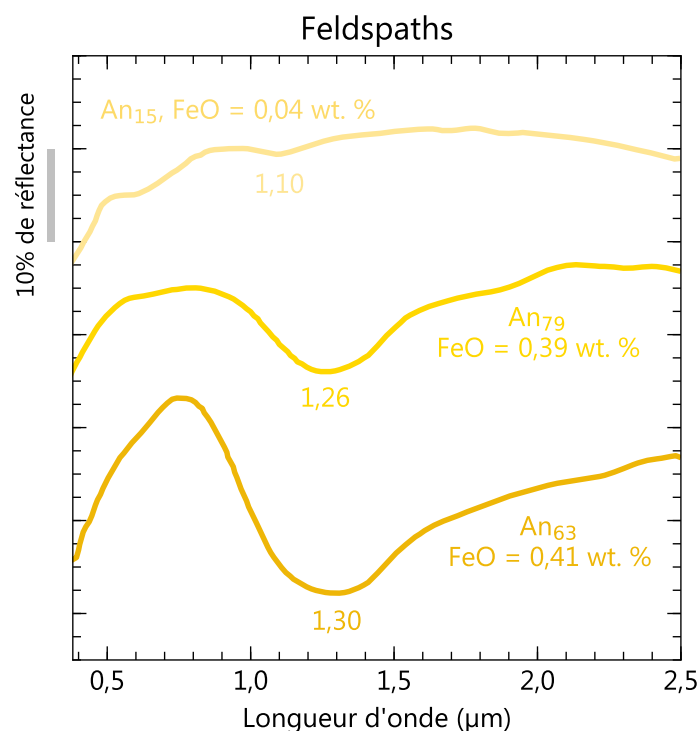


Figure II.11 – Spectres de réflectance de feldspaths plagioclases (Adams et Goullaud, 1978)

implique des environnements anciens riches en eau liquide (soit d'intérêt exobiologique) et pérennes.

La signature de l'eau se retrouve au niveau de multiples bandes d'absorption dans la gamme du visible et proche infrarouge (p. ex., Hunt, 1977 ; Clark *et al.*, 1990), rendant la spectrométrie de réflectance particulièrement adaptée à la détection des minéraux hydratés sur les surfaces planétaires. Une première bande d'absorption liée à l'ion hydroxyde est retrouvée à 1,4 µm et correspond à une harmonique des elongations des liaisons O–H et métal–OH. Les minéraux possédant également la molécule d'eau H₂O montrent une bande d'absorption supplémentaire à 1,9 µm (combinaison de l'elongation et du pliage de H–O–H) et à ~3 µm (fondamentales des elongations symétrique et asymétrique et combinaisons avec le pliage de H–O–H). Cette absorption vers 3 µm est généralement beaucoup plus intense que les absorptions à 1,4 µm et 1,9 µm et se retrouve régulièrement saturée sur les spectres. Les absorptions liées aux combinaisons des pliages et elongations des liaisons métal–OH se retrouvent dans la gamme 2,1–2,5 µm. Leur position exacte est hautement influencée par le type de cation attaché à OH, et est donc particulièrement diagnostique du type de minéral hydraté présent (p. ex., Bishop *et al.*, 2008b ; Carter *et al.*, 2013 ; Figures II.12 et II.14).

Les principaux minéraux hydratés détectés sur ou à proximité des sites d'atterrissage peuvent être regroupés sous trois familles : les phyllosilicates, les sulfates et la silice hydratée (p. ex., Poulet *et al.*, 2005 ; Gendrin *et al.*, 2005 ; Pineau *et al.*, 2020).

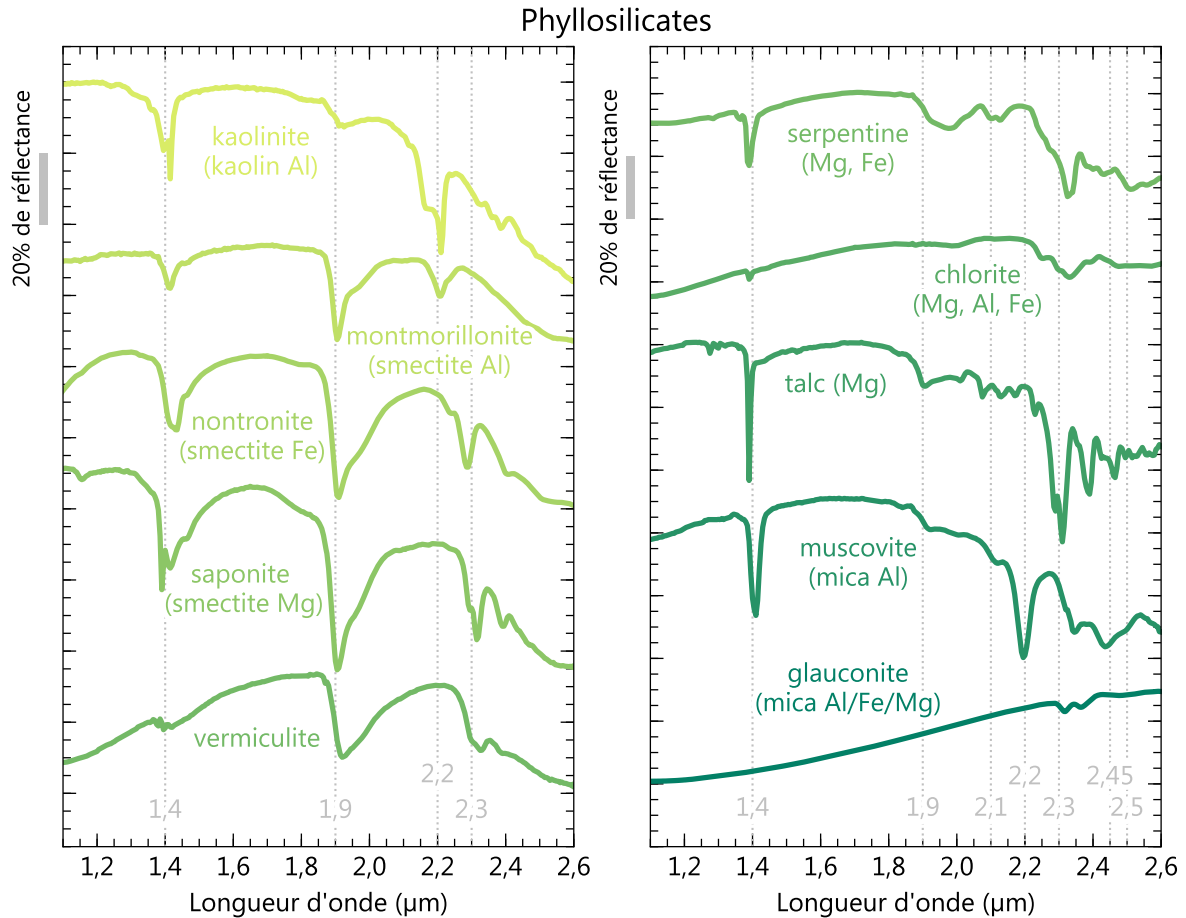


Figure II.12 – Spectres de réflectance de phyllosilicates provenant de la bibliothèque CRISM Spectral Library (kaolinite LAKA04, montmorillonite LAMO02, nontronite CBJB26, saponite LASA58, vermiculite LAVE02, serpentine LACR01, chlorite LACL14) et RELAB (talc C1CY27, muscovite C1XT09, glauconite BKR1JB731)

Les phyllosilicates possèdent de nombreuses bandes d'absorption dans le proche infrarouge (Hunt et Salisbury, 1970). Ils regroupent les minéraux dont la structure cristalline est arrangée en feuillets, entre lesquels peuvent s'intercaler de l'eau et des ions (smectites, kaolins, micas, serpentines, chlorites, etc.). Chaque feuillet est composé de tétraèdres d'anions O^{2-} dont le centre est occupé par un cation Si^{4+} ou Al^{3+} , et/ou d'octaèdres d'anions O^{2-} ou OH^- dont le centre est occupé par un cation Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} ou Mg^{2+} . Les phyllosilicates, que l'on désigne ici également sous le terme argiles ou minéraux argileux, sont formés principalement par l'altération aqueuse des minéraux primaires proches de la surface (typiquement par altération de surface et production de sols, processus regroupés sous le terme pédogénèse), par hydrothermalisme, ou diagenèse. On les retrouve dans de nombreuses roches détritiques du fait de leur petite taille qui favorise leur transport sur de longues distances. Les feuillets des argiles ont également un rôle dans la catalyse des réactions organiques, et facilitent la préservation de la matière organique.

Les spectres de réflectance des phyllosilicates alumineux (p. ex., la montmorillonite et

la kaolinite) possèdent une bande d'absorption liée aux liaisons Al–OH, soit à 2,2 μm . La kaolinite et sa forme hydratée la halloysite se distinguent des smectites alumineuses telles que la montmorillonite grâce à des bandes d'absorption Al–OH (1,4 μm et 2,2 μm) en "doublet", c'est à dire avec deux minima observés entre les épaules de la bande (Figure II.12). L'absorption principale liée aux liaisons Fe/Mg–OH est visible vers 2,3 μm , la position exacte de la bande étant modulée par la composition en fer et en magnésium : les phyllosilicates les plus riches en fer (p. ex., la nontronite) présentent une bande centrée à 2,28 μm , tandis que les phyllosilicates les plus riches en magnésium (p. ex., la saponite) présentent une bande centrée à 2,32 μm (Figure II.12). Des absorptions moins intenses liées aux combinaisons de la liaison métal–OH peuvent être observées entre 2,1 μm et 2,5 μm . Par exemple, les serpentines magnésiennes présentent une absorption caractéristique liée à la liaison Mg–OH vers 2,1 μm (Figure II.12). À noter que les smectites, qui incorporent efficacement des molécules d'eau entre leurs feuillets, présentent des bandes d'absorption liées à l'eau (1,4 μm , 1,9 μm et 3 μm) particulièrement intenses (Figure II.12).

La silice hydratée ($\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) est un minéral d'altération qui se forme dans des environnements acides et de faible rapport eau/roche, dans des contextes détritiques, diagénétiques ou hydrothermaux. Sous sa forme amorphe (p. ex., opale et obsidienne) ou cristalline (p. ex., calcédoine), elle présente les bandes d'absorption de l'eau à 1,4 μm et 1,9 μm , ainsi que la bande d'absorption des combinaisons des vibrations des liaisons Si–OH et Si–O–Si à 2,2 μm . Cette dernière absorption est plus large que dans le cas de la liaison Al–OH (car composée de deux absorptions, à 2,21 et 2,26 μm), ce qui permet de distinguer la silice hydratée d'un phyllosilicate alumineux (Langer et Florke, 1974 ; Figure II.13).

La famille des sulfates regroupe les minéraux contenant l'anion sulfate SO_4^{2-} dans leur structure. Ils se forment dans des conditions de pH plus acides que la majorité des phyllosilicates et peuvent précipiter à des rapports eau/roche plus faibles. La majorité des sulfates terrestres se forment par évaporation de l'eau de mer (sulfates de calcium et de magnésium), mais peuvent également avoir une origine hydrothermale (sulfates de fer et d'aluminium). Brièvement (car cette famille de minéraux, bien que représentative de nombreux terrains martiens, est peu présente sur les sites d'atterrissage), la spectrométrie de réflectance permet de distinguer les sulfates suivant leur hydratation et leur composition en fer et aluminium. Les sulfates peuvent être identifiés grâce à l'absorption liée du groupe SO_4^{2-} vers 1,7–1,85 μm , cette dernière n'étant pas toujours visible sur les spectres (Hunt et Salisbury, 1971 ; Figure II.14). Les sulfates hydroxylés (c.-à-d. possédant l'ion OH mais pas la molécule H_2O) possèdent les bandes d'hydratation liées aux liaisons O–H et métal–OH. Les spectres de sulfates monohydratés présentent une bande d'eau étalée entre 1,9

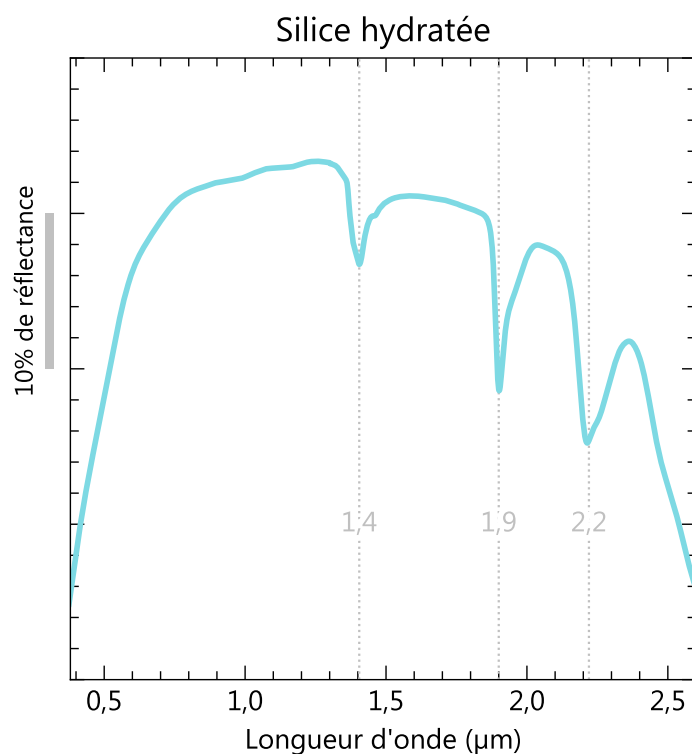


Figure II.13 – Spectre de réflectance de silice hydratée provenant de la bibliothèque RELAB (opale-A BKR1OP001)

et 2,1 μm , tandis que ceux de sulfates polyhydratés présentent une bande d'eau à 1,9 μm de largeur comparable à celle des phyllosilicates, mais centrée à plus haute longueur d'onde ($\sim 1,94 \mu\text{m}$, contre généralement 1,92 μm pour les smectites). De la même façon que pour les phyllosilicates riches en fer (p. ex., la nontronite), à ces bandes peuvent s'ajouter les bandes de transition électronique du fer vers $\sim 1 \mu\text{m}$, si le sulfate est riche en fer (Figure II.14).

Les carbonates

Les carbonates regroupent les minéraux intégrant l'anion CO_3^{2-} dans leur structure (p. ex., calcite, dolomite, magnésite, sidérite, etc.). Tout comme les minéraux secondaires décrits précédemment, les carbonates se forment dans un milieu avec de l'eau liquide : hors processus biogéniques, par précipitation authigénique ou par altération aqueuse de minéraux primaires. Les carbonates sont particulièrement sensibles à la dissolution acide : leur détection sur une surface planétaire implique que le pH du milieu est resté neutre à alcalin au cours du temps.

Les modes fondamentaux des vibrations de l'ion carbonate provoquent tous des absorptions au-delà de 7 μm : l'ensemble des bandes décrites dans le proche infrarouge sont attribuées à des combinaisons et/ou des harmoniques. Les absorptions les plus diagnos-

tiques sont situées à 3,4 μm et 3,9 μm , mais se trouvent dans une région du spectre rarement exploitée par les spectro-imageurs martiens car plus bruitée que le reste de la gamme de longueurs d'onde explorées (cf. section III.1.6). Deux bandes additionnelles liées à l'ion carbonate sont retrouvées à 2,3 μm et 2,5 μm (Hunt et Salisbury, 1971 ; Figure II.14). Ces bandes sont généralement moins diagnostiques que les précédentes, puisque situées aux longueurs d'onde des absorptions liées aux liaisons métal–OH. Elles sont néanmoins sensibles à la composition du carbonate et leur position se décale en fonction des cations présents : les spectres des carbonates les plus magnésiens possèdent des bandes à 2,30 μm et 2,50 μm , tandis que les spectres des carbonates les plus calciques possèdent des bandes à 2,35 μm et 2,55 μm . Si hydratés, les carbonates peuvent présenter une bande d'eau, généralement large et située à plus grande longueur d'onde que celle des phyllosilicates (Figure II.14). Les carbonates de fer sont généralement associés à des bandes à 2,3 μm et 2,5 μm centrées sur des valeurs intermédiaires, ainsi qu'à l'absorption large vers 1 μm de la transition électronique du fer. Notamment, les spectres de sidérite (de formule FeCO_3) possèdent une absorption liée à Fe^{2+} pouvant être aussi intense que certains spectres d'olivine (Gaffey, 1987 ; Figure II.14).

Les oxydes

Les oxydes, hydroxydes et oxyhydroxydes de fer sont des minéraux composés de fer oxydé, hydroxylé et/ou hydraté et sont formés dans des milieux oxydants, lors de la cristallisation des roches ou par altération de minéraux primaires.

Les oxydes de fer sont largement présents à la surface de Mars, composés significatifs de la poussière, mais également dépôts localisés (p. ex., Christensen *et al.*, 2000 ; Fraeman *et al.*, 2013). Les oxydes de fer étant, par définition, riches en oxygène et en fer, sont associés à des spectres de réflectance largement dominés par les absorptions de transition électronique du fer et de transfert de charge entre le fer et l'oxygène, et sont généralement sombres dans le VNIR (Figure II.15). Si hydratés ou hydroxylés, les spectres des oxydes de fer peuvent également présenter les bandes d'absorption liées à OH et H_2O décrites précédemment (p. ex., la ferrihydrite ou la goethite ; Figure II.15).

II.2.4.3 Phases minérales non détectées

La spectrométrie de réflectance permet de détecter de nombreuses phases minérales qui ne sont pas discutées ici car peu pertinentes pour l'étude des sites d'atterrissage martiens (p. ex., zéolites, phosphates, nitrates, chlorides, etc.). Néanmoins, cette technique est moins adaptée à la détection de certaines familles minérales : par exemple, les spectres des minéraux des roches évoluées pauvres en fer (quartz et feldspaths, comme vu précé-

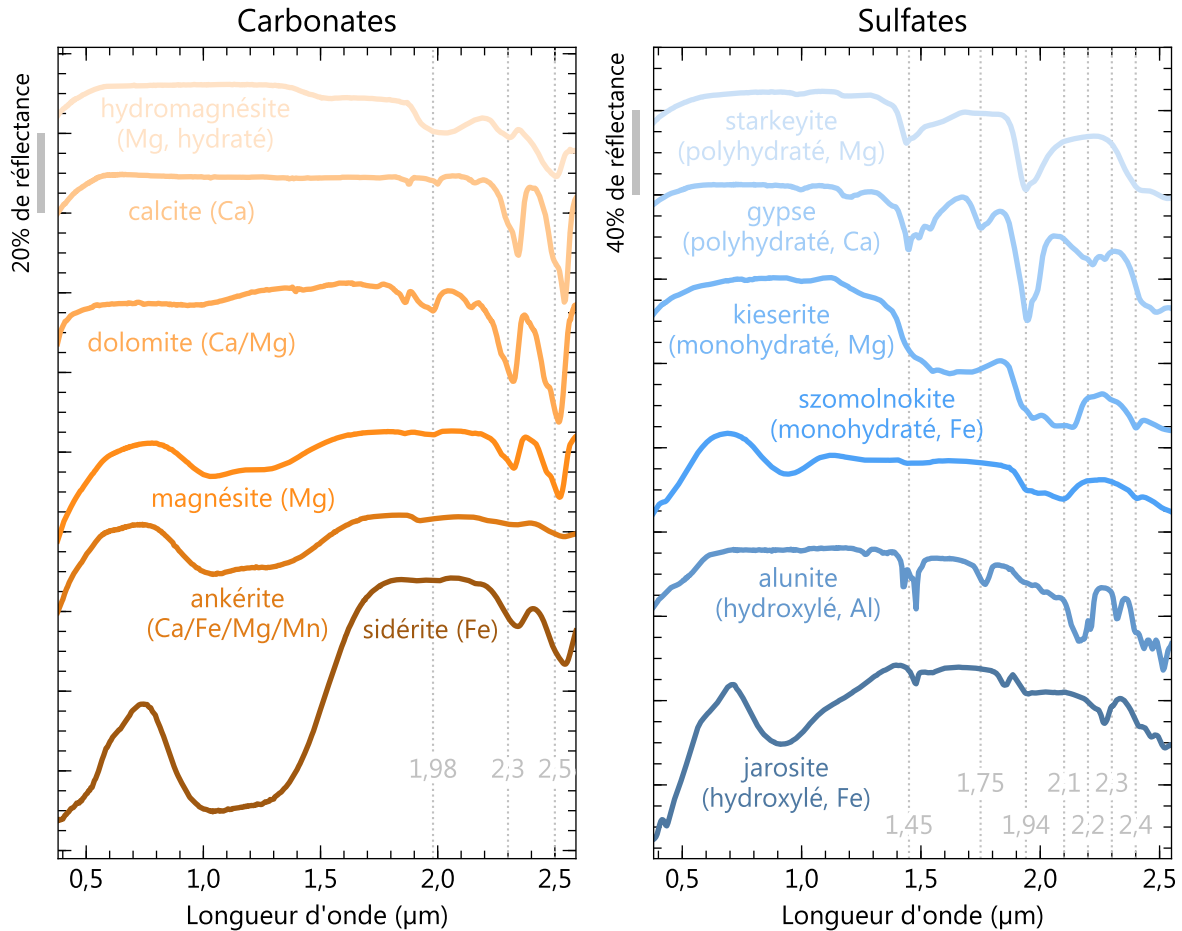


Figure II.14 – Spectres de réflectance de carbonates et de sulfates provenant des bibliothèques CRISM Spectral Library (sidérite LACB08B, ankérite LACB01B, magnésite CACB03, dolomite F1CC05B, calcite CBCB12, hydromagnésite CACB28, jarosite CASF27, alunite CASF43, szomolnokite C1JB622A, kieserite F1CC15, gypse LASF41A) et RELAB (starkeyite BKR1JB711)

demment) ou encore ceux des sulfures ou des perchlorates anhydres sont relativement plats dans le visible et proche infrarouge. Il faudra ainsi garder à l'esprit que la spectroscopie de réflectance apporte une vision partielle de la minéralogie d'une roche. De plus, de nombreux effets liés à la granulométrie, la présence d'impuretés, l'état de surface des roches ou encore la géométrie d'illumination et d'observation (cf. section II.3.4) compliquent l'interprétation des profondeurs des bandes d'absorption, qui ne permettent pas directement de faire une quantification minéralogique.

II.2.4.4 Principales librairies de référence

Aujourd'hui, de nombreuses bases de données de spectres de réflectance sur des espèces caractérisées sont disponibles pour comparaison avec des spectres sur des surfaces de nature inconnue. Les principales banques de spectres utilisables en planétologie, et tout particulièrement pour l'étude minéralogique de Mars, sont listées ci-dessous.

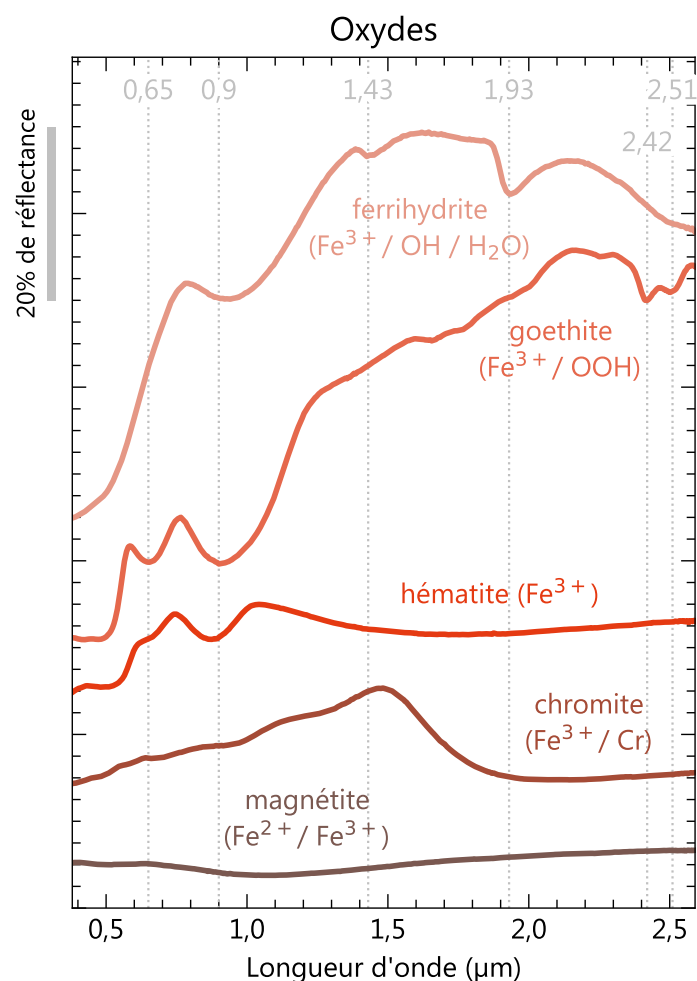


Figure II.15 – Spectres de réflectance d’oxydes de fer provenant de la bibliothèque CRISM Spectral Library (magnétite LAMG04, chromite LACR12, hématite F1CC17B, goethite BKR1JB047, ferrihydrite C1JB45)

- La librairie RELAB, développée à l’Université de Brown (Keck/NASA RELAB¹) est la banque de données spectrales regroupant le plus d’entrées, avec plus de 26 000 spectres allant de l’UV à l’infrarouge moyen sur plus de 14 000 échantillons synthétiques ou naturels² ;
- la CRISM spectral library (PDS Geosciences Node³) rassemble plus de 1000 spectres spécifiquement rassemblés par l’équipe CRISM (MRO/NASA) et d’intérêt pour l’étude des surfaces planétaires (minéraux, météorites, etc.) ;
- la librairie MICA (Viviano-Beck *et al.*, 2015) compile, pour chaque espèce minérale détectée sur Mars, des spectres types mesurés depuis l’orbite par le spectromètre CRISM (MRO/NASA) ;

1. <http://www.planetary.brown.edu/relab/>

2. en 2020

3. <https://speclib.rsl.wustl.edu/>

- la librairie spectrale de l'USGS¹ (Kokaly *et al.*, 2017) a pour particularité d'intégrer des mesures de terrain depuis le sol ou aéroportées, en plus des mesures spectrales de laboratoire ;
- la base de données de l'HOSERLab (the University of Winnipeg Planetary Spectrophotometer Facility²) associée à ses nombreuses mesures de réflectance des mesures complémentaires (diffraction de rayons X, Raman, émission thermique) ;
- la base de données européenne SSHADE³ (Schmitt *et al.*, 2014) rassemble des données spectroscopiques diverses, dont des données de réflectance sur des échantillons adaptés à la planétologie et à l'astrophysique (minéraux synthétiques ou naturels, roches, glaces, météorites, etc.).

II.3 Considérations en spectroscopie de réflectance

II.3.1 Sources de bruit et précision des détections

Pour être détectée et prise en compte dans l'interprétation minéralogique des spectres, une absorption doit se dégager du bruit. On utilise ainsi le rapport signal/bruit (SNR, pour *signal-to-noise ratio*), qui varie en fonction de la sensibilité de l'instrument, des conditions de mesure (principalement la température des détecteurs), du temps d'intégration ou encore de la nature de la surface observée (une surface sombre réfléchit moins de photons qu'une surface claire, à niveaux de bruit comparables).

Typiquement, le dispositif de réflectance en laboratoire utilisé dans cette thèse possède un SNR dépassant régulièrement 1000 dans le proche infrarouge, ce qui permet la détection d'absorptions avec une précision de 0,1% (cf. section IV.1.3). Les spectromètres embarqués sont généralement soumis à plus de contraintes instrumentales qu'en laboratoire, de par les limitations de charge utile. Les spectro-imageurs en orbite martienne CRISM (MRO/NASA) et OMEGA (MEx/ESA) permettent l'acquisition de mesures avec des SNR généralement supérieurs à 100 (Bibring *et al.*, 2004 ; Murchie *et al.*, 2007), et ainsi la détection d'absorption de l'ordre du pourcent (cf. section III.1.6). Cette sensibilité est similaire à celle prévue pour les futures mesures in situ de MicrOmega (Bibring *et al.*, 2017). À noter que dans le cas de ces spectro-imageurs, l'agrégation de pixels entre-eux permet, au prix d'une diminution de la résolution spatiale, d'améliorer le SNR (cf. section III.1.6). Le spectromètre ponctuel SuperCam devrait quant à lui permettre des mesures avec des SNR supérieurs à 60 (Wiens *et al.*, 2017 ; Reess *et al.*, 2019).

1. <https://crustal.usgs.gov/speclab/>

2. http://psf.uwinnipeg.ca/Sample_Database/

3. <http://www.sshade.eu>

II.3.2 Mélanges

Les spectres mesurés sur les roches et de façon plus générale sur les surfaces planétaires sont le résultat du mélange des signatures spectrales de chacun des composés présents, qu'il s'agisse de mélanges au sein des roches, ou des couvertures poussiéreuses de surface. Afin de démêler la signature spectrale, c'est à dire estimer les abondances relatives des différents composés présents en surface, deux types de modèles sont généralement utilisés (Clark et Rencz, 1999 ; Figure II.16) :

- le mélange linéaire, ou mélange surfacique : ce modèle considère que la réflectance mesurée correspond à la somme des réflectances de chaque composé, pondérée par leur surface occupée, sans diffusion entre les composés. Ce modèle peine généralement à reproduire les mélanges spectraux complexes et non-linéaires ayant en réalité lieu au niveau des surfaces planétaires (Singer, 1981) ;
- le mélange intime : modèle plus réaliste, tous les composés sont ici considérés comme étant en contact intime, et les diffusions multiples entre-eux sont possibles. La réflectance mesurée correspond à une combinaison non-linéaire de la réflectance de chaque composé. Deux modèles principaux permettent de modéliser ce comportement par transfert radiatif, connaissant les propriétés physiques de chacun des composés mélangés (taille des grains, densité, indice de réfraction, coefficient d'absorption, etc.) : le modèle de Hapke et celui de Shkuratov (Hapke, 1981 ; Shkuratov *et al.*, 1999). Si ces modèles permettent de reproduire les spectres de mélange de poudre en laboratoire avec une précision de l'ordre de quelques pourcents (p. ex., Mustard et Pieters, 1987 ; Stack et Milliken, 2015), l'application aux surfaces planétaires est dépendante des paramètres d'entrée, qui peuvent être incertains (notamment pour la taille des grains), voir inconnus comme c'est le cas pour les constantes optiques de nombreux minéraux, et tout particulièrement les minéraux d'altération d'intérêt pour l'étude de la surface de Mars (Carter, 2011).

Des cas plus particuliers de mélanges spectraux peuvent également être retrouvés dans la littérature, comme les mélanges multicouche et moléculaire (Clark et Rencz, 1999). En application à la géologie, les mélanges multicouches peuvent être typiquement retrouvés dans le cas de patines recouvrant une roche, où la couche de patine et celle de roche se comportent chacune comme une couche diffusante. Les mélanges moléculaires sont ceux impliquant au moins une phase liquide (p. ex., de l'eau adsorbée en surface d'un minéral, ou dans les feuillets des phyllosilicates ; Clark et Rencz, 1999).

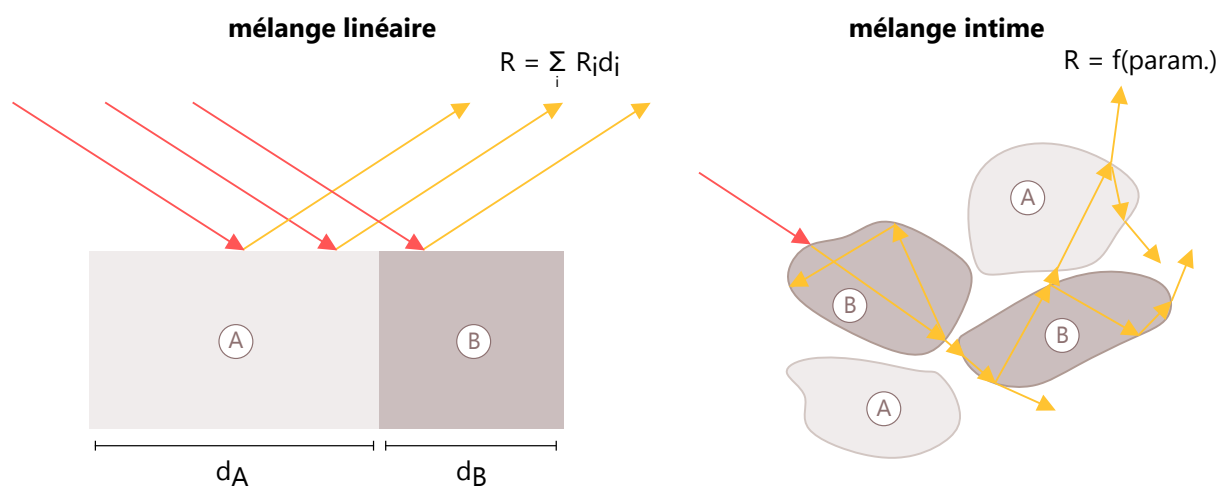


Figure II.16 – Représentation schématique d'un mélange linéaire et d'un mélange intime

II.3.3 Influence de l'atmosphère

Que ce soit pour les mesures de spectrométrie depuis l'orbite martienne ou celles en laboratoire, l'atmosphère influe sur les spectres de réflectance dans le visible et proche infrarouge. Sur Mars, la réflectance de la lumière solaire mesurée par les spectro-imageurs est marquée par les processus d'absorption (et de diffusion) ayant lieu lors de l'aller-retour du rayonnement dans l'atmosphère et liés au CO_2 , aux aérosols, aux nuages ou à la poussière atmosphérique (cf. section III.1.6.5). La prise en compte de ce problème dans le traitement et l'interprétation des données de télédétection est détaillée en section III.1.6.3. En laboratoire, l'atmosphère est moins problématique pour les mesures de réflectance de par la faible colonne d'air traversée par le rayonnement. Néanmoins, des absorptions ténues liées à la vapeur d'eau et au CO_2 peuvent apparaître sur les spectres, en fonction des conditions climatiques et du nombre de personnes opérant en salle de mesure, par rapport aux conditions lors de l'acquisition des spectres de calibration (cf. section IV.1.4).

II.3.4 Influence de l'état de surface

II.3.4.1 Taille des grains

La granulométrie d'une surface influence la proportion de lumière absorbée par rapport à celle diffusée (p. ex., [Clark et Roush, 1984](#)). À forte granulométrie, la longueur du trajet des photons dans le milieu est plus importante que dans le cas d'une faible granulométrie, à nombre de réflexions aux interfaces égal (Figure II.17). En résulte une absorption plus importante du rayonnement selon la loi de Beer-Lambert : les niveaux de réflectance mesurés sont donc plus faibles pour un échantillon à grande taille de grains, et les bandes d'absorption plus importantes (Figure II.18). À forte granulométrie, les absorptions peuvent être suffisamment importantes pour saturer les bandes, qui apparaissent avec une forme

aplatie (Figure II.18).

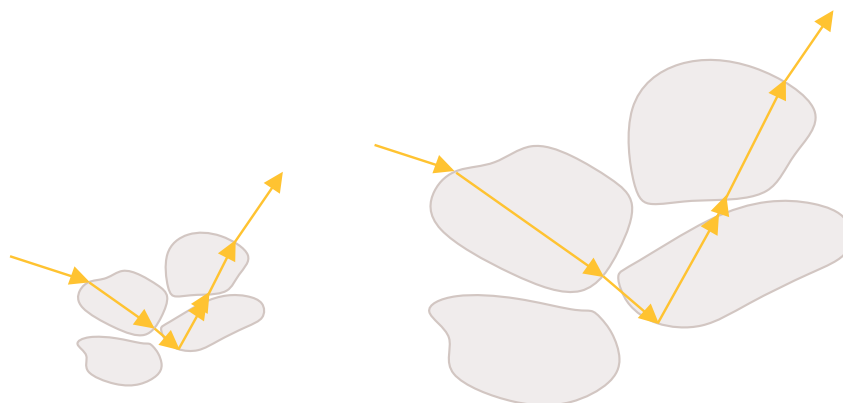


Figure II.17 – Exemple d'un trajet optique de rayon diffusé pour deux milieux de granulométrie différente, plus long dans le cas d'une grande taille de grains que d'une petite taille de grains

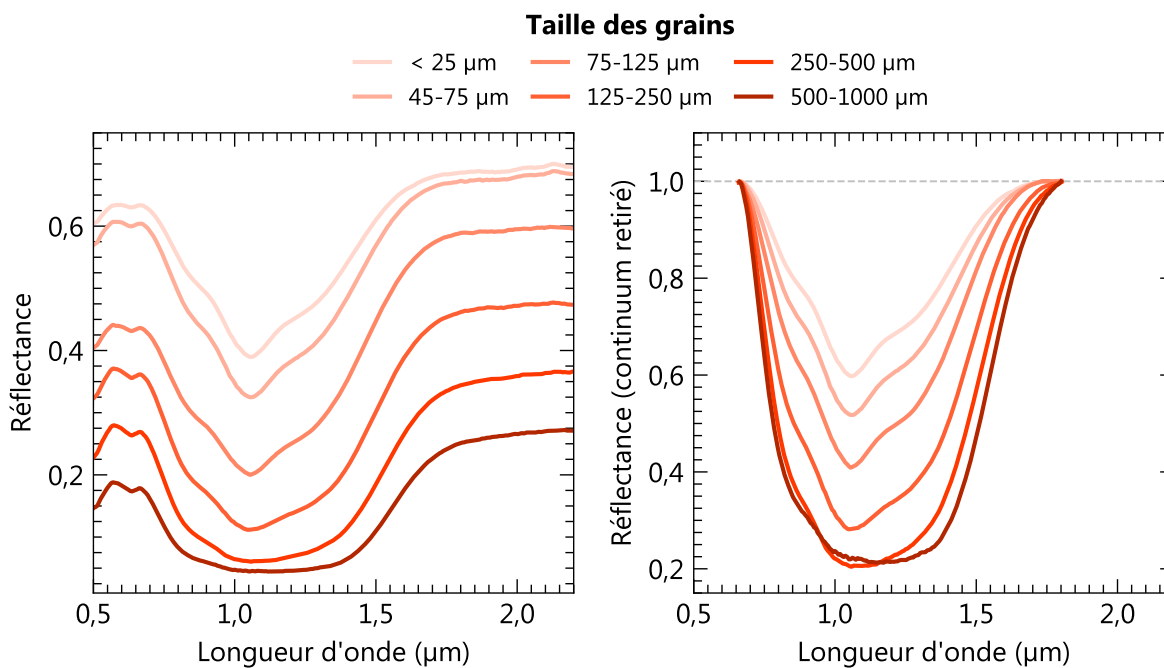


Figure II.18 – Effet de la taille des grains sur les spectres de réflectance d'une olivine de composition Fo_{82} (spectres : [Buz et Ehlmann, 2014](#)).

II.3.4.2 Cas des roches

Ce modèle n'est valable que dans le cas où la taille des grains est comparable à celle des minéraux. Dans le cas où les grains sont de taille supérieure à celle des minéraux (agrégats de minéraux différents), le phénomène de couplage optique ([Hapke, 1993](#)) domine : lorsque des particules sont très proches (distance $\leq \lambda$), les réflexions sont minimisées et la réflectance mesurée est donc plus faible. Cet effet est négligeable dans le cas des poudres

monophasées, mais est dominant dans le cas des roches, où les grains sont soudés entre-eux, ce qui explique que les roches soient généralement plus sombres que les poudres. Dans le cas de poudres de roches, on distingue les poudres où les grains correspondent chacun à un cristal (la roche originelle étant généralement de texture grenue), auquel cas la réflectance varie en fonction de la taille des grains, des poudres composées d'agrégats de minéraux (la roche originelle étant généralement de texture microlithique), où les effets de couplage optique dominant (Carli *et al.*, 2015).

Comparés aux spectres de poudre, les spectres de roches possèdent des niveaux de réflectance et des bandes d'absorption généralement plus faibles, ainsi que des continuums ayant une pente bleue, bien que les causes de ce dernier phénomène soient encore peu comprises (Harloff et Arnold, 2001 ; Pompilio *et al.*, 2007 ; Carli *et al.*, 2015).

Les roches sont constituées de plusieurs phases minéralogiques (plus ou moins absorbantes dans le VNIR), de composition et granulométrie variables, souvent réparties de façon inhomogène, et dont la porosité et la rugosité peuvent varier d'une roche à une autre. De ce fait, les spectres de réflectance, qui sont influencés par tous ces paramètres (cf. section II.3.4), sont généralement complexes à interpréter en comparaison avec une poudre monophasée. Cette difficulté permet d'expliquer en partie le manque de spectres de roches totales non réduites en poudre dans les bibliothèques spectrales, puisque l'analogie avec les surfaces planétaires (un des buts premiers de ces bases de données) est compliquée par le nombre important de paramètres pouvant influencer sur les spectres. Autrement dit, il n'existe pas de spectre "type" pour un type de roche, contrairement aux minéraux purs dont les spectres caractéristiques ont été montrés précédemment.

Sur Terre, les climats sont généralement propices à l'altération rapide des roches et la plupart des roches terrestres possèdent des spectres de réflectance présentant les bandes d'absorption des phases secondaires (p. ex., Zhou et Wang, 2017).

Dans le cas de roches fraîches, c'est à dire pas ou peu altérées, les signatures spectrales des minéraux primaires sont préservées : dans le cas de roches évoluées (pauvres en minéraux ferromagnésiens), ces spectres peuvent présenter une pente dans le VNIR, mais présentent rarement des bandes d'absorption autre que celles des phases secondaires (p. ex., Ganesh et Kannan, 2017). En effet, ces roches sont riches en minéraux peu absorbant dans le VNIR tels que le quartz ou les feldspaths. Les roches fraîches moins évoluées présentent les absorptions liées aux minéraux mafiques, bien que leur apparition et leur intensité varient significativement selon la taille des cristaux et la proportion de verre. Carli *et al.* (2015) montrent que, pour une composition minéralogique similaire, une roche intrusive (soit de texture grenue) peut posséder un niveau de réflectance différent et des bandes d'absorption de minéraux mafiques plus profondes qu'une roche effusive (de texture microlithique). Harloff et Arnold (2001) couplent l'effet de la rugosité à celui

de la taille des grains, et montrent qu'à composition similaire, les échantillons de roches de faible granulométrie et rugosité sont plus brillants que ceux de forte granulométrie et rugosité, mais possèdent des bandes d'absorption plus faibles.

Carli et Sgavetti (2011) pointent également l'importance des minéraux opaques tels que la chromite, le spinelle ou la magnétite dans les grains de roches qui, même à faible pourcentage et associés à des minéraux considérés comme peu absorbants, peuvent induire des niveaux de réflectance très faibles sur un spectre de roche. De la même façon, la présence de ces phases opaques peut être suffisante à l'extinction des fortes bandes d'absorption des minéraux ferromagnésiens dans une roche mafique.

II.3.4.3 Rugosité de surface et influence de la géométrie d'observation

La rugosité de la surface (par rapport à la longueur d'onde du rayonnement) est également un paramètre influençant la proportion de lumière diffusée par rapport à celle réfléchie (Figure II.19) :

- dans le cas d'une surface lisse, le rayonnement reçu est dominé par la réflexion en surface (la composante spéculaire). Le rayonnement qui pénètre la surface est totalement absorbé. Le rayonnement reçu n'a donc pas ou peu interagi en profondeur avec le milieu et renseigne donc peu sur la composition de la surface. Dans ce cas, la réflectance est forte dans la direction spéculaire (et faible ailleurs), et les bandes d'absorption faibles ou inexistantes – c'est le cas par exemple des miroirs ;
- dans le cas de surfaces rugueuses par rapport à la longueur d'onde, une partie du rayonnement est diffusée. Moins une surface est lisse, moins le rayonnement émis est important dans la direction spéculaire ;
- les surfaces dites Lambertiennes sont définies comme permettant un rayonnement émis isotrope dans l'espace, soit une réflectance homogène en θ_i , θ_e et a . Le rayonnement reçu par l'observateur est diffusé (surface matte) : ayant interagi en profondeur avec la surface, il renseigne donc sur sa composition. La composante spéculaire existe sous forme de 'première réflexion' à l'interface de chaque grain en surface, mais cette contribution est distribuée angulairement, comme le sont les facettes des grains.

On approxime les surfaces planétaires comme étant quasi-Lambertiennes, c'est à dire que le rayonnement est considéré comme globalement isotrope. Cette approximation est valable pour des angles de phases modérés et non proches de 0° (p. ex., Johnson *et al.*, 2006 ; Beck *et al.*, 2012). En effet, les surfaces naturelles sont caractérisées par des effets de diffusion vers l'avant et vers l'arrière (*forward scattering* et *backward scattering*), ce qui a pour effet d'augmenter la réflectance à fort et faible angle de phase. À cela peut s'ajouter le SHOE (*Shadow-Hiding Opposition Effect*) : à faible angle de phase, soit

quand la direction de la source de lumière est très proche de la direction d'observation, les ombres des grains disparaissent, ce qui a pour effet d'augmenter la luminosité apparente des surfaces. Cet effet est particulièrement important dans le cas des régolites planétaires (Hapke, 1986).

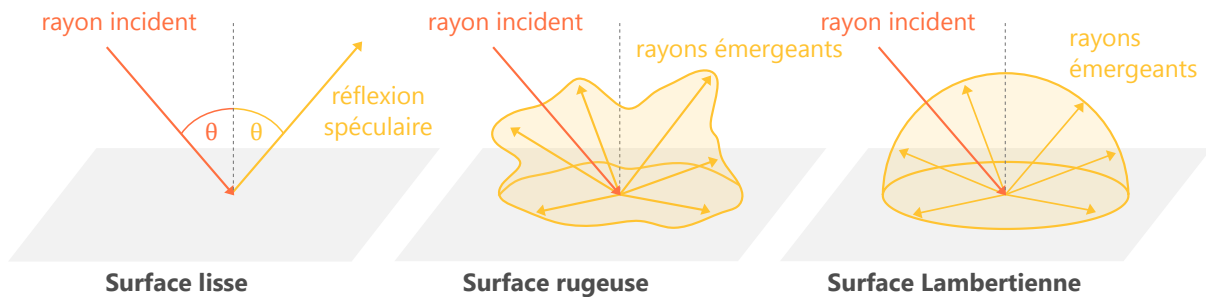


Figure II.19 – Réflexions d'un rayonnement pour un surface lisse (à l'échelle de la longueur d'onde du rayon incident), rugueuse et Lambertienne.

La distribution du rayonnement émis est résumée par la fonction de réflectivité bidirectionnelle, ou BRDF (*Bidirectional Reflectance Distribution Function*), soit $R(\theta_i, \theta_e, a, \lambda)$. Les BRDFs des matériaux peuvent être approchées expérimentalement en mesurant leurs spectres de réflectance pour différentes géométries à l'aide d'un goniomètre (cf. section IV.1). Ces mesures peuvent également être réalisées depuis l'orbite, comme c'est le cas pour l'instrument CRISM, qui, équipé d'un cardan lui permettant d'effectuer des rotations, peut observer la surface martienne sous différents angles (cf. section III.1.6).

II.4 Conclusion

La spectroscopie de réflectance est une technique s'appuyant sur les interactions entre le rayonnement électromagnétique et la matière, interactions pouvant être particulièrement complexes, ce qui complique l'interprétation des spectres. Néanmoins, elle apporte des informations majeures sur les compositions minéralogique et chimique des surfaces planétaires ainsi que sur leurs textures, ce qui permet de renseigner l'histoire géologique de ces surfaces. Les deux prochains chapitres reprennent, entre autres, l'application de cette technique : en télédétection sur les sites d'atterrissage (chapitre III) et en laboratoire sur des roches analogues à celles présentes sur les sites d'atterrissage (chapitre IV).

Chapitre III

Caractérisation géologique et minéralogique des sites d'atterrissage



Dans ce chapitre, nous présentons les sites d'atterrissage de Mars 2020 et d'ExoMars, étudiés à l'aide de la combinaison de données de télédétection : images visibles, données thermiques, altimétrie et imagerie hyperspectrale nous permettent d'étendre l'état des connaissances sur la géologie de ces sites, en prévision des mesures in situ. Ces données et les instruments associés sont présentés dans un premier temps. La géologie et les signatures spectrales des différents terrains des sites sont détaillées à partir de la section III.2. Nous présentons une étude détaillée sur une formation géologique majeure par site : la première concerne l'unité à olivine et carbonate du site de Mars 2020 (section III.2.3) ; la seconde, l'unité argileuse du site d'atterrissage d'ExoMars (section III.3.2 ; crédits illustration : Maciej Rebisz).

III.1 Instruments de télédétection martiens

III.1.1 Combinaison de données

Mars est, après la Terre, la planète dont la surface est la plus étudiée depuis l'orbite. Les orbiteurs qui se sont succédés depuis la fin des années 60 ont permis l'envoi de données ayant révolutionné la vision de la géologie de Mars et de son histoire. Pour caractériser les sites d'atterrissage des rovers Perseverance et Rosalind Franklin, nous avons étudié les mesures envoyées par les dernières générations de sondes :

- les images dans l'infrarouge thermique acquises par l'instrument THEMIS (Thermal Emission Imaging System) à bord de la sonde Mars Odyssey (ODY, en opération depuis 2001) ;
- les données d'altimétrie de l'instrument MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) à bord de la sonde MGS (Mars Global Surveyor, en opération de 1997 à 2006) ;
- les mesures hyperspectrales du spectro-imageur OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) et les images visibles de la caméra HRSC (High Resolution Stereo Camera) à bord de la sonde MEx (Mars Express, en opération depuis 2003) ;
- les images dans le domaine du visible produites par les caméras CTX (Context Camera) et HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment), ainsi que les données hyperspectrales du spectro-imageur CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) à bord de la sonde MRO (Mars Reconnaissance Orbiter, en opération depuis 2006) ;
- les images dans le domaine du visible et proche infrarouge acquises par la caméra CaSSIS (Colour and Stereo Surface Imaging System) à bord de la sonde TGO (Trace Gas Orbiter, en opération depuis 2016).

Une synthèse des instruments ici utilisés est présentée en figure III.1. Leurs caractéristiques ainsi que les traitements qui sont appliqués aux mesures sont détaillés dans les sections suivantes.

Combinées, les données de ces instruments permettent d'étudier la surface de Mars à travers la morphologie et la topographie des terrains à différentes résolutions, leurs compositions minéralogiques, et leur granulométrie en surface. Le format exploitable de ces données se présente généralement sous la forme d'images, des *rasters*, dont chaque pixel est codé selon la grandeur mesurée (comme une altitude ou un réflectance de surface). Une fois géoréférencées spatialement, ces mesures peuvent être visualisées conjointement et manipulées à l'aide de logiciels dédiés, dits de SIG (Système d'Information Géographique).

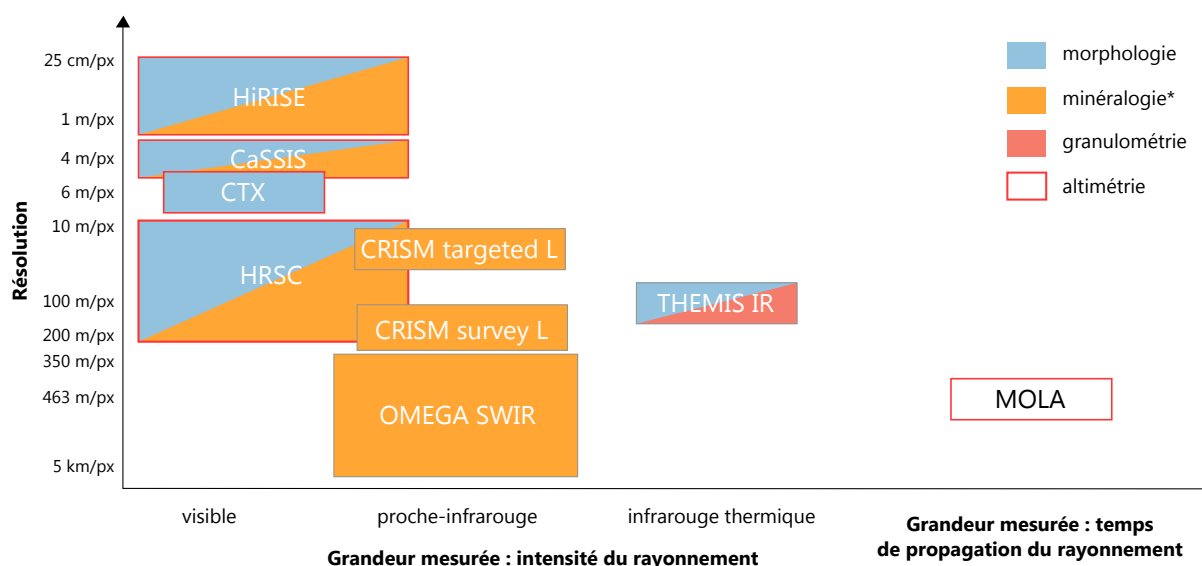


Figure III.1 – Instruments de télédétection utilisés (* : de façon plus précise, la minéralogie est interprétée à partir des caractéristiques présentes sur les spectres fournis par ces instruments).

Dans notre étude, nous avons ainsi exploité les outils de la suite ArcGIS (Esri), QGIS, ENVI (Exelis, Harris Geospatial) et JMARS (Arizona State University).

III.1.2 Orbiteurs martiens

Chaque instrument dédié à l'étude d'un corps planétaire produit des mesures dont les caractéristiques, comme les zones étudiées ou les résolutions spatiales et temporelles, sont en partie régies par les paramètres orbitaux du satellite le transportant.

III.1.2.1 Orbiteurs héliosynchrones

Les sondes américaines MGS, ODY et MRO possèdent des caractéristiques orbitales similaires (Table III.1) : leurs orbites sont de faible excentricité, voire circulaire, quasi-polaires, c'est à dire avec un plan orbital incliné de presque 90° par rapport à l'équateur, et héliosynchrones : l'angle entre le plan orbital et le Soleil reste constant, de sorte à ce que le satellite survole la surface à une heure locale quasi-constante lors d'une phase ascendante, et à une autre heure locale lors d'une phase descendante. Dans cette configuration, les données sont acquises à la même heure locale sur une région donnée (et donc avec le même angle de phase), simplifiant ainsi les corrections photométriques. Du fait de l'excentricité de l'orbite martienne, et donc des variations de vitesse angulaire de la planète, les orbites des satellites ne sont jamais parfaitement synchronisées avec le Soleil, en résultent des heures d'acquisition se décalant progressivement au cours des saisons.

Satellite	Inclinaison	orbite héliosynchrone	Périapse (km)	Apoapse (km)
MGS	93°	oui	373	437
ODY	93°	oui	400	400
MEx	86°	non	330	10 530
MRO	93°	oui	255	320
TGO	74°	non	400	400

Table III.1 – Caractéristiques des orbites scientifiques des satellites martiens dont les données ont été utilisées dans ce travail de thèse. Les altitudes au périapse (point le plus proche de la surface) et apoapse (point le plus éloigné) sont données à titre indicatif et sont sujettes à des variations de quelques kilomètres au cours des différentes manœuvres d’ajustement orbital.

III.1.2.2 L’orbite de TGO

Les plus récentes données de télédétection analysées dans le cadre de ce travail de thèse sont celles acquises par la sonde TGO (Trace Gas Orbiter) de la mission ExoMars, qui permettra le relais des données du rover Rosalind Franklin vers la Terre. Si l’orbiteur transporte des instruments ayant avant tout visée à étudier l’atmosphère de Mars (d’où son nom), il embarque néanmoins une caméra permettant des observations multispectrales de la surface dans le visible et proche infrarouge : CaSSIS. Comme Mars Odyssey, TGO évolue sur une orbite circulaire (Table III.1). En revanche, et contrairement à MGS, ODY et MRO, cette orbite n’est pas héliosynchrone, mais est inclinée de 74° par rapport à l’équateur. En résultent des observations à différentes heures locales (et donc différents angles de phase) pour une même zone. À noter également qu’une orbite non polaire comme celle de TGO empêche les observations à haute latitude (ici au-dessus de 74°).

III.1.2.3 Le cas particulier de Mars Express

L’orbite de Mars Express est quasi-polaire, avec une inclinaison de $\sim 86^\circ$, mais hautement elliptique (l’apoapse étant situé à plus de 10 000 km, pour un périapse à ~ 300 km), ce qui le différencie des autres orbiteurs (Table III.1). La largeur de fauchée des différents instruments à bord (ici d’intérêt : la stéréo-caméra HRSC et le spectro imageur OMEGA) varie donc significativement au sein d’une même orbite. En résultent des variations de largeur et de résolution spatiale dans une même image. Le périapse de MEx varie en latitude d’environ 20° par mois, de sorte que chaque région de la planète puisse théoriquement être observée à haute résolution durant la mission nominale (Bibring *et al.*, 2005). Contrairement à MGS, ODY et MRO qui possèdent une orbite héliosynchrone, l’orbite particulière de MEx implique que l’orbiteur ne survole pas la même région à la même heure, et donc que les angles de phase entre plusieurs acquisitions sur une même zone sont différents – ce qui, de la même façon que pour les données CaSSIS, est à garder en considération lors

de comparaisons entre différentes observations (cf. section II.3.4.3).

Dans la partie suivante, nous décrivons les instruments utilisés dans notre étude sur les sites d'atterrissage, leur utilité, ainsi que les traitements appliqués aux données.

III.1.3 Une vision détaillée de la surface de Mars : les caméras CTX, HiRISE et CaSSIS

III.1.3.1 HiRISE

La caméra HiRISE, pour High Resolution Imaging Science Experiment, produit à ce jour des données d'une résolution spatiale non égalée dans tout le système solaire, orbiteurs terrestres exclus : de 25 cm à 1,3 m/pixel (McEwen *et al.*, 2007). La caméra HiRISE permet ainsi de résoudre des détails très fins de la surface, tels que des strates (sédimentaires ou volcaniques) de l'ordre du mètre, des cratères secondaires, les Recurring Slope Lineae, etc. (Figure III.3; McEwen *et al.*, 2007). Cette résolution est si fine qu'elle a ainsi permis d'immortaliser des rovers et des landers à la surface de Mars, depuis l'orbite de MRO. En contrepartie, les images acquises par HiRISE ne couvrent qu'une faible partie de la surface de Mars (2,9% en 2018; McEwen *et the HiRISE Science and Operations Team*, 2018).

HiRISE est composée d'un télescope de diamètre 50 cm et d'ouverture f24 couplé à 14 CCDs, filtrées sur trois différentes gammes de longueur d'ondes : un filtre rouge (bande « RED ») possédant une fenêtre de 570 à 830 nm, un filtre bleu-vert (bande « BG ») inférieur à 580 nm et un filtre proche infrarouge (bande « NIR ») supérieur à 790 nm. Le canal RED utilise 10 des 14 capteurs CCD et produit les images ayant la largeur maximale (5–6 km, suivant l'altitude de MRO), tandis que les canaux BG et NIR produisent des images moins larges. Les compositions colorées de ces trois canaux sont ainsi des images d'une largeur de fauchée équivalente à ~20% de celle de la largeur des images RED, soit ~1,2 km (McEwen *et al.* (2007)). Les images HiRISE sont acquises aux mêmes angles de phases, puisque MRO survole la surface de Mars environ à la même heure locale pendant la journée (cf. section III.1.2.3). En ce sens, les images couleurs de HiRISE sont en théorie comparables entre-elles, hors variations atmosphériques, et se révèlent utiles pour caractériser les changements de composition de la surface (McEwen *et al.*, 2007). En section III.3, nous utilisons de cette manière les données couleurs HiRISE afin de caractériser les variations spectrales du site d'atterrissage d'ExoMars. Ces compositions colorées sont générées à partir de six des 14 CCDs (deux par canal) pour chaque acquisition par l'équipe HiRISE, géoréférencées et projetées, et téléchargeables via le PDS (Planetary Data System, serveur archivant les données spatiales acquises par la NASA)¹.

1. <https://pds.nasa.gov/>

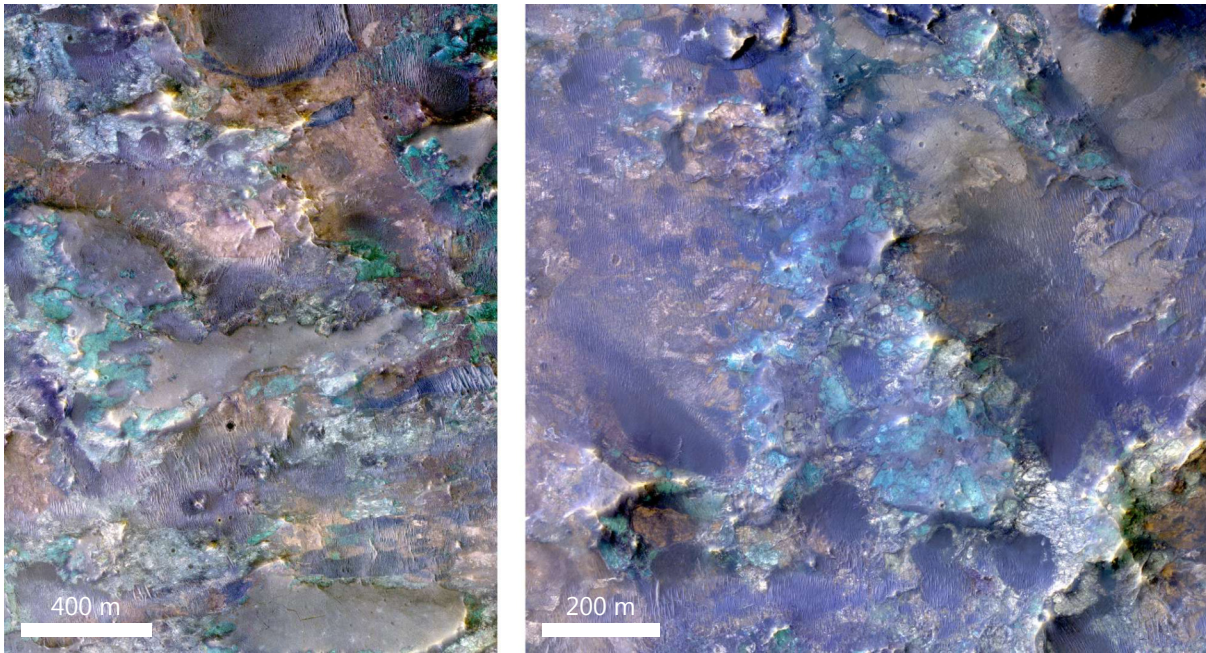


Figure III.2 – Exemple de variations de couleurs liées à des changements de composition de surface sur un produit HiRISE IRB (NIR–RED–BG), au niveau des éjectas du cratère Hargraves, dans la région de Nili Fossae (à gauche : image ESP_049818_2005, à droite : image ESP_044161_2005).

III.1.3.2 CTX

La Context Camera (CTX), à bord de MRO et en service depuis 2006, produit des images panchromatiques de la surface de Mars, c'est à dire dans une unique et large bande du visible (500–700 nm). Comme son nom l'indique, la caméra permet de fournir des images de contexte pour les données à plus haute résolution HiRISE et CRISM. L'instrument est composé d'un télescope Cassegrain de diamètre 350 mm et d'ouverture f3.5, couplé à un capteur CCD linéaire de 5000 pixels. En résultent des images d'une résolution de ~ 6 m/pixel pour une largeur de fauchée de ~ 30 km [Malin et al. \(2007\)](#). Si ces images sont de résolution inférieure à celles produites par HiRISE, elles ont pour avantage de couvrir la quasi-totalité de la planète ([Dickson et al., 2018](#)). Les données sont acquises en pushbroom, c'est-à-dire en créant des images de la surface ligne par ligne selon la direction de vol de l'orbiteur, et la longueur des images varie. Comme toutes les mesures de jour depuis l'orbite héliosynchrone de MRO, les images CTX sont acquises en début d'après-midi, vers 15h (heure locale).

III.1.3.3 Traitement des données CTX et HiRISE

Les images CTX et HiRISE sont ici calibrées et projetées à l'aide de l'application MarsSI¹, développée au LGL-TPE ([Quantin-Nataf et al., 2018b](#)) et utilisant principale-

1. <https://marssi.univ-lyon1.fr/MarsSI/>

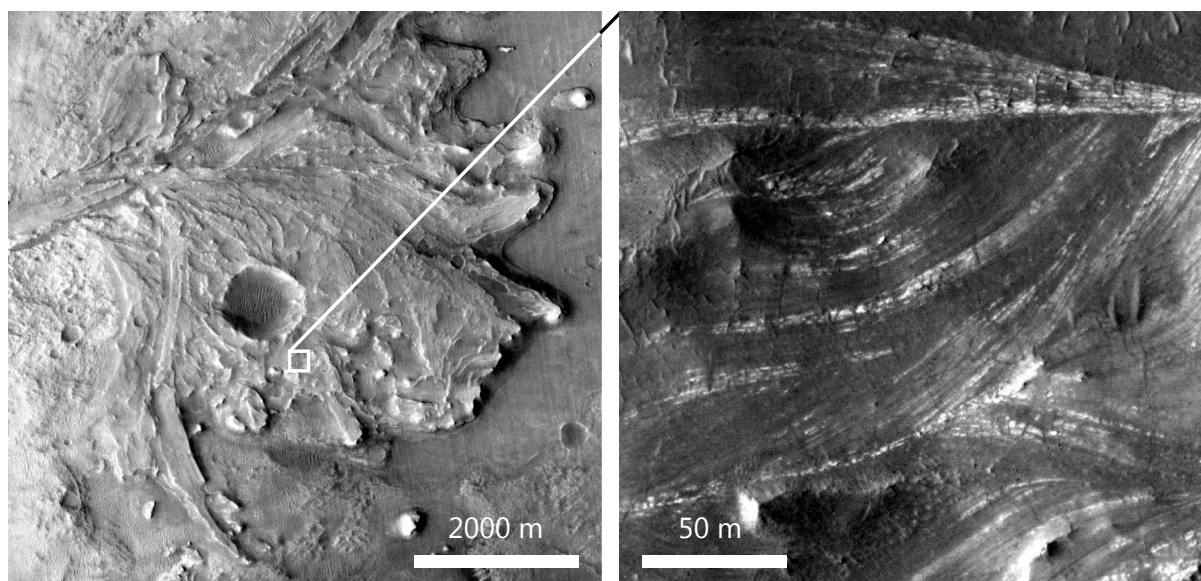


Figure III.3 – Comparaison des données CTX (gauche) et HiRISE (droite) à pleine résolution, sur le delta du cratère Jezero.

ment des algorithmes du logiciel de traitement d'imagerie ISIS3¹. La chaîne de traitement est sensiblement identique pour les images CTX et la bande RED de HiRISE :

- dans un premier temps, les produits EDR (Experimental Data Record) sont téléchargés depuis le PDS. Les images EDR correspondent au format non traité disponible en sortie d'instrument : elles ne sont ni calibrées, ni géoréférencées ;
- les images EDR sont calibrées en réflectance, en calculant pour chaque pixel le ratio I/F . Cette grandeur est utilisée pour représenter la réflectance de la surface à partir des données de radiance. Elle est calculée en divisant la radiance mesurée (ce qu'observe le détecteur) par l'irradiance solaire à la distance Mars–Soleil (l'énergie incidente). Cette valeur de I/F est divisée par le cosinus de l'angle d'incidence afin de simuler une illumination à $i = 0^\circ$. Cette mesure de la réflectance est approximée puisque que l'on considère ici que la surface est parfaitement Lambertienne. Le produit calibré est appelé RDR (Reduced Data Record) ;
- finalement, les produits RDR sont géoréférencés et projetés, en un produit final MRDR (Merged Reduced Data Record).

Dans le cas des produits HiRISE couleur, le PDS fournit des images déjà calibrées et géoréférencées.

III.1.3.4 CaSSIS

CaSSIS, pour Colour and Stereo Surface Imaging System, est le dernier de la famille des imageurs martiens haute résolution. À bord de TGO, cette caméra vient étendre les

1. <https://isis.astrogeology.usgs.gov/>

données couleurs de HiRISE, avec une résolution proche de celle de CTX ($\sim 4,5$ m/pixel ; [Thomas et al., 2017](#)). En effet, CaSSIS possède quatre bandes spectrales distribuées dans le visible et proche infrarouge : les bandes "BLU" et "PAN" imagent respectivement dans le bleu/vert ($\sim 400\text{--}550$ nm) et dans l'orangé/rouge ($\sim 550\text{--}800$ nm), soit assez similairement aux bandes BG et RED de HiRISE. Les deux autres bandes de CaSSIS permettent d'imager dans le proche infrarouge, entre environ 800 et 900 nm pour la bande "RED", et au-delà de 900 pour la bande "NIR" ([Thomas et al., 2017](#)). Les images couleur produites ont une largeur d'environ 10 km, soit presque 10 fois celles des compositions colorées HiRISE.

Contrairement à HiRISE qui vole sur une orbite quasi-polaire, CaSSIS orbite à plus faible inclinaison ; les images acquises ne sont donc pas prises avec le même angle photométrique, ce qui complique les comparaisons de couleur de surface entre les différentes images. Néanmoins, les quatre bandes spectrales imagent à des longueurs d'onde permettant en théorie la distinction entre matériaux ferreux (typiquement des minéraux mafiques) et ferriques (principalement des phases d'altération). En effet, l'absorption vers $1\ \mu\text{m}$ de Fe^{2+} est visible par une baisse de la réflectance dans les bandes RED et NIR, tandis que celle associée à la présence de Fe^{3+} n'est couverte en théorie que par la bande NIR. Ainsi, [Tornabene et al. \(2017\)](#) proposent des rapports de bandes CaSSIS permettant le distinguo entre les surfaces présentant des phases ferreuses ou ferriques. En section III.3, nous détaillons cette méthode et montrons qu'elle se révèle efficace pour détecter les argiles présentes en surface du site d'atterrissage d'ExoMars, et permet une complémentarité avec les données hyperspectrales couramment utilisées en télédétection pour repérer les minéraux d'altération.

Contrairement aux autres jeux de données utilisés ici, les images CaSSIS ne sont pour le moment pas encore publiquement accessibles sur le PSA (Planetary Science Archive), l'équivalent européen du PDS. Dans notre étude du site d'Oxia Planum, nous avons pu bénéficier d'une collaboration avec l'équipe CaSSIS, nous ayant permis d'acquérir les images disponibles sur le site d'atterrissage d'ExoMars. Le traitement appliqué à ces images est détaillé en section III.3.

III.1.4 Imager dans le thermique grâce à THEMIS

III.1.4.1 L'inertie thermique

En journée, la température d'une surface varie en fonction de l'intensité du flux solaire reçu (directement influencé par la topographie) ainsi que des propriétés du matériau qui constitue les premiers centimètres de la surface : son albédo (la partie du rayonnement non absorbé mais réfléchi) et son inertie thermique, soit sa capacité à stocker et à restituer

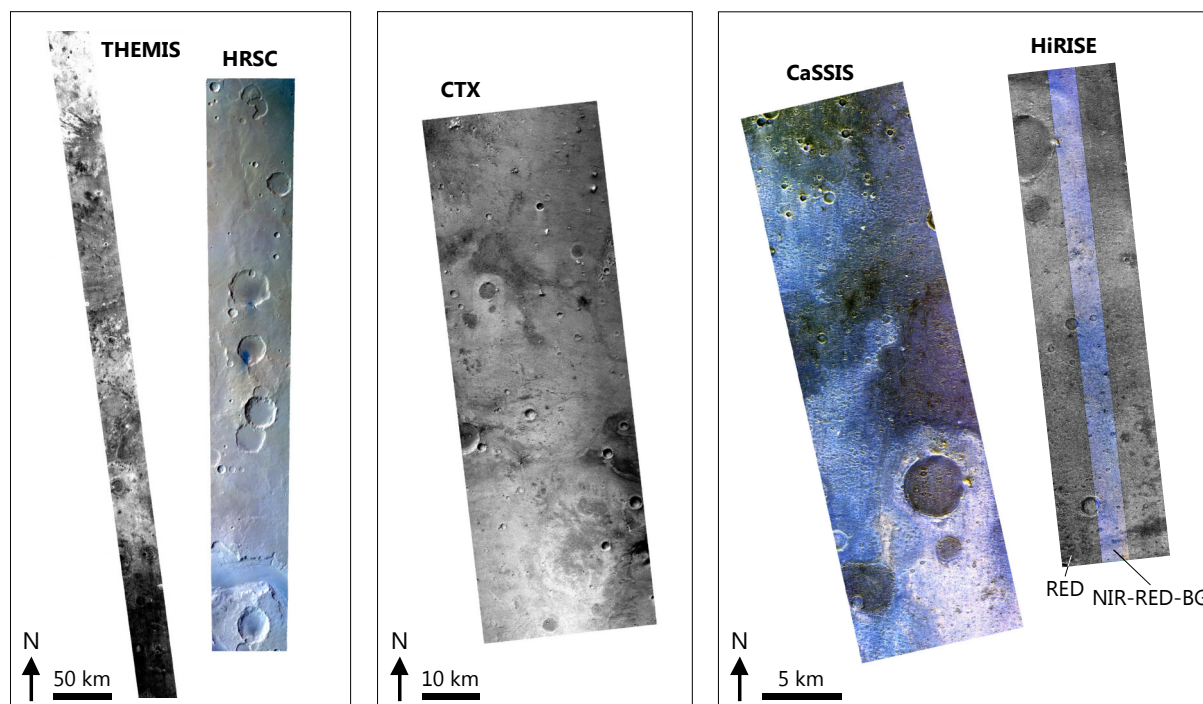


Figure III.4 – Exemples des différents produits d'imagerie panchromatique, multi et hyperspectrale utilisés et échelle. À noter que les images produites par HRSC (tout comme celles produites par OMEGA) sont de taille et de résolution très variables (Figure III.1). Des exemples pour les multiples produits de OMEGA et CRISM sont donnés en figure III.9.

de l'énergie sous forme de chaleur. Cette dernière s'exprime comme suit :

$$I = \sqrt{k \rho C_p} \quad (\text{III.1})$$

où :

- k est la conductivité thermique (en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) ;
- ρ est la masse volumique (en kg.m^{-3}) ;
- C_p est la capacité calorifique (en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) ;
- I est exprimée en $\text{J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1/2}$, que nous simplifierons par la suite en TIU (pour *Thermal Inertia Unit*).

Les poussières et les roches peu consolidées possèdent une faible inertie thermique, tandis que les gros grains, les roches consolidées ainsi que la glace possèdent une forte inertie thermique (Table III.2). On peut ainsi illustrer cette notion par une plage constituée de sable (de faible granulométrie) et de blocs rocheux (de granulométrie importante) : en journée, le sable chauffe beaucoup plus vite que les blocs rocheux. Le soir, le sable de faible inertie thermique devient rapidement froid tandis que les blocs rocheux, de forte inertie thermique mettent plus de temps à restituer l'énergie absorbée et restent chauds plus longtemps.

La nuit, lorsque les matériaux ne sont plus exposés aux radiations solaires, l'insolation et l'albédo d'une surface n'influencent plus sa température : les variations de température de surface d'une zone à une autre reflètent les variations d'inertie thermique, et donc de matériaux, que l'on peut caractériser, connaissant des valeurs d'inertie thermique de référence (Table III.2). Les données de température de nuit (estimation qualitative de l'inertie thermique) permettent de mettre en évidence de nombreuses caractéristiques de la surface qui seraient passées inaperçues ou qui seraient plus difficilement distinguables dans d'autres jeux de données d'imagerie. La figure III.5 montre ainsi les fins éjectas d'un cratère ou des accumulations de poussières révélant un réseau de vallées (Figures III.5b et c).

Matériau	Granulométrie	Inertie thermique (TIU)
Poussière	2–60 μm	20–150
Sable	60–2000 μm	150–400
Sol induré	100–3000 μm	350–600
Sable grossier	2–4 mm	400–800
Graviers/substrat rocheux	4–250 mm	800–2068
Rochers/pergélisol	>250 mm	>2068
Glace		>2500

Table III.2 – Inertie thermique de différents matériaux, d'après des données compilées par Jones (2012).

Les données d'inertie thermique permettent d'identifier les zones présentant une forte couverture poussiéreuse ; elles permettent ainsi également de contextualiser les données de spectroscopie CRISM et OMEGA, puisque quelques microns de poussière recouvrant une surface sont suffisants pour masquer les signatures VNIR des roches sous-jacentes.

III.1.4.2 Les données THEMIS

Nous avons vu dans le second chapitre que les surfaces planétaires, dont Mars, ont des températures permettant l'émission de rayonnement dans l'infrarouge thermique (de l'ordre du micron à la dizaine de microns). L'instrument THEMIS (Thermal Emission Imaging System), à bord de la sonde Mars Odyssey, image depuis 2001 la surface de Mars dans cinq bandes dans le visible et proche infrarouge, allant de 0,42 à 0,86 μm , ainsi que 10 bandes (dont deux identiques) dans l'infrarouge thermique, allant de 6,78 à 14,88 μm , pour une résolution spatiale de 100 m/pixel (contre 19 m/pixel dans le visible). Les images produites dans le VNIR et dans l'infrarouge thermique sont acquises par deux caméras séparées. Dans cette partie, nous nous intéressons aux processus thermiques : ainsi, les données acquises dans le visible par THEMIS ne sont ici pas considérées. Les images IR brutes sont exprimées en termes de radiance ($\text{W}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$). Dans la

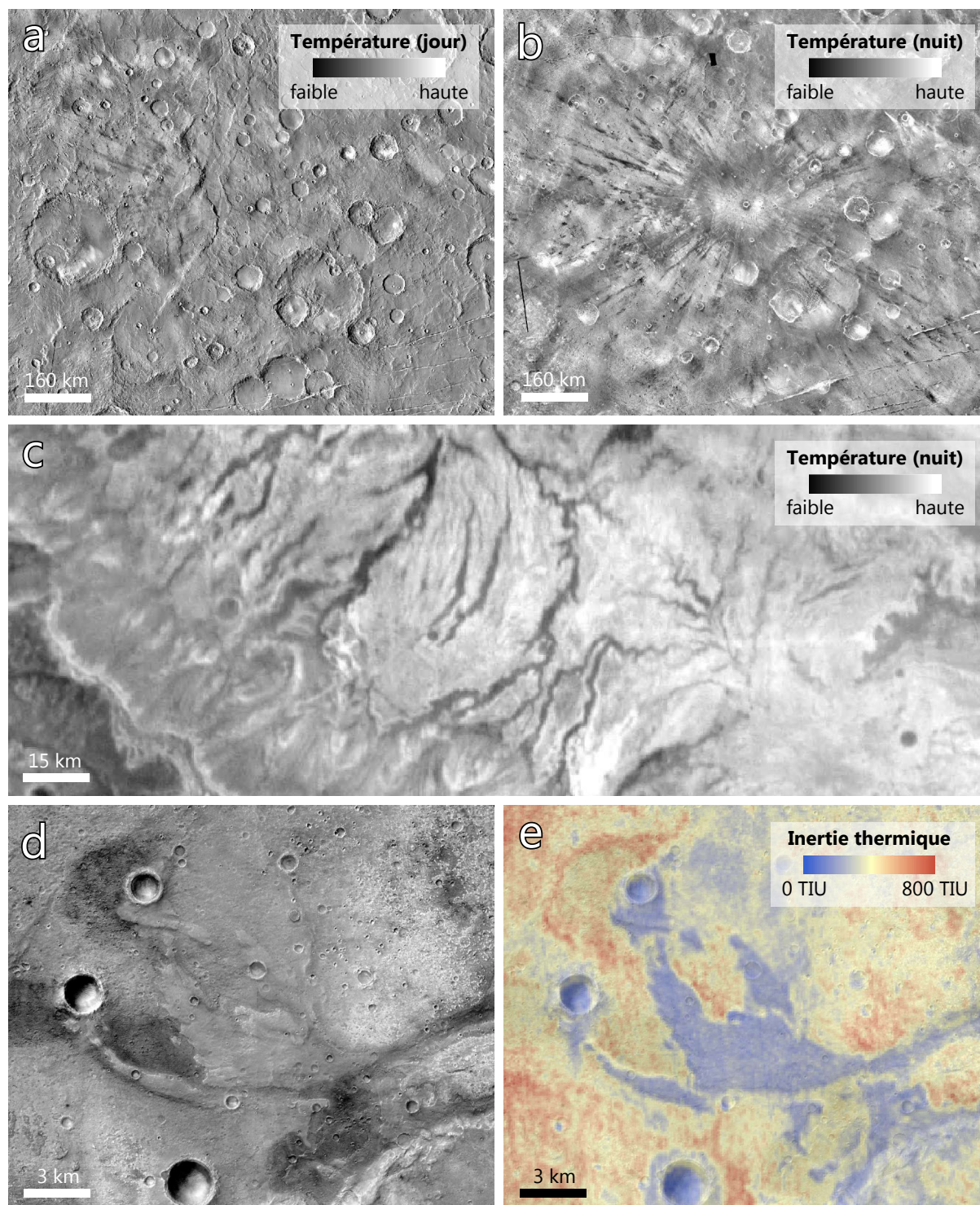


Figure III.5 – (a,b) Variations de la température de surface (données THEMIS) dans la région du cratère Gratteri de jour (a) et de nuit (b). Les éjectas de fine granulométrie ayant une inertie thermique plus faible se refroidissent plus rapidement la nuit que le reste de la surface et sont ainsi mis en évidence. (c) Réseau de vallées remplies de poussières dans Melas Chasma. (d, e) Dépôts deltaïques au niveau d'Oxia Planum, données CTX (d) et inertie thermique dérivée des données THEMIS (e).

gamme de l'infrarouge thermique, le rayonnement émis par la surface et donc mesuré est affranchi du rayonnement du Soleil, qui n'émet plus (cf. section II.1.3).

Les données IR de jour et de nuit THEMIS sont disponibles sous forme de mosaïques quasi-globales (Edwards *et al.*, 2011) et sont largement utilisées ici pour contextualiser les zones d'étude, la résolution de l'IR ne permettant pas une étude fine de la zone. Ces mosaïques ayant avant tout visée cartographique, toute information quantitative est perdue. Dans ces jeux de données, c'est principalement la bande 9 (centrée à 12,57 μm) qui est utilisée : dans cette gamme de longueurs d'ondes, l'émissivité de la surface est maximale (et donc le rapport signal-sur-bruit) et l'atmosphère peu opaque (Edwards *et al.*, 2011). Si une mosaïque globale d'inertie thermique a également été produite par l'USGS (suivant la technique de Ferguson *et al.*, 2006), de nombreuses disparités dans les valeurs sont observées sur les sites d'atterrissage. Les images utilisées dans les mosaïques étant acquises à différentes L_s , des variations saisonnières de la couverture de poussières peuvent grandement affecter les valeurs d'inertie thermique entre les images. Ainsi, il a ici été préféré une génération manuelle de mosaïques d'inertie thermique, à partir des données THEMIS brutes individuelles et précautionneusement triées afin qu'elles soient comparables entre elles. La méthode employée est la suivante :

1. les données sont triées selon les critères suivants : l'image a été acquise de nuit (entre 0 et 4 h du matin, heure locale), le critère de qualité établi par l'équipe THEMIS est compris entre 4 et 7 (1 étant mauvais et 7 bon) et L_s est compris entre 0 et 100° (Printemps Nord) afin de minimiser les variations inter-images liées au cycle saisonnier de poussières ;
2. les images sélectionnées sont ensuite converties en inertie thermique à l'aide de l'application MARSTHERM¹ (Putzig *et al.*, 2013). Dans un premier temps, les produits RDR sont téléchargés ; ils correspondent aux produits de base EDR ayant été calibrés radiométriquement ;
3. l'application effectue une première correction sur les produits RDR, où les variations de températures du détecteur infrarouge au cours de l'acquisition sont estimées et soustraites des données grâce aux valeurs de la bande 10 (centrée à 14,88 μm). À cette longueur d'onde, l'atmosphère est opaque et il est considéré que les variations de température observées ne sont pas propres à la surface mais au détecteur, l'atmosphère étant approximée comme homogène thermiquement (Bandfield *et al.*, 2004b ; Barratt, 2013). Par la suite, seule la bande 9 est utilisée pour les raisons détaillées précédemment ;
4. les valeurs de radiance sont converties en température de brillance (T_B) en estimant la température de corps noir correspondant à la radiance mesurée (équation II.2) ;
5. pour estimer les valeurs d'inertie thermique, le modèle a besoin des six paramètres suivants pour chaque pixel d'une observation THEMIS : l'heure locale d'acquisition,

1. <https://marstherm.psi.edu>

la longitude solaire, la pression, la latitude, l'albédo dans l'infrarouge A , ainsi que l'opacité atmosphérique liée aux poussières τ_{dust} . A et τ_{dust} ne sont pas directement mesurés par THEMIS, et sont approximés à partir des mesures TES les plus rapprochées spatialement et temporellement. TES ayant cessé de fonctionner en 2004, les valeurs de A et de τ_{dust} pour toute donnée THEMIS ayant été acquise après cette date sont estimées à partir des valeurs les plus récentes pour l'albédo, et en fonction des moyennes saisonnières TES (hors tempêtes de poussières) dans le cas de l'opacité liée aux poussières (Barratt, 2013). Finalement, τ_{dust} est ajusté à l'altitude de chaque pixel grâce au profil de pression de Tillman *et al.* (1993) ;

6. l'inertie thermique est calculée en suivant une méthode similaire à celle développée par Mellon *et al.* (2000) pour dériver une inertie thermique à partir des données TES : une température de surface théorique est calculée pour chaque pixel à l'aide d'un modèle thermique (ici de Putzig et Mellon, 2007), en considérant les six paramètres précédents fixés ainsi qu'une valeur d'inertie thermique variant entre 5 et 5000 TIU (Putzig et Mellon, 2007). La valeur de I renvoyant la température de surface correspondant au mieux aux observations est donnée en sortie.

Les valeurs d'inertie thermique sont données à $\pm \sim 20\%$. Les paramètres d'entrée engendrant le plus d'incertitudes ont été identifiés par Ferguson *et al.* (2006) comme étant :

- l'estimation de la température de surface (biaisée principalement par des facteurs instrumentaux) ;
- une mauvaise estimation du facteur de conversion permettant de convertir τ_{dust} mesuré dans l'infrarouge à une valeur dans le visible, nécessaire au modèle thermique ;
- l'albédo, dont la valeur est récupérée à partir de mesures antérieures et de résolution différente (Ferguson *et al.*, 2006) ;
- l'approximation d'une température de surface correspondant à la température de brillance (ce qui n'est le cas que pour les corps noirs).

Sont également sources d'incertitude la propagation d'autres erreurs liées à l'estimation de l'altitude (et donc de la pression atmosphérique) et de τ_{dust} par TES, mais également la non prise en compte des pentes locales, qui ne sont pas résolues par MOLA.

Nous avons appliqué cette méthode dans l'étude de Quantin-Nataf *et al.* (2021a). Les données d'inertie thermique nous ont permis de montrer que le delta préservé en amont du bassin d'Oxia Planum, tout comme les buttes témoins caractéristiques de Chryse Planitia ont une inertie thermique bien plus faible que les autres unités géologiques du site (typiquement ~ 250 TIU, contre plus de 500 TIU en moyenne pour les roches environnantes; Figure III.5) et sont probablement constitués d'un matériau de petite taille de

grains, comme du sable fin. Dans la section III.2, nous cartographions l'étendue de l'unité géologique à olivine et carbonate présente dans la région de Nili Fossae, à l'aide des données VNIR OMEGA et CRISM. Dans cette région, de nombreuses étendues de sable riche en olivine sont présentes. Les données d'inertie thermique nous ont ici permis de différencier les détections d'affleurements rocheux composés d'olivine des parties sableuses qui ne représentent pas des roches en place (et qui possèdent une inertie thermique plus faible).

III.1.5 Données d'altimétrie et modèles de terrain

III.1.5.1 Altimétrie globale : MOLA

L'altimètre MOLA a opéré à bord de MGS de 1997 à 2001, et a permis d'établir une carte globale de l'altimétrie de Mars, à une résolution spatiale de 463 m/pixel (Smith *et al.*, 2001; Figure III.6).

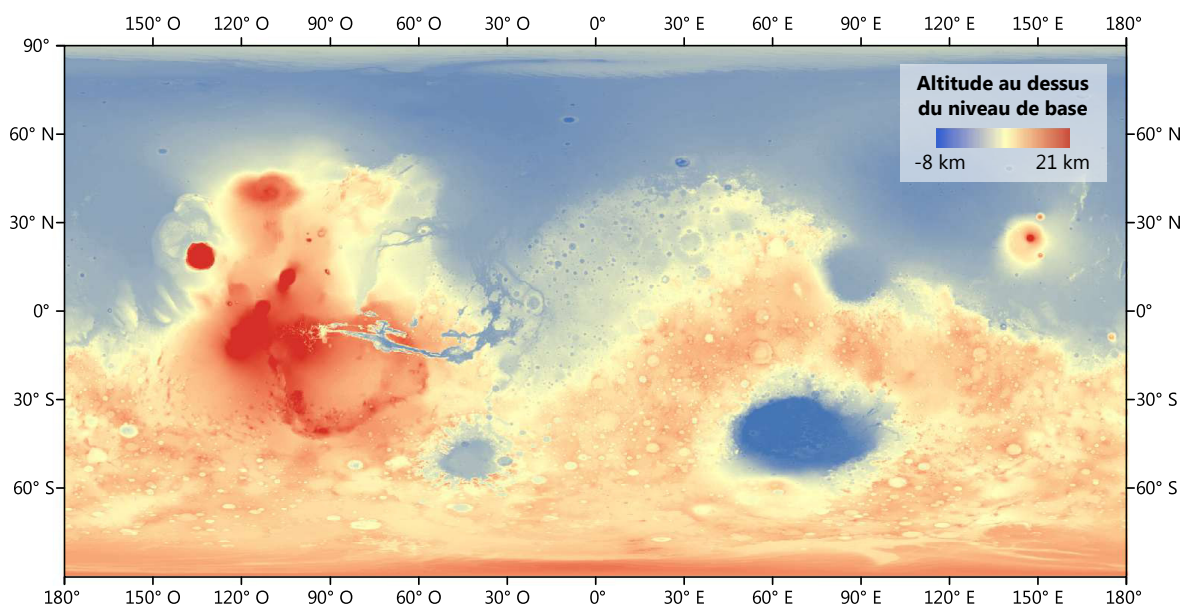


Figure III.6 – Modèle de terrain global MOLA

Le principe d'altimétrie laser est sensiblement comparable à celui d'altimétrie radar : un détecteur mesure le temps d'aller-retour d'une onde (ici dans le proche infrarouge) générée par un laser pulsé au nadir ; connaissant la position exacte du satellite et la vitesse de propagation de cette onde dans l'atmosphère martienne, la distance satellite-surface peut être estimée en un point de la surface. La conversion en altitude est ensuite appliquée par rapport à la distance entre le point mesuré et le niveau de base, soit l'aréoïde (le géoïde martien). Si le géoïde terrestre est défini comme l'équipotentiel de pesanteur suivant le niveau moyen des océans, le niveau de base sur Mars a dans un premier temps été défini comme l'équipotentielle de pression de 6,1 Mbar – proche de la pression atmosphérique

moyenne sur Mars et du point triple de l'eau. Du fait des fortes variations saisonnières de CO₂ atmosphérique, ce niveau de pression est variant par rapport aux équipotentielle de pesanteur et a été abandonné au profit de l'équipotentielle de pesanteur moyenne mesurée à l'équateur (au rayon 3396 km) selon le modèle de gravité GMM-2B (Lemoine *et al.*, 2001), qui a donc été défini comme niveau d'altitude zéro pour les données MOLA (Smith *et Zuber*, 1998).

Pour MOLA, les incertitudes liées à la position du satellite et à l'estimation de l'aréoïde sont d'environ 2 m en vertical et d'environ 100 m en horizontal (Lemoine *et al.*, 2001 ; Neumann *et al.*, 2001).

III.1.5.2 Stéréophotogrammétrie HRSC, CTX et HiRISE

La stéréophotogrammétrie permet d'obtenir des modèles numériques de terrain (MNT) à partir de deux images du même terrain. De la même façon qu'une paire d'yeux est capable de restituer la notion de relief, un couple d'images acquises à la même distance et à la même résolution, mais à différents angles de vue peut être utilisée pour calculer une topographie, en comparant les variations spatiales des différents points sur la surface. Cette méthode est applicable aux images de Mars acquises dans le visible à haute résolution. Lors de l'étude géologique des sites d'atterrissage, nous avons ainsi pu utiliser les données HRSC, CTX et HiRISE afin d'obtenir des MNT à des résolutions spatiales de ~10–200 m/pixel, ~6 m/pixel et ~30 cm/pixel respectivement (Figure III.7). À noter qu'un objet présent à la surface est résolu par le MNT s'il possède une taille d'environ trois à quatre fois la taille du pixel. Ainsi, les plus petits objets résolus ici ont des tailles de l'ordre du mètre.

La caméra HRSC, qui n'a jusqu'ici pas été présentée, est une caméra fonctionnant en pushbroom à bord de Mars Express (d'où une variabilité de résolution spatiale). HRSC image la surface de Mars dans le visible et proche infrarouge à l'aide de neuf capteurs CCD linéaires. Ces détecteurs pointent dans des directions différentes (jusqu'à environ $\pm 20^\circ$ par rapport au nadir), de sorte qu'un MNT peut être acquis pour chaque observation par stéréorestitution.

Les équipes HRSC et HiRISE fournissent des modèles de terrain prêts à être intégrés dans un SIG, mais ne sont néanmoins pas calculés systématiquement pour chaque zone où deux acquisitions se superposent. Ainsi, pour les produits CTX (dont l'équipe ne calcule pas de MNT) et HiRISE, nous avons utilisé l'algorithme de stéréorestitution (Ames Stereo Pipeline ; Beyer *et al.*, 2018) implanté dans MarsSI afin de produire les MNT correspondant aux sites d'atterrissage. Ces modèles de terrain générés par stéréorestitution correspondent à des altitudes relatives et nécessitent d'être alignés en altitude absolue, ici sur les données MOLA. Plus précisément, les MNT générés par MarsSI sont alignés sur une mosaïque

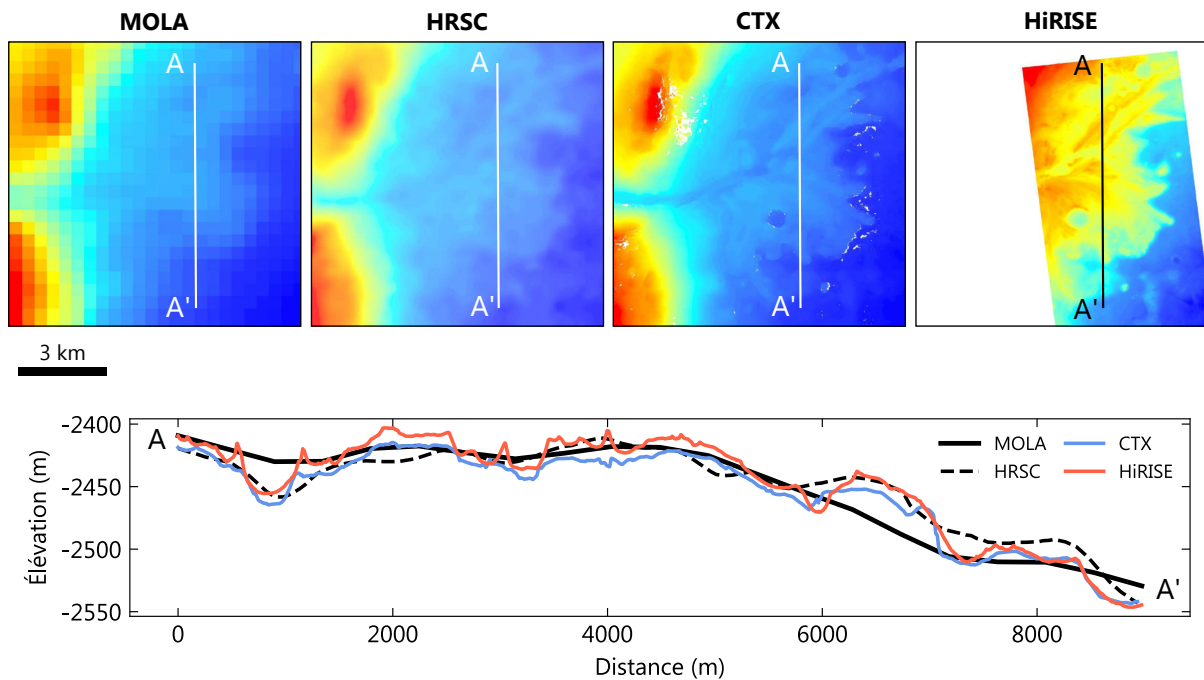


Figure III.7 – Comparaison entre les jeux de données altimétriques utilisés, sur le delta du cratère Jezero

globale de MNT HRSC, eux-mêmes alignés sur MOLA à une résolution de 200 m/pixel, et dont les trous de couverture sont comblés par les données MOLA (Ferguson *et al.*, 2018).

La caméra CaSSIS a également été conçue pour produire des modèles de terrain. Néanmoins, ces données ne sont pour le moment pas encore distribuées au public, et la couverture des MNT CTX (de résolution spatiale similaire à CaSSIS) générables par MarsSI sur nos zones d'étude est suffisante et ne nécessite pas la complémentarité d'un autre jeu de données.

III.1.6 Les spectro-imageurs OMEGA et CRISM

Les spectromètres imageurs permettent d'imager la surface d'une planète à plusieurs longueurs d'ondes, et ainsi de produire un cube d'images, avec le long des axes X et Y la dimension spatiale, et le long du troisième axe la dimension spectrale. Il est ainsi possible pour chaque pixel d'extraire un spectre de la surface (Figure III.8). Dans le cas où le rayonnement est enregistré sur maximum quelques dizaines de canaux, on parle d'imagerie multispectrale, en opposition à l'imagerie hyperspectrale, permettant d'avoir des spectres plus détaillés et donc de mieux identifier les phases minérales. Ici, l'acquisition est passive, puisque la source lumineuse est le Soleil ; on rappelle que le rayonnement solaire est maximal dans le visible, et devient négligeable vers 4–5 μm , longueur d'onde où les surfaces planétaires commencent à émettre. Ainsi, la spectroscopie de réflectance des

surfaces planétaires se fait dans une gamme allant du visible au proche infrarouge, soit entre $\sim 0,4 \mu\text{m}$ et $4\text{--}5 \mu\text{m}$.

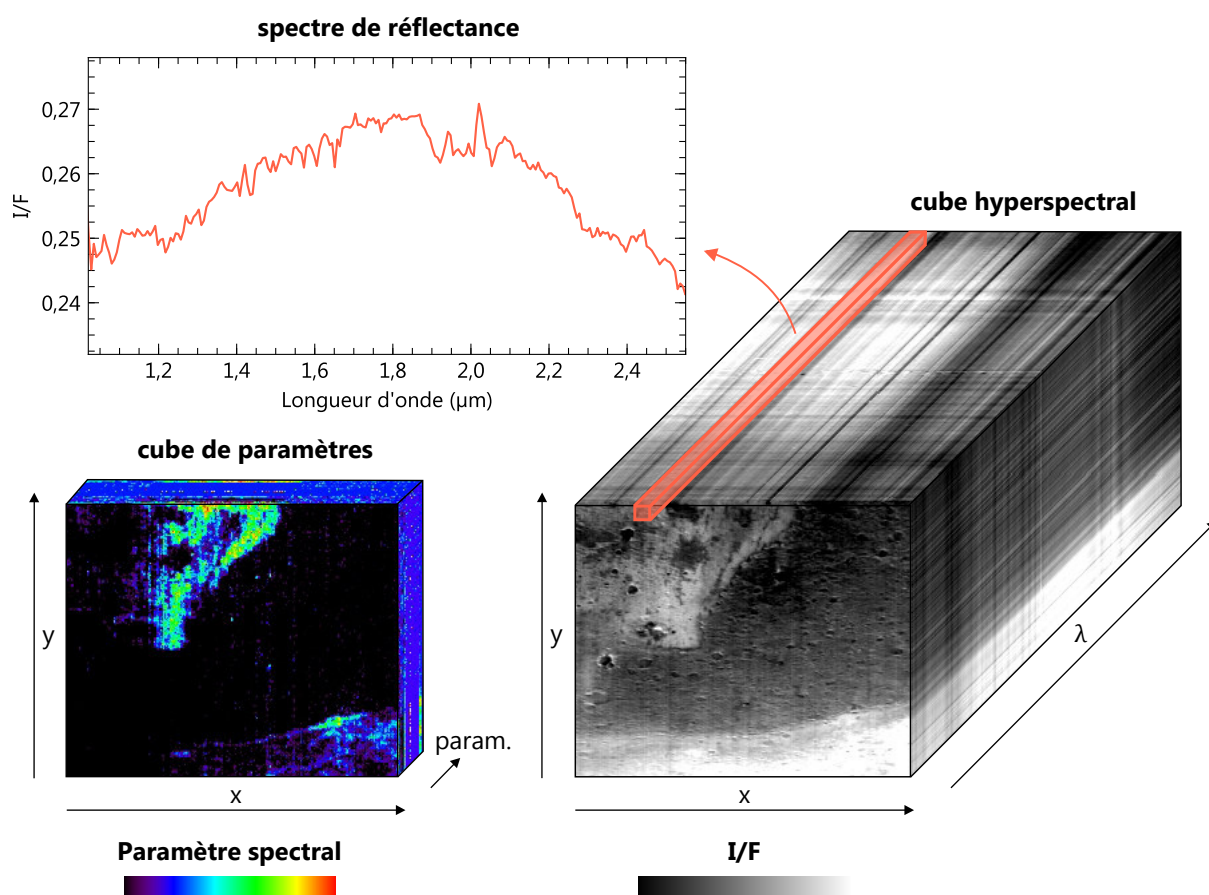


Figure III.8 – Principe d'un cube hyperspectral et du cube de paramètres associé. Un cube hyperspectral correspond à un empilement d'images acquises à différentes longueurs d'onde : il est ainsi possible d'extraire un spectre pour chaque pixel de la surface. Afin de guider l'analyse minéralogique, les valeurs de plusieurs paramètres spectraux sont calculés pour chaque pixel. Toutes les images codant la valeur d'un paramètre spectral sont assemblées sous un cube unique, le cube de paramètres.

Si des mesures de spectrométrie dans l'infrarouge thermique ont été acquises dès les missions Mariner 6/7, les premières mesures de réflectance datent de la mission Phobos-2 et de son spectromètre embarqué ISM (Imaging Spectrometer for Mars). Du fait de son orbite d'observation de Phobos, les données de la surface martienne acquises par ISM sont de faible résolution spatiale (plusieurs dizaines de kilomètres par pixels) et restreintes à une gamme de faible latitude ($>30^\circ$). Si des minéraux mafiques et des oxydes de fer ont été détectés et cartographiés à faible résolution dans les jeux de données ISM et TES (Mustard *et al.*, 1993 ; Bandfield *et al.*, 2000), l'arrivée des spectro-imageurs OMEGA et CRISM en orbite martienne a permis de révéler la diversité minéralogique de Mars, et notamment sa richesse en phases d'altération (Bibring *et al.*, 2005 ; Gendrin *et al.*, 2005 ; Poulet *et al.*, 2005 ; Ehlmann *et al.*, 2009 ; Murchie *et al.*, 2009b).

III.1.6.1 Description générale des instruments

OMEGA

L'Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA) est le spectro-imageur VNIR embarqué sur la sonde Mars Express. OMEGA étant initialement prévu pour la mission Mars 96 (Roscosmos, échec au lancement), l'instrument à bord de Mars Express est son modèle de rechange. OMEGA observe dans une gamme de longueurs d'onde allant de 0,35 à 5,1 μm , pour un échantillonnage spectral de 7 à 20 nm (352 canaux, aussi appelés *spectels*). Cette gamme de longueur d'onde est couverte par trois détecteurs : le premier couvrant la gamme de 0,4 à 1,1 μm (VNIR), le second de 0,9 à 2,7 μm (SWIR-C) et le troisième de 2,7 à 5,1 μm (SWIR-L ; [Bibring et al., 2004](#)). Seules les données collectées par la voie SWIR sont ici considérées, puisque dans la gamme de longueur d'onde couverte ont lieu de nombreuses absorptions utiles pour la caractérisation minéralogique de la surface (cf. chapitre II).

Si les données VNIR sont acquises en pushbroom, les données SWIR sont acquises en whiskbroom : un miroir rotatif permet de scanner la surface perpendiculairement à la trajectoire de la sonde, en produisant des images pixel par pixel (dimension X du cube). Pour chaque pixel acquis, l'image de la surface est diffractée sur les deux détecteurs (SWIR-C et SWIR-L), chacun consistant en une rangée de 128 éléments – permettant ainsi la mesure dans 128 fenêtres de longueur d'onde chacune (dimension λ du cube). La direction de vol de la sonde permet de construire la direction Y du cube ([Bibring et al., 2004](#)).

L'altitude de Mars Express n'étant pas constante au cours du temps de par son orbite elliptique, la résolution spatiale des images OMEGA varie dans et entre les images, avec un minimum de 350 m/pixel au périapse et un maximum de 5 km/pixel à l'apoapse ([Bibring et al., 2004](#)). En contrepartie du gain de résolution spatiale lorsque la sonde est proche de la surface, sa vitesse augmente et le nombre de pixels imagés sur une ligne est réduit afin de conserver des temps d'intégration permettant un bon SNR (de 5 ms en moyenne, pour des SNR supérieurs à 100). On distingue ainsi quatre modes en fonction de la largeur des images produites, de la meilleure à la plus basse résolution spatiale : 16 pixels, 32 pixels, 64 pixels et 128 pixels de large (Figure III.9 ; [Bibring et al., 2004](#)).

CRISM

Le Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) à bord de MRO est, tout comme OMEGA, un spectro-imageur mesurant dans le visible et proche infra-rouge. Il possède deux détecteurs : le détecteur S (pour *short wavelengths*) couvre les

longueurs d'onde du visible entre 0,36 μm et 1,06 μm , tandis que le détecteur L (pour *long wavelengths*) couvre le proche infrarouge entre 1,00 μm et 3,94 μm . Pour les raisons exprimées précédemment, seules les données de la voie IR (voie L) sont ici utilisées. CRISM opère en pushbroom à la différence d'OMEGA, le détecteur infrarouge est donc bidimensionnel et non linéaire, et la lumière dispersée en longueur d'onde est interceptée par une matrice de photodiodes de 640 (dimension X du cube) par 480 (dont 438 utiles, dimension λ) éléments (Murchie *et al.*, 2007, 2009c).

CRISM fonctionne dans deux modes différents : un mode basse résolution (spectrale et spatiale) dit *survey*, ou multispectral, et un mode haute résolution dit *targeted*, ou hyperspectral. Chaque mode produit des images d'une largeur de fauchée d'environ 10 km. Les données *survey* ont pour but d'établir une cartographie globale de la surface à faible résolution spatiale et spectrale, en reconnaissance pour l'acquisition des données de haute résolution du mode *targeted*. Contrairement à OMEGA, CRISM possède la particularité d'avoir un cardan, ce qui lui permet d'effectuer une rotation lors de sa prise de vue en mode hyperspectral et ainsi d'observer un même point de la surface plus longtemps lors de son survol que dans le cas du mode *survey* – où l'observation se fait toujours au nadir (Murchie *et al.*, 2007, 2009c). Cette rotation permet ainsi d'augmenter le temps d'intégration (et donc le SNR) et donne aux images CRISM *targeted* leur forme particulière en sablier, plus larges aux extrémités qu'au centre (Figure III.9).

Les observations sont programmées pour des objectifs scientifiques variables et nécessitent divers degrés de résolution spatiale et spectrale. Ainsi, les modes *survey* et *targeted* se déclinent en divers produits, grâce à la variation des paramètres suivants lors de la sauvegarde des données en vol :

- le degré de regroupement spatial des pixels, ou *pixel binning*. Cette méthode permet d'augmenter le SNR, en couplant les charges des différents éléments des capteurs par 2, 5 ou 10. Plus le degré de regroupement est important, et plus la résolution spatiale diminue. Typiquement, les observations hyperspectrales ont un degré de regroupement des pixels de 1 (aucun regroupement) à 2, tandis que les observations multispectrales un degré de 5 à 10 (Murchie *et al.*, 2007, 2009c) ;
- le nombre de spectels. En mode *targeted*, ce nombre est maximum, tandis qu'en mode *survey* il peut être fixé à 55 ou 154 bandes dans l'IR (Murchie *et al.*, 2007). Dans ce dernier cas, les 99 bandes additionnelles sont distribuées en longueur d'onde de sorte à augmenter la résolution dans les gammes spectrales susceptibles d'être affectées par des absorptions étroites liées aux vibrations moléculaires – vers $\sim 1,4$ μm et entre 1,9 μm et 2,6 μm .

On distingue ainsi dans l'infrarouge les sous-modes suivants : MSP, MSW et HSP pour le mode *survey*, et FRT, HRL, HRS, FRS, ATO et ATU pour le mode *targeted* (Table

III.3, Figure III.9).

Mode	Nb. de spec- tels IR	Résolution spatiale (m/pixel)	Longueur (km)
CRISM survey			
MSP (Multispectral Survey)	55	200	~45,180 ou 540
MSW (Multispectral Window)	55	100	~45,180 ou 540
HSP (Hyperspectral Mapping)	154	200	~45,180 ou 540
CRISM targeted			
FRT (Full Resolution Targeted)	438	18	~10
HRL (Half Resolution Targeted)	438	36	~20
HRS (Half Resolution Short)	438	36	~8
FRS (Full Resolution Short)	438	18	~3
ATO (Along-Track Oversampled)	438	3–20	~1 ou 3
ATU (Along-Track Undersampled)	438	20–40	~6

Table III.3 – Caractéristiques des cubes produits par les différents modes d'observation CRISM utilisant la voie L

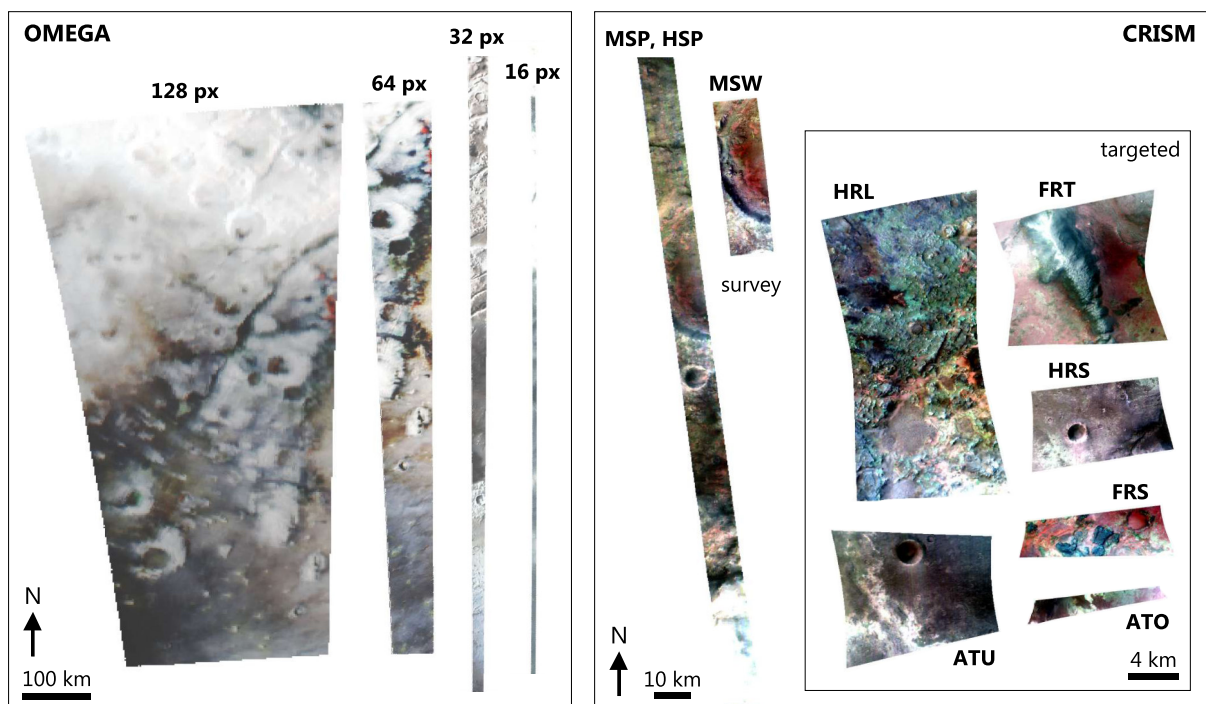


Figure III.9 – Exemples de différents produits OMEGA et CRISM et échelles. Les compositions colorées utilisent les valeurs de réflectance aux longueurs d'onde suivantes : R = 2,53 μm ; G = 1,50 μm ; B = 1,08 μm .

III.1.6.2 Dégradation des instruments

Afin de limiter le bruit thermique, les détecteurs infrarouge doivent être refroidis. CRISM est équipé de trois systèmes de refroidissement actif (ou cryostats) qui agissent en alternance afin de maintenir le détecteur IR à des températures inférieures à 120 K (Murchie *et al.*, 2007). La défaillance des cryostats au court du temps a imposé une température de mesure régulièrement supérieure à 120 K, et les observations récentes sont généralement particulièrement bruitées. Dès 2012, la fréquence des acquisitions IR est diminuée et elles sont finalement arrêtées début 2018, le dernier cryostat utilisable étant devenu trop instable et rendant les données produites par le détecteur infrarouge inexploitable. Si de nombreux cubes ont été acquis dans la région de Nili Fossae, le site d'Oxia Planum, découvert récemment, n'a pas eu cette chance. La plupart des données CRISM à haute résolution ont donc été acquises entre 2014, soit sept ans après la mise en activité de MRO, et 2018, date de l'arrêt de la voie infrarouge. À noter que la voie S reste opérationnelle aujourd'hui et continue d'acquérir des images hyperspectrales de la surface dans le visible. Pour OMEGA, le refroidissement des capteurs SWIR à des températures inférieures à 80 K est assuré par un cryostat pour chaque détecteur (Bibring *et al.*, 2004). En 2010, celui de la voie C a cessé de fonctionner ; les données mesurées entre 0,9 μm et 2,7 μm après cette date sont donc inutilisables. Néanmoins, après six ans d'opérations, une couverture quasi globale de la planète, au moins à basse résolution spatiale, est atteinte (Poulet *et al.*, 2007 ; Ody *et al.*, 2012).

Conséquence du vieillissement des capteurs, certains spectels ont cessé de fonctionner au fil du temps. Cet effet est plus problématique dans le cas des cubes OMEGA que des cubes CRISM : un spectel défectueux sur le capteur bidimensionnel IR de CRISM affecte la valeur de réflectance d'une colonne de pixels à une longueur d'onde donnée, tandis qu'un spectel défectueux sur un des capteurs linéaires d'OMEGA affecte la valeur de tous les pixels de l'image à une longueur d'onde donnée.

III.1.6.3 Traitements appliqués aux cubes de données

Les routines de traitement des cubes OMEGA et CRISM sont implémentées dans MarsSI et permettent le téléchargement de données "prêtes" à être étudiées (Quantin-Nataf *et al.*, 2018b). Ces routines incluent :

1. le téléchargement des données calibrées depuis le PDS pour CRISM ou depuis PSUP¹ pour OMEGA. Dans le cas des produits OMEGA, les données téléchargées sont également corrigées de l'atmosphère ;
2. une correction atmosphérique des données CRISM ;

1. Planetary SURface Portal : <http://psup.ias.u-psud.fr>

3. une normalisation par spectre médian (données CRISM *targeted* uniquement) ;
4. le calcul de paramètres spectraux et leur projection géographique.

Chacune de ces étapes est détaillée ci-après. Le code de calibration des données OMEGA ainsi que le calcul de quelques critères spectraux ont été développés à l'IAS par l'équipe OMEGA, et intégrés à une chaîne de traitement développée au LPG de Nantes (S. Le Mouélic, J.-P. Combe, V. Sarago, M. Massé). La chaîne de traitement des données CRISM utilise les algorithmes implémentés dans CAT (CRISM Analysis Toolkit), un outil développé par l'équipe CRISM pour traiter manuellement les cubes CRISM sous le logiciel IDL ENVI (Morgan *et al.*, 2017). Le code de calibration des données CRISM ainsi que le calcul de quelques critères spectraux ont été développés par l'équipe CRISM (Murchie *et al.*, 2009c ; Viviano-Beck *et al.*, 2014). Des critères plus complexes ont été introduits par P. Thollot (LPG de Nantes, LGL-TPE de Lyon ; Thollot, 2013). Les critères spectraux calculés par ce pipeline sur les CRISM *survey* ont une formulation identique à ceux des données OMEGA et ont été implémentés sur MarsSI par P. Thollot.

Le premier produit CRISM téléchargé par MarsSI correspond au cube calibré en I/F (cf. section III.3). Ce produit est appelé TRDR (Target Reduced Data Record) et est accompagné d'un fichier auxiliaire contenant des informations sur les conditions d'observation (latitude, longitude, altitude et pente MOLA, inertie thermique, heure locale, angles d'incidence, d'émission et de phase) appelé DDR (Derived Data Record ; Murchie *et al.*, 2007). Ce fichier DDR est ainsi utilisé pour projeter géographiquement le cube. Les produits TRDR, aussi appelés TRR3 (troisième génération de calibration CRISM), contiennent les données de radiance calibrées en I/F (cf. section III.1.3.3). C'est ainsi sur les produits TRR3 que la correction atmosphérique CRISM est appliquée, soit manuellement via CAT, soit automatiquement dans la chaîne de traitement CRISM de MarsSI.

Correction atmosphérique

Dans la gamme de longueur d'onde étudiée (entre $\sim 1 \mu\text{m}$ et $\sim 2,6 \mu\text{m}$), le CO_2 de l'atmosphère martienne possède des absorptions significatives, dont un ensemble de bandes intenses entre $\sim 1,9 \mu\text{m}$ et $\sim 2,1 \mu\text{m}$ (Figure III.10 ; Tillman *et al.*, 1993). Ce signal doit être retiré des données CRISM et OMEGA afin de récupérer la contribution de la surface. La méthode employée est la méthode empirique dite de *volcano-scan* : l'absorption liée à l'atmosphère est estimée en comparant les données mesurées au sommet d'Olympus Mons par rapport à celles acquises à sa base, prises environ au même moment, et pour des conditions atmosphériques dégagées (peu de glace et de poussières). Le rapport des deux permet d'obtenir un spectre de transmittance atmosphérique $T(\lambda)$. Mesurer des spectres au niveau d'Olympus Mons assure de maximiser la hauteur de la colonne d'air ($\delta h \simeq 20$

km), pour des compositions de surface à peu près homogènes. Pour chaque pixel du cube à corriger, on estime ainsi le terme β qui, appliqué à l'équation suivante, permet d'annuler une des absorptions liées au CO₂, d'épaule à courte longueur d'onde $\lambda_1 = 1,98 \mu\text{m}$ et centrée à $\lambda_2 = 2,00 \mu\text{m}$ (Figure III.10) :

$$I/F(\lambda) = R(\lambda) \cos(\theta_i) T(\lambda)^\beta \quad (\text{III.2})$$

où R est la réflectance de la surface. Annuler l'absorption considérée revient à égaliser la réflectance à λ_1 et λ_2 :

$$R(\lambda_1) = R(\lambda_2), \quad (\text{III.3})$$

soit :

$$\begin{aligned} \frac{I/F(\lambda_1)}{I/F(\lambda_2)} &= \left(\frac{T(\lambda_1)}{T(\lambda_2)} \right)^\beta \\ \Leftrightarrow \beta &= \ln \left(\frac{I/F(\lambda_1)}{I/F(\lambda_2)} \right) / \ln \left(\frac{T(\lambda_1)}{T(\lambda_2)} \right). \end{aligned} \quad (\text{III.4})$$

Cette méthode utilisée depuis ISM (p. ex., [Erard et Calvin, 1997](#) ; [Langevin et al., 2005](#) ; [Murchie et al., 2007](#)), permet ainsi de corriger chaque pixel d'un cube des absorptions atmosphériques, indépendamment des variations saisonnières de pression liées aux cycles de sublimation et de condensation du CO₂.

Le choix de valeurs de λ_1 et λ_2 très proches en longueur d'onde permet de valider l'approximation III.3 dans la plupart des cas. En effet, les spectres de nombreux minéraux possèdent des pentes spectrales ou des bandes d'absorption vers $2 \mu\text{m}$: choisir des valeurs de λ_1 et λ_2 prenant en compte toute l'absorption du CO₂ introduit des artefacts en faussant la pente spectrale du spectre mesuré entre ces bornes ([McGuire et al., 2009](#)).

À noter que plusieurs mesures de $T(\lambda)$ au niveau d'Olympus Mons sont nécessaires au cours du temps, puisque les variations de température des détecteurs infrarouge (III.1.6.2) entraînent un léger décalage des spectres en longueur d'onde ([Smith et al., 2009a](#)). Ce décalage, de l'ordre de quelques dixièmes de nanomètres est suffisant pour fausser la correction, cette dernière utilisant des valeurs λ_1 et λ_2 placées précisément selon une des bandes d'absorption du CO₂ (Figure III.10).

Réduction du bruit de colonne

Du fait de leur acquisition en pushbroom, les cubes CRISM possèdent un bruit variable d'une colonne de pixels à une autre. Une amélioration du SNR peut ainsi être obtenue en retirant le bruit commun à toute une colonne. Pour cela, un spectre médian est calculé avec tous les pixels d'une colonne, et utilisé pour les normaliser. Cette étape du calcul est

effectuée systématiquement pour chaque acquisition CRISM et se révèle très efficace pour mettre en valeur les signatures spectrales minéralogiques (Figure III.10). Néanmoins, la normalisation induit des pertes d'information sur la valeur de I/F et sur la pente spectrale. De plus, si le spectre utilisé au dénominateur possède des bandes d'absorptions, des pics – les absorptions inversées – pourront apparaître sur les spectres normalisés, les extrémités des pics pouvant imiter de nouvelles absorptions. Pour ces raisons, les cubes où une normalisation par spectre médian de colonne a été effectuée sont analysés avec précaution et comparés aux cubes non normalisés en cas de suspicion d'artefact.

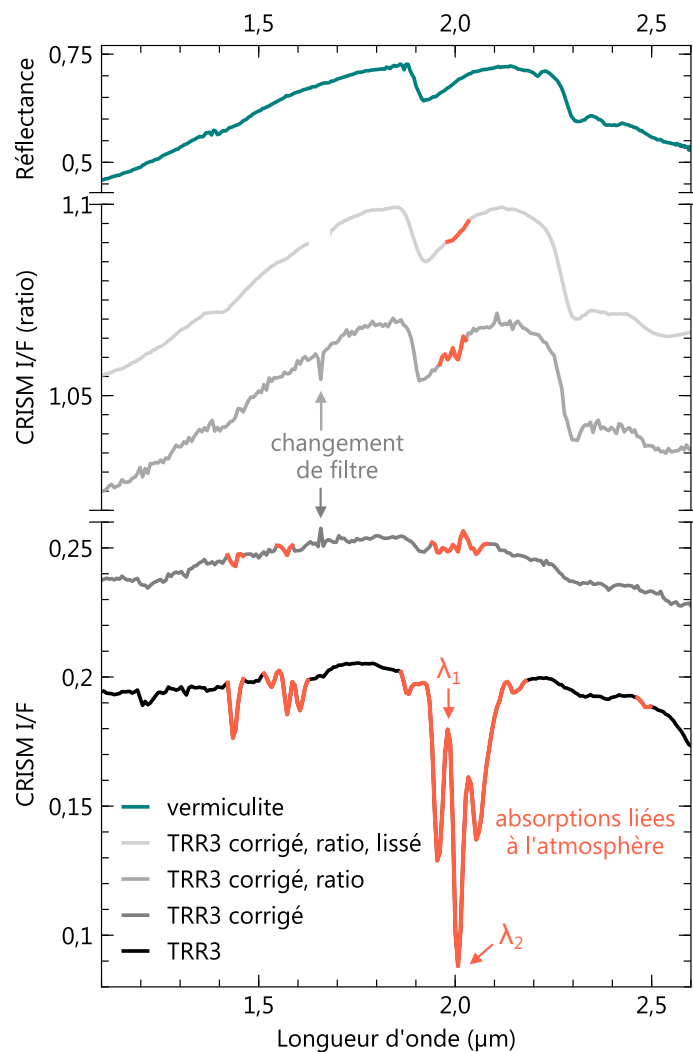


Figure III.10 – Synthèse des traitements appliqués sur un cube CRISM *targeted* brut. Dans un premier temps, les données calibrées ("TRR3") sont corrigées de l'atmosphère avec la méthode de volcano-scan ("TRR3 corrigé"; λ_1 et λ_2 correspondent aux bornes utilisées dans la correction atmosphérique pour définir l'absorption du CO_2 à annuler, selon l'équation III.3). Dans certains cas, on peut utiliser les cubes qui ont été normalisés par le spectre médian des colonnes de pixels ("TRR3 corrigé, ratio"). Les spectres peuvent également être filtrés pour atténuer les variations de haute fréquence (c.-à-d. le bruit; "TRR3 corrigé, ratio, lissé"). Finalement, les spectres obtenus sont comparés à ceux de phases connues mesurées en laboratoire, ici une vermiculite.

Paramètres spectraux

Afin de cartographier géographiquement les détections minéralogiques, on calcule le plus souvent des critères spectraux pour chaque pixel de cube de données corrigé (p. ex., Pelkey *et al.*, 2007 ; Viviano-Beck *et al.*, 2014). Nous l'avons vu en section II.2.3.3, un critère spectral, ou index spectral, quantifie une caractéristique au sein du spectre, que l'on peut rapprocher à une espèce minérale, et un critère couramment utilisé est la profondeur de bande *BD*. D'autres critères spectraux plus complexes permettent de mettre en évidence la présence de minéraux ne pouvant être détectés seulement par une absorption bien définie. Par exemple, un des critères spectraux utilisés ici pour les argiles ferromagnésiennes vérifie qu'il existe des absorptions vers 1,9 μm (H_2O) et 2,3 μm (Fe/Mg-OH), et que la différence entre les pentes du spectre entre 1,30 et 1,67 μm et celle entre 2,14 et 2,50 μm correspond à la différence de pente attendue dans le cas d'une argile peu hydratée (spectre concave, généralement observé dans le cas des argiles martiennes).

Pour chaque cube hyperspectral est ainsi calculé un cube de paramètres associé : la dimension spatiale est conservée, et en chaque pixel est calculé la valeur de tous les index spectraux disponibles, dispersés en dimension Z (Figure III.8). Ainsi, l'analyse de chaque cube est guidée par des cartes spectrales. Ces dernières sont données à titre indicatif et ne se substituent pas à l'inspection des spectres qui permet d'identifier les phases présentes.

Le cube de paramètres est ensuite projeté géographiquement pour intégration dans un SIG et comparaison avec les données de morphologie (THEMIS IR jour, CTX, CaSSIS, HiRISE). Des décalages en X ou Y liés à la projection des données ou aux incertitudes sur les positions des satellites sont généralement observés entre les données, et les images projetées sont le plus souvent recalées manuellement.

III.1.6.4 Méthodes d'analyse spectrale

Pour détecter une phase minérale au sein d'un cube, il est nécessaire d'extraire un ou plusieurs spectre(s). Cette opération doit se faire à partir des cubes non projetés afin de ne pas induire de biais lié au recouvrement de pixels lors de la projection. Les spectres extraits sont ensuite comparés à des spectres de référence (position et largeur des bandes d'absorption, pentes spectrales), aussi désignés sous le terme de spectres de laboratoire.

Choix des ROI

Afin d'améliorer l'extraction des signatures minérales, on augmente généralement le SNR d'un spectre en effectuant une moyenne sur plusieurs pixels. L'ensemble des pixels est appelé ROI, pour *Region of Interest*.

Une ROI peut être choisie en délimitant manuellement un polygone selon un affleurement géologique visible, mis en valeur par des valeurs de paramètres spectraux intenses, ou simplement car visible en imagerie (une strate par exemple). Alternativement, on peut calculer une ROI automatiquement en utilisant les valeurs du cube de paramètres associé, en choisissant les pixels ayant les valeurs d'un index spectral les plus hautes (hors valeurs aberrantes). Cette méthode est particulièrement efficace pour faire ressortir les absorptions des minéraux puisqu'elle sélectionne les "meilleurs" spectres à moyennner, mais doit être utilisée avec précaution, et dans le cas où les pixels sont peu éloignés spatialement afin d'éviter une fausse détection minérale simplement liée à l'addition de *spikes* (pics aberrants en réflectance) localisés aux mêmes longueurs d'onde que les absorptions minérales.

Normalisation

Afin de s'affranchir des artefacts résiduels systématiques communs à l'ensemble du cube (artefacts instrumentaux et artefacts liés à la calibration ou à la correction atmosphérique) et de mettre en lumière les signatures spectrales minéralogiques, une méthode couramment utilisée est la normalisation des spectres. Comme détaillé précédemment, le dénominateur utilisé peut être le spectre médian des colonnes dans le cas de CRISM. Il est également possible de normaliser un ou plusieurs spectres à l'aide d'une ROI délimitant une zone spectralement "neutre", c'est à dire sans bande d'absorption. Les biais détaillés en section III.1.6.3 s'appliquent également et l'interprétation des spectres issus de cette méthode se fait avec précaution.

Filtrage en longueur d'ondes

Optionnellement, les spectres peuvent être lissés afin de s'affranchir des variations de réflectance à haute fréquence (c.-à-d. principalement le bruit du spectre). Le filtre ici choisi est un filtre de Savitzky-Golay, qui agit en effectuant une régression polynomiale glissante le long du spectre. Il accommode ainsi mieux qu'une moyenne glissante les changements de pente soudains pouvant être ici observés, tout en conservant les positions des centres de bande (Figure III.10). Pour des spectres présentant des *spikes*, l'application d'une médiane glissante est préférée, car moins sensible aux points aberrants.

III.1.6.5 Artefacts récurrents

Dans de nombreux cubes, la correction atmosphérique effectuée n'élimine pas entièrement les absorptions liées à l'atmosphère, ou est faussée par la présence d'aérosols

de poussière qui modifient la pente spectrale (Wiseman *et al.*, 2016). Dans ce cas, des artefacts vers 2 μm sont observés (Figure III.10). La variabilité atmosphérique en aérosols (de poussière ou de glace) et en vapeur d'eau n'est pas prise en compte dans la méthode de volcano-scan, puisque les spectres de transmission sur Olympus Mons sont obtenus lors de conditions atmosphériques censées minimiser leur présence. Les aérosols de glace possèdent une absorption vers 1,5 μm , et la vapeur d'eau vers 1,4 μm et 1,9 μm ; ces absorptions atmosphériques peuvent ainsi apparaître dans certains cubes malgré la correction de volcano-scan (Wiseman *et al.*, 2016). Ces résidus, ainsi que les artefacts vers 2 μm , sont problématiques, puisqu'ils se superposent aux bandes d'absorption des minéraux hydratés. Appliquer une normalisation sur les spectres est généralement efficace pour retirer les résidus atmosphériques, car souvent communs à tous les pixels du cube. Néanmoins, ces régions du spectre – notamment vers 2 μm – doivent être considérées avec précaution. Ici, l'identification de minéraux hydratés est faite grâce à la présence des bandes métal-OH se trouvant au-delà de 2 μm , en plus de la bande d'hydratation à 1,9 μm .

Additionnellement, les absorptions les plus intenses liées au CO_2 saturent les détecteurs d'OMEGA et CRISM entre $\sim 2,7 \mu\text{m}$ et $\sim 2,9 \mu\text{m}$, où toute information sur la surface est perdue ; cette gamme spectrale est généralement masquée sur les figures. Pour des longueurs d'onde supérieures, le SNR décroît fortement, et la région du spectre après 3 μm n'est que rarement utilisée (Murchie *et al.*, 2007). Cette restriction est particulièrement gênante dans le cas de l'identification des carbonates, qui présentent deux fortes absorptions vers 3,4 μm et 3,9 μm .

La lumière parvenant au détecteur IR de CRISM est filtrée en ordre de diffraction par trois filtres (Murchie *et al.*, 2007). Les gammes de longueurs d'onde couvertes aux interfaces entre les trois filtres, vers 1,65 et 2,65 μm sont affectés par des spikes. Ces effets sont pris en compte dans la calibration en produit TRR3 mais des artefacts à ces longueurs d'onde peuvent subsister (Figure III.10). Contrairement au CO_2 atmosphérique résiduel, ces pics parasites ne gênent pas l'identification minérale.

III.2 Géologie des sites d'atterrissage : Mars 2020, de Jezero à Midway

Après quatre ans d'un long processus de sélection sur plus de 60 sites candidats, le 18 octobre 2020 voit l'annonce officielle du site d'atterrissage de la mission Mars 2020. Alors en lice quatre sites : le cratère Jezero de la région de Nili Fossae, Northeast Syrtis, à seulement quelques kilomètres au Sud-ouest de Jezero, et les Columbia Hills du cratère Gusev, déjà explorées par le rover Spirit. Ces trois candidats étaient initialement les seuls

prévus pour la réunion de sélection du site d'atterrissage. Or, si Northeast Syrtis et Jezero sont situés très proches l'un de l'autre, leurs contextes géologiques sont relativement différents et, là où des deltas présents dans le cratère Jezero ont sûrement pu charrier et échantillonner diverses unités géologiques présentes dans son bassin versant, ces mêmes unités sont stratigraphiquement en place à Northeast Syrtis.

Nous avons mentionné trois candidats, pour quatre sites en lice. En effet, au cours des derniers mois précédant la sélection, et devant l'évidence que le rover Mars 2020 ne pourrait visiter à la fois Jezero et Northeast Syrtis, un groupe de scientifiques du comité de travail de sélection des sites propose un compromis : un nouveau site nommé "*Midway*". Comme son nom l'indique, cette nouvelle ellipse d'atterrissage est située à mi-chemin entre Jezero et Northeast Syrtis (Figure III.11). Les signatures minéralogiques depuis l'orbite sont moins évidentes et aucun cube CRISM *targeted* ne couvre le site, mais la morphologie à haute résolution est claire : on retrouve à l'affleurement les mêmes unités géologiques que Northeast Syrtis. Cette fois-ci, une mission étendue vers Jezero est possible, et le site est proposé le 16 octobre lors des dernières phases de sélection. Si c'est finalement Jezero qui est choisi, Midway sera une des destinations les plus probables de Perseverance dans le cas où la mission serait étendue.

Le cratère Jezero, situé à 18,4°N–77,7°E, avait déjà été proposé comme site d'atterrissage pour la mission MSL pour son potentiel d'habitabilité passée. En effet, ce cratère d'impact de 45 km de diamètre est un paléolac dont l'activité (continue ou intermittente) initiée au Noachien aurait perduré jusqu'à l'Hespérien (Fassett et Head, 2005 ; Goudge et al., 2017 ; Mangold et al., 2020). Jezero est connecté à un large réseau de vallées fluviales se terminant en méandres et incisant les murs du cratère, pour former deux deltas à une altitude plus faible dans la partie ouest du cratère. La présence d'une vallée non associée à un delta dans la partie orientale semble indiquer une décharge vers l'extérieur : cette géométrie correspondrait à celle d'un ancien lac, dont le volume d'eau a été estimé à un minimum de 350 km³ (Fassett et Head, 2005).

Contrairement au site d'atterrissage d'ExoMars, la région de Nili Fossae est étudiée depuis le début des années 2000 et la caractérisation de sa géologie et minéralogie a déjà fait l'objet de nombreuses publications (p. ex., Hoefen et al., 2003 ; Hamilton et Christensen, 2005 ; Mustard et al., 2005 ; Poulet et al., 2005 ; Mangold et al., 2007 ; Ehlmann et al., 2008b, 2009 ; Mustard et al., 2009 ; Goudge et al., 2015b ; Bramble et al., 2017 ; Scheller et Ehlmann, 2020). Ci-dessous, nous résumons les différentes unités géologiques ainsi que les phases détectées depuis l'orbite dans l'optique d'une collection de roches analogues à la région.

Depuis l'orbite, la région de Nili Fossae apparaît comme une des régions les plus variées minéralogiquement, et les images couleurs HiRISE qui couvrent cette région de

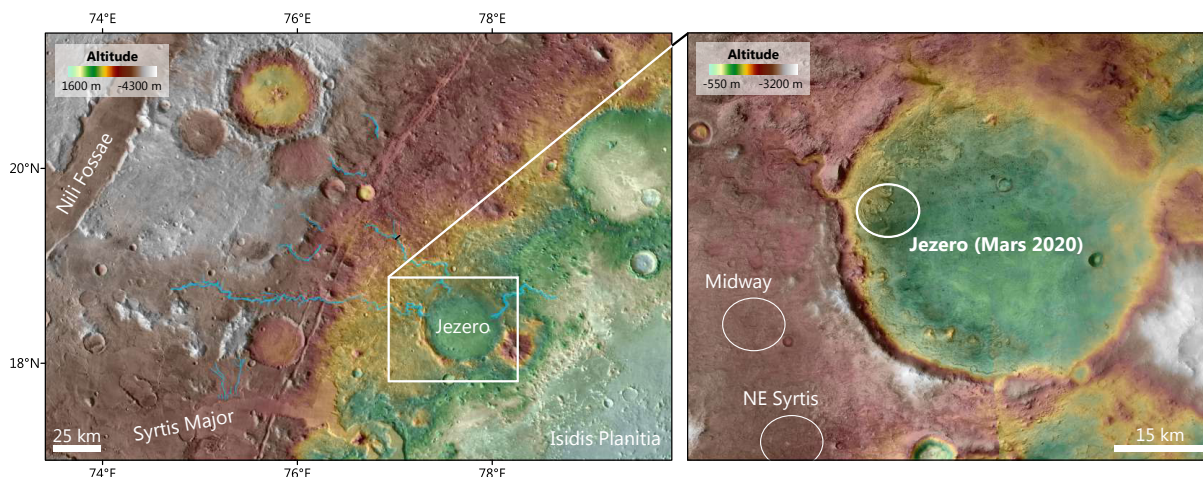


Figure III.11 – Contexte régional du site d'atterrissage de Mars 2020

la croûte martienne font partie des plus richement colorées de la planète. Cette zone est géologiquement complexe, et la stratigraphie et la définition des différentes unités affleurantes sont affinées depuis plusieurs années (p. ex., [Mustard et al., 2009](#) ; [Goudge et al., 2015b](#) ; [Scheller et Ehlmann, 2020](#)). Étant donné cette complexité, nous choisissons dans cette section de conserver les termes anglais le plus souvent utilisés dans la littérature pour désigner ces unités, et de ne pas les franciser afin de ne pas perdre le lecteur. Les stratigraphies au niveau de Jezero et de la région de Nili Fossae avec le nom des différentes unités sont illustrées en figure III.12.

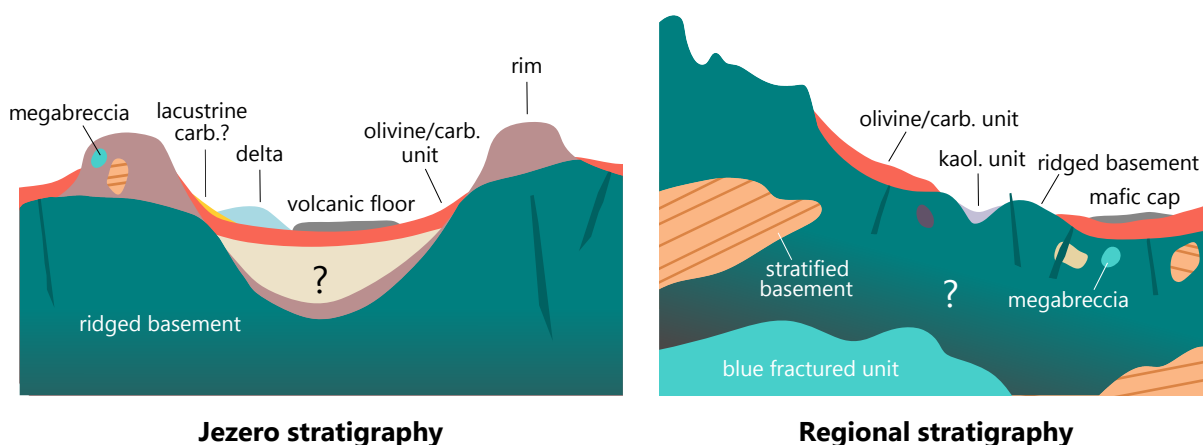


Figure III.12 – Stratigraphies simplifiées des principales unités géologiques au niveau du cratère Jezero et de la région de Nili Fossae, décrites dans cette partie (échelle non respectée ; synthèse de [Mangold et al., 2007](#) ; [Mustard et al., 2009](#) ; [Ehlmann et al., 2009](#) ; [Goudge et al., 2015b](#) ; [Scheller et Ehlmann, 2020](#))

III.2.1 Géologie régionale

Les grandes unités géologiques présentes à l'échelle régionale sont pour la plupart en place au niveau du site de Midway, et/ou ont potentiellement pu être échantillonnées par

l'activité de drainage du bassin versant de Jezero. Ainsi, même si Perseverance ne sort pas du cratère, les roches qui seront analysées au niveau du delta de Jezero proviendront donc de cette région. L'étendue du bassin versant de Jezero, bien que modélisable à partir de MNT (p. ex., [Goudge et al., 2015b](#)), est aujourd'hui difficilement estimable de par les événements venus modifier la topographie qui contrôlaient la forme du réseau lors de son activité (impacts, ouverture de fossae, mise en place de Syrtis Major).

III.2.1.1 Le socle pré-Isidis

La région de Nili Fossae est localisée sur la marge du bassin d'impact d'Isidis, daté à $3,96 \pm 0.1$ Ga ([Werner, 2008](#)). Ainsi, les roches les plus proches d'Isidis Planitia (soit à l'Est de la région) postdatent cette époque. Néanmoins, une croûte potentiellement plus primitive, pré-Isidis, est observable dans la région (Figure III.14) : des affleurements massifs de roches riches en LCP (*Low-Calcium Pyroxene*) et LCP altéré, des strates riches en argiles ferromagnésiennes (*Stratified Basement*), ainsi que des mégabrèches (*megabreccias*) affleurant autour d'Isidis (Figures III.13 et III.14 ; [Mustard et al., 2005](#) ; [Poulet et al., 2005](#) ; [Mustard et al., 2009](#) ; [Scheller et Ehlmann, 2020](#)). La taille de ces blocs (jusqu'à 500 m de large, [Scheller et Ehlmann, 2020](#)) et leur distribution autour d'Isidis Planitia suggèrent que ces mégabrèches sont associées à l'impact géant ayant formé Isidis ([Mustard et al., 2009](#)) : elles échantillonneraient ainsi les lithologies d'une croûte primitive, pré-Isidis – soit formée au Noachien précoce.

L'analyse combinée des données CRISM haute résolution et HiRISE couleur couvrant ces mégabrèches par [Scheller et Ehlmann \(2020\)](#) révèle au moins quatre lithologies pré/syn-Isidis différentes : des blocs beiges massifs (III.15b) ou stratifiés (III.15c), des blocs bleus massifs (III.15d) ainsi que des blocs sombres et violets (III.15e). Deux de ces classes possèdent des signatures minéralogiques claires depuis l'orbite : des argiles ferromagnésiennes pour les blocs beiges stratifiés, ainsi que du LCP pour les blocs bleus (Figure III.15f ; [Mustard et al., 2009](#) ; [Scheller et Ehlmann, 2020](#)). Ces deux types de blocs sont morphologiquement et spectralement semblables aux affleurements plus larges de croûte Noachienne pré-Isidis : le *Stratified Basement* ainsi que des affleurements bleus de croûte massive riche en LCP (*Blue Fractured Unit*). Se dessine ainsi la croûte pré-Isidis, constituée d'un socle massif riche en pyroxène ainsi que des dépôts stratifiés riches en argiles, les larges affleurements du *Stratified Basement* et de la *Blue Fractured Unit* représentant des roches pré-Isidis en place, ou excavées par les contraintes tectoniques régionales, et appartenant aux unités impactées et échantillonnées dans les mégabrèches.

Des mégabrèches sont localisées au niveau des bords (ou *rims*) du cratère Jezero (Figure III.15a). L'exploration des remparts et l'échantillonnage de ces roches par Perseverance sont donc cruciaux pour l'étude de la croûte primitive de Mars, pré-Isidis.

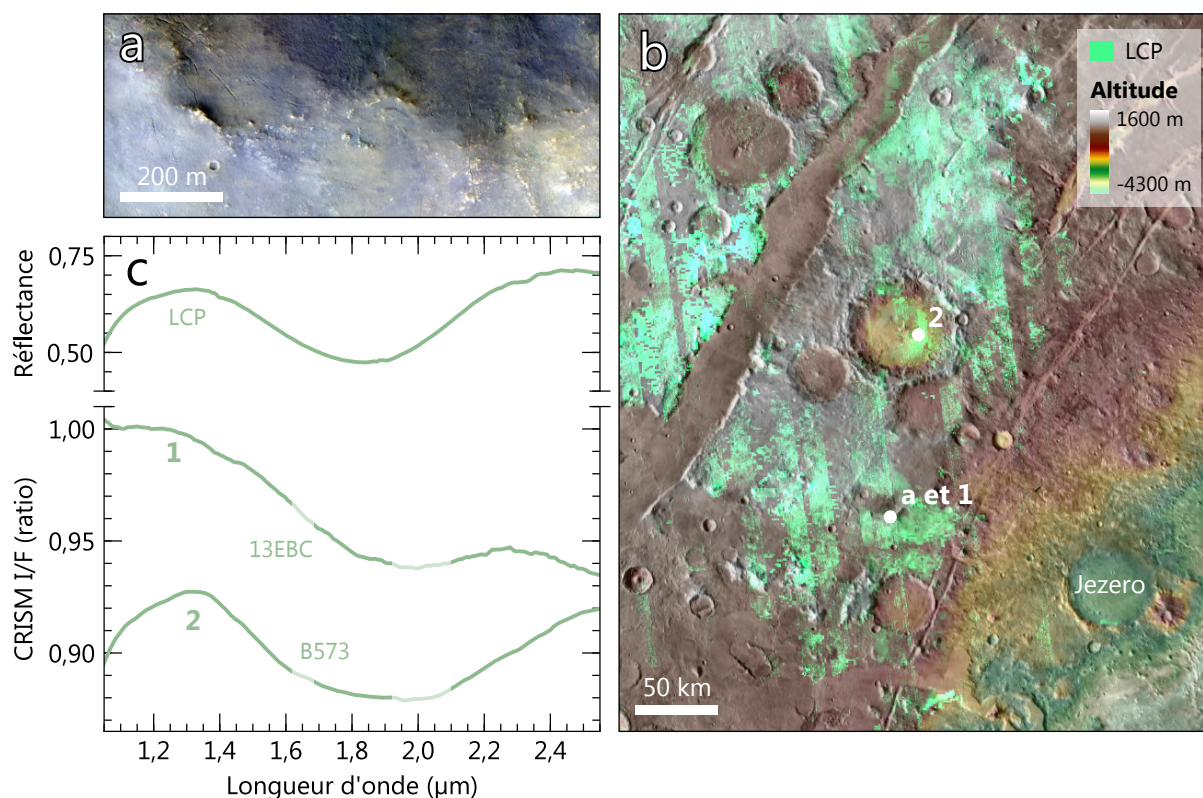


Figure III.13 – (a) Morphologie à haute résolution des plateaux riches en LCP (HiRISE ESP_013463_1995). (b) Détection OMEGA et CRISM *survey* de LCP (fond : altimétrie MOLA et THEMIS IR jour). (c) Spectres CRISM *targeted* des plateaux riches en LCP comparés à un spectre de laboratoire tiré de la PDS Geoscience Spectral Library (LCP pigeonite C1PP42). Le numéro d'observation CRISM est indiqué à côté des spectres.

III.2.1.2 Le Ridged Basement

Les mégabèches sont incluses dans une unité géologique stratigraphiquement au-dessus du socle noachien et en dessous de Jezero : le *Ridged Basement*. Cette unité est sombre avec une teinte orangée sur les images HiRISE et est traversée de fractures minéralisées, cohérentes et formant des crêtes en surface par érosion différentielle (Figure III.16 ; Mustard *et al.*, 2009 ; Saper et Mustard, 2013 ; Pascuzzo *et al.*, 2019). Autour des crêtes, l'unité apparaît très lisse et peu impactée malgré son âge noachien (car pré ou syn-Isidis), ce qui laisse indiquer une lithologie hautement érodable, voire en érosion continue. Spectralement, elle est associée à des détections de phyllosilicates ferromagnésiens (Figure III.16 ; Ehlmann *et al.*, 2009 ; Mustard *et al.*, 2009), avec une bande d'absorption à 2,31 μm – soit plus proche du pôle du magnésium que du pôle du fer (comme p. ex., de la saponite).

L'origine de ces phyllosilicates est encore peu comprise. Néanmoins, les processus d'altération de surface semblent insuffisants pour expliquer leur présence et leur distribution. En effet, le *Ridged Basement* apparaît, de par sa faible densité de cratères, actuellement en érosion, tandis que les phyllosilicates sont largement détectés à sa surface, indiquant

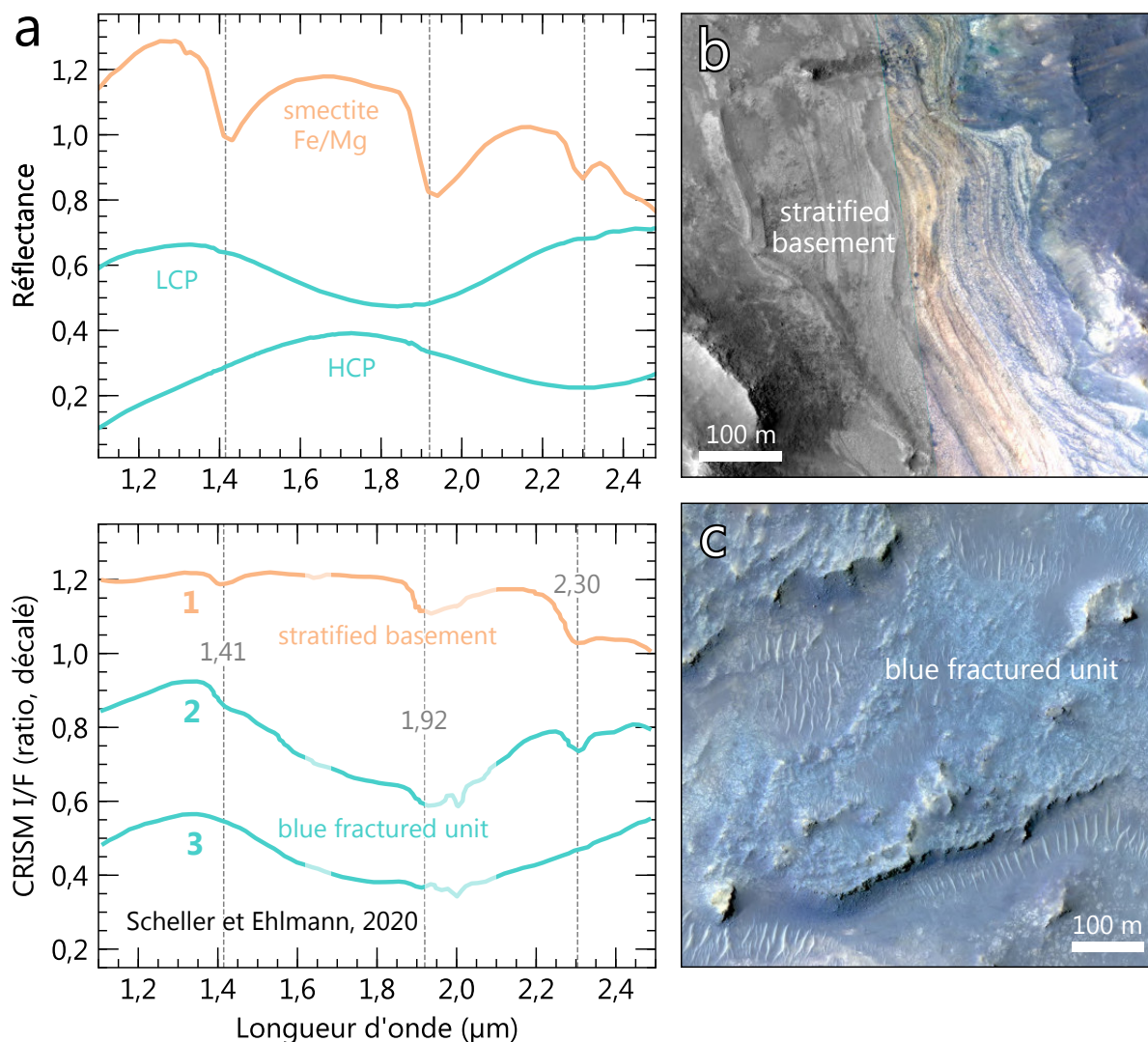


Figure III.14 – Signatures spectrales et morphologies à haute résolution du socle pré-Isidis : le *Stratified Basement* est beige, stratifié et possède une signature spectrale d'argile ferromagnésienne (spectre 1), tandis que la *Blue Fractured Unit* est massive, bleue et possède une signature spectrale de LCP altéré (spectre 2) à non altéré (spectre 3). **(a)** Spectres CRISM *targeted* mesurés par Scheller et Ehlmann (2020) comparés à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (saponite L5A52, pigeonite C1PP42 et augite C1SC35). **(b)** Portion de l'observation HiRISE ESP_019476_2005. **(c)** Portion de l'observation (HiRISE PSP_010206_1975).

que l'altération a sûrement eu lieu en profondeur. De plus, ces détections ne sont pas non plus retrouvées en association directe avec les vallées fluviales dont l'activité aurait pu mener à l'altération du socle. Pour ces raisons, Mangold *et al.* (2007) proposent une formation de ces phyllosilicates par hydrothermalisme, en profondeur.

III.2.1.3 La couche à olivine et carbonate

Le *Ridged Basement* est régulièrement retrouvé en association avec une unité riche en olivine et en carbonate qui le recouvre (Figure III.16 et III.17). Cette unité, épaisse d'une dizaine de mètres en moyenne (Kremer *et al.*, 2019) est finement stratifiée et apparaît

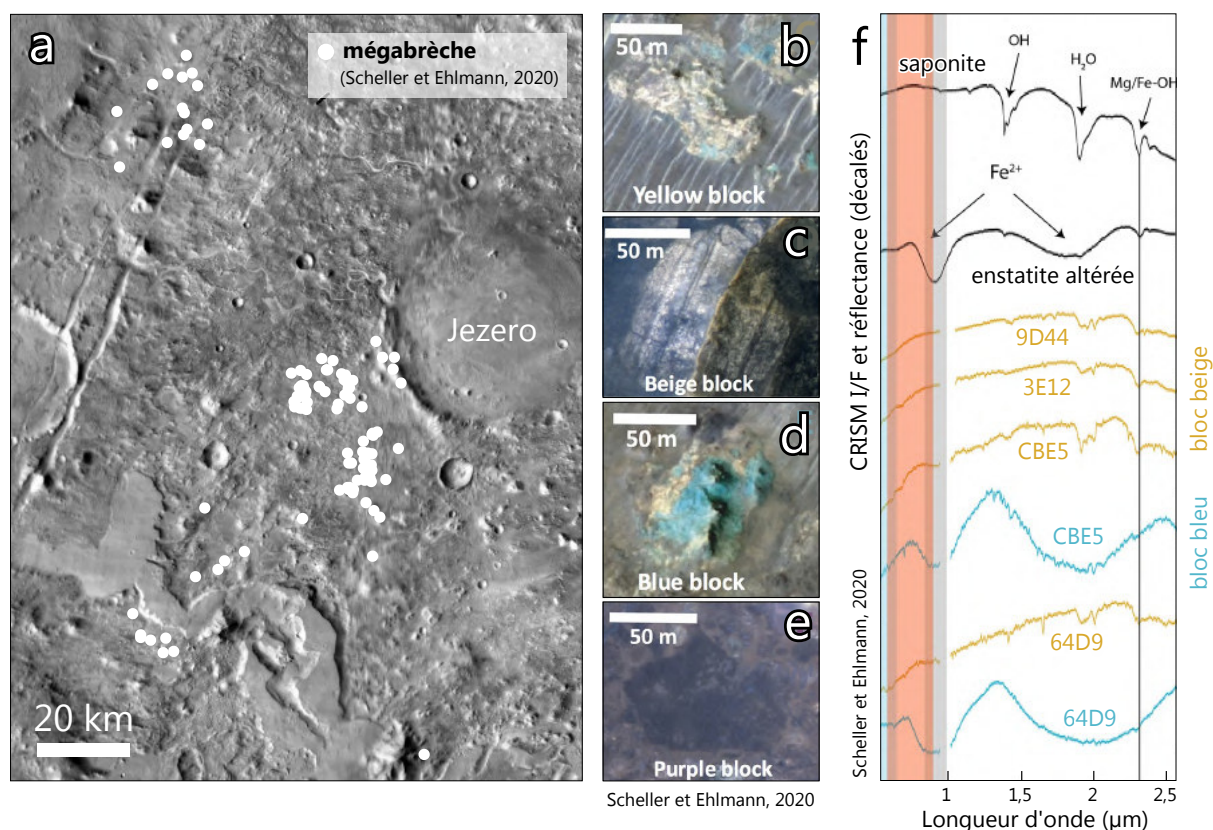


Figure III.15 – (a) Répartition, (b, c, d, e) morphologies et (f) signatures spectrales des mégabèches de la région de Nili Fossae, à partir de Scheller et Ehlmann (2020), modifié. Le numéro d'observation CRISM est indiqué à côté des spectres.

bleue sur les compositions colorées HiRISE (III.17c). Spectralement, elle est associée à absorption large entre $\sim 1 \mu\text{m}$ et $\sim 1,8 \mu\text{m}$, compatible avec la présence de fayalite, ou de forstérite à large taille de grains (III.17a ; Mustard *et al.*, 2005). Les mesures TES sur la composition de l'olivine et les modèles sur la taille des grains de l'unité coïncident avec la seconde option (Koeppen et Hamilton, 2008 ; Poulet *et al.*, 2009 ; Edwards et Ehlmann, 2015). Cette large bande d'absorption est souvent retrouvée en association avec deux absorptions supplémentaires, à $\sim 2,31 \mu\text{m}$ et $\sim 2,51 \mu\text{m}$, et attribuées à la présence de carbonates magnésiens (Ehlmann *et al.*, 2008b). Ces carbonates ont été les premiers carbonates martiens confirmés, et cette unité à olivine regroupe les plus larges dépôts de carbonate de la planète. Localement, une bande d'absorption à $2,1 \mu\text{m}$ attribuée à de la serpentine est visible (Figure III.17a ; Ehlmann *et al.*, 2009).

Les strates à olivine et carbonate sont souvent recouvertes par une unité sombre, fortement cratérisée, sans signature minéralogique apparente (Mustard *et al.*, 2009) : la *Capping Unit* (Figure III.17). Ces affleurements partagent généralement des morphologies similaires au *Volcanic Floor* amazonien de Jezero, interprété comme une coulée de lave fluide (cf. section III.2.2), mais sont probablement bien plus anciens, avec un âge noachien à hespérien (Quantin-Nataf *et al.*, 2018a).

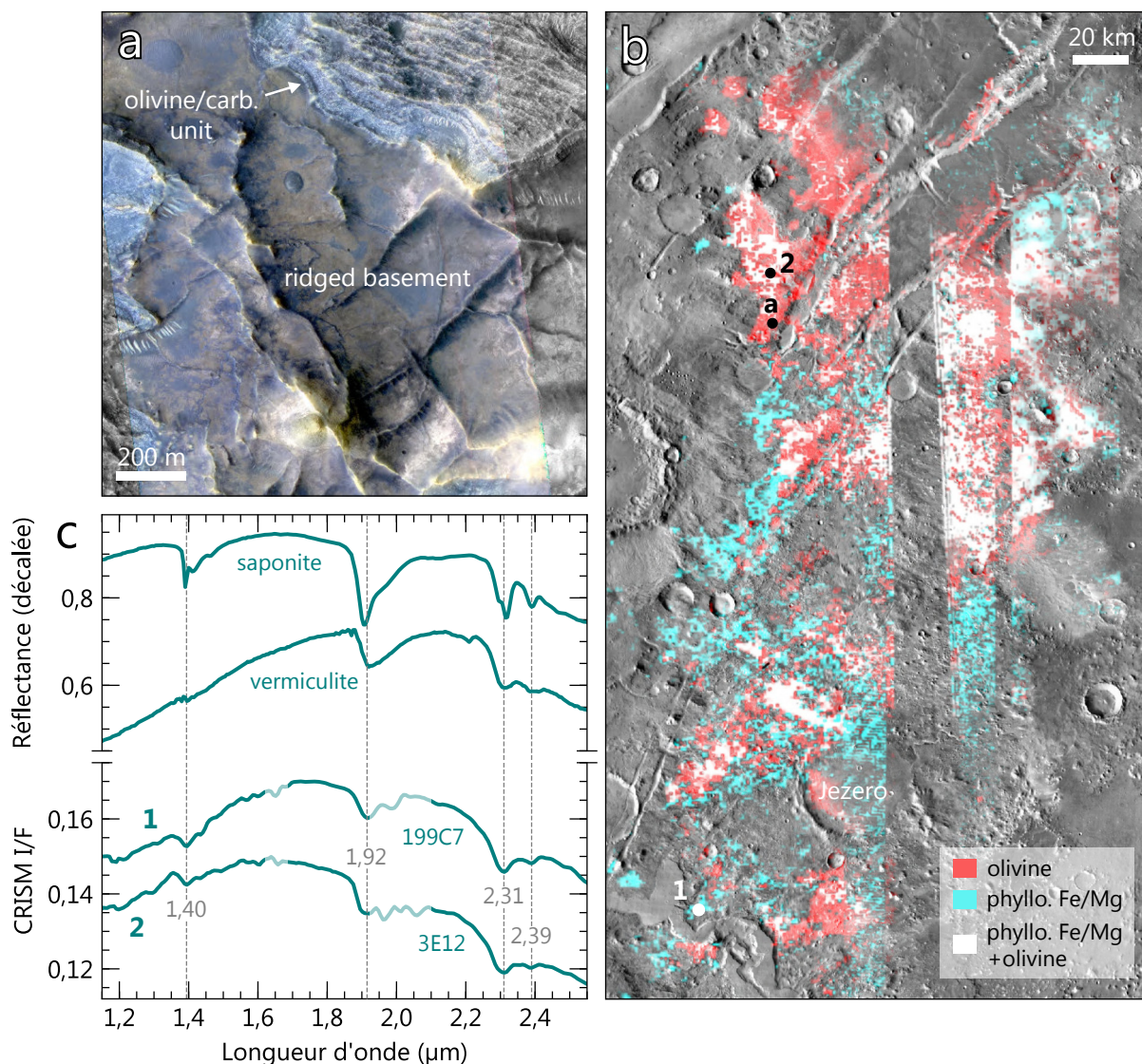


Figure III.16 – (a) Morphologie à haute résolution du *Ridged Basement* (HiRISE PSP_006712_2020). (b) Détection OMEGA et CRISM *survey* des phyllosilicates ferromagnésiens (ici, principalement le *Ridged Basement*) et d'olivine (unité à olivine et carbonate). (c) Spectres CRISM *targeted* du *Ridged Basement* (crêtes confondues) comparés à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (saponite LASA52 et vermiculite LAVE01). Le numéro d'observation CRISM est indiqué sous les spectres.

L'unité à olivine et carbonate est décrite en détails en fin de section dans une étude publiée dans le journal *Icarus* (Mandon *et al.*, 2020).

III.2.1.4 La couche à kaolinite

Localement, des dépôts blanchâtres relativement fins (<2 m) sont retrouvés sur le *Ridged Basement*. Ces derniers ont des spectres caractérisés par des absorptions à 1,4 et 1,9 μm et une absorption asymétrique à 2,2 μm (Figure III.18; Ehlmann *et al.*, 2009; Scheller et Ehlmann, 2020). La position de cette dernière est caractéristique des phyllosilicates alumineux, l'asymétrie étant généralement observée dans le cas de la kaolinite, ou

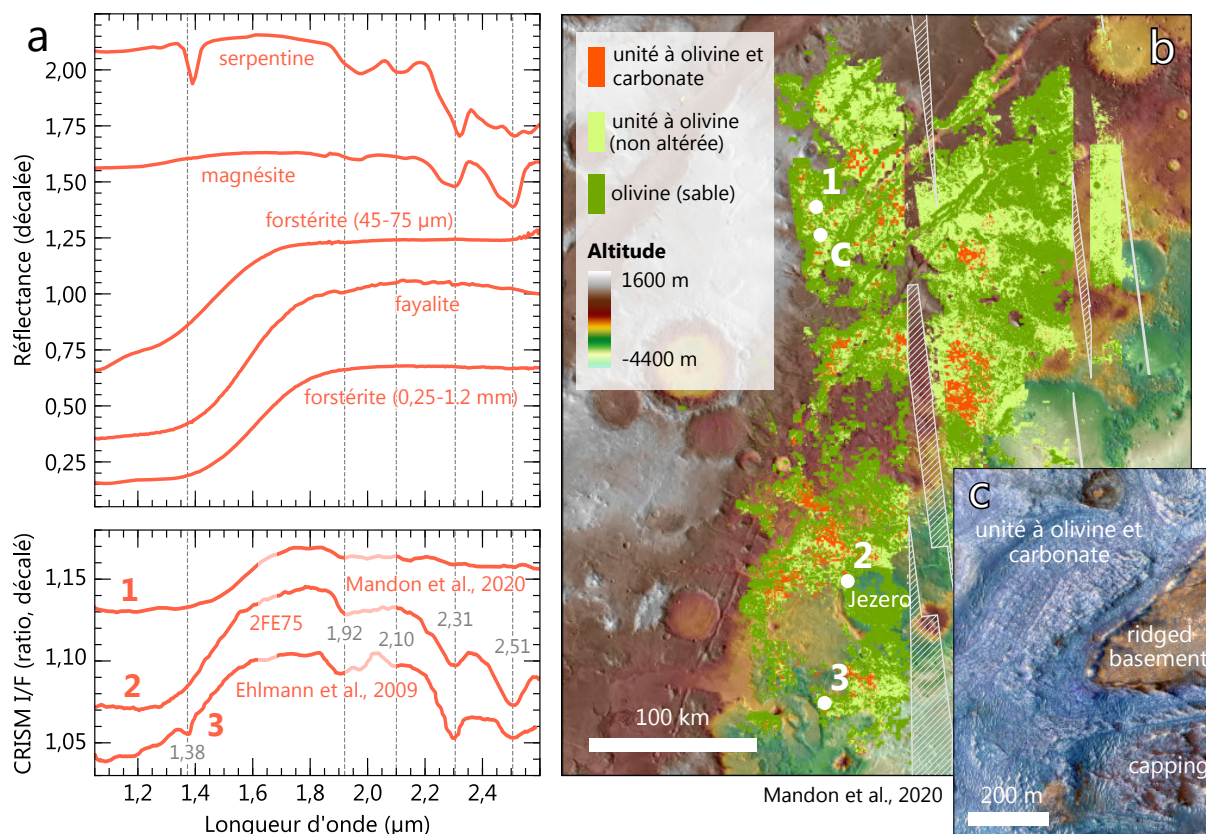


Figure III.17 – (a) Spectres CRISM *targeted* de l'unité à olivine et carbonate comparés à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (magnésite CACB06, fayalite C3PO59 et forstérite C1PO51), de l'USGS Spectral Library (forstérite HS285.4B BECKb) et mesuré par le spectromètre SHADOWS à l'IPAG (serpentine LM15). (b) Cartographie combinée OMEGA/CRISM *survey*/THEMIS de l'unité à olivine et carbonate (Mandon *et al.*, 2020, modifié ; fond : mosaïque de MNT HRSC et THEMIS IR nuit). (c) Morphologie à haute résolution de l'unité à olivine et carbonate (HiRISE PSP_006712_2020).

de sa forme hydratée, la halloysite. Les deux absorptions responsables de l'asymétrie de la bande (à 2,16 μm et 2,21 μm) étant peu distinctes, Ehlmann *et al.* (2009) proposent la présence, soit d'une forme peu cristalline de kaolinite, soit de halloysite, soit d'un mélange de kaolinite et de smectite alumineuse (ayant une bande symétrique à 2,2 μm). Ces dépôts sont observés en place sur le *Ridged Basement* et occupent le même niveau stratigraphique que la couche à olivine et carbonate.

III.2.2 Géologie de Jezero

III.2.2.1 Fond du cratère et unités présentes dans l'ellipse d'atterrissage

L'unité à olivine et carbonate décrite précédemment drapait les remparts du cratère et se retrouve également au fond de celui-ci. Elle est donc l'unité la plus basse dans la stratigraphie du cratère (Figure III.12 et III.19). Lorsque cette formation est localisée dans le fond du cratère, elle est généralement appelée *Light-toned Floor Unit* dans la littérature.

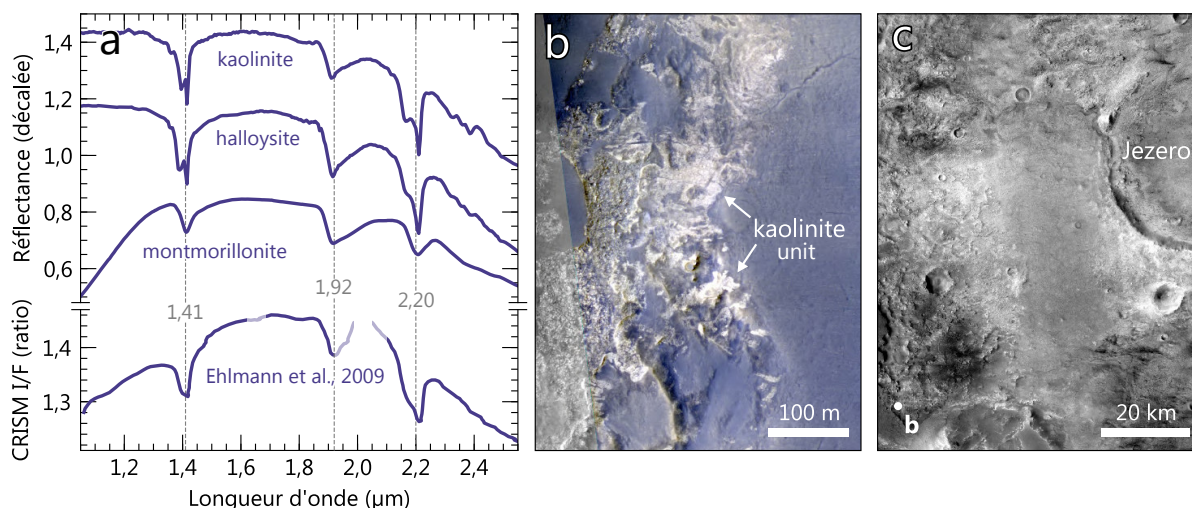


Figure III.18 – (a) Spectre CRISM *targeted* de l'unité à kaolinite comparé à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (kaolinite LAKA02, halloysite LAHA01 et montmorillonite 1292F36). (b) Morphologie à haute résolution des affleurements riches en kaolinite (HiRISE ESP_018065_1975). (c) Localisation de l'affleurement en (b) (fond : mosaïque CTX; Dickson *et al.*, 2018).

À la résolution spatiale de HiRISE, elle montre une texture relativement plus dégradée sur les parties les plus externes du cratère ainsi que sur ses remparts et est généralement désignée à ces endroits sous le terme *Mottled Terrain* (p. ex., Goudge *et al.*, 2015b; Horgan *et al.*, 2020). Ces deux sous-unités définies selon leur texture de surface ont des signatures spectrales similaires – en accord avec la présence d'olivine et de carbonate magnésien. Dans la partie ouest du cratère, le *Mottled Terrain* est associé à des bandes d'absorption de carbonate particulièrement fortes et distribuées à des altitudes resserrées correspondant au plus haut niveau d'eau du paléolac, indiquant possiblement la présence de carbonates lacustres ayant précipité à proximité de la marge du bassin : les "carbonates marginaux" (Horgan *et al.*, 2020).

Les dépôts deltaïques de Jezero sont posés sur la *Light-toned Floor Unit* et sont divisés en deux formations : le delta le mieux conservé à l'Ouest, le plus dégradé au Nord-ouest et observé à la même altitude que le premier. On retrouve au niveau de ces dépôts les signatures spectrales des principales unités du bassin versant : des mélanges d'olivine et de carbonate, ainsi que des argiles ferromagnésiennes, parfois mélangées à des LCP (Figure III.20; Goudge *et al.*, 2015b, 2017; Horgan *et al.*, 2020). Additionnellement, une large bande d'absorption à 2,2 μm, caractéristique de silice hydratée (p. ex., de l'opale) est détectée sur les deux deltas (Figure III.20; Tarnas *et al.*, 2019).

Les dépôts deltaïques correspondent, avec les potentiels carbonates marginaux, aux seuls sédiments observés liés à l'activité lacustre de Jezero. Mangold *et al.* (2020) montrent qu'en amont du bassin versant, les vallées sont profondes et incisent fortement l'encaissant, tandis que les vallées en aval et connectées aux deltas de Jezero sont moins profondes

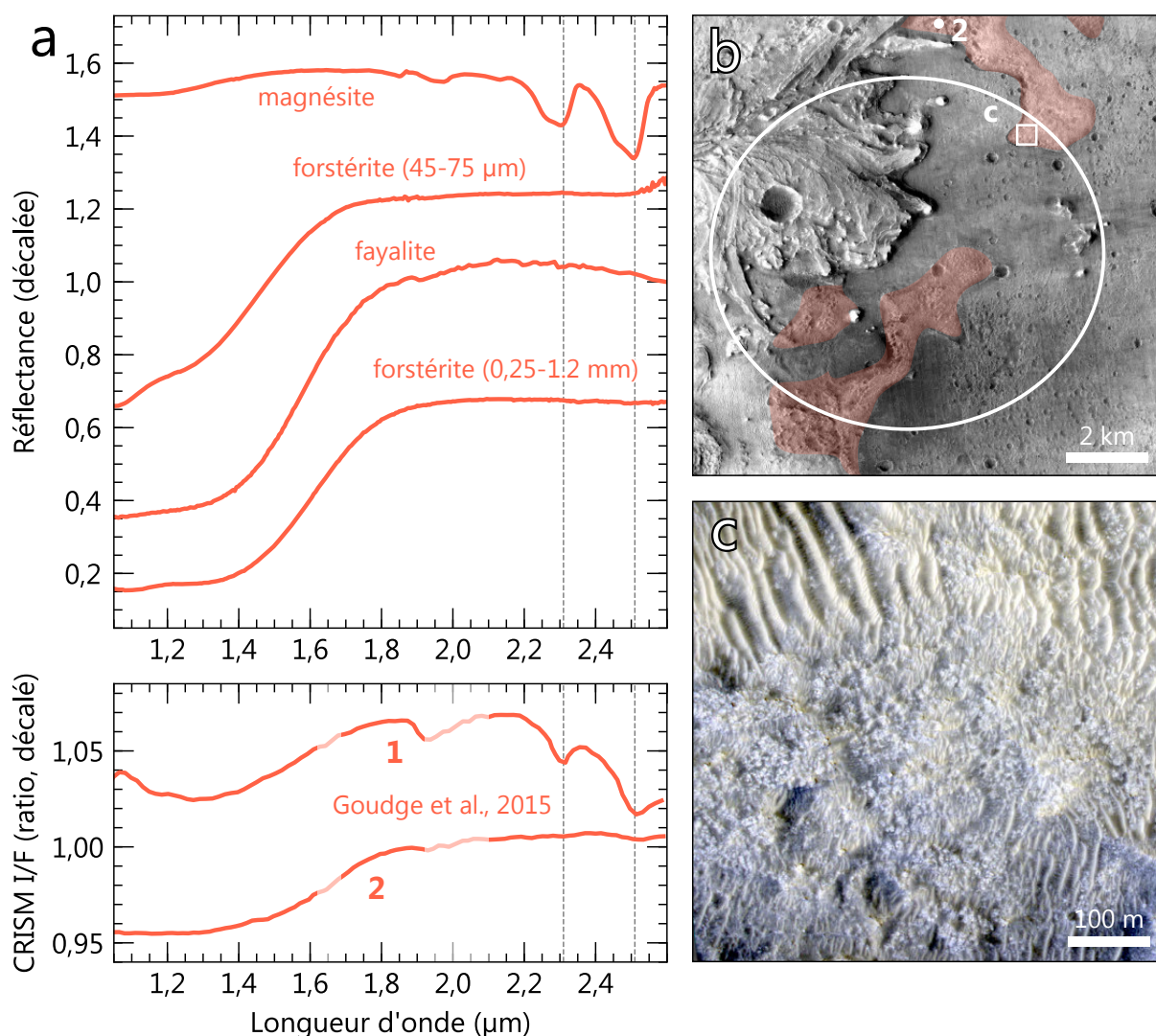


Figure III.19 – (a) Spectres CRISM *targeted* sur l'unité à olivine et carbonate mesurés dans Jezero et comparés à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (magnésite CACB06, fayalite C3PO59 et forstérite C1PO51) et de l'USGS Spectral Library (forstérite HS285.4B BECKb). (b) Localisation des détections en (a), contexte de (c) et ellipse d'atterrissage de Mars 2020 (fond : mosaïque CTX ; Dickson *et al.*, 2018). Le spectre 1 a été mesuré au Nord de l'ellipse d'atterrissage, sur les remparts Nord-ouest drapés par l'unité à olivine et carbonate (Goudge *et al.*, 2015b). (c) Morphologie à haute résolution de l'unité à olivine et carbonate affleurante dans l'ellipse d'atterrissage de Mars 2020 (HiRISE ESP_059352_1985).

et moins ramifiées. Ces morphologies semblent indiquer deux types de régime fluvial. Ainsi, une activité hydrologique faible et tardive à la fin du Noachien ou à l'Hespérien serait à l'origine des vallées moins profondes et des dépôts deltaïques aujourd'hui observables dans le cratère. Une activité plus ancienne et plus vigoureuse datant du Noachien aurait potentiellement pu remplir le fond de Jezero de sédiments, aujourd'hui recouverts par l'unité à olivine et carbonate. La profondeur actuelle de Jezero est d'environ 1200 m. En supposant un facteur de l'ordre du dixième entre la profondeur initiale de Jezero et son diamètre (Robbins *et al.*, 2018), il apparaît clair que la majorité du cratère est comblé, probable-

ment par ces sédiments liés à l'activité lacustre antérieure à la mise en place de l'unité à olivine et carbonate.

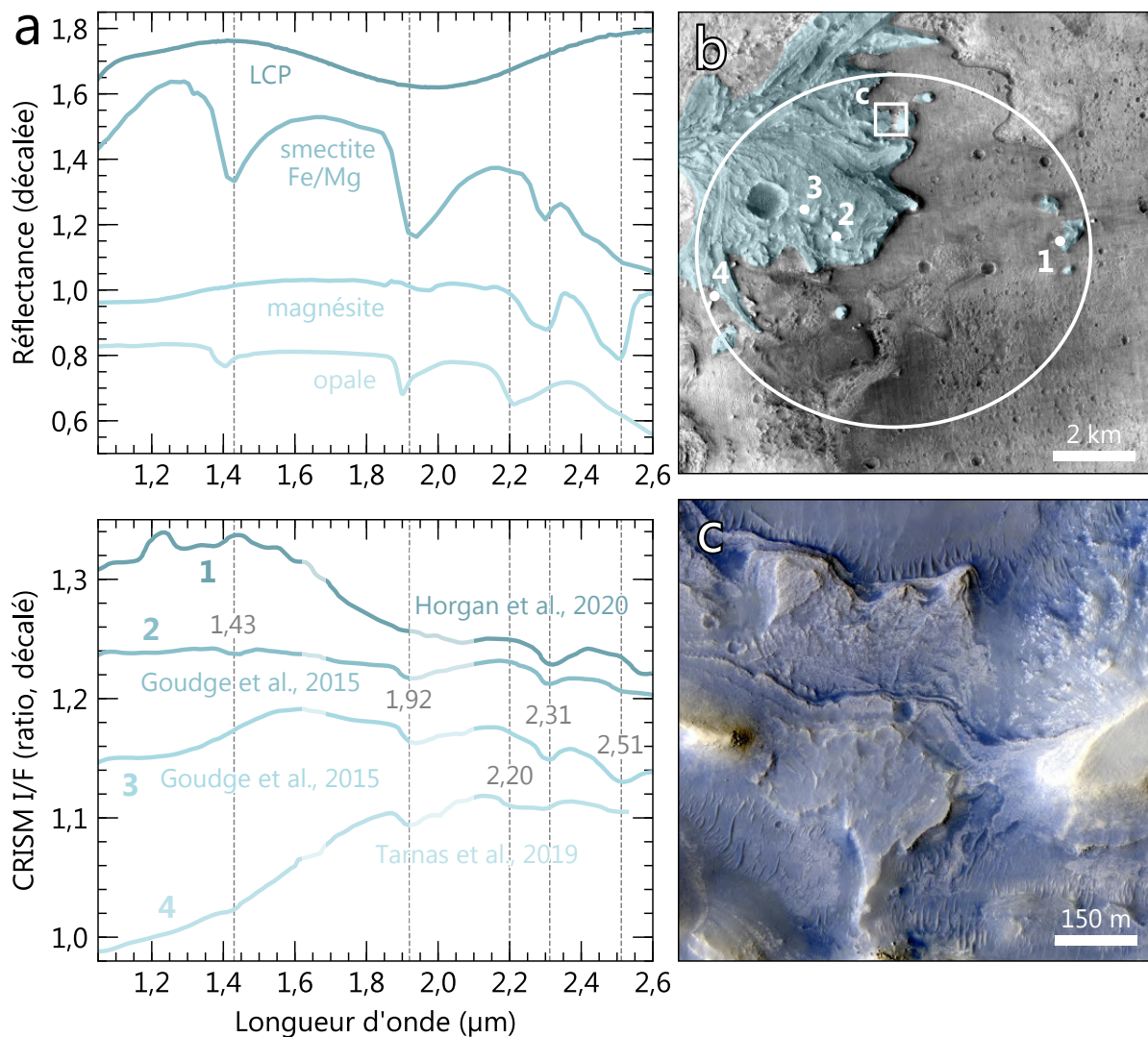


Figure III.20 – (a) Spectres CRISM *targeted* mesurés sur le delta de Jezero et comparés à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (LCP orthopyroxène CCSB52, smectite PHY07 et magnésite CACB06) et de RELAB (opale BKR1OP001). (b) Localisation des détections en (a), contexte de (c) et ellipse d'atterrissage de Mars 2020 (fond : mosaïque CTX; Dickson *et al.*, 2018). (c) Morphologie à haute résolution du delta (HiRISE ESP_045994_1985).

Finalement, l'unité la plus haute dans la stratigraphie du cratère correspond à une unité sombre, indurée et ayant une signature spectrale compatible avec la présence de minéraux mafiques, principalement des HCP (*High-Calcium Pyroxene*) : la *Volcanic Floor Unit* (Figure III.21; Goudge *et al.*, 2015b; Horgan *et al.*, 2020). Cette unité, épaisse d'une dizaine de mètres, recouvre le fond du cratère, enveloppe les dépôts deltaïques, possède des terminaisons lobées et est interprétée comme une coulée de lave de faible viscosité ayant rempli le fond du cratère, sans source clairement observable aujourd'hui (Goudge *et al.*, 2015b; Ruff, 2017). À noter que la *Volcanic Floor Unit* est présente dans environ la moitié de l'ellipse d'atterrissage et est une cible privilégiée pour le retour d'échantillons

et la recalibration de la chronologie martienne sur la période de l'Amazonien. Son âge de formation a pu être estimé par statistique de cratères d'impacts à $2,6 \pm 0,5$ Ga (Shahrazad *et al.*, 2019).

À noter que cet âge est discuté au sein de l'équipe scientifique de la mission. Jusqu'ici, la stratigraphie décrite par Goudge *et al.* (2015b) était celle globalement admise. Hors, il a été très récemment proposé que l'unité pourrait être en réalité bien plus ancienne, stratigraphiquement sous les dépôts deltaïques, et que l'âge renvoyé par les statistiques de cratères correspondrait à un âge d'exhumation moyen et non un âge de formation (Sun *et Stack*, 2020 ; Quantin-Nataf *et al.*, 2021b). Cette incertitude pose évidemment un problème significatif pour la calibration de la chronologie martienne à partir d'échantillons de la *Volcanic Floor Unit*.

III.2.2.2 Les remparts du cratère

Le trajet actuellement discuté pour rejoindre le site de Midway prévoit l'exploration des remparts ouest du cratère, en passant par les terrains de plus faible pente, praticables pour le rover. Ces remparts possèdent une signature générale de LCP, et localement de smectite ferromagnésienne (Figure III.22 ; Goudge *et al.*, 2015b ; Horgan *et al.*, 2020). Si les pentes orientées Est de cette partie des remparts sont particulièrement poussiéreuses et ne laissent pas entrevoir de morphologies particulières, les pentes orientées Ouest (soit à l'extérieur de Jezero) sont moins couvertes de poussière et laissent apparaître des affleurements du *Stratified Basement* et de mégabréches (Figure III.15 ; Scheller *et Ehlmann*, 2020).

III.2.3 Étude détaillée : la couche à olivine et carbonate

Au cours de cette thèse, nous nous sommes intéressés à une des unités régionales présente au sein de l'ellipse d'atterrissage de Jezero : l'unité à olivine et carbonate. En effet, bien que ces dépôts aient été largement étudiés, leur nature (roches crustales, laves, roches clastiques, produit de fusion d'impact, condensat de vapeur silicatée ou sédiments), leur origine de formation et d'altération et leur âge¹ sont assez peu contraints (p. ex., Hoefen *et al.*, 2003 ; Hamilton *et Christensen*, 2005 ; Mustard *et al.*, 2005, 2007 ; Tornabene *et al.*, 2008 ; Mustard *et al.*, 2009 ; Bishop *et al.*, 2013b ; Goudge *et al.*, 2015b ; Bramble *et al.*, 2017 ; Palumbo *et Head*, 2018b ; Rogers *et al.*, 2018).

La partie suivante reprend une étude publiée dans le journal *Icarus* (Mandon *et al.*, 2020). En nous appuyant sur l'étude d'une combinaison de multiples données orbitales dans la région de Nili Fossae, nous apportons plusieurs contraintes à ces problématiques : nous cartographions les affleurements contenant de l'olivine et ceux contenant des carbonates,

1. d'intérêt pour la compréhension de l'histoire géologique de la région, mais également pour le retour d'échantillons et la calibration absolue de la chronologie martienne

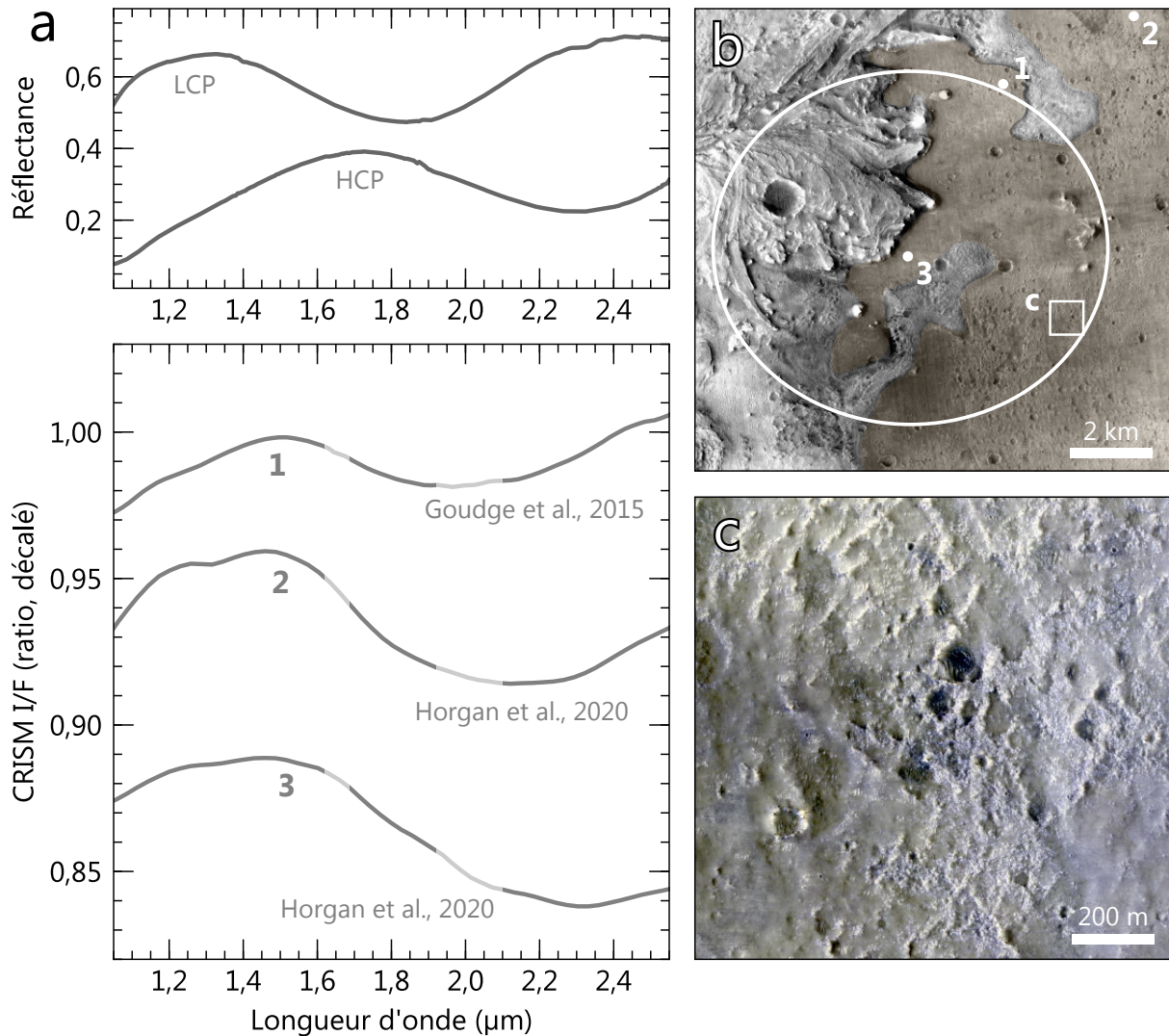


Figure III.21 – (a) Spectres CRISM *targeted* mesurés sur la *Volcanic Floor Unit* de Jezero et comparés à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (LCP pigeonite C1PP42, HCP augite C1SC35). (b) Localisation des détections en (a), contexte de (c) et ellipse d'atterrissage de Mars 2020 (fond : mosaïque CTX; [Dickson et al., 2018](#)). (c) Morphologie à haute résolution de la *Volcanic Floor Unit* affleurant dans l'ellipse d'atterrissage de Mars 2020 (HiRISE ESP_059352_1985).

et proposons une origine pyroclastique pour la mise en place de ces dépôts à olivine, que nous datons à $-3,82 \pm 0,07$ Ga, âge qui pourra être utilisé après retour des échantillons collectés par Perseverance, afin de recalibrer la chronologie martienne.

À noter que dans cette section, le terme *phyllosilicate-bearing basement* est utilisé pour désigner le *ridged basement*.

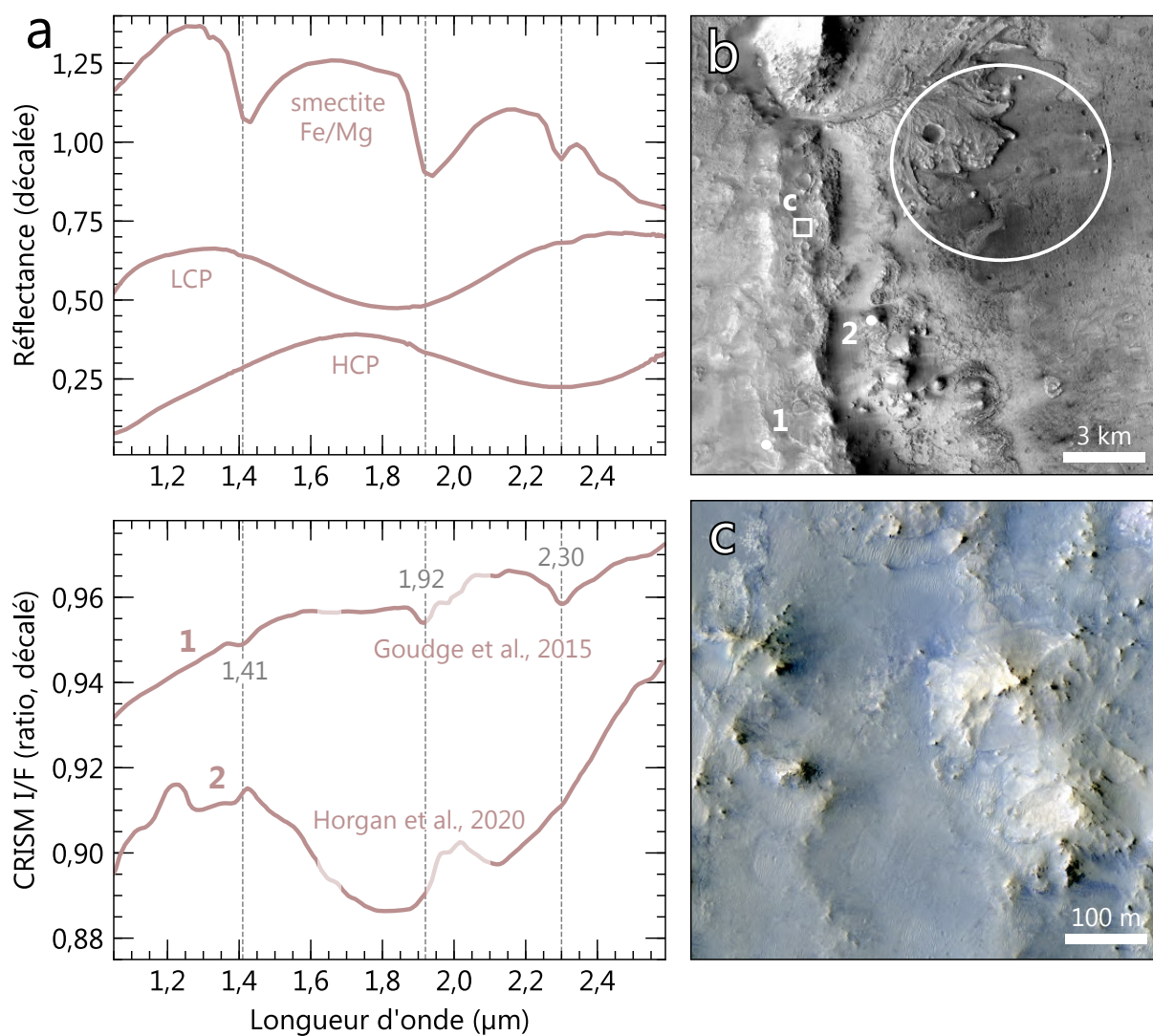


Figure III.22 – (a) Spectres CRISM *targeted* mesurés sur les remparts de Jezero et comparés à des spectres de laboratoire tirés de la PDS Geoscience Spectral Library (smectite PHY07, LCP pigeonite C1PP42, HCP augite C1SC35). (b) Localisation des détections en (a) et contexte de (c) (fond : mosaïque CTX ; Dickson *et al.*, 2018). (c) Morphologie à haute résolution des remparts (HiRISE ESP_037119_1985).

Refining the age, emplacement and alteration scenarios of the olivine-rich unit in the Nili Fossae region, Mars

L. Mandon ^a, C. Quantin-Nataf ^a, P. Thollot ^a, N. Mangold ^b, L. Lozac'h ^a, G. Dromart ^a, P. Beck ^c, E. Dehouck ^a, S. Breton ^a, C. Millot ^a, M. Volat ^a

^a Université de Lyon, UCBL, ENSL, CNRS, LGL-TPE, 69622 Villeurbanne, France

^b Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPGN), CNRS/Université de Nantes, 44322 Nantes, France

^c Université Grenoble Alpes, CNRS, Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble (IPAG), UMR 5274, Grenoble F-38041, France

Abstract

The Nili Fossae region of Mars exhibits from remote sensing spectral data the largest exposures of olivine-rich materials on the planet. However, it is not clearly constrained how and when these terrains formed. Some of the proposed scenarios favor a mode of formation closely related to Isidis impact basin: either under intense effusive volcanism following the impact, from cooling of an immediate impact melt sheet or silicate impact vapor condensate. These deposits might also be pyroclastic products ejected from now eroded or buried vents. Recent studies also proposed that lag deposits could be responsible for enrichment in olivine after deposition. In this contribution, we mapped the olivine-rich unaltered and altered bedrock exposures using near infrared and thermal inertia data, investigated the geometry and key contacts of the olivine-rich unit, and determined its surface age using crater counts and stratigraphical relationships. We find that the olivine-rich bedrock extends over at least $\sim 18,000$ km² in the Nili Fossae region, with a large part of it being unaltered. Olivine-rich material that overlaps the northern rim of Jezero crater corresponds to a primary deposit (i.e. rather than reworked material). Since this crater is younger than Isidis, we favor the hypothesis of a post-Isidis origin, rather than the impact melt (consistently with [Bramble *et al.*, 2017](#)) and impact condensate origin. Based on our observations and crater counts, we estimate an emplacement age of 3.82 ± 0.07 Ga (Mid to Late Noachian). We discuss the origin of the unit, with the most likely scenarios being ash falls and/or pyroclastic surges. To explain the circum-Isidis distribution of these deposits, we favor the hypothesis of a thinned and weakened crust in the region subsequently to the giant impact of Isidis, as suggested by [Tornabene *et al.* \(2008\)](#). Finally, the distribution of altered bedrock conflicts with the contact metamorphism scenario. As the olivine-rich unit exposed at Jezero crater, future home of the Mars 2020 rover, is a regional stratigraphic marker, return samples for precise dating of this unit should be made one of the major mission targets.

1 Introduction

The Noachian Nili Fossae region is located on the western border of the 1200 km wide Isidis impact basin and northeast of the Syrtis Major volcanic province (Tanaka *et al.*, 2014; Fig. 1). Previous studies have shown that the region hosts a rich and diverse mineralogy, with abundant phyllosilicates and other hydrated phases, mafic minerals, and carbonates (Hoefen *et al.*, 2003; Hamilton et Christensen, 2005; Mustard *et al.*, 2005; Poulet *et al.*, 2005; Mangold *et al.*, 2007; Ehlmann *et al.*, 2008b, 2009, 2011; Bramble *et al.*, 2017).

In particular, it exhibits the largest exposures of olivine-rich materials on Mars, as inferred from orbital thermal and near infrared spectroscopy (Hoefen *et al.*, 2003; Mustard *et al.*, 2005; Tornabene *et al.*, 2008). These exposures have moderate thermal inertia ($450 \text{ J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1/2}$, Hamilton et Christensen, 2005; $400\text{--}500 \text{ J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1/2}$, Edwards et Ehlmann, 2015) compared to other Martian olivine-rich bedrocks which have thermal inertia ranging from 600 to $1200 \text{ J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}.\text{s}^{-1/2}$ (Edwards *et al.*, 2008). Edwards et Ehlmann (2015) noted that the thermal inertia values of the Nili Fossae olivine-rich materials are more consistent with a clastic or highly fractured crystalline type of rocks. Similar olivine-enriched deposits are also found to a smaller extent in the southern rim of Isidis, in Libya Montes (Hoefen *et al.*, 2003; Mustard *et al.*, 2007; Tornabene *et al.*, 2008; Mustard *et al.*, 2009; Bishop *et al.*, 2013b; Kremer *et al.*, 2019), suggesting they comprise a single unit with the Nili Fossae olivine-rich unit. Unmixing models from Thermal Emission Spectrometer (TES) data predicts the olivine-rich unit is composed of $\sim 10\%$ (Salvatore *et al.*, 2018) to $\sim 30\%$ of olivine (Hoefen *et al.*, 2003), while radiative transfer modeling of the Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, la Glace et l'Activité (OMEGA, Bibring *et al.*, 2004) reflectance data predict a higher phase abundance of 40% (Poulet *et al.*, 2009). Using the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM, Murchie *et al.*, 2007), Edwards et Ehlmann (2015) estimated an abundance of 20–25% olivine. These estimates are lowest bound estimates, as all Martian surfaces include a fraction of dust that may mask their mineralogical spectral signature. Thermal inertia values and spectral modeling suggest the unit is composed of sand-sized grains (Poulet *et al.*, 2009; Edwards et Ehlmann, 2015; Rogers *et al.*, 2018).

The high-resolution morphology and stratigraphy of the Nili Fossae olivine-bearing terrains have been widely described in the literature (Mangold *et al.*, 2007; Mustard *et al.*, 2007; Tornabene *et al.*, 2008; Ehlmann *et al.*, 2009; Mustard *et al.*, 2009; Goudge *et al.*, 2015b; Bramble *et al.*, 2017; Kremer *et al.*, 2019). The olivine-rich unit lies on a phyllosilicate-bearing basement, which has a low albedo and displays a smooth surface at high resolution, with occasional Fe/Mg-rich layered and LCP-rich unlayered megabreccias blocks embedded (Mustard *et al.*, 2009). At some locations, bright layered Fe/Mg-rich

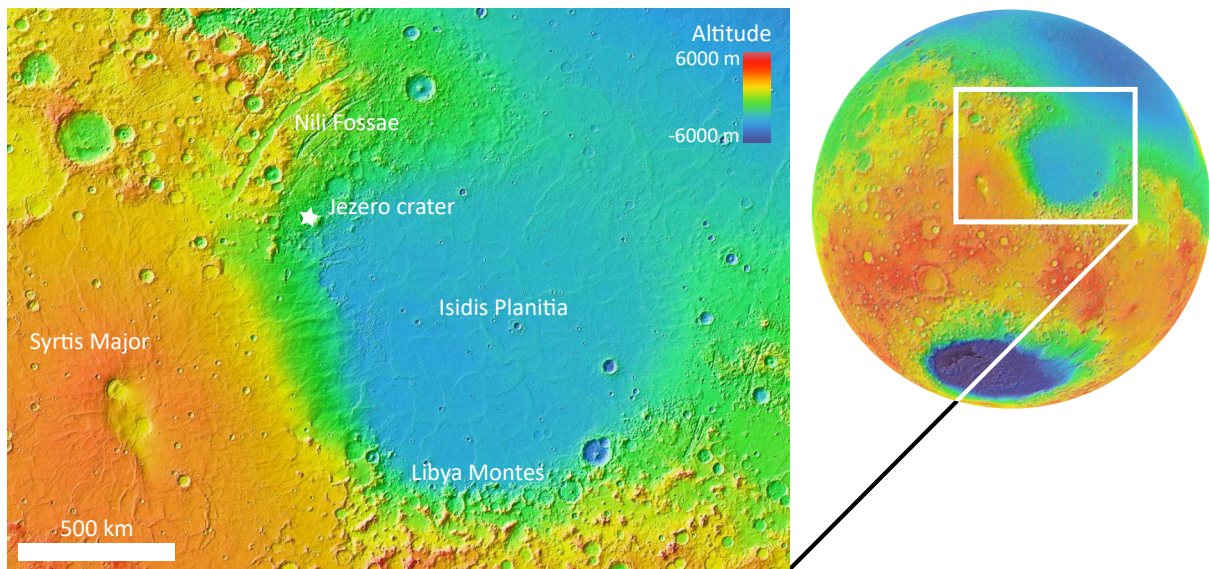


Figure 1 – Localization map of the Nili Fossae region. MOLA colored altimetry is overlain on MOLA shaded relief.

outcrops (substantially bigger than the layered megabreccias blocks) are observed (Mustard *et al.*, 2009). This dark and smooth basement is truncated by hundreds of meters-long Fe/Mg-rich bright linear ridges, which are potential mineralized fractures or clastic intrusions (Saper *et al.*, 2013; Pascuzzo *et al.*, 2019). They do not extend into the olivine-bearing formation, which indicates they predate or are synchronous with the emplacement of the olivine-rich materials (Mustard *et al.*, 2009). The olivine-rich unit is light-toned and exhibits polygonal fracturing (Goudge *et al.*, 2015b). Cross-sections in key locations of the olivine-rich unit display presence of sub-parallel banding or layering, at least a few meters thick (Mustard *et al.*, 2009). The olivine-rich unit is commonly capped by a mafic unit (Mustard *et al.*, 2009). A similar stratigraphy is observed in Libya Montes, where the olivine-rich unit lies on a phyllosilicate-bearing basement and is overlain by a mafic capping unit (Bishop *et al.*, 2013b).

The Nili Fossae olivine-rich unit is locally associated with Mg-carbonates, which might be local alteration products of olivine (Ehlmann *et al.*, 2008b, 2009). This alteration could result from surface weathering (Ehlmann *et al.*, 2008b), groundwater percolation in geothermal gradient-driven temperatures (Edwards *et al.*, 2015) or hydrothermal serpentinization at the contact between a water-rich phyllosilicate-bearing basement and a heated olivine-rich layer (Brown *et al.*, 2010; Viviano-Beck *et al.*, 2013). Alternatively, carbonates could have formed by precipitation in a lacustrine setting (Ehlmann *et al.*, 2008b). In addition, small exposures of serpentine in the olivine-rich unit have been detected near the Nili Fossae and in the North-east Syrtis location (Ehlmann *et al.*, 2009, 2010; Ehlmann *et al.*, 2012; Amador *et al.*, 2018).

Several scenarios have been proposed to explain the origin of a widespread olivine-rich

unit in the region:

1. crustal rocks excavated by the giant impact leading to the formation of Isidis Planitia; (Hoefen *et al.*, 2003)
2. mafic effusive lava flows occurring before (Hamilton et Christensen, 2005) or after (Tornabene *et al.*, 2008) the Isidis impact;
3. pyroclastic eruptions (Bramble *et al.*, 2017; Kremer *et al.*, 2019; Rogers *et al.*, 2018);
4. remnants of the Isidis impact melt sheet (Mustard *et al.*, 2007) or Isidis impact silicate vapor condensate (Palumbo et Head, 2018b);
5. detrital sedimentation (Rogers *et al.*, 2018).

As noted by Mustard *et al.* (2009), the layering and apparent draping of the topography observed in the olivine-rich unit conflicts with the intrusive origin, but whether the unit results from an impact product, from eruptive flows or from detrital processes is still debated.

Crater counts on capping unit and olivine-rich exposures in Libya Montes return Noachian/Hesperian emplacement ages and Amazonian resurfacing ages (Bishop *et al.*, 2013b). The olivine-rich unit emplacement happened before the Hesperian, as it is overlapped by Syrtis Major Hesperian lava (Ehlmann et Mustard, 2012). Additionally, the olivine-rich unit superposition of Jezero, a crater younger than the Isidis impact event, argues for a post-Isidis emplacement (Goudge *et al.*, 2015b). However, it is unclear if the olivine-rich parts superposing Jezero crater were emplaced at the same time as the rest of the unit or are made out of recent reworked materials, consequently challenging a post-Isidis emplacement scenario. Overall, no absolute formation age in the Martian chronology system has yet been proposed for the large deposits in the Nili Fossae region. Here, we combine thermal imagery and spectral datasets in the near infrared to provide an accurate map of the olivine-rich unit's bedrock exposures in Nili Fossae. We estimate the actual regional extent of the unit in Nili Fossae and measure the geometry of its layers to further discuss formation scenarios. We also map the portions of the olivine-rich unit's bedrock exposures that are enriched in carbonate, to estimate how the alteration occurred within the unit. Finally, and in order to refine the formation age of the unit, we investigate key stratigraphic contacts and perform crater size distribution measurements.

2 Data and methods

Combined data from the imaging spectrometers OMEGA and CRISM were analyzed to map olivine and carbonate in the Nili Fossae region. In order to characterize the regional olivine-rich unit, these data were filtered by thermal inertia data to sort out the bedrock

and sand components, to be compared to visible imagery at high resolution and Digital Elevation Models (DEMs).

2.1 Spectral data products (OMEGA and CRISM)

The OMEGA instrument is a visible and near infrared (VNIR) imaging spectrometer onboard Mars Express, operating since 2003. Hyperspectral cubes are acquired at the wavelength range of 0.35 to 5.1 μm using 352 channels at 7 to 20 nm spectral resolution, distributed in 3 detectors – 0.35 to 1 μm , 0.9 to 2.7 μm and 2.7 to 5.1 μm (Bibring *et al.*, 2004). We used data collected from the second detector as the wavelength range covered is where absorptions of most minerals of interest occur. Given the elliptic orbit of the Mars Express spacecraft, the spatial resolution varies inversely with spacecraft altitude. This resolution ranges from 350 m/pixel to 5 km/pixel (Bibring *et al.*, 2004).

The CRISM instrument is a VNIR imaging spectrometer onboard Mars Reconnaissance Orbiter, in orbit since 2006. It operates in two distinct modes: (1) a targeted mode, which acquires 10 km by 10–20 km high spatial (from 18 to 36 m/pixel) and spectral (544 channels) resolution data, and (2) a survey mode which was designed to identify key locations for further analysis with the targeted mode, as it provides 10 km wide and hundreds of km long images (Murchie *et al.*, 2007). This mode produces lower spatial (200 m/pixel) and spectral (55 to 154 channels) resolution data than the targeted mode but affords the advantage of covering wider areas (Fig. 2). We processed CRISM data from the L detector (from 1.0 to 4.0 μm) since, as for OMEGA data, the overtones of the fundamental vibrational absorptions of the minerals of interest lie in this wavelength range. OMEGA and CRISM survey mode were both used to map the distribution of olivine-bearing surfaces in the region, as combination of both enables regional to local interpretation of the mineralogy and almost complete coverage of the area (Fig. 2). At the CRISM survey and OMEGA resolution, many rock exposures outcrops are smaller than the pixel size, resulting in a mixing of the spectral signatures of the olivine-rich terrains and the regional phyllosilicate-bearing basement. However, their distinct morphologies help distinguish these units at higher resolution (Mustard *et al.*, 2009). We also mapped the carbonate present in the olivine-rich unit (described in Ehlmann *et al.*, 2008b) using both OMEGA and CRISM survey data, in order to infer the distribution of the alteration minerals.

OMEGA and CRISM data were processed using the MarsSI application (Quantin-Nataf *et al.*, 2018b). It includes calibration into I/F reflectance and atmospheric correction with the “volcano scan” method (McGuire *et al.*, 2009). The last processing step consists of the computation of “spectral parameters” or “spectral indexes”, which account for the similarity between the observation spectrum and the laboratory spectrum of a mineral species, using

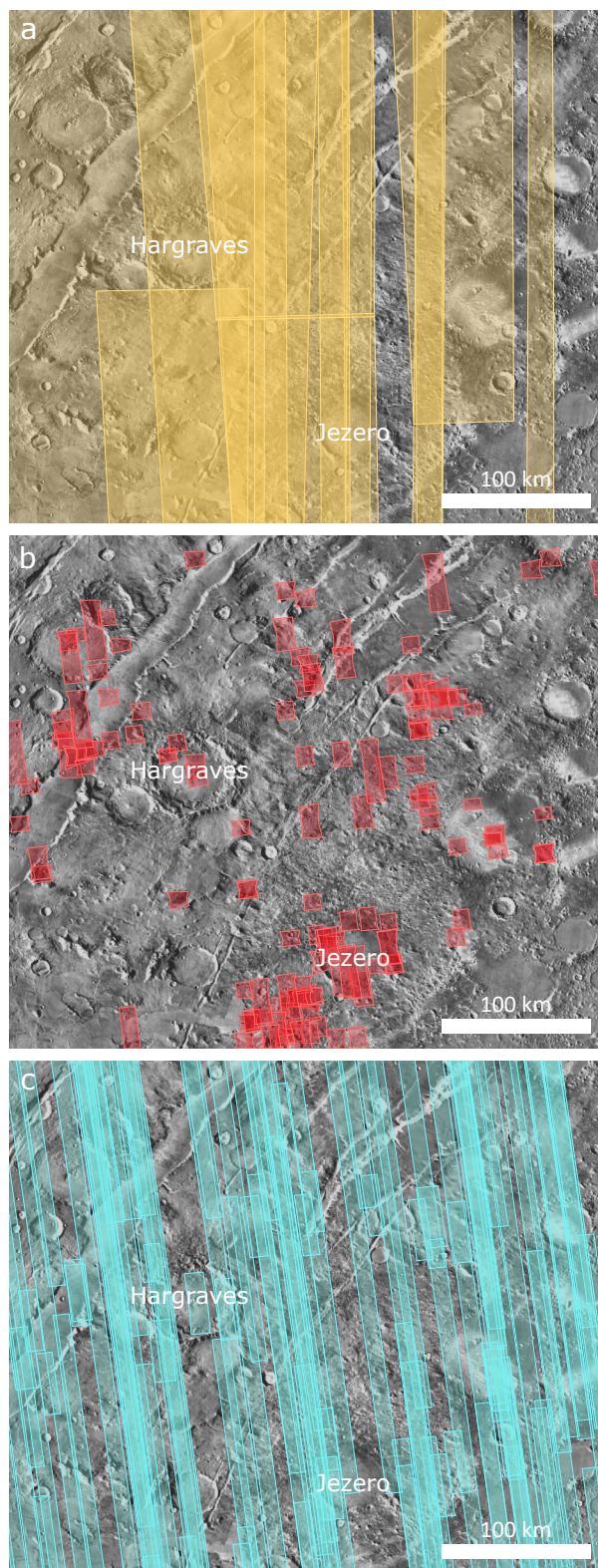


Figure 2 – Orbital data coverage of the region of interest: **(a)** OMEGA footprints used in the spectral mapping, **(b)** CRISM targeted available footprints and **(c)** CRISM survey (long-wavelengths) footprints used in the spectral mapping. All observations IDs are available in the supplementary materials.

band depth intensity at precise absorption positions (Pelkey *et al.*, 2007; Ody *et al.*, 2012). Formulas used to compute the spectral parameters of olivine and carbonate are presented in Table 1.

Name	Parameter value	Criteria
Olivine index	Mean of band depths at 1.08, 1.26, 1.37 and 1.47 μm^a based on a linear continuum anchored at 1.63 and 2.53 μm^a	<ul style="list-style-type: none"> — At least 3 out of the 4 band depths are positive (allows for some noise) — At least 1 out of the 2 convexities at 1.26 μm^a (forsterite) and 1.34 μm^a (fayalite and coarse forsterite) are present
Carbonate index	Mean of band depths at 2.3 and 2.5 μm^a	<ul style="list-style-type: none"> — The two band depths are positive — The 2.5/2.3 μm band depths ratio is comprised between 0.8 and 3

Table 1 – Different spectral parameters used in this study. ^a Precise considered absorptions were adapted to the band availability of the instruments. In order to lower the noise effect, reflectance values used for absorption centers and anchors correspond to medians of up to 4 spectral bands.

Spectral mapping is subject to limitations which should be taken into account for interpretation in term of rock composition and distribution. The spectroscopic signal is strongly affected by the particle size of the surface (Clark *et Roush*, 1984; Clénet *et al.*, 2011; Mancarella *et al.*, 2015). In presence of coarse grains, the path of photons within the surface is longer than in fine-grained materials, so that with increasing grain size, absorption bands tend to be wider and deeper for the same proportion of a mineral species (Clark *et Roush*, 1984) – resulting in higher values of the spectral parameters. At a certain point, enlarged bands saturate and flatten. This effect is particularly seen in the reflectance spectrum of forsterite (the Mg-rich endmember of olivine, which corresponds to the usual magmatic olivine on Earth and in Martian meteorites), which tends to mimic a fayalite (the Fe-rich endmember of olivine) spectrum with grain size exceeding a few hundreds of microns (Clénet *et al.*, 2011). The spectroscopic signal is also strongly influenced by the dust and sand cover of the surface, as only a few microns coating is sufficient to impede the mineralogical detection from the rock, meaning that we might underestimate the extent of the olivine-rich unit when mapping olivine-rich surfaces with spectral data.

2.2 Thermal inertia

In order to differentiate sandy surface from bedrock, the spectral data were filtered based on the thermal inertia of the surface derived from the Thermal Emission Imaging System (THEMIS) nighttime infrared images (Christensen *et al.*, 2004; Fergason *et al.*,

2006). The data were selected based on the following criteria: (1) the acquisition time was between 0 and 4 am local time, (2) the THEMIS team quality level was comprised between 4 and 7 (1 being low quality and 7 being good quality), (3) the acquisition of the data was preferentially made in a low dust season, with solar longitude L_s comprised between $\sim 0^\circ$ and $\sim 100^\circ$ (spring time). Minimizing the solar longitude range reduces the effects of thermal inertia variations due to the seasonal cycle of dust. All observations IDs are available in the Supplementary materials.

The THEMIS instrument measures the radiance ($\text{W}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$) of the surface. To derive the quantitative thermal inertia values (in $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{s}^{-1/2}$, hereafter noted as Thermal Inertia Units, or TIU), the data were processed using the MARSTHERM application (Putzig *et al.*, 2013). This includes the thermal model of Putzig et Mellon (2007): the surface temperature is computed considering the thermal inertia, the albedo, the dust opacity, the time of the day, the solar longitude, the latitude as well as the surface pressure. The thermal inertia corresponding to the best fit for the observed surface temperature is given in output. The uncertainty of the returned value is estimated at $\pm \sim 20\%$ (Fergason *et al.*, 2006).

In the region, olivine/carbonate-rich bedrock exposures usually have thermal inertia above 400 TIU, while olivine/carbonate-rich sandy surfaces have a thermal inertia of ~ 350 TIU (Hamilton et Christensen, 2005; Edwards et Ehlmann, 2015). The two members were differentiated in the spectral map using a threshold of 400 TIU: pixels mapped by our spectral criteria below this threshold were considered as sand and above this threshold considered as bedrock. Some of the dustiest THEMIS observations exhibited low average thermal inertia compared to the rest of the datasets. On these datasets, the automatic mapping of the bedrock and sand based on the 400 TIU threshold was not consistent with the comparison with CTX datasets and inferred bedrock and sand locations. To ensure accuracy of mapping, these observations were calibrated based on low dust observations during the mosaicking process. This allowed an improved distinction between bedrock and sandy surfaces (Fig. 3).

2.3 High-resolution visible images

The Context Camera (CTX) onboard MRO produces panchromatic grayscale images in the visible spectrum at a resolution of 6 m/pixel over a 30 km large swath (Malin *et al.*, 2007). The High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) has the highest spatial resolution from all current remote sensing camera available for Martian surface study, acquiring 5 to 6.4 km wide images at 25 cm to 1.3 m/pixel, using three CCD filters: a red filter from 570 to 830 nm, a blue-green filter below 580 nm and a near infrared filter above 790 nm. The red band produces the largest image while the RGB combination of

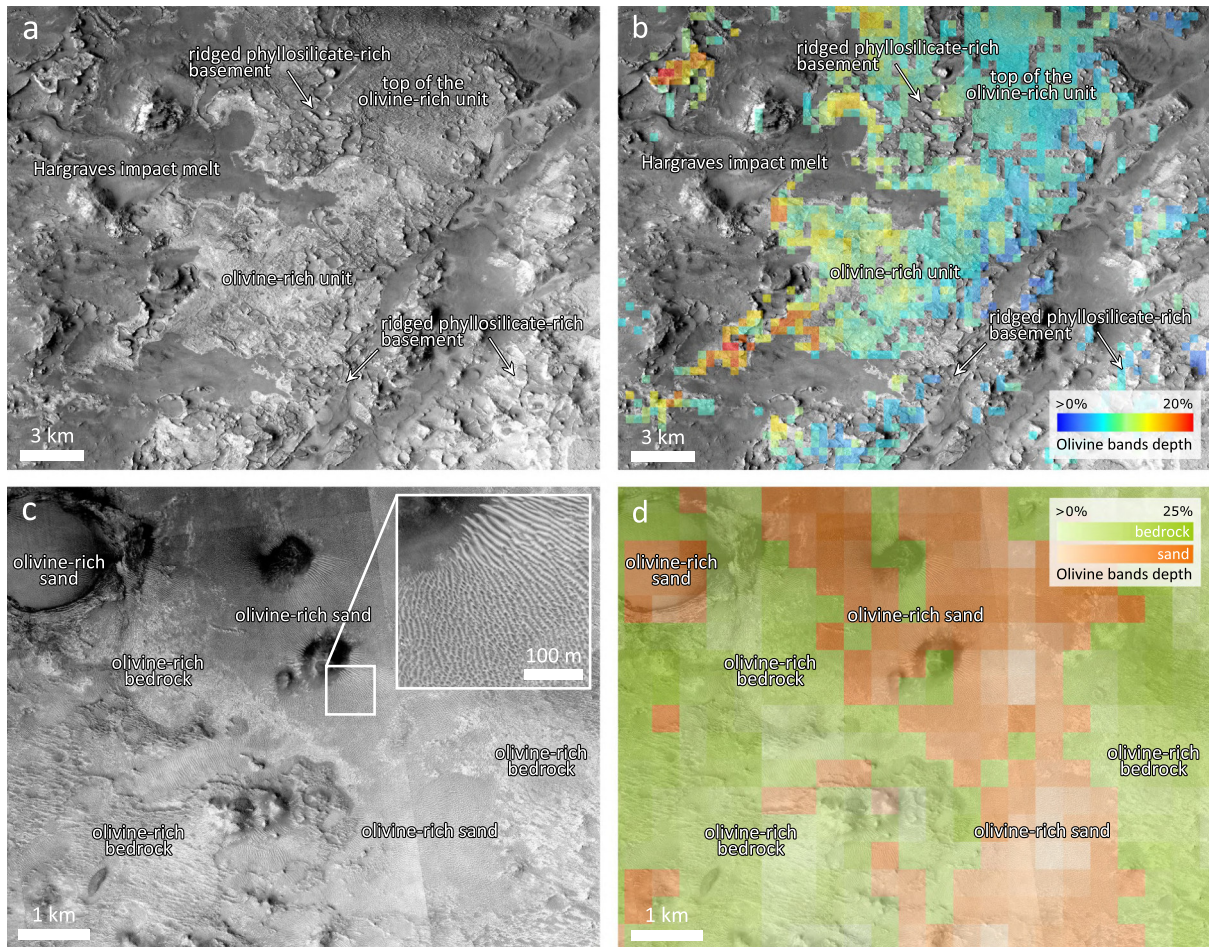


Figure 3 – Examples of spectral mapping filtered by thermal inertia values. **(a)** CTX mosaic (Dickson *et al.*, 2018) displaying some of the different lithologies observed in the region of Nili Fossae. **(b)** Same CTX mosaic portion as (a) with mapping of olivine-rich bedrock. **(c)** Olivine-rich bedrock versus olivine-rich sand surfaces identified on HiRISE ESP_032161_2015 and PSP_010219_2020. **(d)** Same HiRISE portion as (c) with spectral mapping of olivine for thermal inertia above 400 TIU (bedrock, in green) and below 400 TIU (sand, in orange). See localizations in Fig. 4.

the three other bands produces 1 to 1.3 km wide colored images (McEwen *et al.*, 2007). We used both CTX and HiRISE data to infer the stratigraphic contacts as well as the morphology of the olivine-rich terrains.

2.4 Digital Elevation Models

Mustard *et al.* (2007, 2009) and Bramble *et al.* (2017) proposed that olivine-rich deposits are draping a pre-existing topography, but did not quantify the layers/bands orientations, which might constrain the emplacement mechanism of the unit. Especially, key estimation is to determine whether the layers are conformable between them and with their substrate (e.g. expected for ash fall). Digital Elevation Models (DEMs) aligned on the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) topography were computed at a resolution of

30 cm/pixel from HiRISE data through the stereo-restitution pipeline (Shean *et al.*, 2016) of MarsSI application (Quantin-Nataf *et al.*, 2018b). Using precisely co-registered HiRISE images and HiRISE DEMs, dip and dip direction measurements were estimated thanks to the ArcGIS extension LayerTools (Kneissl *et al.*, 2010). In addition, we computed a mosaic of High Resolution Stereo Camera (HRSC) DEMs with spatial resolution of 50 m to 125 m/pixel (Neukum *et al.*, 2004b), using H3047_0000, H1347_0000, H0988_0000, H5270_0000, H5252_0000 and H2228_0002 footprints.

2.5 Crater counts

We performed craters mapping on areas of the olivine rich unit to infer the exposure time of the unit to bombardment. The counting areas are continuous geological units – as identified in visible imagery – that present olivine-rich signatures based on our spectral mapping filtered with thermal inertia data, and where no dense capping or underlying basement was observed, in order to limit any artificial age modification. We counted craters comprised or intersecting these areas with a diameter superior to 1 km, as old surfaces ages are mostly constrained by the presence of big craters (diameter >1 km) and because smaller craters are highly affected by obliteration over time (Warner *et al.*, 2015). Since the olivine-rich unit is only a few meters thick, there is a possibility that it is overlapping some of the craters. To account for this, we made sure that the craters counted showed evidence of penetration of the olivine-rich unit (i.e. ejecta superposing the unit, see Supplementary Fig. 1). Some craters are intersecting the edges and are not fully inside of the count areas. To avoid increasing artificially the crater count with regards to the area considered, we counted fractions of all intersecting craters. Finally, the age of the unit was determined by comparing the crater size distributions to isochrons generated by the Ivanov (2001) production function and the Hartmann et Neukum (2001) chronology function, using the Craterstats software (Michael et Neukum, 2010). There is a definite possibility that the capping unit in our count area protected the olivine-rich unit from impact bombardment and was subsequently eroded. This would artificially lower the inferred age of the olivine-rich unit. Considering this possibility, the age returned from our crater count cannot be used to date with accuracy the olivine-rich unit but is rather used to propose a limit on its youngest likely age.

3 Results

3.1 Regional Distribution

Results from our spectral mapping are shown in Fig. 5. Previous spectral maps in the region were obtained using TES, THEMIS, OMEGA and CRISM targeted instruments

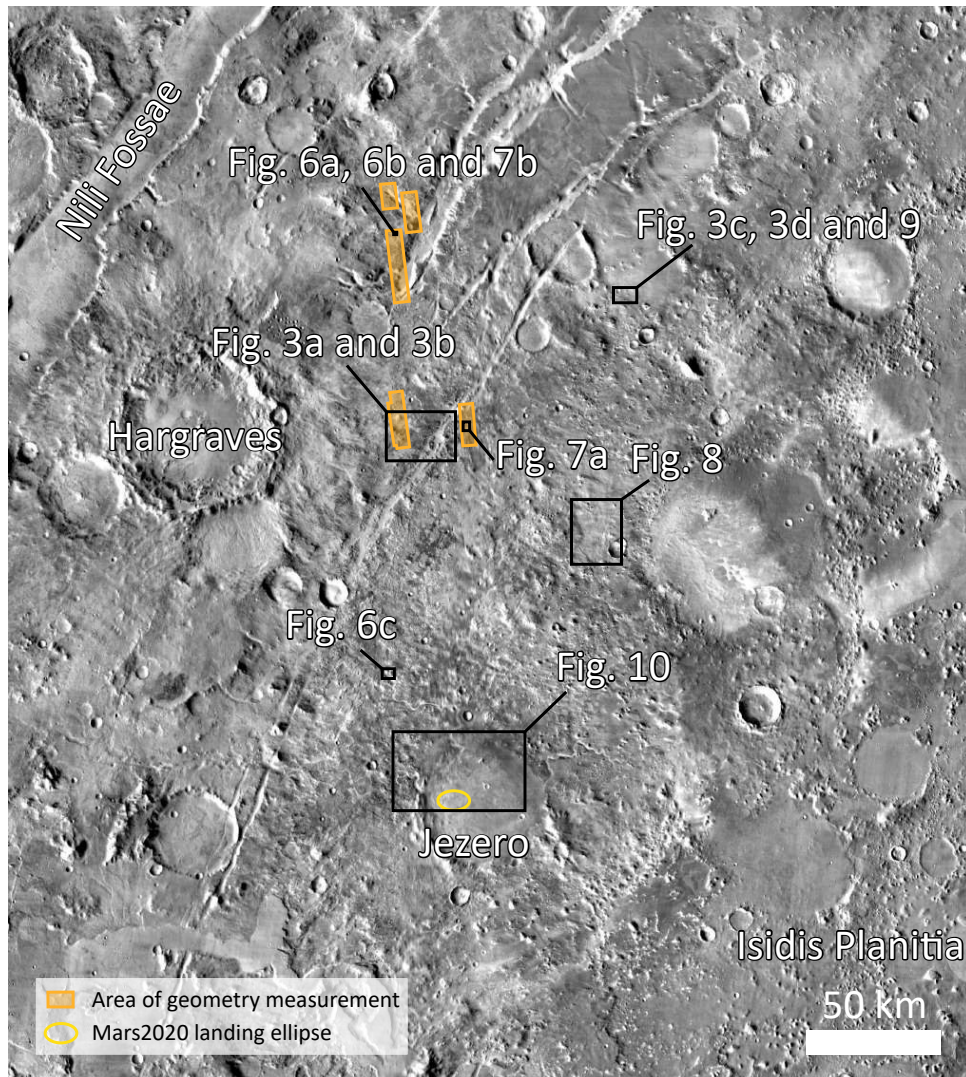


Figure 4 – Geographic context of figures and locations of geometry measurements on the olivine-rich layers/bands, over a THEMIS daytime mosaic.

(Hoefen *et al.*, 2003; Hamilton et Christensen, 2005; Mustard *et al.*, 2007; Poulet *et al.*, 2009; Tornabene *et al.*, 2008; Clénet *et al.*, 2011; Ody *et al.*, 2012; Clénet *et al.*, 2013; Ody *et al.*, 2013; Goudge *et al.*, 2015b; Bramble *et al.*, 2017). Using CRISM survey data and filtering by thermal inertia values allows our mapping to better constrain the distribution of olivine-rich bedrock, and is a compromise between the high spatial resolution but poor coverage of the CRISM targeted mode, and the wide coverage but low spatial resolution of OMEGA. According to our spectral mapping, the olivine-rich unit's bedrock exposures cover a $\sim 18,000 \text{ km}^2$ wide area. They are detected at the lowest elevations in the eastern part of the region at -3400 m of altitude, and at the highest elevations in the western part of the region at 500 m of altitude. More than 99% of olivine-rich unit outcrop detections are comprised between -200 m and -3200 m of altitude. Only 10% of the olivine-rich unit bedrock presents strong carbonate signature ($>3\%$ of absorption).

The distribution in altitude of these strong carbonate signatures follows the distribution of the olivine bedrock except they are restricted to altitudes below -900 m. Excluding high sloped erosion windows in the olivine-rich unit and crater rims, olivine bedrock surfaces exhibit gentle slopes with 80% of detections having surface slopes $<5^\circ$. Overall, we do not detect any olivine-rich bedrock in terrain exceeding 10° of slope.

The distribution and extent of the olivine-rich unit is bounded: to the South by Syrtis Major lava flows, to the East by the Hesperian infilling of Isidis basin and to the West by highlands (pitted capping and dusty basement units described by [Goudge et al., 2015b](#)). The northernmost extent of the unit is unclear ([Kremer et al., 2018](#)): we do not detect any conclusive spectral signature of olivine above $23\text{--}24^\circ\text{N}$ (Fig. 5a), even if there is no clear variation in the morphology of the surface that could suggest a change of the geology. The olivine-rich unit is probably more extended but covered northwards by dust, westwards by the volcanic highlands, as we detect olivine-rich materials in the ejecta of Hargraves crater, and southwards as they are also present in erosion windows through Syrtis Major younger lava flows. We do not observe the signature of olivine in central peaks or ejecta of craters on the western floor of Isidis Planitia that could demonstrate that the olivine-rich unit extends east of the Nili Fossae region and below the Hesperian fill. However, the Hesperian materials are probably too thick for craters to excavate the material beneath. As first noted by [Mustard et al. \(2009\)](#), the relationship between the olivine-rich unit and the tectonic activity of the region and opening of the fossae is clear. Olivine-rich layers are cut by the fossae and are not observed draping the floor or the scarps, supporting the idea that the olivine-rich unit is older than the opening of the fossae. Spectra associated with the olivine-rich unit present a large absorption band centered at $1\ \mu\text{m}$, which can either correspond to fayalite or large-grained (hundreds of microns) forsterite ([Mustard et al., 2009](#); [Clénet et al., 2011](#)). From TES (Thermal Emission Spectrometer) deconvoluted spectra, the region is dominated by forsteritic olivine ([Koeppen et Hamilton, 2008](#)). Consequently, the olivine-rich unit is most probably composed of coarse forsteritic grains, consistently with the modelled grain size ([Poulet et al., 2009](#); [Edwards et Ehlmann, 2015](#); [Rogers et al., 2018](#)). According to OMEGA and CRISM spectral mapping, the carbonate occurrences are widespread but discontinuous exposures restricted to the olivine-rich unit (Fig. 5). The carbonate spectral signal is stronger at most of the dust-free locations where a strong olivine signal is observed.

3.2 Stratigraphy and high-resolution textures

3.2.1 Stratigraphy

The stratigraphic bottom and top contacts with the unit are resolved at HiRISE re-

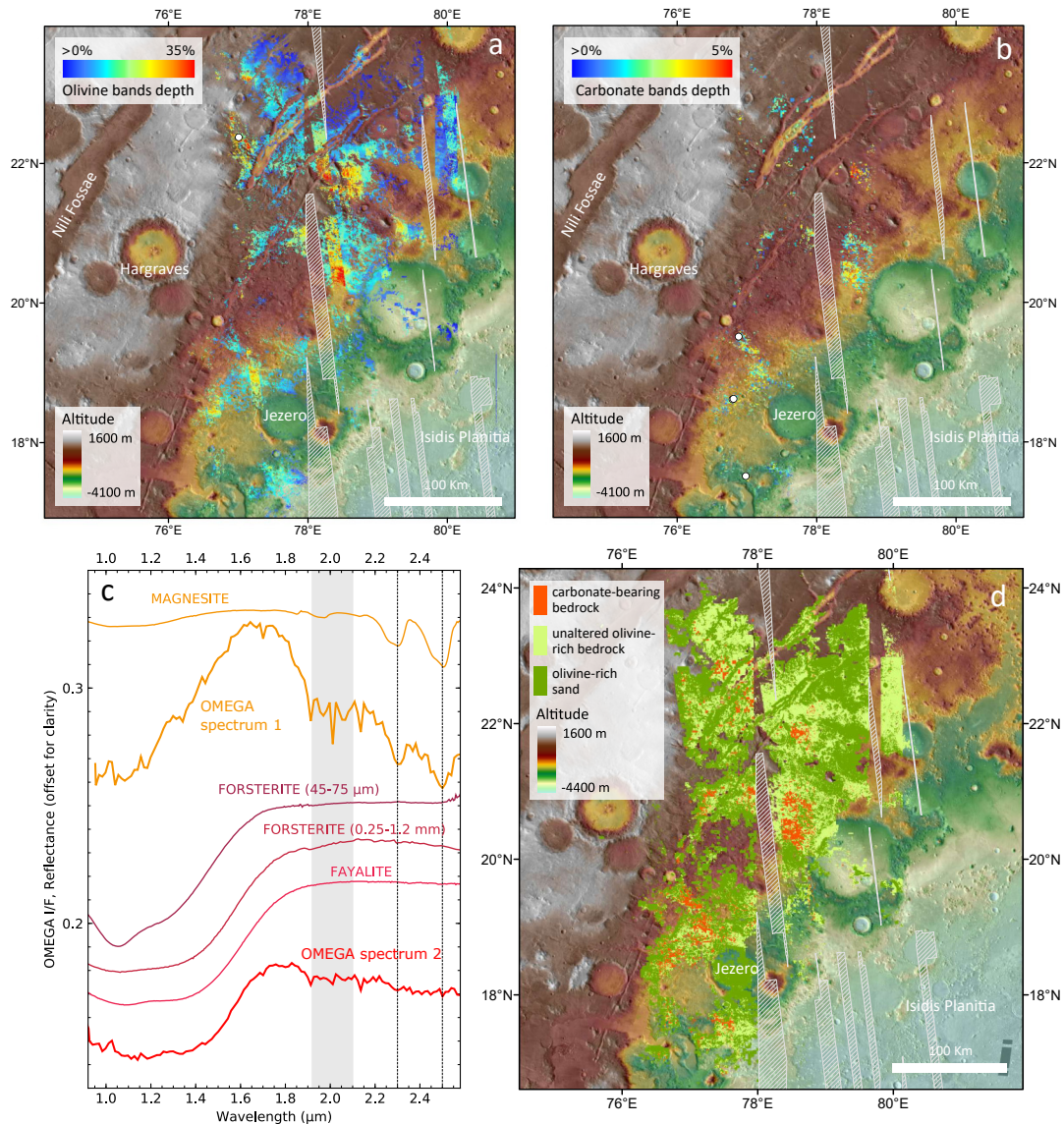


Figure 5 – (a, b) OMEGA, CRISM survey and THEMIS data combined mapping of olivine-rich and carbonate-rich terrains overlain on MOLA altimetry and THEMIS daytime infrared radiance mosaic. White dots indicate locations of extracted spectra in (c). Gaps in the spectral data coverage are displayed in hatching. **(c)** Typical OMEGA non ratioed spectra compared to laboratory spectra of magnesite CACB06, forsterite C3PO51, fayalite C3PO59 (CRISM Spectral Library, PDS Geosciences Node) and forsterite HS285.4B BECKb (USGS Spectral Library, [Kokaly et al., 2017](#)). Thick lines represent 9 (orange) and 4 (red) average spectra of the OMEGA observation ORB2272_4. The orange spectrum is consistent with a mixture of olivine and carbonate while olivine is the only phase that can unambiguously be detected in the red one. Absorption features related to carbonate are marked in dotted lines. Main absorption range for atmospheric CO_2 in which artifacts can possibly be observed is displayed in light grey. **(d)** Mapping of the different units based on OMEGA, CRISM survey and THEMIS data over a THEMIS daytime infrared mosaic.

solution and coexist in numerous HiRISE footprints where the olivine-rich unit is present (Fig. 6). The base of the stratigraphy corresponds to the regional phyllosilicate-bearing basement ([Mustard et al., 2007](#)). On top of this basement is the light-toned olivine-rich

unit, which accounts for the spectral signature of olivine observed from orbit (Mustard *et al.*, 2007). No layering ever displays local cross-beddings or truncations, which could be indicative of deposition in high-energy transport environments such as aeolian dunes or river flows. We performed dip measurement on over >190 visible layers. Results indicate low angle emplacement, with mean dip at $4.4 \pm 3.7^\circ$. As shown in Fig. 7, the layers/bands are parallel to each other within error and with the basement and the olivine-rich unit contact. The layers/bands are draping the basement, with limited vertical variations of thickness and gentle thickening towards the center of topographic lows. Our measurements on the geometry of the layers are consistent with the complementary study of Kremer *et al.* (2019). The exposures of the olivine-rich unit without any carbonate detection as well as the ones with carbonate detection are both commonly several tens of meters thick (Fig. 6c). Above the olivine-rich unit lies the dark crater-retaining capping unit (Mustard *et al.*, 2009). This unit is in conformable contact with the olivine-rich unit. It is not observed everywhere in the region and appears to cover the olivine materials more often when in topographic lows (Fig. 8).

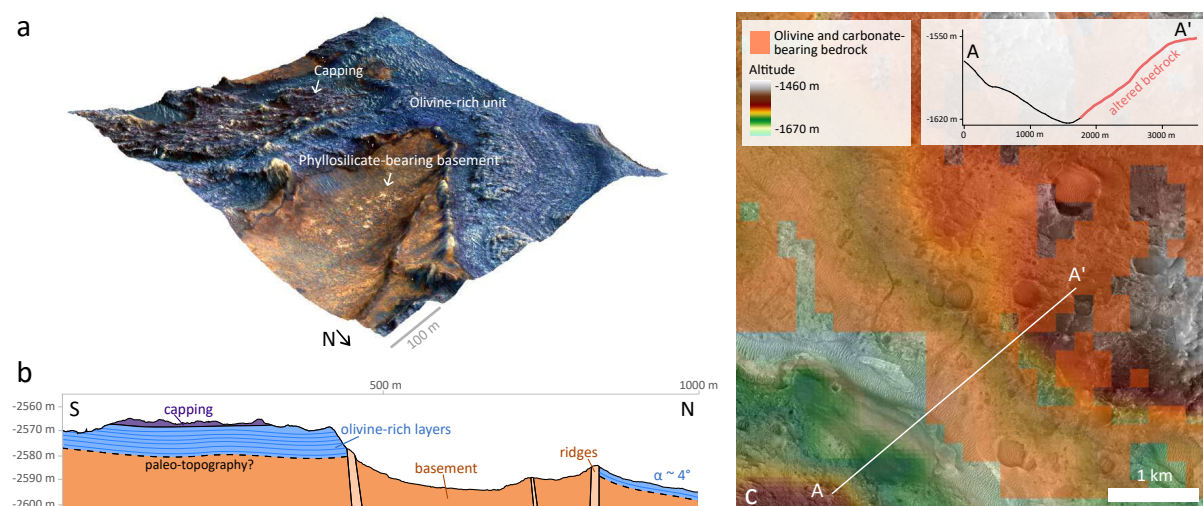


Figure 6 – (a) HiRISE PSP_006712_2020 color imagery draped over the HiRISE stereopair DEM PSP_005855_2020/PSP_006712_2020 (vertical exaggeration is 5×). On HiRISE colored imagery, the phyllosilicate-bearing basement and the olivine-rich unit appear respectively orange and blue. (b) Interpretative South-North crosssection, vertical exaggeration is 4×. (c) Portion of the olivine-rich unit’s bedrock enriched in carbonate and crosscut by a valley of Jezero crater’s fluvial system. Carbonate is found on a several tens of meters thick outcrop. HRSC DEM is overlain on HiRISE ESP_048196_1995 and CTX mosaic (Dickson *et al.*, 2018). See Fig. 4 for localization.

3.2.2 Erosional features

The top of the olivine-rich unit often presents patterns of alternating, parallel linear trenches and ridges that are frequently aligned with the modern wind directions (Fig.

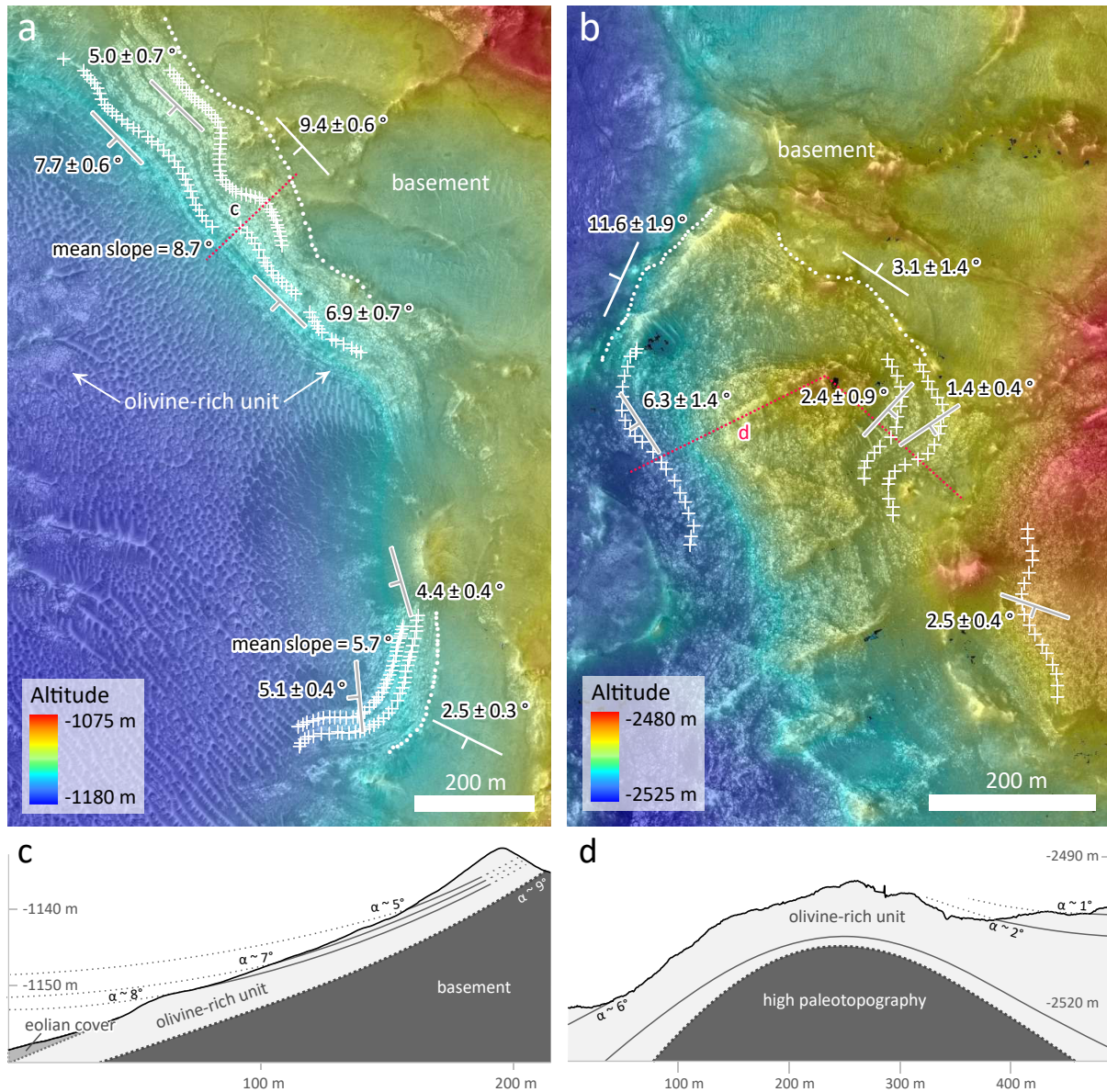


Figure 7 – Geometry of olivine-rich layers. **(a, b)** Layers and contacts dips and directions measured on HiRISE DEMs of stereopairs ESP_044095_2010/ESP_044662_2010 and ESP_026992_2025/ESP_027691_2025. Plus signs indicate measurements on olivine-rich layers while white dots indicate the contacts between the basement and the olivine-rich unit. Values in degree refer to dips. Visible images are HiRISE ESP_044662_2010 and PSP_005855_2020. See Fig. 4 for localization. **(c, d)** Interpretative cross-sections of outcrops marked as red dots in (a) and (b). Vertical scale and dips are exaggerated.

9). In cross-sections, these outcrops display the usual sub-parallel layering without any cross-bedding and truncation. Therefore, we favor for these linear features present on top of the olivine-rich unit, either (1) a superficial depositional origin – i.e. some lithified palaeodunes – or (2) an erosive origin – i.e. yardangs-like features (as suggested by Bishop *et al.*, 2013b and Tirsch *et al.*, 2018 for the olivine deposits in Libya Montes). From these observations it appears that the olivine-rich unit has been strongly eroded through time

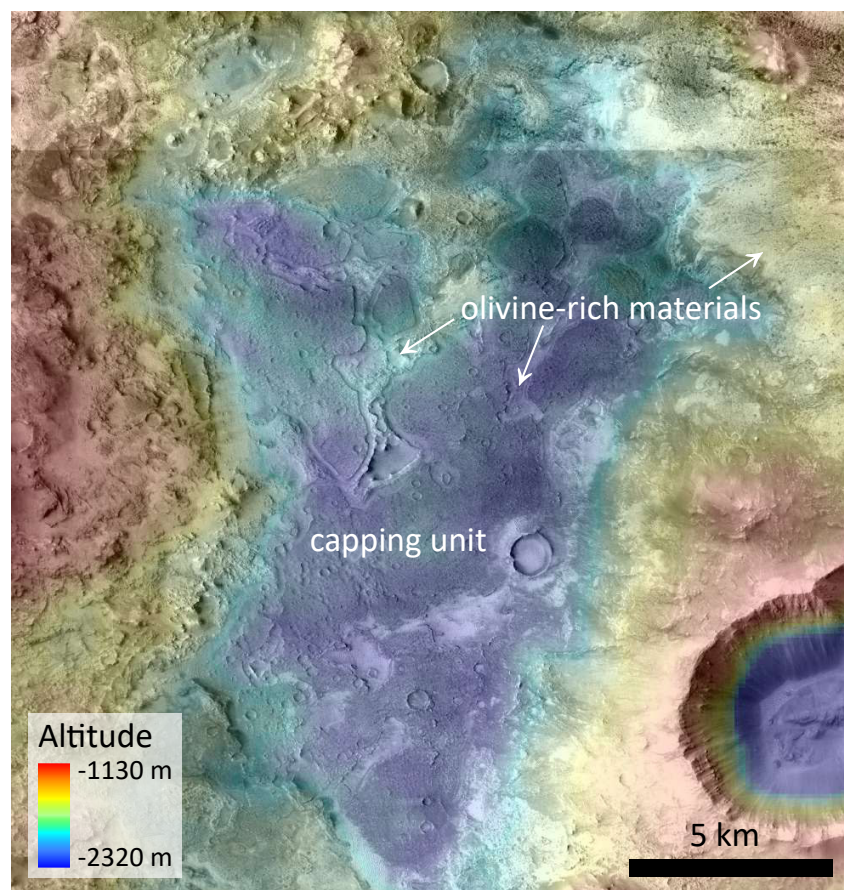


Figure 8 – Capping unit exposures on top of olivine-rich materials located in a depression in the topography. HRSC DEM is overlain on a CTX mosaic (Dickson *et al.*, 2018).

and is considerably friable (as suggested by Rogers *et al.*, 2018).

3.2.3 Relationship of the olivine-rich unit to the Jezero system

In the southern part of the study region, the Jezero crater Northern rim is highly degraded. The highest and most preserved part of Jezero rim reaches an elevation of \sim -1500 m and the eroded parts \sim -2300 m. At this location (Fig. 10), olivine-rich bedrock overlaps the eroded rim topography, is cut over by the fluvial networks and appears to fill the floor of the crater (Goudge *et al.*, 2015b). A hypothesis regarding the presence of olivine-rich rocks on top of Jezero's eroded rims would be the deposition of regional reworked materials under fluvial and/or aeolian activity. The lack of valleys, except the northwest inlet channel of Jezero, at this location and the high elevation are not consistent with deposition under a fluvial environment. At CTX and HiRISE resolution, the usual regional morphology of olivine-bearing rocks (e.g. light-toned, polygonal fracturing and less common but still layering) is observed. More importantly, the bedrock exposures that are draping the rims form a continuous unit that is traceable through the rest of the

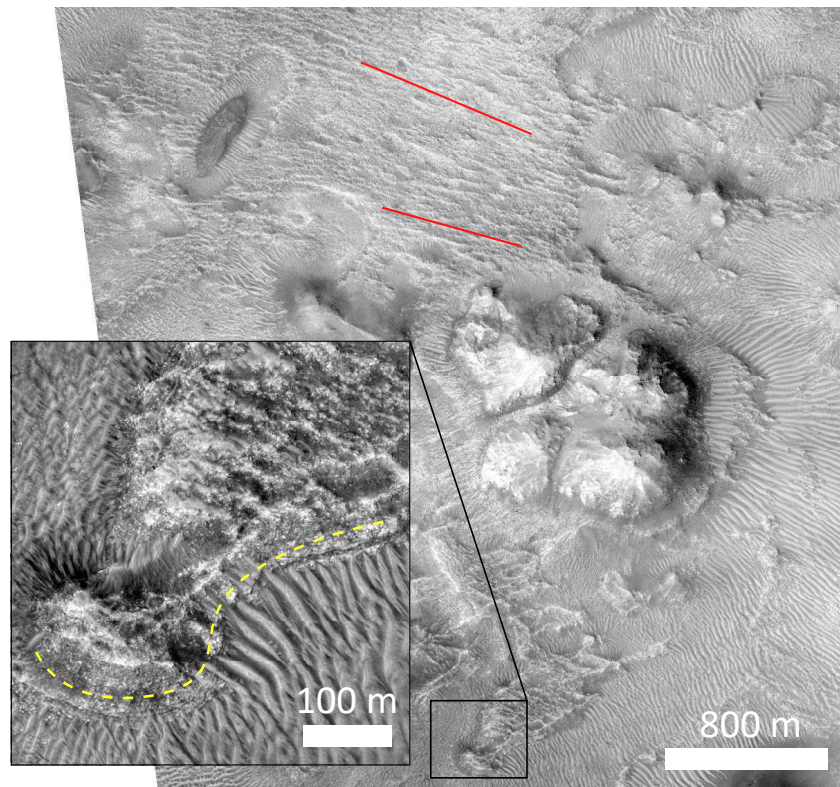


Figure 9 – Top of the unit presenting patterns of alternating, parallel linear trenches and ridges (in red) that are interpreted as wind-related features, and close-ups in a natural cross-section of this unit showing horizontal layers (in yellow). The bright mounds in the center of the figure correspond to basement highs of unknown type. See Fig. 4 for localization.

region. In addition, we do not observe any feature, such as cross-beddings and angular unconformities, that could imply a local reworking of materials transported from other parts of the olivine-rich unit by aeolian dunes sedimentary processes on the rims of Jezero. These observations lead to the conclusion that the olivine-rich material detected in the northern portion of Jezero (except on the fan area, which is made of reworked material) corresponds to a primary deposit overlapping the eroded rim of the crater, and not to reworked material. As noted by [Kremer *et al.* \(2019\)](#), other craters in the region are draped by the olivine-rich unit.

3.3 Crater distribution-inferred age

The distribution of impact crater sizes of the olivine-bearing exposures is shown in Fig. 11b. It aligns on the 3.83 Ga isochron generated by the chronology function of [Hartmann *et Neukum* \(2001\)](#) with Poisson uncertainties of +70 Ma and -80 Ma (Fig. 11b). This is consistent within error with the age retrieved from crater counts on the olivine-rich and capping units in the Libya Montes region by [Bishop *et al.* \(2013b\)](#). As explained previously, there is a possibility that the capping unit protected the olivine-rich unit from

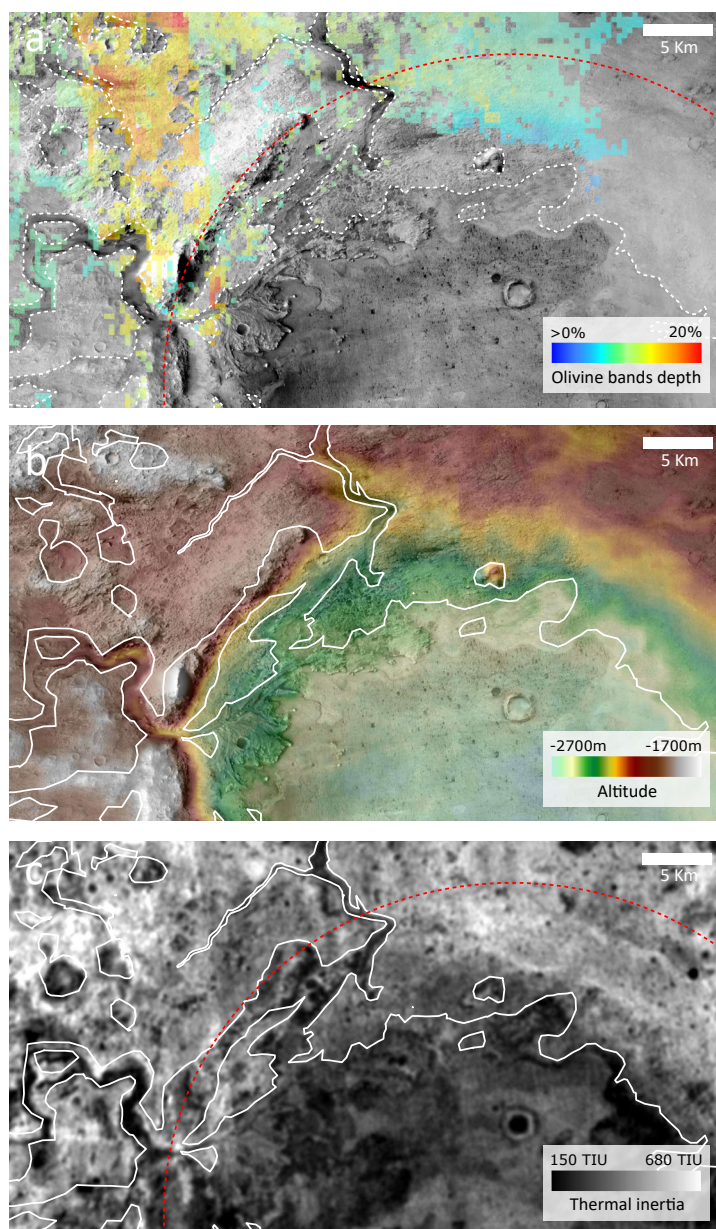


Figure 10 – CTX-scale interpretative map of exposed olivine-rich materials (white) based on spectral data and morphology observation over Jezero crater (rims in red dotted circle). **(a)** OMEGA, CRISM and THEMIS combined mapping of olivine-rich terrains overlain on a regional CTX mosaic (Dickson *et al.*, 2018). **(b)** HRSC elevation is overlain on the same CTX mosaic. **(c)** THEMIS thermal inertia mosaic. See Fig. 4 for localization.

bombardment and was eroded afterwards. In addition, the fact that the olivine-rich unit has extensively been affected by erosion might imply that some big (>1 km) craters might have been erased from the record – even though this crater population is less affected by obliteration than craters smaller than 1 km (Warner *et al.*, 2015). Both imply that the returned age is probably underestimating the actual age of the unit. Consequently, this result provides the lowest and youngest bound for the unit age: 3.75 Ga (including errors),

in the Late Noachian.

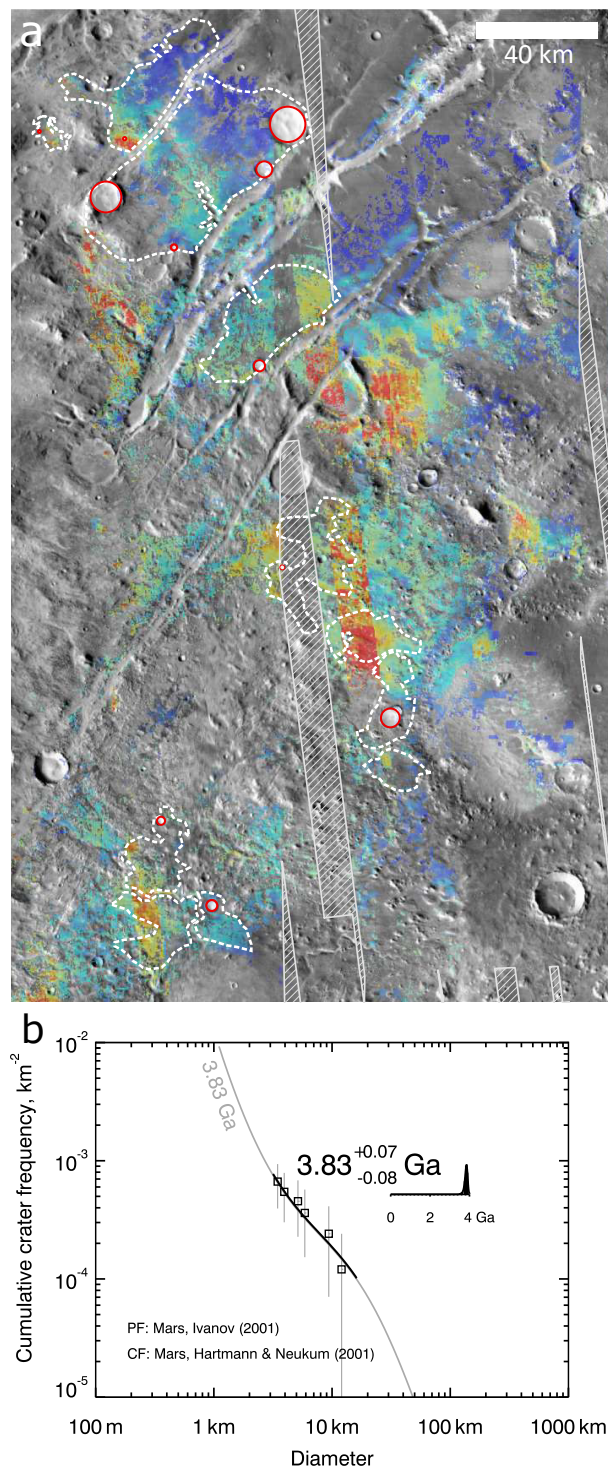


Figure 11 – (a) Crater counts on olivine-rich bedrock and areas considered. Only the craters that are penetrating the olivine-rich unit were considered. Gaps in the spectral data coverage are displayed in hatching. (b) Crater size distributions of the olivine-rich terrains compared to isochrons generated by the Hartmann et Neukum (2001) chronology function. The Poisson probability distribution of the age returns an estimate age for the surface of 3.83^{+0.07}_{-0.08} Ga.

4 Discussion

4.1 Formation age

All the absolute ages discussed below are expressed in the [Hartmann et Neukum \(2001\)](#) chronology system.

Taking into account errors, our crater count analysis yields a minimum age for the formation of the olivine-rich unit of the Nili Fossae region at 3.75 Ga. Additional time constraints can be inferred from stratigraphic relationships:

1. Jezero crater is located between the inner and outer rings of Isidis ([Schultz et Frey, 1990](#); [Mustard et al., 2007](#)). Thus, it is very unlikely that Jezero formed before Isidis, as the preservation state and steep scarp of the southwest part of Jezero's rim are not consistent with the excavation and modification stage of a surface affected by a giant impact – here Isidis;
2. the difference of elevation between the most preserved part of Jezero's rim and the most eroded parts is ~800 m. This implies that the most degraded parts of the rim have been eroded of at least 800 m before the emplacement of the olivine-rich deposits. As detailed previously, the olivine-rich unit is at best a few tens of meters-thick, meaning that the thickness of the latter is negligible to estimate the amount of rim eroded. The lapse of time between the formation of Jezero crater and the emplacement of the olivine-rich unit in the crater can be inferred based on an estimate of the erosion rate of the rim. Denudation rates have previously been estimated at several Noachian locations based on crater rims morphology, crater size distribution and crater depths, and range from 0.1 to 10 m/Ma ([Carr, 1992](#); [Craddock et Maxwell, 1993](#); [Craddock et al., 1997](#); [Hynek et Phillips, 2001](#); [Quantin-Nataf et al., 2019](#)). These rates are subject to variations between the different models and for different lithologies but provide an interval of orders of magnitude for the rim erosion rate expected at Jezero crater during the Noachian period. Since the rim was eroded and draped by the olivine-rich unit, it is challenging to infer which physical process led to the erosion of the rim. However, it is possible to estimate the shortest possible lapse of time between the formation of Jezero crater and the emplacement of the olivine-rich unit, based on the maximum possible erosion rate (Fig. 12). Accordingly, taking the maximum Noachian rim erosion rate of 10 m/Ma, the emplacement of the olivine-rich unit in the crater must have occurred at least ~80 Ma after the formation of Jezero crater, the time to erode 800 m of Jezero's rim. The Isidis impact has been dated at 3.96 ± 0.01 Ga by [Werner \(2008\)](#): this yields a maximum formation age for the olivine-rich unit of 3.89 Ga. Taking into account the fastest time for Jezero rim erosion and the youngest age derived from

crater counts, the final refined age of the olivine-rich unit is 3.82 ± 0.07 Ga (Fig. 12).

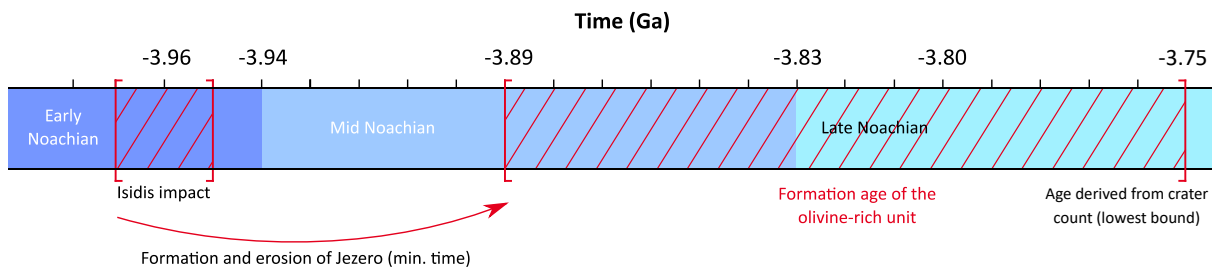


Figure 12 – Timeline for the formation of the olivine-rich unit in the [Hartmann et Neukum \(2001\)](#) chronology system. Red brackets indicate upper and lower constraints on the age of the unit.

As interpreted by [Mustard et al. \(2009\)](#), the olivine-rich unit predates the opening of the regional fossae. These troughs are comparable to concentric grabens around lunar mascons, which usually form due to the subsidence of the infilling-loaded basin ([Melosh, 1978](#); [Solomon et Head, 1980](#); [Wichman R. W. et Schultz P. H., 1989](#)). There is no precise constraint on the elapsed time between the formation of Isidis and the resulting concentric faulting. As the grabens are filled with Syrtis Major lava, the youngest age for their opening is the Early Hesperian age of Syrtis Major ([Hiesinger et Head, 2004](#)), which is consistent with our results. Remarkably, our crater count result yields a surface age similar to the age derived from statistics on craters penetrating the capping and the olivine-rich unit in Libya Montes ([Bishop et al., 2013b](#)), meaning that the capping unit probably formed rapidly after the emplacement of the olivine-rich unit.

4.2 Formation scenarios

According to our results and previous studies, we review and discuss here the different scenarios leading to the formation of the olivine-rich deposits of the Nili Fossae and Libya Montes region.

4.2.1 Volcanism-related scenarios

Two main volcanism-related hypotheses have been proposed for the nature of this unit: either lava flows ([Tornabene et al., 2008](#)) or tephra deposits resulting from explosive volcanism ([Bramble et al., 2017](#); [Kremer et al., 2018](#); [Rogers et al., 2018](#)). Meter to submeter scale layering can occur in both situations ([Walker, 1958](#); [Ross et Smith, 1961](#)). The olivine-rich layers geometry that has been measured does not conflict with an emplacement in the form of lava flows having an olivine content ranging from 10 to 40% – consistent with composition from basaltic to komatiitic, as both types of lava would

drape underlying terrains at the low angles measured. The presence of olivine bedrock on very steep slopes would challenge the effusive scenario. However, except from steep slopes due to erosion windows and crater rims, we do not detect any olivine-rich bedrock on terrain exceeding 10° of slope, and at HRSC scale, the majority of Jezero northern rim terrains draped by the olivine-rich unit exhibit gentle slopes inferior to 4°. However, the moderate thermal inertia (400–600 TIU) of the non-altered bedrock and its high friability conflicts with indurated rocks resulting from cooling of lava flows, which usually have thermal inertia above ~1200 TIU (Fergason *et al.*, 2006).

In the case of pyroclastic flows resulting from explosive eruptions, thick (>~10 m) deposits are filling topography depressions and lack internal stratification: this is inconsistent with observations on the olivine-rich exposures, which display submeter-scale layering/banding. In a pyroclastic fall deposit hypothesis, ashes are deposited by slow decantation vertically through the atmosphere and are more likely to produce draping beds of uniform thickness and parallel to each other, consistently to the geometry of the layers measured in the olivine-rich unit, which present very few dip and thickness variations. However, ash falls are also more likely to drape both topographic highs and lows, while the olivine-rich unit's bedrock exposures are mostly observed on lows. The unit being restricted to the lowest parts of the topography does not necessarily dispute the ash fall hypothesis, as vents localized in lows can explain this distribution (Rogers *et al.*, 2018). The grain size inferred from regional olivine spectral modeling is in the order of 1 mm (Poulet *et al.*, 2009; Edwards et Ehlmann, 2015; Rogers *et al.*, 2018). Ash fall deposits are fine-grained, usually smaller than 1 mm, with the coarsest fraction being restricted close to the vent source. Hence the deposition of coarse ashes on a >18,000 km² area is not likely or would require several vents scattered around Isidis basin. Another viable hypothesis related to explosive volcanism is the deposition of the olivine-rich material under pyroclastic ground surges. These low density and rapid flows are able to overcome stratigraphic obstacles, resulting in thin deposits (<1 m) generally mantling the topography (Sparks et Walker, 1973) – similarly to the Nili Fossae and Libya Montes olivine-rich unit. In addition, they are richer in crystalline clasts – such as olivine – than pyroclastic falls (Sparks et Walker, 1973). Lastly, and given the similarities shared between these deposits and the olivine-rich unit, the pyroclastic hypothesis from ash fall, pyroclastic ground surge or, most probably, both sound feasible.

As shown by our results and published works, the VNIR spectral signal of the olivine-unit of Nili Fossae is dominated by the olivine 1 μm absorption. Spectral modeling on thermal and VNIR data shows a phase proportion between ~10% and 40% (Hoefen *et al.*, 2003; Poulet *et al.*, 2009; Edwards et Ehlmann, 2015; Salvatore *et al.*, 2018). Terrestrial explosive volcanism is usually associated with high-viscosity magma – i.e. high silica content

and low ferromagnesian. In the case of the Nili Fossae and Libya Montes olivine-rich unit, significant olivine content is deduced from orbit, which implies low-viscosity magma, reducing the probability of explosive volcanism. Due to the Martian low atmospheric pressure facilitating the degassing of the magma at low gas concentration, explosive volcanism is expected to occur more frequently than on Earth (Wilson et Head, 1983). However, the atmospheric pressure during the Noachian is not well constrained and it is not excluded that it might have been comparable to the Earth (Jakosky et al., 2018). For this reason, there is no strong argument for a preferential explosive volcanism during the early Mars period. A way to facilitate explosive volcanism is through phreatomagmatic processes. In this aqueous context, explosive volcanism can occur even with low-viscosity magma. Examples of terrestrial mafic eruptions under subaqueous environment are described by Hay et Iijima (1968), Goldstein et Francis (2008), Németh et Cronin (2009), Stiegler et al. (2011) and Ort et al. (2016). Notably, in the Puu Mahana ash beds (Walker, 1992), millimeter-sized olivine grains are observed in fraction comparable to the one estimated for the Nili Fossae unit. Quinn et Ehlmann (2019) discussed how the layered sulfates observed northeast of Syrtis Major could have been deposited in a subaqueous environment, either in a lake confined by an ice sheet in Isidis or in a northern ocean. It is unlikely that the olivine is a consequence of vents erupting in a northern ocean, as we detected olivine-bearing bedrock up to ~ 3 km above the Arabia shoreline of Carr et Head (2003). It is also challenging to reconcile the olivine-rich unit with sedimentation in the hypothesized ice sheet-dammed lake, as this ice sheet has been proposed to cover Isidis at the earliest during the Hesperian (Souček et al., 2015), thus after the formation of the olivine-rich unit. Finally, it has been proposed that widespread formation of Noachian clays on Mars and especially at Nili Fossae could have formed in groundwater environments (Ehlmann et al., 2011). These water-rich environments might have been maintained at least until the formation of the olivine-rich unit, 3.82 ± 0.07 Ga ago and could have favored phreatomagmatic processes.

On Mars, orbital and in situ data suggest occurrences of pyroclastic deposits, implying that explosive processes might have happened frequently throughout Mars history (Hynek et al., 2003; Loizeau et al., 2007; Lewis et al., 2008b; Kerber et al., 2012). The olivine-rich unit's extent and thick beds imply that the hypothetical explosive eruption(s) that formed the unit would have produced a volume of material similar to terrestrial Plinian super-eruptions (Mastin et al., 2014). From what we observe today, the most significant source – important enough to produce a widespread amount of deposits – is the Syrtis Major volcano (Kerber et al., 2012), in a potential early explosive phase. Yet, the source(s) might just as easily be covered today by more recent terrains or eroded, making it impossible to clearly identify from orbit.

4.2.2 *Pre-Isidis and Isidis impact-related scenarios*

As discussed in Section 4.1, Jezero crater is younger than Isidis impact and is draped by the olivine-rich unit. This leads to the conclusion that there is a gap of time between the Isidis impact and the emplacement of the latest olivine-rich exposures; this is inconsistent with the pre-Isidis, Isidis impact melt (as noted by [Goudge *et al.*, 2015b](#) and [Bramble *et al.*, 2017](#)) and Isidis silicate condensate scenarios. As demonstrated by [Kremer *et al.* \(2018\)](#), and confirmed by our spectral mapping, olivine-rich bedrock is also observed on the floor of other post-Isidis craters, testifying to a post-Isidis scenario. The unit being a product of another than Isidis impact is very unlikely, as no significant structure is observed in the region, neither in topography nor gravimetry data.

Still, the olivine-rich unit presents a clear circumferential to Isidis spatial distribution, which might suggest a relation with Isidis basin. Lunar and Martian main impact basins exhibit a thinner crust ([Zuber *et al.*, 2000](#)), probably owing to the excavation of the impacted crust and the uplifting of the mantle ([Wise et Yates, 1970](#)). Especially, the thinnest crust on Mars has been inferred beneath Isidis basin ([Zuber *et al.*, 2000](#)). Moreover, after a giant impact, fault networks are most likely to develop in response to basin loading ([Melosh, 1978](#)): in a context of impact-weakened and thinned crust, magma would have propagated through the fractures and easily reached the surface, supporting the hypothesis of volcanism. As the observable Nili fractures truncate the olivine-rich unit ([Mustard *et al.*, 2009](#)), it appears unlikely that the volcanism at the origin of the olivine-rich unit was associated with the opening of these fossae, but rather with older faults, later covered by the volcanism products. Results from TES and OMEGA global surveys on olivine ([Koeppen et Hamilton, 2008](#); [Ody *et al.*, 2013](#)) have shown that olivine is detected in Noachian terrains circumferential to impact basins of Isidis, Argyre and Hellas. Since these terrains exhibit the highest content in Mg-rich olivine of the surface, they could result from the excavation of early and Mg-enriched mantle materials ([Elkins-Tanton *et al.*, 2005](#); [Koeppen et Hamilton, 2008](#)). However, from the study of [Koeppen et Hamilton \(2008\)](#), there is not enough forsterite composition endmember in these rocks to account for a pure mantle origin, and it was proposed that these rocks could have been mixed with crustal materials during the excavation or eroded afterward. In a volcanism scenario, differentiation processes during melting could explain the depletion of Mg compared to the inferred composition of an early mantle. The fact that Mg-rich olivine is observed in relation to other bigger than 1000 km Noachian impact basins might imply similar post-impact volcanic processes in the early history of Mars. In this scenario, the Nili Fossae region would present the most preserved rocks associated with these processes, and/or at least the most visible from orbit owing to the regional low dust coverage.

4.2.3 Sedimentary scenarios

In absence of apparent cross-beddings and angular unconformities, it appears very unlikely that the olivine-rich unit represents the result of pervasive fluvial or aeolian processes in the forms of dunes deposits or wind-driven deflation products. Sedimentation of neighboring volcanic products (e.g. early phases of Syrtis Major) in deep lacustrine or marine setting are expected to drape the topography at the low angles measured in the olivine-rich unit and would also account for its circum-Isidis distribution. However, and as detailed previously, it is unlikely that either a northern ocean or an ice-dammed lake (Quinn et Ehlmann, 2019) was involved in the formation of the olivine-rich unit. In addition, olivine dissolves rapidly in water over geological times (Stopar et al., 2006). All of the above elements lead us to assume that the olivine-rich unit probably did not form through sedimentary processes.

4.3 Implication on Isidis impact melt and ejecta

We have previously ruled out an olivine-rich impact melt: thus, where are the ejecta and melt sheet of Isidis? If not entirely removed by erosion, the ejecta and melt blankets should be visible in the region. Mustard et al. (2007) compared the Isidis basin to the well-preserved lunar Orientale complex impact basin and interpreted, by analogy of positions, the Nili Fossae region to be comprised in the impact melt flow zone induced by Isidis-forming event. We know from the regional layered megabreccias that some of the surface hit by the giant impactor of Isidis was composed of layered, Fe/Mg phyllosilicate-rich materials (Mustard et al., 2009). Hence the melt sheet and ejecta are likely to be rich in Fe/Mg phyllosilicate, which is the case of the dark phyllosilicate-rich basement. It is also clear from HiRISE imagery that megabreccias are fully embedded in this dark basement unit. This means the basement formed contemporaneous to the impact event leading to the megabreccias or is a product of global remobilization and deposition of materials that embedded the megabreccias. Thus, there is a high possibility that the Nili Fossae regional dark basement unit might correspond to the melt or ejecta sheet of Isidis impact. The light-toned exposures of Fe/Mg phyllosilicate-rich layers would then correspond to portions of the primary phyllosilicate-bearing basement, older than Isidis impact event and older than the dark phyllosilicate-bearing basement, and source of the layered-megabreccias.

4.4 Alteration of the olivine-rich unit

It is not clear how the olivine-rich unit was altered to form carbonate. The mineralized hardened fractures in the dark basement unit are restricted to the basement and do not extend into the olivine-rich unit. Given the stratigraphy, the emplacement of olivine-

rich materials and formation of carbonate would take place after the alteration of the basement that formed ridges and Fe/Mg phyllosilicates. From spectral data, the majority of olivine bedrock exposures are unaltered, meaning the alteration was not pervasive or the proportion of carbonate in the rock is too low to be detected (either because the alteration was not strong or because carbonate was dissolved afterwards by acidic water). Still, detections of carbonate occur sparsely throughout the whole olivine-rich unit, meaning the carbonation process must have been regional. From the hypotheses of formation proposed by Ehlmann *et al.* (2008b), serpentinization, surface weathering, percolation in ephemeral lakes and alteration in cold and dry environment could result in the carbonate distribution we observe. Contact metamorphism between a hot olivine layer and a water-rich basement (Ehlmann *et al.*, 2008b; Brown *et al.*, 2010; Viviano-Beck *et al.*, 2013) would occur in the first meters of the unit. From our results, this hypothesis is challenged by the fact that for the same outcrop we detect carbonate at elevations separated by tens of meters. Timing for this alteration phase is also poorly constrained. No carbonate was detected in the cap unit (Mustard *et al.*, 2009; Edwards *et al.*, 2015). However, its emplacement age cannot be used to estimate the end of the carbonation phase, as the presence of olivine minerals seems to be required to produce the Nili Fossae carbonates (Ehlmann *et al.*, 2008b, 2009) and the cap unit is poor in olivine.

The summary of previous discussed events is proposed in Fig. 13.

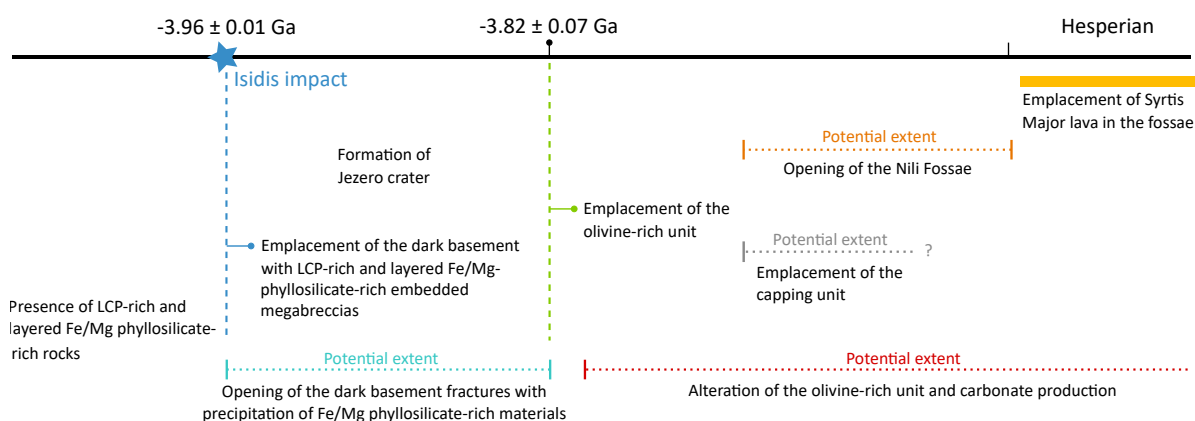


Figure 13 – Timeline of discussed events in the Nili Fossae region (time not to scale). Syrtis Major lava flows were dated to the early Hesperian by Hiesinger *et al.* (2004)

4.5 Testing the hypotheses from in situ measurements

The Mars 2020 mission will analyze in situ the olivine-rich unit, as it is well exposed at the landing site. We favor a pyroclastic origin for the unit, which will be testable (e.g. presence of centimeter-sized layers, variable grain size from volcanic dust/ash to lapilli/bombs products and layers affected by bomb sags). According to our spectral mapping, carbonate

is more scarcely detected inside Jezero crater than in the rest of the region, where the carbonate signature is stronger. In an extended mission scenario, the Mars 2020 rover might be able to investigate terrains outside of Jezero crater, with the possibility of inferring if the bedrock is actually more altered or if it is better exposed at these locations. Finally, we hypothesized that the dark and smooth parts of the phyllosilicate-bearing basement might be remnants of the Isidis impact melt. This could also be investigated, by looking for impact-related materials in the basement (e.g. abundant shocked glassy grains, shatter cones and microbreccias).

5 Conclusion

We produced a new mapping of the olivine-rich unit of the Nili Fossae region, including the CRISM survey mode data in addition to the OMEGA and CRISM targeted mode data previously used to map the unit in the NIR range (Mustard *et al.*, 2007; Ehlmann *et al.*, 2009; Mustard *et al.*, 2009; Poulet *et al.*, 2009; Clénet *et al.*, 2011; Ody *et al.*, 2012; Clénet *et al.*, 2013; Ody *et al.*, 2013; Edwards et Ehlmann, 2015; Goudge *et al.*, 2015b). Using a thermal inertia filter, we were able to produce a map of altered and unaltered bedrock in the region. Key takeaways are: (1) the formation of the unit occurred 3.82 ± 0.07 Ga ago (Mid to Late Noachian). (2) The unit draping of a crater younger than Isidis conflicts with the following origin scenarios: the pre-Isidis scenario (Hoefen *et al.*, 2003; Hamilton et Christensen, 2005), the Isidis impact melt (Mustard *et al.*, 2007), as also deduced by Goudge *et al.* (2015b) and Bramble *et al.* (2017), and the Isidis condensate origin (Palumbo et Head, 2018b). (3) Thermal inertia, geometry of layers/bandings and analysis on slopes are in agreement with emplacement of ash fall and/or pyroclastic surge. (4) The olivine-rich unit's apparent circum-Isidis distribution can be explained by volcanism in a thinned and weakened crust as a consequence of the giant impact of Isidis (as hypothesized by Tornabene *et al.*, 2008). (5) Most (~90%) of the bedrock appears poorly altered or not altered; however, alteration occurred in tens of meters through the unit, conflicting with the contact metamorphism scenario (Ehlmann *et al.*, 2008b; Brown *et al.*, 2010; Viviano-Beck *et al.*, 2013). In situ investigation by the Mars 2020 rover and returned samples will provide a direct way to assess the age and the formation scenario that we propose for the olivine-rich unit.

Acknowledgement

We thank B. L. Ehlmann and another anonymous referee for improving the quality of the manuscript with their helpful feedbacks. The authors are grateful to the teams of the CRISM, OMEGA, HiRISE and CTX instruments for the work done to release the data used in this work. All data are free and available on the Planetary Data System

(<https://pds.nasa.gov/>). In this contribution, they have been processed with the MarsSI (<https://marssi.univ-lyon1.fr/MarsSI/>) application funded by the European Union's Seventh Framework Program (FP7/2007-2013) (ERC Grant Agreement No. 280168). L.M. and C. Q-N have been supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR, ANR-18-ERC1-0005). N. M. and C. Q-N have been supported by the Centre National d'Études Spatiales (CNES) in France.

Appendix A. Supplementary materials

Supplementary data to this article can be found online at:
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.113436>.

III.3 Géologie des sites d'atterrissage : ExoMars et Oxia Planum

Là où Mars 2020 est une mission où le retour d'échantillons est particulièrement mis en avant, ExoMars affiche un objectif sensiblement différent : trouver les traces d'une ancienne forme de vie sur Mars, si la planète a un jour été habitée (Vago *et al.*, 2006, 2017). En ce sens, le site d'atterrissage doit, en plus des contraintes techniques d'EDL (*Entry Descent Landing*) et de traficabilité, présenter une géologie particulière : des roches et minéraux témoignant de conditions compatibles avec l'apparition de la vie et/ou sa colonisation, et ayant un potentiel de préservation de toute biosignature pouvant en attester.

En 2014, l'équipe de planétologie du LGL-TPE de Lyon et l'IAS de Paris s'associent et mettent en commun des données de télédétection afin de filtrer la surface de Mars selon les critères d'ingénierie et les exigences scientifiques, dans le but de dégager de potentiels sites d'atterrissage (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). Les critères d'ingénierie incluent :

- de faibles latitudes (5°S – 25°N), afin de minimiser les variations de température tout en privilégiant un ensoleillement maximal pour les panneaux solaires ;
- de faibles altitudes (< 2 km par rapport au niveau de référence), pour permettre un temps de freinage suffisant lors de la descente du rover dans l'atmosphère martienne ;
- de faibles pentes ($< 8^{\circ}$ à l'échelle de MOLA), autant pour permettre un atterrissage sur une surface plane que pour permettre la traficabilité du rover qui ne peut se déplacer sur de fortes pentes ;
- la présence de roches consolidées et en place ($I > 150$ TIU à l'échelle de TES), ce critère étant autant un critère de traficabilité qu'un critère scientifique.

La mission ayant pour but de détecter des biosignatures, sont recherchés des terrains noachiens présentant des minéraux hydratés ayant pu se former dans des conditions de pH et de température favorables à la vie telle que connue sur Terre (typiquement, des argiles), ainsi que des roches permettant la préservation de potentielles biosignatures (typiquement, des sédiments argileux).

En comparant les terrains filtrés des critères d'ingénierie avec les cartes des détections spectrales de minéraux hydratés (Carter *et al.*, 2013) et la répartition des terrains noachiens (Tanaka *et al.*, 2014), deux principales régions ressortent de ce filtrage : la marge d'Isidis Planitia et celle de Chryse Planitia (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). La région d'Isidis est, nous l'avons vu, ciblée par la mission Mars 2020. La région du bassin d'impact Chryse est marquée par la présence d'argiles ferromagnésiennes distribuées le long de sa marge (Carter, 2018), et est un bassin d'impact plus vieux qu'Isidis (Werner, 2008 ; Pan *et al.*, 2019b). Ainsi, les roches présentes dans ce bassin sont donc potentiellement plus

anciennes que celles sur les remparts d'Isidis (qui postdatent l'âge de formation du bassin d'impact).

L'équipe propose ainsi un site d'atterrissage de faible altitude, noachien, riche en dépôts argileux, qui sera baptisé officiellement Oxia Planum en 2019¹ en référence à sa localisation dans le quadrangle d'Oxia Palus et à sa topographie relativement plate. Ce site, compris entre 16° et 19°N et entre -23 et -28°E, répond à tous les critères de la mission ExoMars. D'un point de vue ingénierie, la plaine se situe entre -2800 et -3100 m d'altitude, ce qui est assez bas pour permettre une décélération suffisante lors de la descente du module. Il présente des indicateurs morphologiques et minéralogiques d'une activité hydrologique noachienne : un delta ainsi qu'une unité argileuse très étendue, et permettant à la vaste ellipse d'atterrissage d'ExoMars (~120 x 20 km²) de couvrir environ plus de 70% de roches présentant des minéraux hydratés (Carter *et al.*, 2016 ; Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). De plus, les modèles sur l'oblitération (érosion et sédimentation) renvoient des taux suffisamment rapides par rapport aux taux attendus de la destruction de la matière organique exposée en surface (Quantin-Nataf *et al.*, 2019, 2021a). Au niveau d'Oxia Planum, l'érosion actuelle est donc suffisamment intense pour permettre la mise à nue rapide de nouvelles roches, dont les potentielles biosignatures auraient été protégées de la dégradation de matière organique en surface.

En 2016, Oxia Planum est choisi comme le site atterrissage de la mission ExoMars. Le report de 2 ans de la mission a par la suite provoqué la réouverture des phases de sélection des sites d'atterrissage, et c'est finalement en novembre 2018 qu'Oxia Planum est réofficié comme site d'atterrissage, suite à l'élimination des sites alors en lice de Mawrth Vallis et du delta de Hypanis, également localisés sur la marge de Chryse Planitia, et du site d'Aram Dorsum. Cette thèse est particulièrement liée à la sélection du site d'atterrissage, puisque nous avons pu travailler à sa caractérisation lors de la sélection, et tout particulièrement à celle des sédiments argileux présents sur le site. Une partie de ces travaux est intégrée à l'étude de Quantin-Nataf *et al.* (2021a) publiée dans le journal *Astrobiology*². Dans la partie suivante, nous présentons l'état des connaissances sur Oxia Planum à partir de cette étude ainsi que des travaux menés par J. Carter (IAS) ces dernières années (en cours de publication). Par la suite, nous présentons notre caractérisation de l'unité argileuse à l'aide des données de haute résolution CRISM, HiRISE et CaSSIS (Mandon *et al.*, 2021 ; publiée dans le journal *Astrobiology*).

1. Les limites exactes du site sont disponibles à l'adresse suivante : <https://planetarynames.wr.usgs.gov/Feature/15821>

2. Quantin-Nataf, C., Carter, J., Mandon, L., Thollot, P., Balme, M.R., Volat, M., Pan, L., Loizeau, D., Millot, C., Breton, S., Dehouck, E., Fawdon, P., Gupta, S., Davis, J.M., Grindrod, P.M., Pacifici, A., Bultel, B., Allemand, P., Ody, A., Lozac'h, L., Broyer, J. (2021). Oxia Planum - the landing site for the 2022 ExoMars "Rosalind Franklin" Rover Mission: geological context and pre-landing interpretation.

III.3.1 Géologie du site

Le site d'atterrissage Oxia Planum est situé sur la marge de Chryse Planitia, bassin d'impact daté du Noachien précoce (Pan *et al.*, 2019b). L'ellipse d'atterrissage est positionnée dans une dépression circulaire d'une centaine de kilomètres (potentiellement un cratère d'impact dégradé et majoritairement comblé aujourd'hui).

La stratigraphie des principales unités géologiques affleurantes dans l'ellipse est synthétisée en figure III.23.

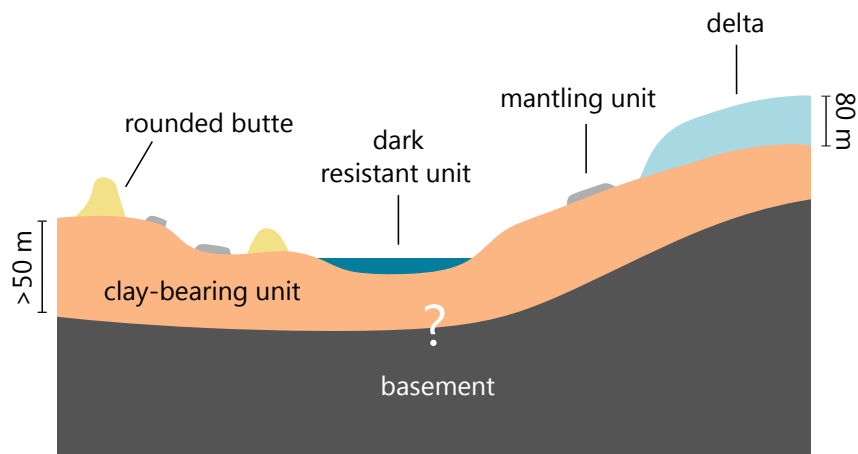


Figure III.23 – Stratigraphie simplifiée des principales unités géologiques au niveau de l'ellipse d'atterrissage d'ExoMars, décrites dans cette partie (échelle non respectée ; synthèse de Quantin-Nataf *et al.*, 2021a)

III.3.1.1 L'unité argileuse

L'unité argileuse (Figure III.24) correspond à des roches claires, en place, d'inertie thermique modérée (en moyenne, $I \simeq 450$ TIU). À haute résolution, cette unité est fracturée et laisse apparaître des couches subhorizontales, d'une dizaine de centimètres à quelques mètres chacune, pour une épaisseur totale d'au moins 50 m. À ce jour sa base n'a pas été observée, mais certains grands cratères ($> \sim 3$ km de diamètre) impactant l'unité argileuse n'excavent pas de matériel hydraté dans leurs éjectas, impliquant la présence de matériel non altéré en profondeur. Les données spectrales disponibles sont cohérentes avec des phyllosilicates ferromagnésiens, les meilleures correspondances étant obtenues avec des spectres de laboratoire de vermiculite (un phyllosilicate intermédiaire entre un mica et une smectite) et de saponite riche en fer (une smectite). L'abondance de ces phases hydratées dans le substrat atteindrait plus de 30% dans certaines parties de l'ellipse (Poulet *et al.*, 2019). Dans la partie Est du site d'atterrissage, près du principal delta, une argile alumineuse (kaolin et/ou smectite) est détectée. Cette détection est néanmoins isolée et n'est pas représentative des signatures spectrales de l'unité argileuse.

Cette unité à phyllosilicates est probablement la plus ancienne exposée sur le site (datée à plus de 4 Ga). La présence de minéraux hydratés, et spécifiquement d'argiles, dans des strates (potentiellement sédimentaires) d'âge noachien fait de cette unité géologique la principale cible scientifique de la mission. De fait, l'unité argileuse recouvre plus de la moitié de la zone certifiée pour l'atterrissage du rover, et est accessible avec une très forte probabilité ($P > 0,99$) dans un rayon de 5 km, soit la distance théorique que pourrait parcourir le rover lors de sa mission nominale. En section III.3.2, nous présentons l'unité plus en détails et montrons qu'elle possède différentes morphologies et caractéristiques spectrales à haute résolution.

III.3.1.2 Morphologies fluviales

Le bassin d'Oxia Planum est relié à un vaste bassin versant ($\sim 200\,000\text{ km}^2$) par le système fluvial de Coogoon Valles, drainant de hauts plateaux noachiens. À l'exutoire de ce réseau de drainage, on retrouve à minima deux formations deltaïques posées sur l'unité argileuse (Figure III.25). Ces dépôts apparaissent finement stratifiés et constitués d'un matériau de faible granulométrie ($I \simeq 250\text{ TIU}$). Le principal delta est épais d'au moins 80 m et recouvre une surface d'environ 25 km^2 . Sur les flancs de ce delta, de la silice hydratée (p. ex., de l'opale) est détectée dans les données CRISM. Le bassin d'Oxia Planum étant aujourd'hui ouvert vers les plaines du Nord, la présence de ces deltas semble indiquer une étendue d'eau potentiellement ouverte et connectée aux plaines du Nord (un océan?). L'activité de ces deltas, bien que datée comme noachienne, apparaît plus récente que la mise en place de l'unité riche en argiles.

Additionnellement, des morphologies d'érosion pouvant être attribuées à de la remontée d'eau souterraine ont été observées à l'Est de la zone d'atterrissage par [Hauber et al. \(2020\)](#).

III.3.1.3 La Mantling Unit

L'unité argileuse est fréquemment recouverte d'une unité fine (quelques dizaines de centimètres), lisse, sombre sur les images en couleurs HiRISE et finement stratifiée : la *Mantling Unit* (Figure III.26). Cette unité n'est observable directement que sur les données HiRISE et est principalement retrouvée formant des reliefs inversés.

III.3.1.4 Les Rounded Buttes

Posées sur l'unité argileuse et stratigraphiquement sous la *Dark Resistant Unit* décrite ci-après, sont retrouvées des buttes témoins arrondies pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de large. Ces buttes, baptisées *Rounded Buttes*, sont plus fréquemment observées à l'approche des plaines du Nord, vers Chryse Planitia, et sont probablement les

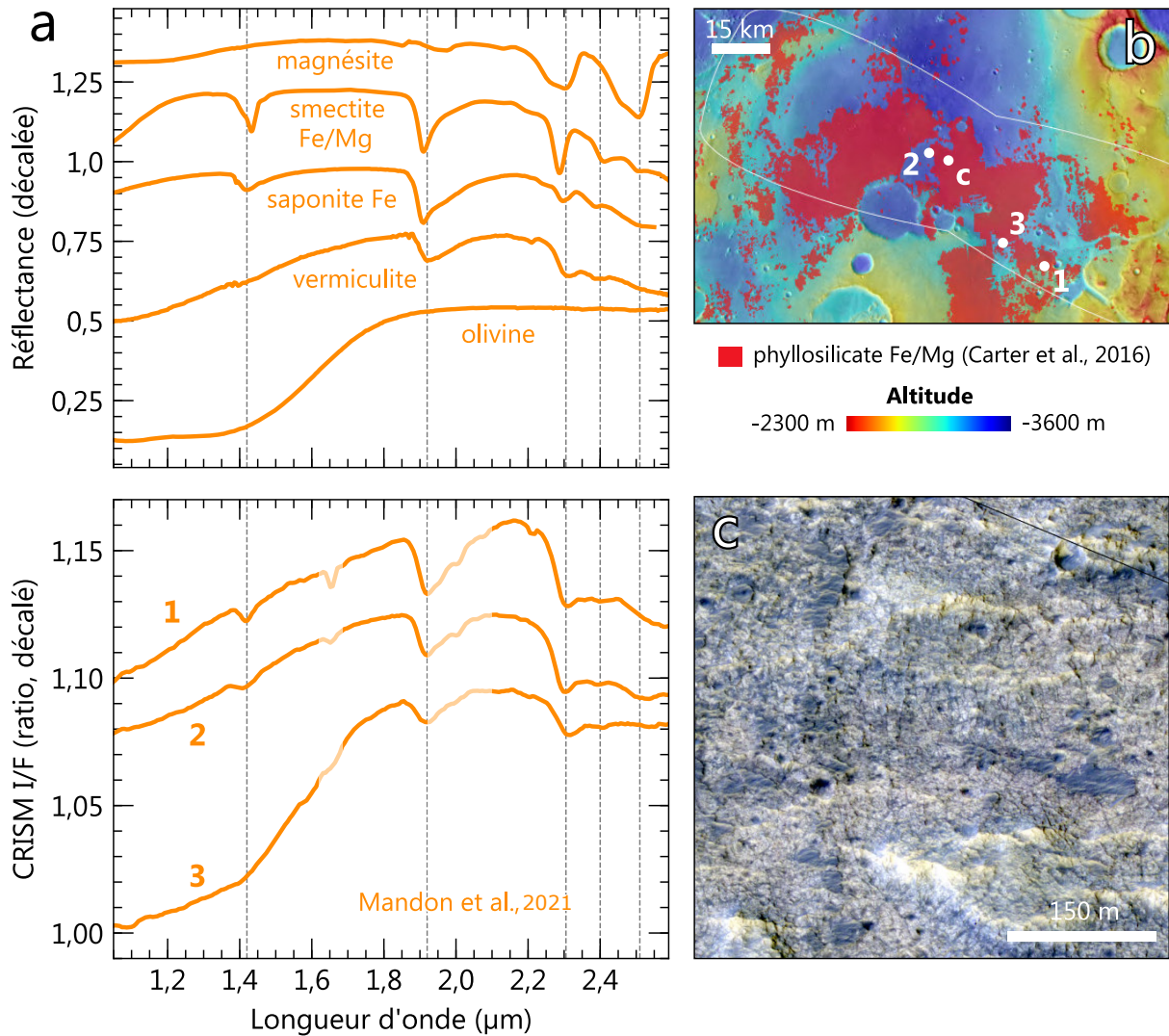


Figure III.24 – (a) Spectres CRISM *targeted* mesurés sur l'unité argileuse d'Oxia Planum et comparés à des spectres de laboratoire. Le spectre 1 (signature spectrale la plus courante) est expliqué au mieux par la présence de vermiculite (ASD_CLAY_102 ; University of Winnipeg) ou de saponite riche en fer (saponite C1JB761A ; RELAB). La présence d'une bande à 2,5 μm observée dans certains cubes CRISM et sur le spectre 2 peut s'expliquer par la présence supplémentaire de carbonate (magnésite CACB06 ; PDS Geoscience Spectral Library) ou d'une smectite ferromagnésienne (smectite BKR2JB175 ; RELAB). La large bande d'absorption centrée à $\sim 1 \mu\text{m}$ observée à l'Est de l'ellipse d'atterrissage et dans le spectre 3 est au mieux expliquée par la présence d'olivine (fayalite C3PO59 ; RELAB). **(b)** Localisation des détections en (a), contexte de (c) et ellipse d'atterrissage d'ExoMars (fond : THEMIS IR jour et altimétrie MOLA). **(c)** Morphologie à haute résolution de l'unité argileuse d'Oxia Planum (HiRISE ESP_037558_1985 ; Mandon *et al.*, 2021).

reliques d'une formation géologique qui devait recouvrir la partie Nord du site d'atterrissage (Figure III.26). Morphologiquement, certaines laissent apparaître à haute résolution des fractures, strates et veines, sans qu'une détection minéralogique claire puisse être obtenue à partir des cubes CRISM disponibles. Les *Rounded Buttes* sont constituées de matériel fin (ou sont recouvertes de poussière), de même inertie thermique que les dépôts deltaïques observés en amont du bassin.

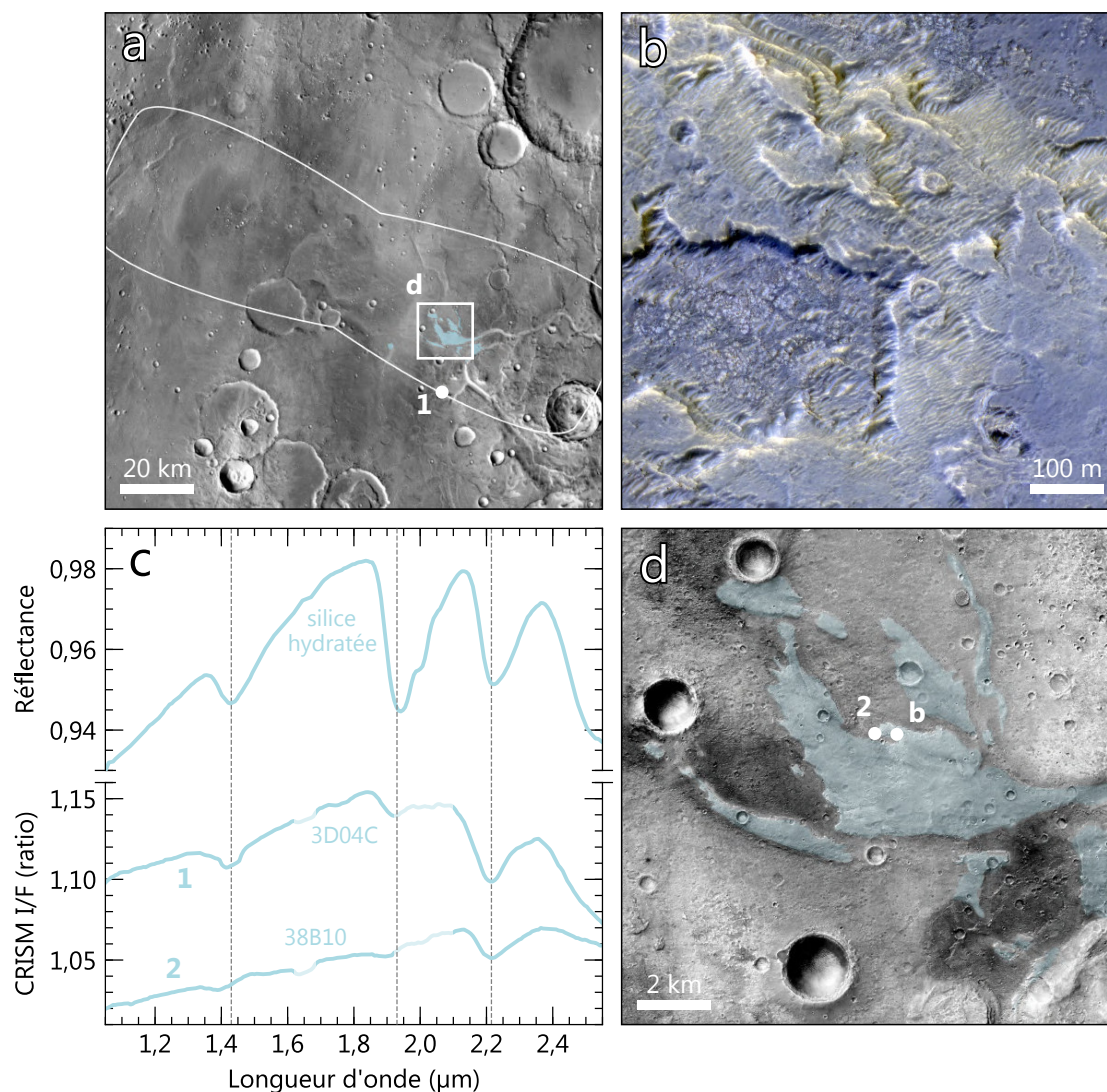


Figure III.25 – (a) Localisation des dépôts deltaïques d'Oxia Planum (fond : THEMIS IR jour) et ellipse d'atterrissage d'ExoMars 2020. (b) Morphologie à haute résolution des dépôts deltaïques (HiRISE ESP_019084_1980). (c) Spectres CRISM *targeted* mesurés sur le delta et comparés à un spectre de silice hydratée de la CRISM Type Spectra Library (hydrated silica C3). Le numéro d'observation CRISM est indiqué à côté des spectres. (d) Vue rapprochée du delta (fond : mosaïque CTX).

À noter que même si aucune corrélation directe n'a pu être établie, la *Mantling Unit* et les *Rounded Buttes* sont situées sur un niveau stratigraphique pouvant correspondre à des dépôts sédimentaires marins associés à la large étendue d'eau noachienne (liée aux deltas observés à l'Est du site).

III.3.1.5 La Dark Resistant Unit

Finalement, la stratigraphie est recouverte par une unité amazonienne sombre remplissant les points bas : la *Dark Resistant Unit* (Figure III.26). Cette unité, épaisse d'une vingtaine de mètres en moyenne, forme sur le site de nombreuses morphologies inversées

(typiquement d'anciens cratères ou vallées), indiquant une meilleure résistance à l'érosion que les terrains argileux. Du fait de sa faible érodabilité, cette unité retient particulièrement bien les cratères d'impact, qui permettent de la dater à $\sim 2,6$ Ga. Elle apparaît également recouverte de matériaux fins et possède une inertie thermique comparable à celle des argiles, bien qu'apparaissant plus consolidée et résistante à l'érosion.

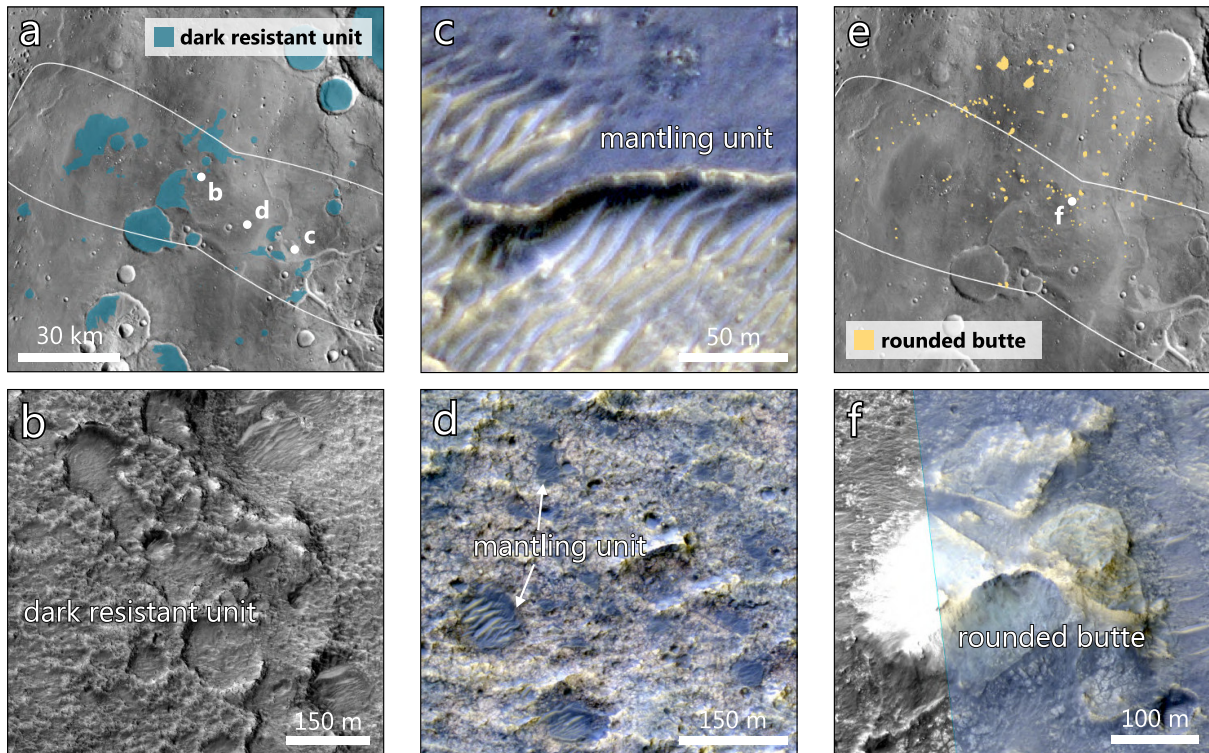


Figure III.26 – (a) Distribution de la *Dark Resistant Unit* par rapport à l'ellipse d'atterrissage d'ExoMars (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a ; fond : THEMIS IR jour). (b) Morphologie à haute résolution de la *Dark Resistant Unit* (HiRISE ESP_036925_1985). (c, d) Morphologie à haute résolution de la *Mantling Unit* (HiRISE ESP_019084_1980 et ESP_053962_1985 ; Mandon *et al.*, 2021). (e) Distribution des *Rounded Buttes* par rapport à l'ellipse d'atterrissage d'ExoMars (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a ; fond : THEMIS IR jour). (f) Morphologie à haute résolution d'une *Rounded Butte* (HiRISE ESP_044679_1985).

III.3.2 Étude détaillée : l'unité argileuse

Un des avantages premiers du site d'atterrissage Oxia Planum est la bonne distribution des affleurements de l'unité argileuse sur le site d'atterrissage. La probabilité d'un échantillonnage est de plus de 98% au cours de la mission (Carter *et al.*, en prép.). Cet avantage peut également se révéler être un inconvénient : les données spectrales de basse et moyenne résolutions spatiales (OMEGA et CRISM *survey*) utilisées par Carter *et al.* (2016) pour cartographier l'unité ne renvoient pas (ou peu) de variation, et l'unité apparaît très homogène d'un point de vue compositionnel. Ainsi, dans le cas où aucune biosignature ne serait détectée in situ dans les échantillons de l'unité argileuse, les chances

d'échantillonner des roches significativement différentes (et témoignant d'environnements différents), seraient faibles.

La partie suivante reprend notre étude publiée dans le journal *Astrobiology*. Nous y analysons les données d'imagerie multi et hyperspectrales à haute résolution et montrons qu'il existe des variations morphologiques et spectrales au sein de l'unité argileuse d'Oxia Planum. Nous identifions un premier type d'affleurement, de teinte orangée sur les compositions HiRISE NIR-RED-BG, et ayant une signature spectrale dominée par les argiles ferromagnésiennes détectées à basse résolution (type smectite ou vermiculite). Les spectres de ces affleurements présentent parfois une bande à 2.5 μm pouvant être attribuée à la présence de carbonate ou d'un autre minéral argileux de nature inconnue. Un second type d'affleurement, stratigraphiquement au dessus du premier, est identifié : de couleur bleutée sur HiRISE et associés à des signatures spectrales plus faibles en minéraux d'altération, ces affleurements présentent également à l'Est de l'ellipse d'atterrissage une bande d'absorption à $\sim 1 \mu\text{m}$, interprétée comme étant celle de l'olivine. Nous montrons que le type de roche ayant les plus fortes signatures spectrales de minéraux d'altération est bien exposée dans l'ellipse d'atterrissage, et particulièrement en son centre, où la probabilité d'atterrir est la plus forte. Finalement, nous interprétons la stratigraphie observée à la lumière des scénarios de formation de l'unité argileuse proposés par [Carter et al. \(2016\)](#).

À noter que les résultats présentés concernent l'ellipse pour un atterrissage prévu en 2020 ; la nouvelle ellipse de 2022 est sensiblement différente (principalement en orientation, le centre ayant peu varié).

Morphological and spectral diversity of the clay-bearing unit at the ExoMars landing site Oxia Planum

L. Mandon ^a, A. Parkes Bowen ^b, C. Quantin-Nataf ^a, J. C. Bridges ^b, John Carter ^c, L. Pan ^a, P. Beck ^{d,e}, E. Dehouck ^a, M. Volat ^a, N. Thomas ^f, G. Cremonese ^g, L. L. Tornabene ^h, P. Thollot ⁱ

^a Université de Lyon, UCBL, ENSL, CNRS, LGL-TPE, 69622 Villeurbanne, France

^b Space Research Centre, University of Leicester, Leicester, United Kingdom

^c Institut d'Astrophysique Spatiale, CNRS, Université Paris-Sud, Orsay, France

^d Université Grenoble Alpes, CNRS, IPAG, UMR 5274, Grenoble F-38041, France

^e Institut Universitaire de France

^f Space Research and Planetary Sciences Division Physikalisches Institut, Universität Bern, Bern, Switzerland

^g Istituto Nazionale di Astrofisica, Padova, Italy

^h Institute for Planetary Science and Exploration, University of Western Ontario, London, Canada

ⁱ Univ Lyon, ENSL, Univ Lyon 1, CNRS, LGL-TPE, F-69007 Lyon, France

Abstract

The European Space Agency and Roscosmos' ExoMars rover mission, which is planned to land in the Oxia Planum region, will be dedicated to exobiology studies at the surface and subsurface of Mars. Oxia Planum is a clay-bearing site that has preserved evidence of long-term interaction with water during the Noachian era. Fe/Mg-rich phyllosilicates have previously been shown to occur extensively throughout the landing area. Here, we analyze data from the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) and from the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) instruments onboard NASA's Mars Reconnaissance Orbiter and the Colour and Stereo Surface Imaging System (CaSSIS) onboard ESA's Trace Gas Orbiter to characterize, at a high spatial resolution, the morphological and spectral variability of Oxia Planum's surface deposits. Two main types of bedrocks are identified within the clay-bearing, fractured unit observed throughout the landing site: (1) an orange type in HiRISE correlated with the strongest detections of secondary minerals (dominated by Fe/Mg-rich clay minerals) with in some locations an additional spectral absorption near 2.5 μm suggesting the mixture with an additional mineral, plausibly carbonate or another type of clay mineral; (2) a more blueish bedrock associated with weaker detections of secondary minerals, which exhibits at certain locations a $\sim 1 \mu\text{m}$ broad absorption feature consistent with olivine. Co-analysis of the same terrains with the recently acquired CaSSIS images confirms the variability in the color and spectral properties of the fractured unit. Of interest for the ExoMars mission, both types of bedrocks are extensively outcropping in the Oxia Planum region, and the one

corresponding to the most intense spectral signals of clay minerals (the primary scientific target) is well exposed within the landing area, including near its center.

1 Introduction

During the next decade, two in situ missions are slated to investigate for the first time Noachian terrains on Mars: the ExoMars rover “Rosalind Franklin” of ESA and Roscosmos and the Mars 2020 rover “Perseverance” of NASA. As the primary goal of the ExoMars mission is to identify potential signatures of ancient life (Vago *et al.*, 2017), the criteria for landing site selection included the predicted presence of rocks suitable for organic matter concentration and preservation, in conjunction with engineering and safety constraints. Oxia Planum is the site selected by ESA for the ExoMars mission¹. It is a generally flat region at a low elevation (between \sim -2600 and -3100 m) located near the Martian crustal dichotomy on the margin of the Chryse Planitia (Fig. 1). It exhibits various lines of evidence for a long aqueous history during the Noachian (Carter *et al.*, 2016; Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). In particular, the site shows an extensive (\sim 2500 km²) layered and fractured clay-bearing unit, potentially of sedimentary origin (Carter *et al.*, 2016; Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). Quantin-Nataf *et al.* (2021a) showed that in Oxia Planum, at least 1 km of material has been deposited over a large timespan, and later underwent erosion at rates higher than today, which indicates the potential for good preservation of organic matter from surface cosmic radiations. Quantin-Nataf *et al.* (2021a) proposed that the observed fractures in the unit may have been caused by burial, which was modelled to be up to 1 km deep. The probability of landing on this clay-bearing unit is high ($P > 0.6$, Carter *et al.*, in prep.), and the probability of landing close enough to drive to a clay exposure is even higher ($P > 0.98$, Carter *et al.*, in prep.). An ancient delta belonging to the fluvial system of Coogoon Valles (which was probably active during the Noachian), lies on top of the clay-bearing unit in the eastern part of the landing area (Molina *et al.*, 2017; Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). Another geological unit of interest is the dark resistant unit, which caps the clay-bearing unit at various locations in the landing area. This unaltered unit may be formed by lava flows or late fluvial processes (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). Finally, an extensive mantling deposit, plausibly of erosional origin, is covering the clay-bearing unit as well as the deltaic deposits (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a).

Clay minerals have sheet-silicate structures, which usually behave as traps for organic matter and catalysts for complex organic reaction (e.g., Allison, 1973). Hence, the Noachian clay-bearing unit will be the primary target of the ExoMars rover for in situ geological, mineralogical, and astrobiological characterization. In this contribution, we bring

1. ESA's official press release:
https://www.esa.int/Science_Exploration/Human_and_Robotic_Exploration/Exploration/ExoMars/Landing_site

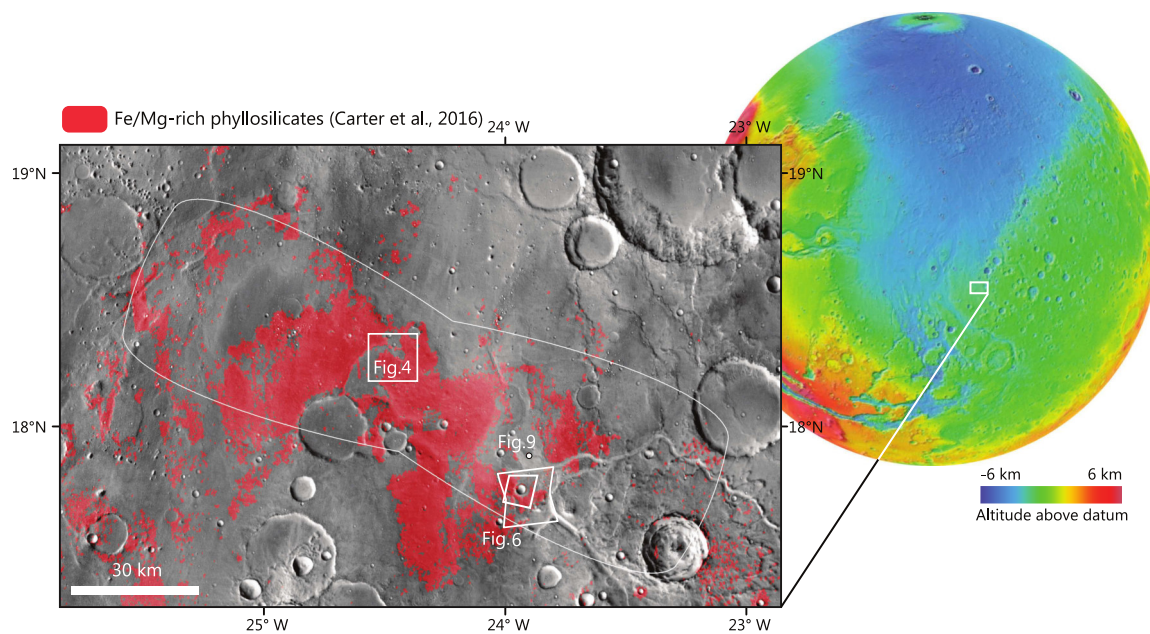


Figure 1 – Localization of Oxia Planum on MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) global topographic map. The close-up is a THEMIS (Thermal Emission Imaging System) daytime brightness temperature mosaic (Christensen *et al.*, 2004; Edwards *et al.*, 2011). The largest white contour corresponds to the envelope of several landing ellipses for the ExoMars rover, computed for different landing geometries. This area has been certified for landing purpose but does not correspond to the final landing ellipse, the exact size and position of which are still to be determined at the time of writing.

new insights into the formation of this unit by characterizing its stratigraphy with visible high-resolution images and near infrared (NIR) spectral data. We also investigate the morphological and compositional variability of the unit throughout the landing area and provide new guidelines for future in situ exploration by the Rosalind Franklin rover.

2 Datasets and Processing

2.1 Hyperspectral data (CRISM)

The mineralogy of the different members of the fractured clay-bearing unit is determined using data from the CRISM imaging spectrometer in targeted mode, which produces spectral cubes at spatial resolutions of ~ 20 and ~ 40 m/pixel (Murchie *et al.*, 2007, 2009c). We use data acquired in the NIR spectral range between ~ 1.0 μm and ~ 2.6 μm , as this range includes most of the absorptions that allow for the identification of minerals on Mars (Bibring *et al.*, 2005; Ehlmann *et al.*, 2011; Carter *et al.*, 2013). The spectral cubes are processed using the MarsSI application (Quantin-Nataf *et al.*, 2018b; available at <https://marssi.univ-lyon1.fr/MarsSI/>), which implements the CRISM Analysis Toolkit developed by the CRISM team (Murchie *et al.*, 2007; Pelkey *et al.*, 2007). The raw cubes

are first calibrated to I/F reflectance and corrected for the atmospheric contribution with the “volcano-scan” method (McGuire *et al.*, 2009). To reduce noise and residual atmospheric absorptions, additional cubes are computed, in which the spectrum of each pixel is ratioed to the median spectrum of the pixel column.

To guide our spectral analysis, we compute the spectral index maps corresponding to spectral features of various minerals. Of interest for this study are a Fe/Mg-rich phyllosilicate index and an olivine index. The Fe/Mg-rich phyllosilicate parameter (“*Hydr-FeMg-clay_index*”) is the one used by Loizeau *et al.* (2018). It is computed based on the combination of the $\sim 1.4 \mu\text{m}$, $\sim 1.9 \mu\text{m}$, $\sim 2.3 \mu\text{m}$ and $\sim 2.4 \mu\text{m}$ band depths of Fe/Mg-rich clay minerals if the $\sim 2.3 \mu\text{m}$ and $\sim 1.4 \mu\text{m}$ or $\sim 1.9 \mu\text{m}$ band depths are positive. The olivine parameter is the one used by Mandon *et al.* (2020); it mainly relies on the $\sim 1 \mu\text{m}$ band depth and checks for any convexity of the spectrum around $\sim 1.3\text{-}1.4 \mu\text{m}$, which is typical of olivine-bearing material (Hunt *et al.* Salisbury, 1970).

Many of the available CRISM targeted data of Oxia Planum were acquired recently (supplementary Fig. 1) and are hence of lesser quality because of the aging of the instrument (supplementary Fig. 2). In addition, analysis of Oxia Planum site suffers from the lack of recent and high-resolution CRISM data coverage in the NIR range due to the retirement of the IR detector in 2018. Therefore, we performed a co-analysis of existing CRISM coverage with HiRISE color data, in a method similar to the correlation between HRSC color imagery and the OMEGA spectral dataset obtained over the Mawrth Vallis region by Loizeau *et al.* (2010).

2.2 HiRISE color products

The HiRISE camera produces the spatially best-resolved images of the Martian surface, with a spatial scale ranging from 25 to 60 cm/pixel (McEwen *et al.*, 2007, 2010). The camera carries 14 CCDs that are filtered for different visible wavelength ranges, with three sets of 2-CCD overlap for color coverage down the middle of the image. Ten CCDs have a broad “RED” filter applied to them, which covers wavelengths ranging from 550 to 850 nm (McEwen *et al.*, 2007). The RED CCDs produce a full greyscale image with the image swath usually ranging between 5 and 6 km in width, depending on the spacecraft’s altitude. In addition to the RED bandpass, the false-color combination is achieved through the BG (Blue-Green) and NIR (near infrared) filters applied to two CCDs each, and overlap with the 5th and 6th RED CCD. The BG and NIR filters cover wavelengths ranging from ~ 400 to ~ 600 nm and from ~ 800 to ~ 1050 nm, respectively (McEwen *et al.*, 2007). The color composition products of the three NIR, RED and BG bands cover $\sim 20\%$ of the RED swath, yielding a 1 to 1.2 km color swath. In Oxia Planum, full HiRISE coverage in the RED bandpass has been achieved in the 2020 certified landing area (Quantin-Nataf

et al., 2021a). Only ~25% of the area is covered by color data. However, these are evenly distributed throughout the landing site (supplementary Fig. 1), allowing investigation of compositional changes at local and regional scales. While the HiRISE color products cannot replace hyperspectral data as a means of inferring the surface mineralogy, they highlight color differences that can be correlated with spectral datasets and used to track variations in the broadly ferrous (Fe^{2+}) and ferric (Fe^{3+}) bearing composition of the Martian surface at sub-meter scale (McEwen *et al.*, 2007; Delamere *et al.*, 2010; Loizeau *et al.*, 2010). As the camera acquires images at the same photometric angle between the different bands, there is no variation of color arising from differences in the observation geometry (McEwen *et al.*, 2007). Instead, the effects that may introduce color variation within the same image and that are not resulting from a change in the surface composition may be attributed to illumination effects (e.g., slope, see supplementary Fig. 3), surface roughness variations and disparity of dust cover. An additional bias is the atmospheric condition, and especially the presence of dust aerosols, which can greatly contribute to the variation of color between two HiRISE images, because of the high ferric iron oxide content of the Martian dust (Fernando *et al.*, 2017).

We use HiRISE NIR-RED-BG color products to map exposures of the clay-bearing fractured unit at high resolution and to assess its variability using high-resolution morphology/texture (e.g., the size of polygonal fracturing) and color criteria. Strongly illuminated slopes and shadows that may induce color variations on the images are easily identifiable and are not mapped.

2.3 CaSSIS color products

CaSSIS is a visible/near infrared (VNIR) camera onboard ESA's Trace Gas Orbiter (TGO) that is able to produce ~4 m/pixel images in up to four color bands (Thomas *et al.*, 2017). In addition, CaSSIS is a stereo camera: it was designed to acquire almost simultaneously two images of the surface during a single orbital pass, as a means to produce Digital Elevation Models (DEM; see section 2.4) by stereo restitution.

CaSSIS bands cover a similar wavelength range (from ~400 nm to ~1050 nm) to that of HiRISE, though the wavelength range covered by HiRISE's NIR band (above 800 nm) is split between two narrower NIR bands: CaSSIS "RED" and "NIR" bands (~790-883 nm and above ~880 nm respectively, Thomas *et al.*, 2017). In contrast to HiRISE, CaSSIS is equipped with a single hybrid CMOS detector operating in a push-frame mode, overlain by bandpass filters to provide color (Thomas *et al.*, 2017). The signal-to-noise ratios (SNR) at the top of the atmosphere for each band when imaging an average dark surface are as follows: PAN has ~220, RED/NIR ~140, and BLU ~90-100 (Thomas *et al.*, 2017). Because of the non-Sun synchronous orbit of TGO, these values can vary

greatly depending upon the time of the Martian day at the imaged site. The dust content of the atmosphere and the topographic features of the imaged surface also influence the SNR. CaSSIS acquires images at various photometric angles; the impact on band contrast is expected to be relatively small. The images provided by CaSSIS are of a lower spatial resolution than HiRISE (~ 4 m/pixel vs. 0.25 m/pixel) and can only resolve the largest fractures at Oxia Planum; however, CaSSIS is able to provide more spatially extended color coverage (see supplementary Fig. 1) and provide more information on color variability when using all four bands. In contrast to the narrow, ~ 1.2 km width of HiRISE color data, CaSSIS can image with a swath width up to ~ 9 km in three of CaSSIS's color bands and with a narrower ~ 7.4 km swath if all four colors are used simultaneously. This makes CaSSIS useful for augmenting the existing limited coverage of Oxia Planum provided by HiRISE images, both in terms of spectral coverage (resulting from the extra NIR band) and areal coverage. The addition of the extra color band over what is available to HiRISE also allows an improved differentiation of ferric and ferrous-rich materials via the Band Ratioing (BR) technique, where the output from one color band is divided by the output from another on a pixel-by-pixel basis (Tornabene *et al.*, 2017). The ability of this method to distinguish between ferric and ferrous-bearing materials was demonstrated in detail by Tornabene *et al.* (2017), showing that band ratios aid in the separation of these two surface components, e.g., RED/PAN and PAN/BLU for ferric and PAN/NIR for ferrous, allowing for a color band ratio composite (CBRC) image to be produced to readily highlight the potential presence of these two groups. It should be noted that band ratios may be effective at eliminating the illumination and slope effects mentioned in the previous section, thereby extending our ability to map the color/spectrally distinct units and subunits herein.

Because of the influence of atmospheric dust scattering, the apparent ferric and ferrous-bearing content determined with CaSSIS data can be dramatically different from the actual content (Wolff *et al.*, 2009; Fernando *et al.*, 2017). Because Martian dust contains high amounts of ferric iron, the impact on the estimated concentration of ferrous-bearing units (i.e., those with a high mafic mineral content such as olivine and pyroxene) is heavily modified by high dust optical depths (Fernando *et al.*, 2017). To mitigate atmospheric scattering effects, we apply a Dark Object Subtraction (DOS) method (e.g., Chavez, 1988), which assumes that the darkest pixels within an image should have a high probability of having Digital Numbers (DN) of 0 in the absence of atmospheric phenomena which would lead to scattering. By determining the DN for the darkest pixels in the scene and then subtracting their values from the entire image, the influence of the atmospheric effects can be mitigated. However, it is a correction applied to the entire image while atmospheric opacity may not be uniform. Hence, it is only a first-order correction (Chavez,

1988). Unfortunately, this method is most effective for VNIR images with an estimated dust optical depth of <1.0 (estimated at 900 nm; see [Wolff et al., 2009](#)). The CaSSIS images that cover the various geological units described in the following sections have estimated dust optical depths greater than 1.0 as they were acquired shortly after the great Martian dust storm of 2018.

In this study, CaSSIS is used to acquire point spectra for the fractured unit, both to determine how the band values vary across the unit and if these spectra match the expected mineralogy given by the analysis of this unit using CRISM. Initially, using identified exposures of the fractured unit from HiRISE, each exposure is mapped out within the CaSSIS images by comparison with overlapping HiRISE images based on the color and morphological criteria highlighted previously. Spectra are created from the CaSSIS bands from the DOS-corrected images, and compared to relevant mineral spectra convolved down to the wavelengths of the CaSSIS bands, selected based on the CRISM spectral analysis. Qualitative comparisons using the band ratioed images are also made with CRISM spectral maps to determine whether the fractured units correlate with ferric/ferrous signatures within the CaSSIS imagery and hydrated mineralogy (e.g., Fe/Mg phyllosilicates) in CRISM. Most of the images on the landing site were taken with BLU and PAN for both images, with RED/NIR being taken alternately in the stereo pairs. For this reason, only products derived from three bands of CaSSIS can currently be used. In this work, CaSSIS spectra and CBRC images examples are shown using the BLU, PAN and NIR bands.

During the review stage of the publication process, a discrepancy in the absolute calibration of the CaSSIS instrument was discovered. The team is currently in the process of making additional star-calibration images to rectify the issue, but these observations will not be possible until 2021. The current assessment is that relative calibration within one filter is excellent but that the absolute values of the BLU and NIR filters may be incorrect at the 10% level. As such, while CaSSIS band ratios are still effective for presenting spectral variations between ferric and ferrous-bearing materials within the scene, the CaSSIS spectra are not likely to match-up well with both CRISM and laboratory-measured spectra. Despite these issues, and the fact that the CaSSIS coverage in Oxia Planum suffers from high atmospheric dust opacities, the CaSSIS band ratios appear to correlate with, and highlight very well, both ferric- and ferrous-bearing components in the scene (see Results section). Therefore, the CaSSIS-based results are not deemed to have a significant impact on, nor contradict the results and interpretations based on other datasets presented herein, including the conclusions drawn from this work.

2.4 Digital Elevation Models

To estimate the thickness of the deposits and obtain the global topography of the region, we use the Digital Elevation Models (DEM) mosaic of [Quantin-Nataf et al. \(2021a\)](#) that was computed at a scale of ~ 10 m/pixel using imagery from the Context Camera ([Malin et al., 2007](#); [Volat et al.](#), in prep.). In this mosaic, the individual DEMs were generated using the Ames Stereo Pipeline ([Beyer et al., 2018](#)) and aligned on the blended HRSC/MOLA topography ([Ferguson et al., 2018](#)) in the MarsSI application ([Quantin-Nataf et al., 2018b](#)).

3 Results

3.1 Stratigraphy of the clay-bearing unit

The clay-bearing unit of Oxia Planum consists of a light-toned, layered and extensively fractured unit at least 50 m thick, with the resolved strata at a submeter scale ([Quantin-Nataf et al., 2021a](#)). The base of the clay-bearing unit has not yet been observed. However, some large crater ejecta do not exhibit any signature of clay minerals as they might excavate a non-hydrous basement, hence the clay-bearing unit might not extend to depths larger than several hundreds of meters ([Quantin-Nataf et al., 2021a](#)). Hereafter, this unit is referred to as “clay-bearing unit”, or “fractured unit”.

At high resolution, in both HiRISE and CaSSIS color products, the clay-bearing unit exhibits textural and color variations. In HiRISE false color images, the fractured and bright material has hues ranging from yellow to blue. In the eastern part of the ellipse, the variation of color clearly corresponds to different stratigraphic levels within the clay-bearing unit, as seen through erosional windows or crater walls: the lowest levels correspond to a subunit characterized by meter to decameter-sized polygons and a warm hue in HiRISE, varying from yellow, orange, to red (Fig. 2). On top of this subunit lies a second one, ~ 10 to 20 meters in thickness and characterized by decameter-sized polygons and a blue hue in HiRISE color infrared products (Fig. 2). Small polygons are concentrated in the lower subunit at the transition from orange to blue color (Fig. 2b). The correlation between color and polygon size and the consistency of the stratigraphic relationship between the orange and blue terrains make it unlikely that variations of dust cover (which usually appears yellow to tan in HiRISE color products; [Delamere et al., 2010](#)) are responsible for the observed difference of color in HiRISE images. There is a possibility that dust would accumulate differently on the surface based on variable fracture patterns and cause the change of color. Indeed, larger polygons and hence lower fracture densities are observed on blue terrains compared to orange terrains, showing that for the same area there may be less dust related to fractures on blue terrains (see Fig. 2c and 2d compared to Fig.

2e). However, and as described in the next section, the orange terrains are associated with strong clay spectral signatures, which are normally impeded in the presence of dust cover. All of the above imply that the variation of the hue of the fractured unit is unlikely caused by dust. Apart from illuminated slopes which usually appear yellow, no correlation between the slope and the color variation of the clay-bearing bedrock was observed. At lower elevation ($\sim 300\text{--}400$ m below the eastern region of the ellipse), in the center and western part of the landing area, the fractured rocks exhibit less textural and color variation within the area of a HiRISE image than in the eastern part. At HiRISE-scale, polygons are also typically less clearly defined in the central and western part of the landing area (Fig. 2j and 2k). No contact between the type of terrains with clear red and blue bedrock alternation (i.e., in the East) and the terrains of the center and western landing site is observed.

We mapped ~ 2000 outcrops of the clay-bearing fractured unit as seen on HiRISE color images and reported their colors. The results are presented in Fig 3. We found that outcrops of the light toned fractured unit are widely distributed in the landing area, to a greater extent than previously estimated using the spectral map indicative of clay-bearing material (Carter *et al.*, 2016). The northern/North eastern part of the landing site, in particular, is extensively covered by the thin mantling unit described by Quantin-Nataf *et al.* (2021a), but the fractured unit is visible at high resolution, exposed in many places between these deposits (Fig. 3b). There, it is mainly the blueish rocks we can observe on HiRISE. We note that there is no clay signature in that region in the map produced by Carter *et al.* (2016). Outcrops located within the Fe/Mg-rich clay spectral detections of Carter *et al.* (2016) are associated with at least the presence of orange bedrock, and outcrops located outside of these detections are more often associated with blue bedrock alone (Fig. 3a). Outcrops of the different types of bedrock are extensive throughout the landing area, with the two types often coexisting at the kilometer scale. Both types of bedrock are observed at similar elevation ranges, from ~ 3.2 km to ~ 2.7 km below datum, with the blue type being restricted to a slightly wider range (Fig. 3c). The contact between the two types is variable and also observed from ~ 3.2 km to ~ 2.7 km.

In CaSSIS NIR-PAN-BLU images, a variation of color from orange to blue is also observed. Although the wavelength ranges covered by CaSSIS bands are different from HiRISE's (see Section 2), the orange terrains in CaSSIS images usually correlate with the presence of the terrains of the same hue in HiRISE NIR-RED-BG images. However, CaSSIS blue hue corresponds to diverse types of terrains, from darkest blue to lightest: the dark resistant unit and crater ejecta, the fractured unit bedrocks that are densely covered by materials of the mantling unit, and the terrains that appear blue on HiRISE (Fig. 4).

In summary, HiRISE and CaSSIS images reveal that the fractured unit at Oxia Planum

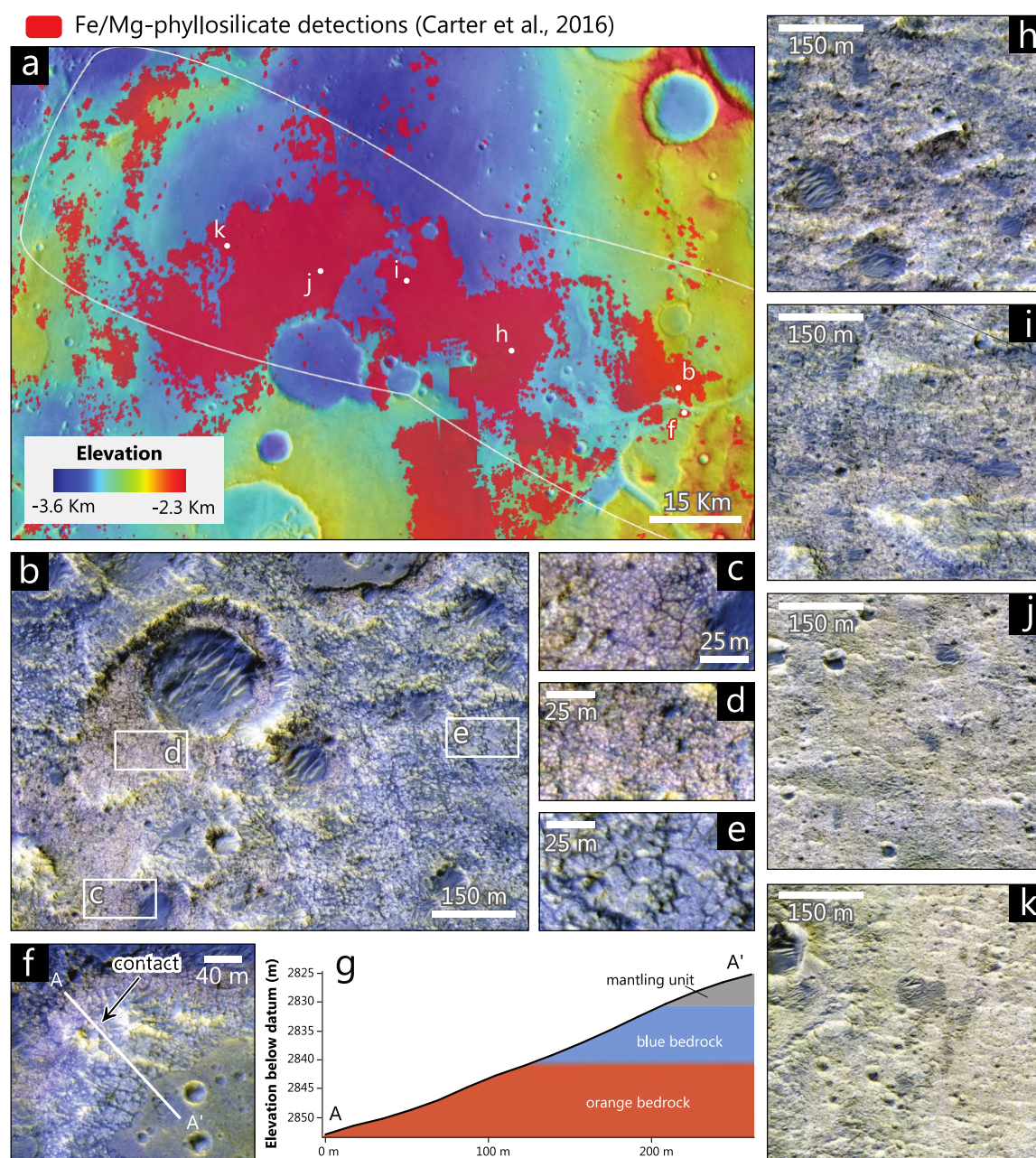


Figure 2 – High resolution images showing textural and color variations, as well as stratigraphic relationships within the fractured clay-bearing unit. **(a)** Location map of the companion panels, showing our CTX stereo DEM mosaic (Volat *et al.*, in prep.) overlain on THEMIS daytime imagery (Christensen *et al.*, 2004; Edwards *et al.*, 2011). **(b)** Stratigraphic contact between orange and blue bedrock of the clay-bearing unit seen in HiRISE color ESP_045378_1980. **(c, d, e)** Close-ups of the two subunits highlighting differences in fractures/polygons sizes and variation of color. Both members exhibit decameter-sized fractures, but the orange unit is also fractured at the meter scale. **(f)** Visible contact between the two members in HiRISE color ESP_045378_1980. The contact is diffuse and decameter-sized fractures are trackable through both subunits. **(g)** Interpretative cross-section of the scene in (f), based on a CTX stereo DEM. The right panels show exposures of the fractured clay-bearing unit, at the same scale, in the following HiRISE color images: **(h)** ESP_053962_1985, **(i)** ESP_037558_1985, **(j)** ESP_040921_1985, **(k)** ESP_041132_1985.

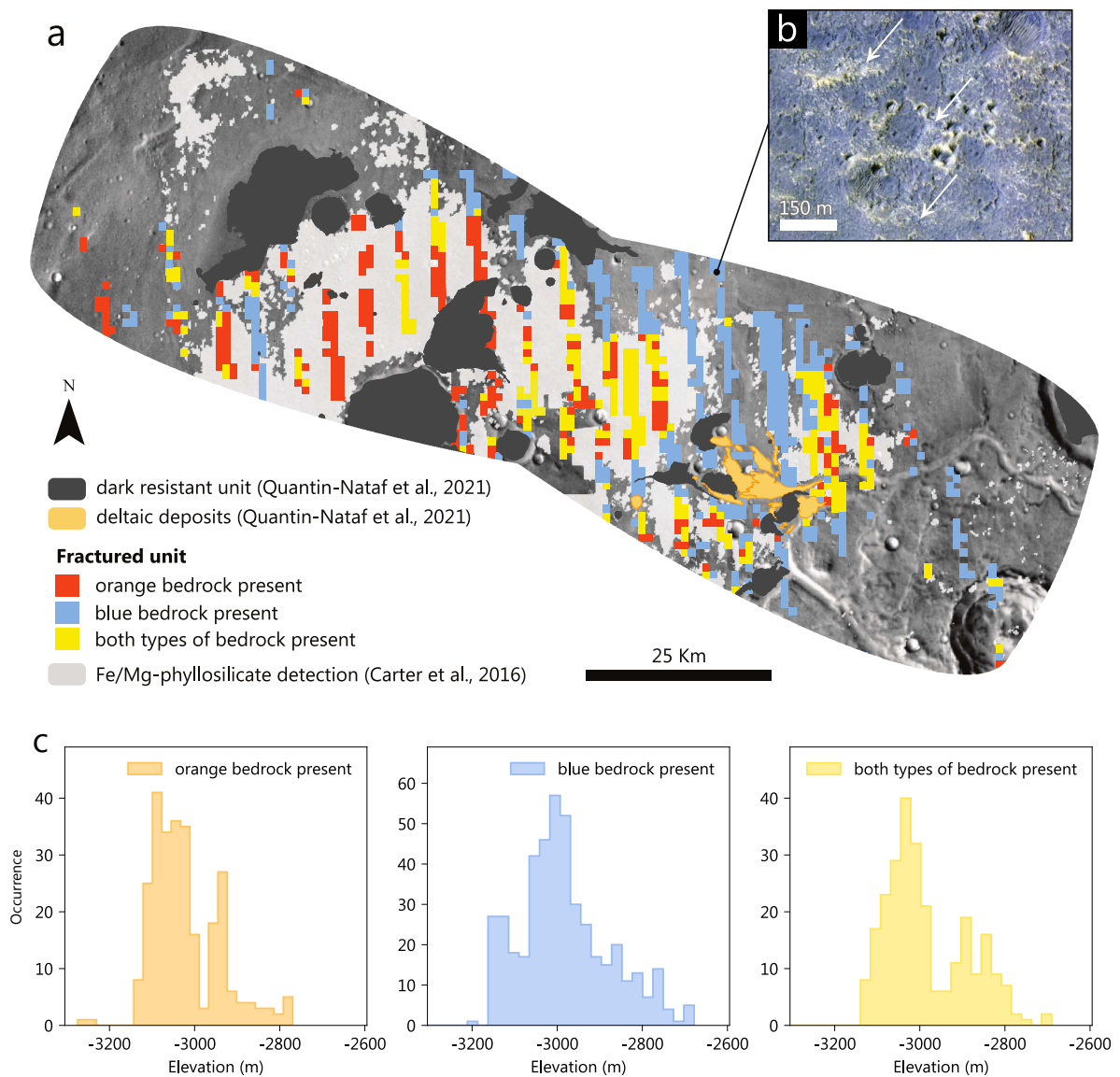


Figure 3 – (a) Distribution of the different colors of fractured bedrock across the certified ExoMars landing area, as seen in HiRISE color data. The mapping of all outcrops is summarized for clarity using a grid of a 1 km² cells. The background is a THEMIS daytime mosaic (Christensen *et al.*, 2004; Edwards *et al.*, 2011). The dark resistant unit shown here, is described by Quantin-Nataf *et al.* (2021a). **(b)** Detail in HiRISE ESP_037070_1985 showing bright and fractured patches of the clay-bearing fractured unit (white arrows) outcropping below superficial deposits. The unit is more extended than what is inferred from the spectral map of clay minerals and will probably be accessible for drilling even if the ExoMars rover lands outside of the strong clay detections. **(c)** Elevation histograms of the different types of bedrock occurrences.

is not homogeneous at the meter scale and exhibits morphological variability, which might be investigated in situ by the ExoMars rover.

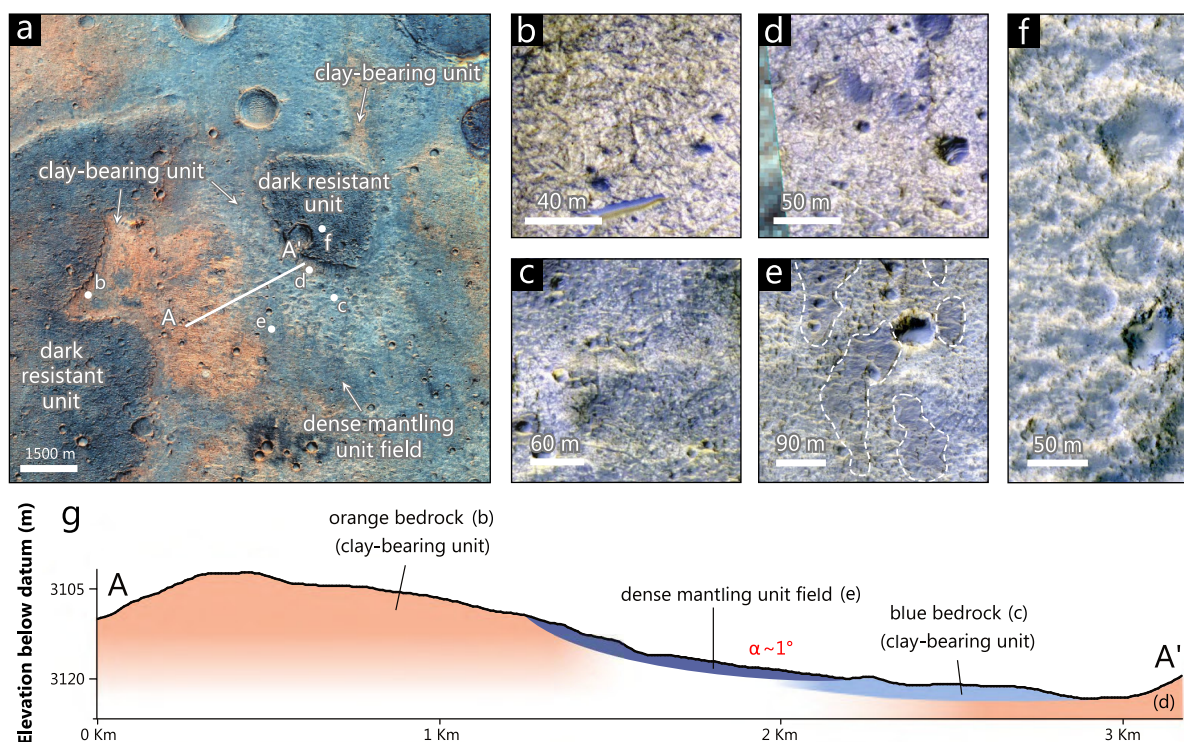


Figure 4 – Color and textural variation of the clay-bearing unit near the center of the ExoMars landing area. **(a)** Mosaic of NIR-PAN-BLU color composite CaSSIS products showing color variation of the clay-bearing unit (from light blue to orange hues). The fields of dense mantling unit outcrops appear in dark blue, while the dark resistant unit which caps the clay-bearing unit appears dark blue to black. See Figure 1 for location. **(b)** HiRISE PSP_009735_1985 close-up on the fractured unit. **(c, d)** ESP_037558_1985 close-up on the fractured unit. **(e)** ESP_036925_1985 close-up on the fractured unit, with areas covered by the mantling unit showing in white lines. **(f)** ESP_036925_1985 close-up on the dark resistant unit. **(g)** Interpretative cross-section of the scene in (a), based on a CTX stereo DEM. Note that the slope is very low ($\sim 1^\circ$).

3.2 Spectral diversity of the clay-bearing unit

CRISM spectra of the clay-bearing unit at various locations of the landing area exhibit absorptions at $1.41 \mu\text{m}$ (associated with O–H bond), $1.92 \mu\text{m}$ (associated with H–O–H bond), $2.30 \mu\text{m}$ and a weak absorption at $2.40 \mu\text{m}$ (associated to Fe–OH and Mg–OH bonds; Carter *et al.*, 2016 and Fig. 5). The overall shape of the spectrum in the near infrared range, as well as the positions of the absorption bands, are consistent with material bearing Fe/Mg-rich clay minerals (Carter *et al.*, 2016). The closest matches are vermiculite, a phyllosilicate phase with a structure intermediate between mica and smectite, and Fe-bearing saponite, a Mg-rich smectite (Carter *et al.*, 2016 and Fig. 5). The clay mineral detected probably has a $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$ composition slightly different from the vermiculite and saponite samples whose spectra are shown in Fig. 5, as the $2.3 \mu\text{m}$ absorption band (sensitive to Fe^{2+} , Fe^{3+} and Mg) is slightly shifted to longer wavelengths compared to the vermiculite spectrum shown and to shorter wavelengths

compared to the saponite spectrum. There is however some variability observed on Earth in these two species, where variable $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ concentrations influence the 2.3 μm band center and the spectral slope at 1–1.7 μm . The absorption bands related to phyllosilicate are generally stronger in the orange type of bedrock identified in HiRISE imagery than the rest of the fractured bedrocks (Fig. 5).

The ferric-rich mineral detections within the CaSSIS CBRC images correlate very well qualitatively with the clay-bearing unit within the CRISM imagery (Fig. 6), showing that CaSSIS can identify the clay-bearing unit. While the ratioing method should mitigate illumination effects, we note that some of the non-clay-bearing illuminated slopes register as ferric in the CBRC imagery (supplementary Fig. 6). The ferric component detected by CaSSIS might be caused by the presence of iron oxides, or a mixing of ferric (absorption band at 2.28 μm) and magnesium-rich (absorption band at 2.32 μm) clay minerals, which could account for both the detection of ferric phases by CaSSIS and an absorption band at 2.30 μm .

The position of the narrow absorption bands related to Fe/Mg-rich phyllosilicates does not strongly vary throughout the entire landing area, meaning that the clay mineralogy is regionally homogeneous at the site. However, we observed the mixing of this dominant phyllosilicate species with other minerals:

- at various locations where the Fe/Mg-rich phyllosilicate signal is strong, the absorption bands of phyllosilicates are associated with an absorption at 2.52 μm (Fig. 7), which can either correspond to vibrational modes of the carbonate ion of a Fe/Mg carbonate or the combination tone of metal–OH bend and OH stretch of an additional phyllosilicate phase (e.g., serpentine, chlorite or smectite). Carbonates are usually identified with the paired C–O fundamental absorptions at ~ 3.4 μm and ~ 3.8 μm (for a review on the various absorptions caused by minerals, see [Bishop et al., 2019](#)). In the CRISM spectra, a significant decrease of the reflected light after ~ 3.6 μm is observed, making the presence of carbonate minerals more possible than those of an additional phyllosilicate phase (Fig. 7). Only a very subtle absorption at ~ 3.4 μm is observed; however, carbonates mixed with hydrous phases (here, the clay minerals) have usually subdued bands at these wavelengths as a result of overprinting by the 3 μm H–O–H absorption band ([Ehlmann et al., 2008b](#)). The 3–4 μm spectral region in CRISM lacks a thermal correction and suffers from a lower signal-to-noise ratio compared to the 1–2.6 μm range commonly used for mineral identification on Mars, hence preventing a definitive identification of the mineral(s) causing this 2.5 μm absorption feature, based on CRISM data solely. Most of the 2.5 μm absorption feature detections in CRISM are associated with a strong spectral signal of clay mineral. We cannot exclude that the phase responsible for this 2.5 μm

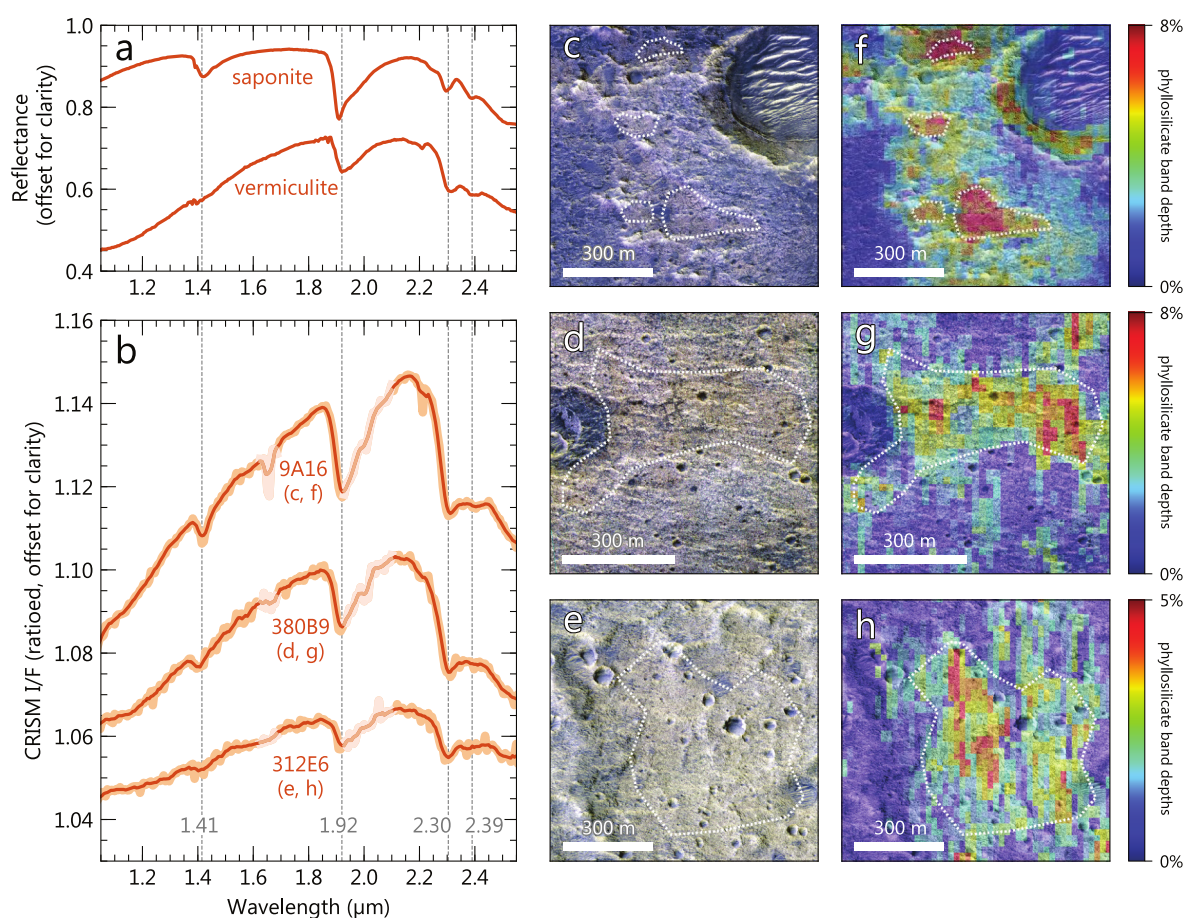


Figure 5 – **(a)** Laboratory reflectance spectra of clay minerals saponite C1JB761A (RELAB spectral library) and vermiculite ASD_CLAY_102 (Mineral and rock sample database, planetary spectrophotometer facility of the University of Winnipeg). **(b)** CRISM targeted spectra of clay-bearing materials in the Oxia Planum fractured unit. Darker spectra correspond to the extracted spectra (in light orange) denoised using a Savitzky-Golay filter. The spectra names correspond to the ID of the CRISM images from which they were extracted. The spectral ranges of atmospheric CO₂ absorption at ~2 μm and the ~1.6 μm CRISM artefact are displayed at lower opacity than the rest of the spectral domain. The dotted lines correspond to the absorption features of clay minerals. **(c)** Terrains corresponding to the 9A16 spectrum, as seen in HiRISE ESP_039932_1980. **(d)** Terrains corresponding to the 380B9 spectrum, as seen in HiRISE ESP_047501_1985. **(e)** Terrains corresponding to the 312E6 spectrum, as seen in HiRISE ESP_037347_1985. **(f)** Same HiRISE view as in (c), with superimposed Fe/Mg-phyllsilicate spectral parameter map computed from ratioed CRISM FRT00009A16. **(g)** Same HiRISE view as in (d), with superimposed Fe/Mg-phyllsilicate spectral parameter map computed from ratioed CRISM ATU000380B9. **(h)** Same HiRISE view as in (e), with superimposed Fe/Mg-phyllsilicate spectral parameter map computed from ratioed CRISM ATU000312E6. The dotted white lines on the right panels delimit the locations of extraction for the spectra shown in (b). See Figure 10 for location of the outcrops.

absorption is widespread in the whole clay-bearing unit but is detectable only over the “freshest” outcrops ;

— at some locations in the eastern part of the study area, the clay-bearing unit spectra

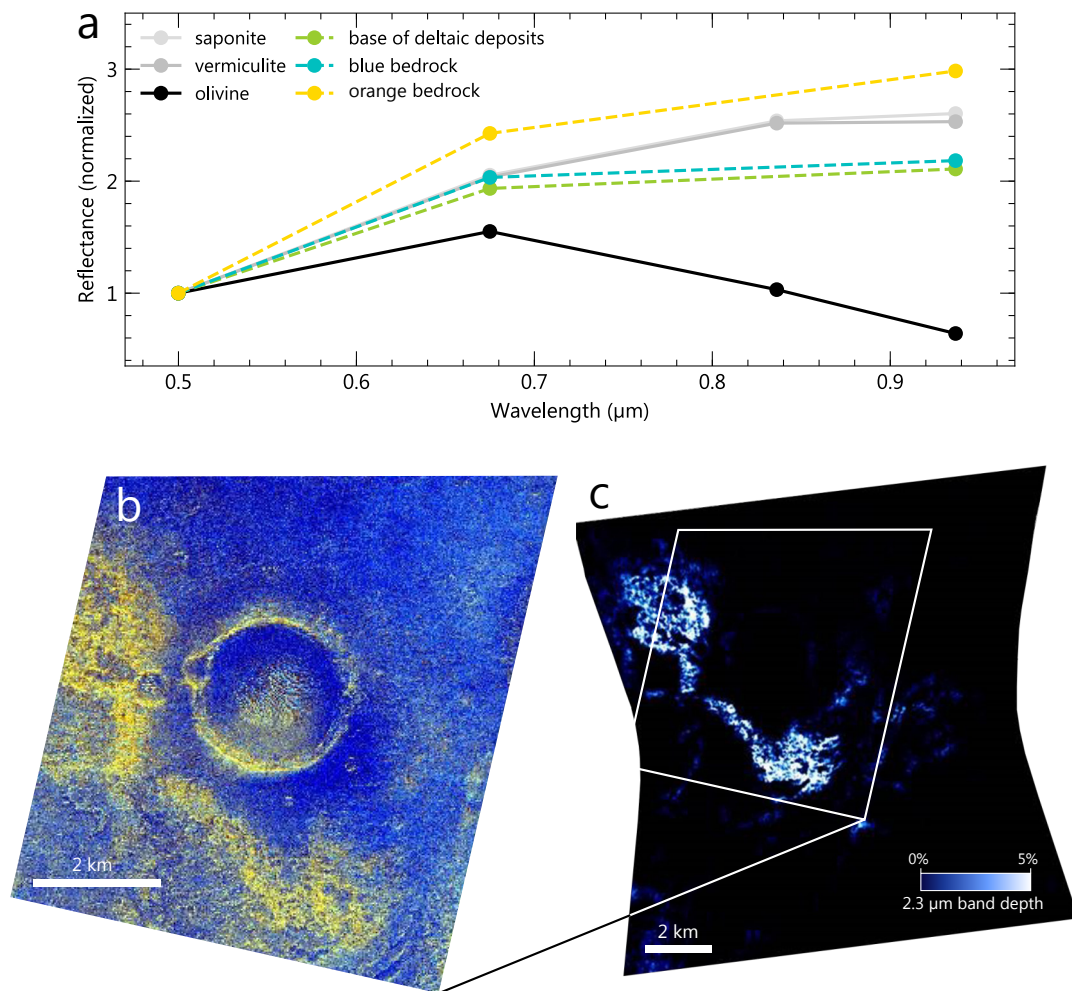


Figure 6 – **(a)** CaSSIS mean I/F of the fractured unit members, extracted from a DOS-corrected CaSSIS second-half stereo image MY34_005664_163_2 and compared with laboratory spectra of saponite C1JB761A, fayalite C3PO59 (RELAB spectral library) and vermiculite ASD_CLAY_102 (Mineral and rock sample database, planetary spectrophotometer facility of the University of Winnipeg) resampled to the four bandpasses of CaSSIS (Note: this CaSSIS observation was only required with bands BLU, PAN and NIR; thus, the image-derived spectra are three points instead of four. CaSSIS images with all four filters were not available over all the members of the clay-bearing unit at the time of writing this manuscript). Areas used for the spectra extraction are shown in the supplementary materials. **(b)** CaSSIS Color Band Ratio Composite image (CBRC), formed from NIR/BLU, PAN/BLU and PAN/NIR band ratios in R-G-B, with ferric areas shown in yellow to orange and ferrous in blues (image ID is MY34_005012_018_2). **(c)** Fe/Mg-rich phyllosilicates mapped in CRISM FRT00009A16 using the spectral absorption depth at 2.3 μm. Comparing between figures (b) and (c) shows that the areas highlighted as ferric-rich in the CBRC correlate well to the clay-bearing unit. While the crater rim is highlighted by the CaSSIS ferric component, it does not show on the CRISM parameter map. At this location, the absorption bands of clay minerals are not visible on CRISM spectra, but the concave shape of the typical Oxia Planum phyllosilicate spectrum is observed, which explains why they are here detected on the CaSSIS CBRC but not on the CRISM index map (which is computed based on these narrow spectral absorptions). See Figure 1 for image locations.

are associated with a broad absorption between 1 μm and 1.8 μm , in addition to the two narrow absorption bands at 1.92 μm and 2.30 μm of Fe/Mg-rich phyllosilicates described previously. The wide band between 1 μm and 1.8 μm is consistent with the presence of olivine in mixture with clay minerals (Fig. 8). The width of this absorption band is either a result of fayalitic (Fe-rich) olivine or large grains of forsteritic (Mg-rich) olivine (King et Ridley, 1987). The reddening of the spectrum between \sim 1.4 μm and 1.8 μm might also be explained by the presence of another iron-rich phase different from olivine, such as a ferroan clay mineral (Bishop et al., 2008a), however, olivine is more likely to produce the convex downward shape observed at \sim 1.4 μm than a clay mineral. Fe-bearing carbonates (e.g., siderite) can also reproduce the spectra observed, with a wide absorption band between 1 μm and 1.8 μm and a narrow absorption at \sim 2.3 μm . However, at some rare locations, we observe a gradual decrease and disappearance of the 2.3 μm band in CRISM spectra over the fractured unit (Fig. 9c), which is in favor of a mixing with olivine instead of siderite. Beneath the deltaic deposits, a clear olivine signal is associated with weak signatures of phyllosilicate (Fig. 9). At this location, the relative absorption band depths of phyllosilicate over those of olivine seem to increase towards the base of the local stratigraphy, with an associated increase of the absolute reflectance values. Here, the thickness of the fractured layer corresponding to the strong olivine signal is \sim 10 m. We report all the detections of olivine over the clay-bearing unit with CRISM data in Figure 10. They occur at low elevation, at the outlet of fluvial channels and are associated to the blue type of fractured bedrock identified with HiRISE color images. However, the blue fractured bedrock in the center and western landing area do not exhibit the spectral signature of olivine in the available CRISM dataset.

Based on a simple comparison with laboratory spectra resampled to the bandpasses of CaSSIS, CaSSIS image-derived spectra of the orange type fractured bedrock identified in HiRISE imagery are consistent with Fe/Mg-rich clay minerals detected by CRISM, and the spectra of the blue type fractured bedrock have higher BLU to NIR ratio, closer to olivine (Fig. 6a). The top of the olivine-bearing layer beneath the deltaic deposits has nearly identical spectra to those of the other blue type of fractured bedrock within the image, with slightly lower I/F in the NIR band (Fig. 6a). Yet, in contrast with the results from CRISM, the dip in the NIR band for the CaSSIS data is smaller than what would be expected for olivine. Also, we observed very little difference between this olivine-bearing layer and the blue type of fractured bedrock identified with HiRISE within the Color Band Ratio Composite CaSSIS image. The very high atmospheric opacity (>1.0) when the image was taken may have inhibited our ability to differentiate these units, where the enhanced dust opacity leads to an increase in I/F in the NIR wavelengths and effectively masks

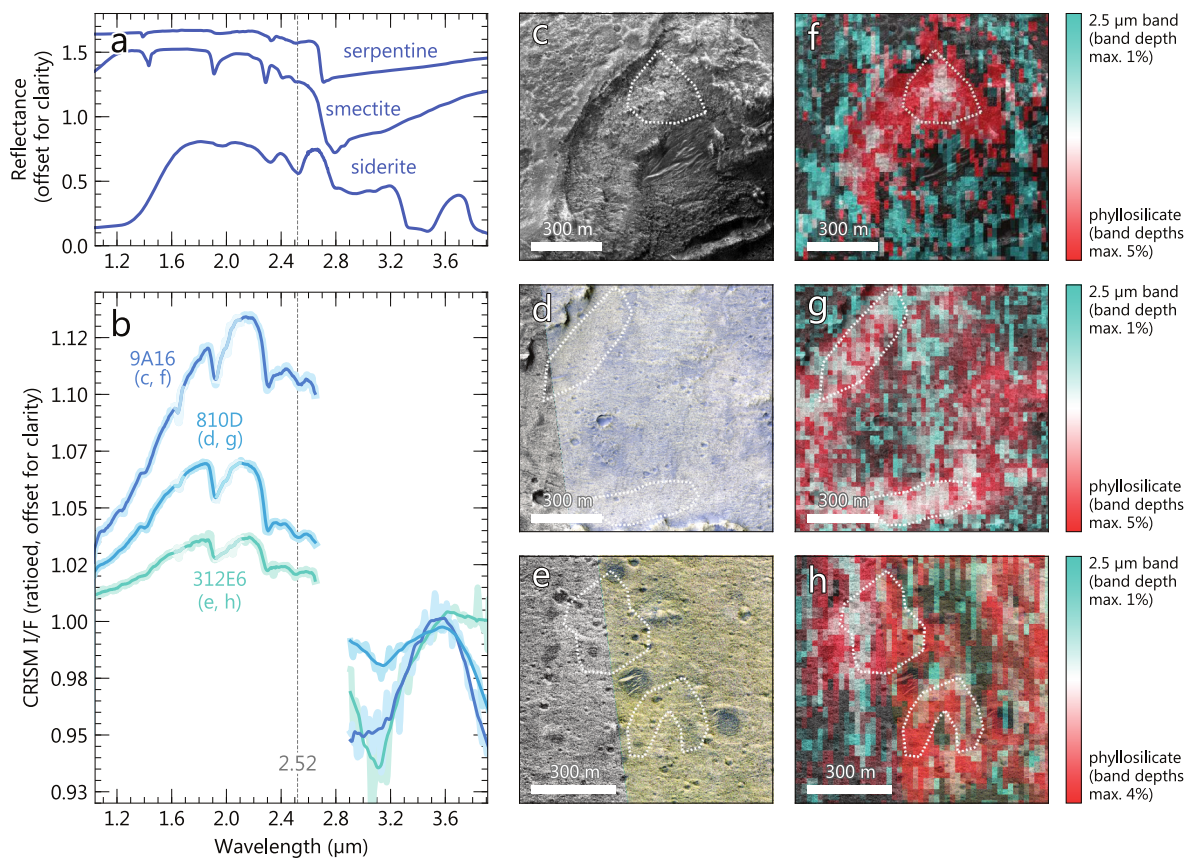


Figure 7 – (a) Laboratory reflectance spectra of minerals exhibiting an absorption band at ~ 2.5 μm : serpentine LASR22, smectite BKR2JB175 and siderite carbonate F1CC07B (RELAB spectral library). (b) CRISM targeted spectra with a 2.52 μm band in the Oxia Planum fractured unit. Darker spectra correspond to the extracted spectra (in light blue) denoised using a Savitzky-Golay filter. The spectra names correspond to the ID of the CRISM images from which they were extracted. The spectral ranges of atmospheric CO_2 absorption at ~ 2 μm and the ~ 1.6 μm CRISM artefact are displayed at lower opacity than the rest of the spectral domain. The ~ 2.6 - 2.9 μm range with considerable CRISM artefacts is not shown. The dotted line corresponds to the position of the 2.5 μm band. (c) Terrains corresponding to the 9A16 spectrum, as seen in HiRISE PSP_007019_1980. (d) Terrains corresponding to the 810D spectrum, as seen in HiRISE PSP_009735_1985. (e) Terrains corresponding to the 312E6 spectrum, as seen in HiRISE ESP_041066_1985. (f) Same HiRISE view as in (c), with superimposed spectral parameter maps computed from ratioed CRISM FRT00009A16. (g) Same HiRISE view as in (d), with superimposed spectral parameter maps computed from ratioed CRISM FRT0000810D. (h) Same HiRISE view as in (e), with superimposed spectral parameter maps computed from ratioed CRISM ATU000312E6. The dotted white lines on the right panels delimit the exact locations of extraction for the spectra shown in (b). See Figure 10 for location of the outcrops.

the presence of ferrous-bearing minerals, including olivine, as discussed earlier (Fernando *et al.*, 2017). At the time of the submission of this paper, there are no images available of the delta which were taken at a low atmospheric opacity (<1.0) and with all four-color CaSSIS filters.

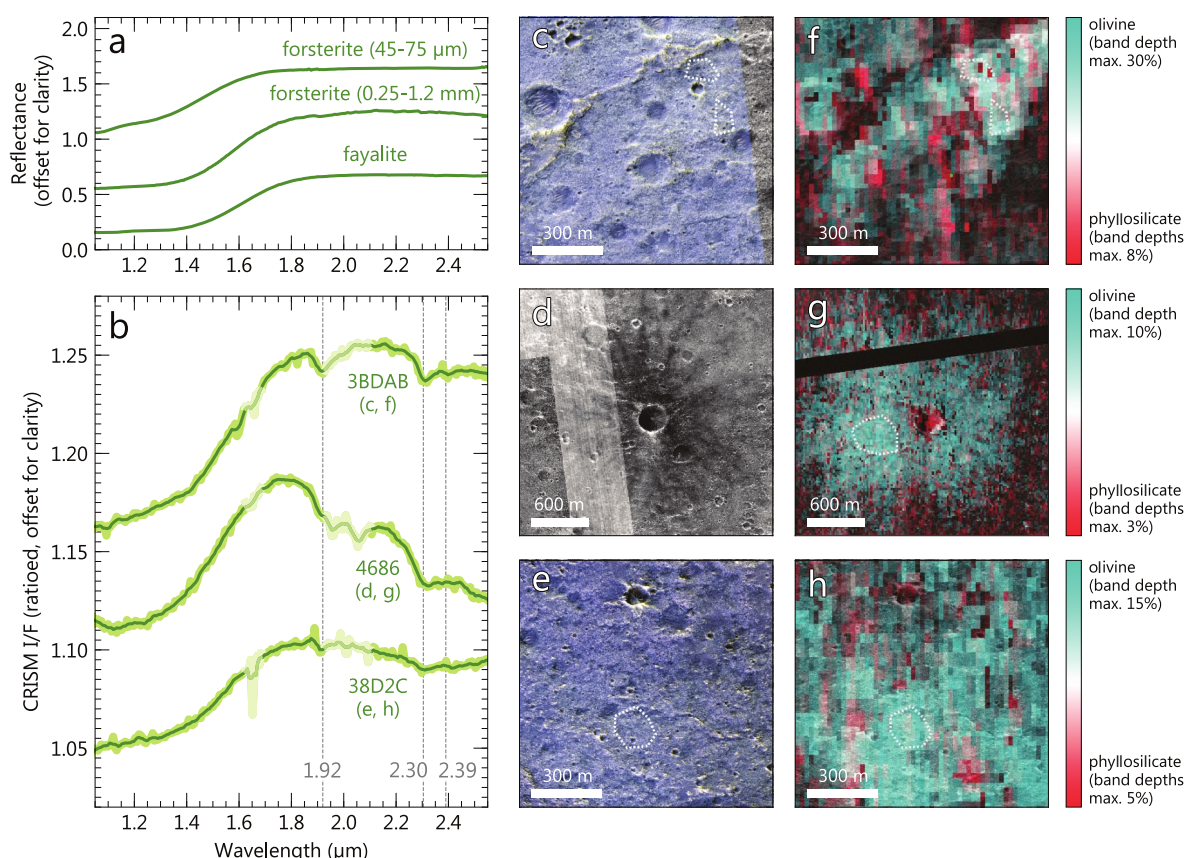


Figure 8 – (a) Laboratory reflectance spectra of fine-grained Mg-olivine forsterite C3PO51, Fe-olivine fayalite C3PO59 (RELAB spectral library) and coarse-grained Mg-olivine forsterite HS285.4B BECKb (USGS Spectral Library, [Kokaly et al., 2017](#)). (b) CRISM targeted spectra of materials in the Oxia Planum fractured unit showing an absorption band between 1 μm and 1.8 μm. Darker spectra correspond to the extracted spectra (in light green) denoised using a Savitzky-Golay filter. The spectra names correspond to the ID of the CRISM images from which they were extracted. The spectral ranges of atmospheric CO₂ absorption at ~2 μm and the ~1.6 μm CRISM artefact are displayed at lower opacity than the rest of the spectral domain. The dotted lines correspond to the absorption features of clay minerals. (c) Terrains corresponding to the 3BDAB spectrum, as seen in HiRISE ESP_045167_1980. (d) Terrains corresponding to the 4686 spectrum, as seen in HiRISE ESP_041422_1985 and PSP_003195_1985. (e) Terrains corresponding to the 38D2C spectrum, as seen in HiRISE ESP_039932_1980. (f) Same HiRISE view as in (c), with superimposed spectral parameter maps computed from ratioed CRISM ATU0003BDAB. (g) Same HiRISE view as in (d), with superimposed spectral parameter maps computed from ratioed CRISM FRT00004686. (h) Same HiRISE view as in (e), with superimposed spectral parameter maps computed from ratioed CRISM ATU00038D2C. The dotted white lines on the right panels delimit the exact locations of extraction for the spectra shown in (b). See Figure 10 for location of the outcrops.

4 Discussion

4.1 Interpretation of the fractured unit stratigraphy

From HiRISE and CaSSIS imagery, the stratigraphy can be interpreted in two different ways, whether the heterogeneity of bedrock color reflects differences in the bedrock com-

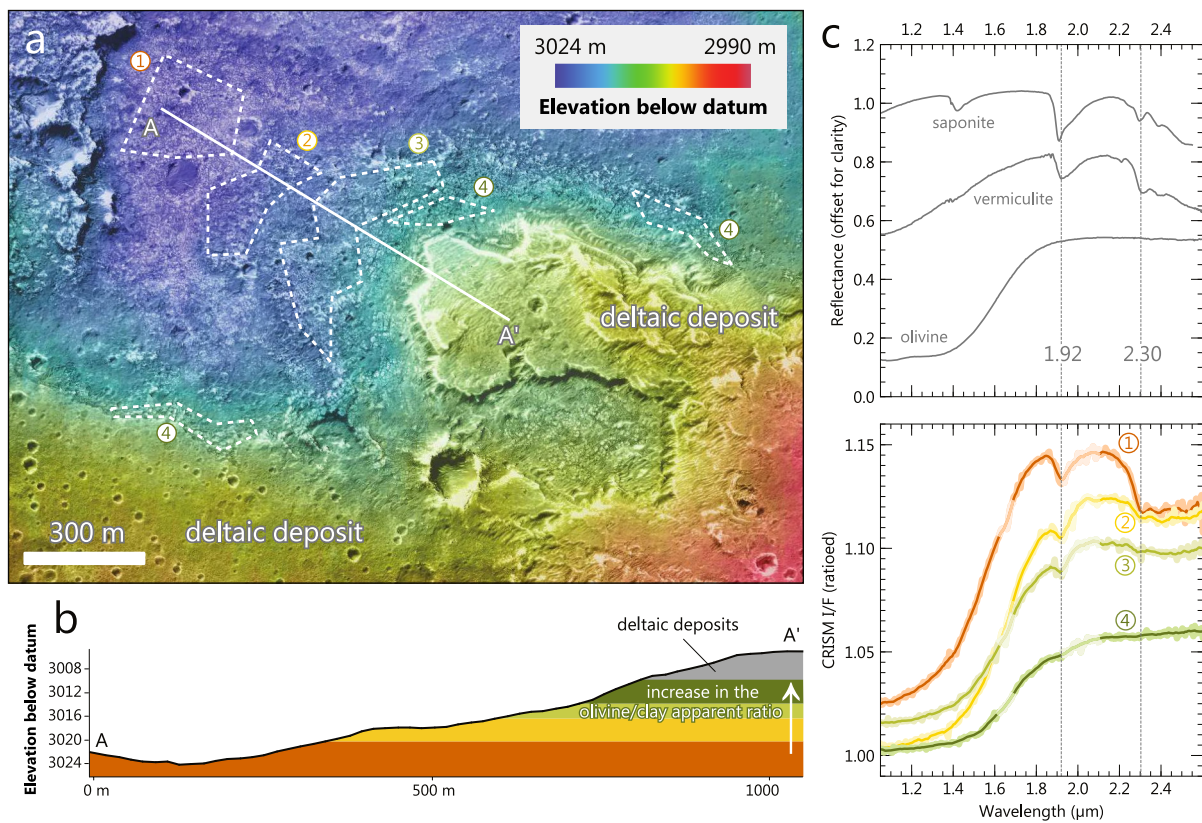


Figure 9 – Variation of olivine and clay mineral signature below the deltaic deposits. **(a)** CTX stereo DEM generated with the MarsSI application using a pipeline described by [Quantin-Nataf et al. \(2018b\)](#) and overlain on the HiRISE image ESP_019084_1980. Dashed contours show areas from which the colored spectra shown in (c) are extracted. See Figure 1 for the location of the outcrop. **(b)** Interpretative cross-section of (a). **(c)** CRISM targeted spectra of areas highlighted in dashed lines in (a) in color, compared to laboratory spectra of saponite C1JB761A, fayalite C3PO59 (RELAB spectral library) and vermiculite ASD_CLAY_102 (Mineral and rock sample database, planetary spectrophotometer facility of the University of Winnipeg). Darker spectra correspond to the extracted spectra (in light color) denoised using a Savitzky-Golay filter. The spectral ranges of atmospheric CO₂ absorption at $\sim 2 \mu\text{m}$ and the $\sim 1.6 \mu\text{m}$ CRISM artefact are displayed at lower opacity than the rest of the spectral domain. Dotted lines correspond to the absorption bands of the clay mineral in the fractured unit. Spectral features indicate an increase of the olivine spectral signal over those of the clay mineral towards the upper part of the stratigraphy.

position or not.

Hypothesis 1: Color variations represent differences in the bedrock composition (Fig. 11a).

If variations of composition are responsible for the disparity of color in HiRISE datasets, the clay-bearing unit of Oxia Planum is composed of a stack of at least two morphologically distinct subunits, a relatively more orange one and a relatively more blue one. The contact between the two subunits is roughly following the current topography,

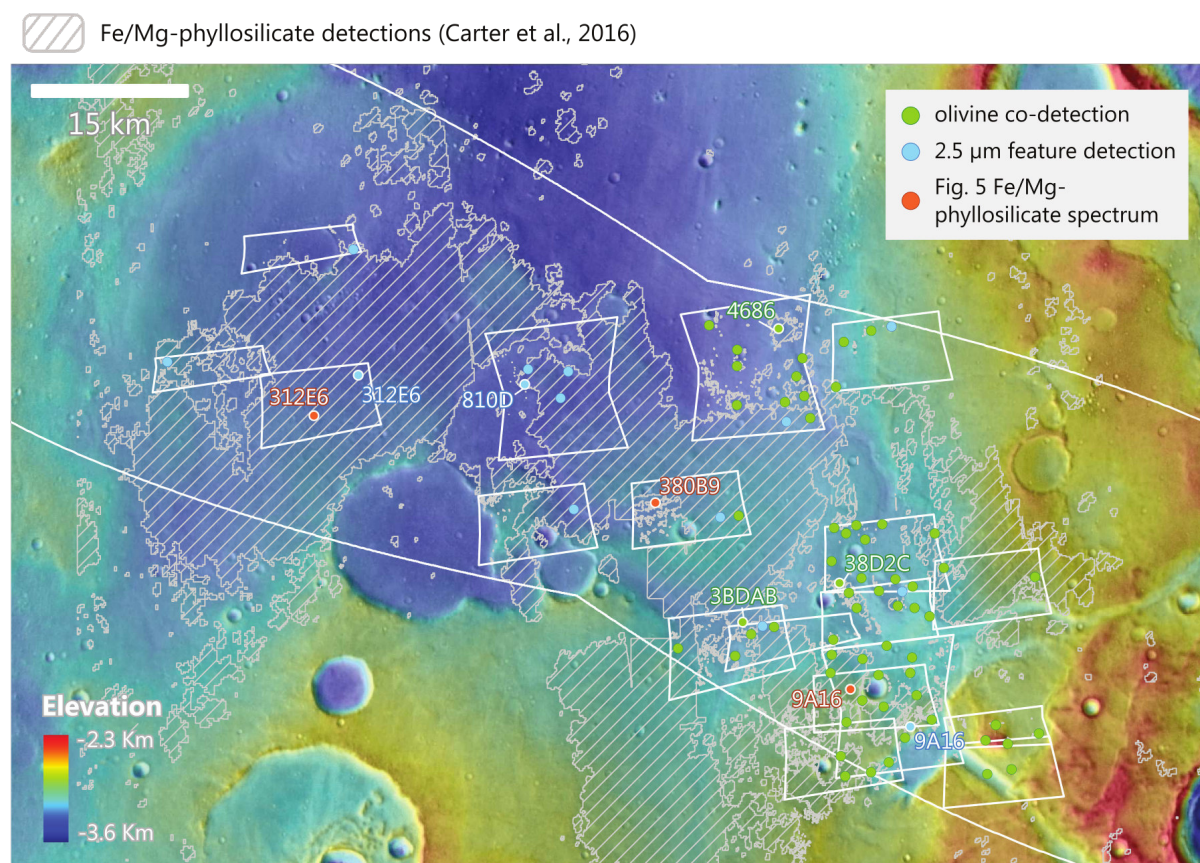


Figure 10 – CRISM detections of mineral and spectral features discussed in this paper, overlain on a THEMIS daytime imagery mosaic (Christensen *et al.*, 2004; Edwards *et al.*, 2011) and a CTX DEM mosaic (Volat *et al.*, in prep.). CRISM footprints and ExoMars landing area are outlined in white polygons. Capitalized IDs correspond to the location of spectra extraction shown in Figures 5, 7 and 8.

a gentle slope northwestward, as both types of bedrock often coexist at the kilometer scale throughout the entire landing area (Fig. 3). From CRISM data, most of the exposed stratigraphy consists of hydrous clay-bearing material, while the composition of the top of the fractured unit is in agreement with a spectral mixture between olivine and clay minerals in the eastern parts of the landing site. The terrains that exhibit the strongest signatures of clay minerals appear orange in HiRISE and CaSSIS images while the terrains that exhibit spectral mixing of olivine and clay appear blue especially in the eastern part of the landing area. This is in agreement with the usual interpretation of HiRISE and CaSSIS colors, where orange terrains consists of ferric materials and blue terrains ferrous materials (Delamere *et al.*, 2010; Tornabene *et al.*, 2017). The spectral signature may be due to an actual compositional mixture of clay minerals and olivine in the bulk rock mineralogy of the blue bedrock. In that case, the fractured unit would be composed of clay-bearing deposits with varying relative proportions of igneous and alteration minerals (Fig. 11a). As we are observing a diffuse contact between both sub-units at various elevations (Fig. 2a

and Fig. 3), it may indicate that the two subunits are conformably draping a pre-existing topography.

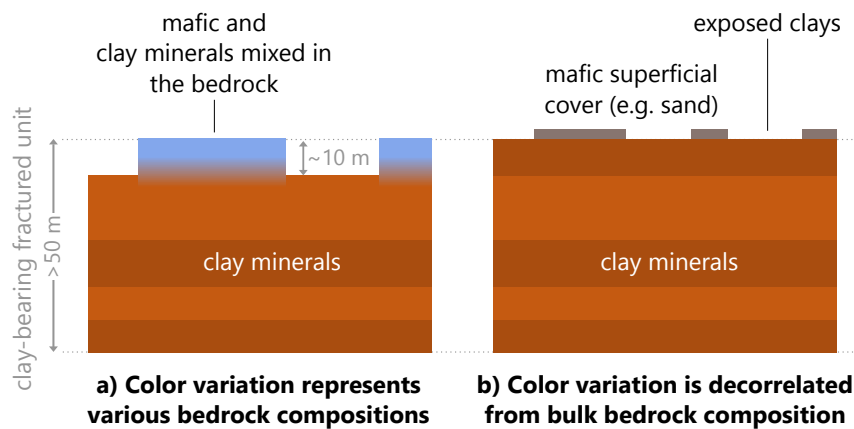


Figure 11 – Plausible stratigraphic scenarios for the fractured clay-bearing unit. [Quantin-Nataf et al. \(2021a\)](#) estimated the minimum thickness for the clay-bearing deposits. The thickness of the blue bedrock is measured using a CTX DEM aligned on HRSC and MOLA.

The fact that the contact between the two types of bedrock is observed at several different places and elevations throughout the tens of kilometers of the landing area, despite the high exhumation estimates ([Quantin-Nataf et al., 2021a](#)), is challenging to understand. The dark resistant unit, which is today under erosion and might have been more extensive, could have capped and helped preserve this contact. An alternative interpretation is the presence of distinct layers with an orange or blue hue which alternate repeatedly throughout the clay-bearing unit stratigraphy. It may explain why we observe the contact between the two-color types at very distinct elevations in Oxia Planum (Fig. 3c). But so far, no contact with the orange bedrock lying on top of a blue bedrock has been observed in HiRISE images.

Hypothesis 2: Color variations are decorrelated with the bedrock composition (Fig. 11b).

Here, the various colors do not represent specific subunits in the stratigraphy but rather highlight varying degrees of exposure of the clay-bearing unit. As the orange type of bedrock identified in HiRISE imagery often exhibits denser fracture networks than the blue type, it might currently be more prone to physical erosion and would correspond to the most recently exposed and dust-free outcrops, hence explaining the strong phyllosilicate signal detected at these locations. The bluish deposits would be more resistant to erosion and so more frequently forming cap rocks. However, surfaces covered by dust usually appear red to yellow in HiRISE NIR-RED-BG composites, which is the opposite in this scenario.

There might also be a spatial mixing with olivine-bearing sand concentrating in the fractures of clay-bearing rocks, causing the difference of spectra signature between the two types of bedrock. As the red and blue rocks exhibit different fracture sizes, they might not be covered equally by sand. In that case, the lower and upper stratigraphy of the clay-bearing unit may actually have the same bedrock composition, with sufficient olivine-bearing sand filling the fractures in the upper parts to be detected from orbit. Given the CRISM spatial resolution limitation at this scale of observation, it is challenging to rule out this hypothesis based on spectral data alone. However, we do not favor a spatial mixing due to olivine-bearing sand, as no olivine was detected in the orange terrains, which usually have higher fracture density than the blue terrains that exhibit signatures of olivine. No unit that could be the primary source of any olivine-bearing sand (e.g., a picritic volcanic unit) was observed. In addition, olivine is clearly detected in association with a small impact crater ejecta (Fig. 8g), showing that it was initially present within the impacted layers.

4.2 Implications for the formation scenarios

The scenarios for the emplacement mechanism of the clay-bearing, layered unit parent deposit proposed by [Carter *et al.* \(2016\)](#) and [Quantin-Nataf *et al.* \(2021a\)](#) can be subdivided into two main categories:

1. subaqueous: sediments deposited in a palustrine, lacustrine or marine environment;
2. subaerial/surficial: volcanic (lava), airborne volcaniclastics, impactoclastic or other aeolian deposits.

In the subaqueous scenario, it is challenging to infer if the origin of the clay minerals was authigenic (i.e., formed during sediment deposition) or detrital (i.e., formed in the source region and later transported). In the subaerial/surficial scenario, pedogenesis or groundwater alteration are the most probable scenarios to explain the presence of the Fe/Mg-rich clay minerals in the bedrock, since the following scenarios are not favored ([Carter *et al.*, 2016](#)):

- shallow hydrothermal alteration was not favored because of the large elevation range of the deposits, and their observed layering and thickness;
- glacial melting was not favored either, since no glacial feature was observed and given the fact that the precipitation of secondary minerals in this low water/rock ratio setting might not yield mineral abundances detectable from the orbit;
- finally, deep burial/metamorphism was also not favored because of the large elevation range, the sedimentary texture and the layering observed.

If there is no, or poor diversity of mineralogical composition in the clay-bearing unit's bedrock over the various exposed layers of the stratigraphy (stratigraphic hypothesis 2), this geological unit might record stable environmental conditions over time. Weathering by pedogenesis is more likely to produce a vertical variation of the mineralogy in the scale of meters to decameters (e.g., [Gaudin et al., 2011](#)). In the stratigraphic hypothesis 2, Oxia Planum clays are homogeneous over tens of meters of the stratigraphy, making the pedogenesis less likely than the groundwater alteration or subaqueous sedimentation scenarios.

Assuming the variations in color and spectral signature reflect variations in the bulk mineralogy (stratigraphic hypothesis 1, favored), we may be observing a continuous transition between the lowest visible parts of the clay-bearing unit that are enriched in secondary minerals, and the top of the unit that presents a more pristine, mafic mineralogy. Since this change in mineralogy is diffuse, the stratigraphic column records a gradual and continuous change of conditions during the deposition and/or alteration of these materials.

If the clay-bearing unit was formed by material sedimentation in a subaqueous environment, the material is either authigenic (i.e., formed in place after the deposition of material or by direct precipitation if the ionic activity is sufficient), or inherited from the highlands drained by the Coogoon Valles system (Fig. 12a). In the authigenic scenario, clay minerals are neoformed in the system. The addition of mafic minerals on top of the stratigraphy requires the input of igneous materials (lava flow or ash deposit) potentially linked to some regional volcanic activity (Fig. 12a). In the detrital scenario, a decrease in the input of altered materials compared to pristine ones is required, as the source watershed might have lacked altered products over time (Fig. 12a). Since olivine can be easily altered in water over geological timescales ([Stopar et al., 2006](#)), the presence of detrital olivine would suggest that the water availability and the overprint of diagenesis have been limited during the latest aqueous phases, at least locally. The limited water availability may be due to a climatic condition where the water-rock reaction were kinetically inhibited, or that olivine was injected and buried rapidly enough to remain unaltered in depth. Olivine is detected in the basin at the outlet of the deltaic system as well as further north in another topographic depression. In a subaqueous sedimentary scenario, the olivine-bearing terrains might record a low-water level of the standing body of water, before rapid burying and further fracturing of the whole clay-bearing unit.

In the scenario of pedogenetic alteration, secondary minerals concentrate towards the top of the alteration profile. On Mars, pedogenic profiles are usually interpreted when Al-rich phyllosilicates are observed on top of Fe/Mg-rich phyllosilicates, as Al cations are less mobile than Mg and Fe (e.g., [Loizeau et al., 2007](#); [Bishop et al., 2008a](#); [Carter et al., 2015](#)). In Oxia Planum, no extensive layer enriched in Al-rich clay minerals was observed

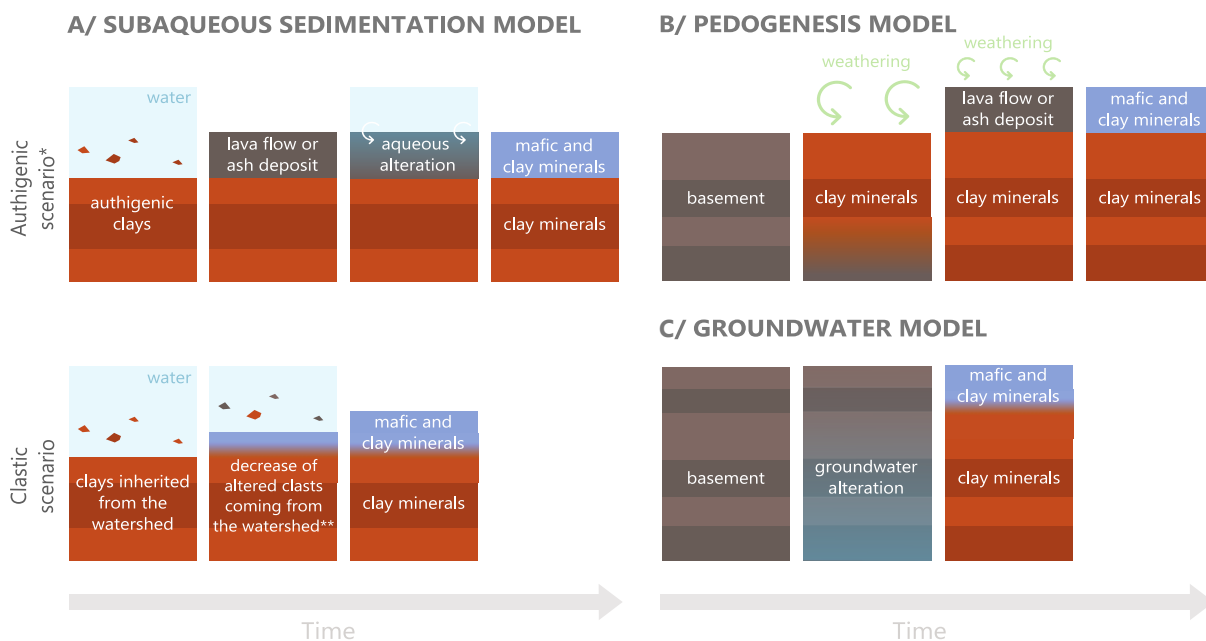


Figure 12 – Different formation and evolution scenarios for the clay-bearing unit of Oxia Planum, which could explain the distribution of altered and non-altered phases in the stratigraphic profile, assuming color variations are correlated with the bedrock composition (stratigraphic hypothesis 1). **(a)** In the sedimentary authigenic scenario, neoformed clays are later covered by igneous material, which is subsequently partially altered to produce a mafic and hydrous minerals-bearing layer on top of the authigenic clay-bearing layers. In the sedimentary detrital scenario, clay as well as mafic minerals are transported from the Coogoon Valles watershed and deposited in Oxia Planum basin. **(b)** In the pedogenesis model, clay minerals form in place through leaching of the bedrock, with a gradient of alteration phases increasing towards the top of the stratigraphy. A decrease of the weathering or an increase of the material deposition rate over time is required to form less alteration minerals towards the top of the profile. **(c)** Groundwater circulation is likely to produce alteration minerals at depth and is therefore a plausible model for the inferred stratigraphy.

* In the authigenic scenario, the emplacement of igneous material can occur underwater (stable water level over time) or during a dry phase (intermittent water activity).

** or increase of igneous clasts coming from the watershed, relatively.

on top of the stratigraphy. This implies that in case of a pedogenesis alteration scenario, the intensity of leaching was moderate or that any corresponding layer was removed by erosion. The change of mineralogy observed in the fractured unit of Oxia Planum – in particular, the abundance of olivine at the top of the profile – would record a decline in the surface weathering rate (considering a continuous supply of olivine to the surface) or an increase in the deposition rate of the volcanic, impactoclastic or sedimentary deposits over time. The early deposits would have been partially altered into secondary minerals through pedogenesis alteration, while later deposits would have preserved their primary minerals (Fig. 12b).

Groundwater circulation is compatible with the formation of secondary minerals in depth and is also a scenario unchallenged by the stratigraphy inferred at Oxia Planum (Fig. 12c). In the case of a groundwater alteration, the contact between the two subunits

probably records the upper water table level, which in the landing area would show lateral variation of several hundreds of meters (Fig. 3c). Such significant variation of groundwater level could reflect different times when the subsurface alteration occurred.

In the case of deposition of subaqueous clay-bearing sediments, the formation of clay minerals would pre-date or be contemporaneous of material deposition, so any alteration would have occurred during the Noachian (the age of the clay-bearing unit; [Quantin-Nataf et al., 2021a](#)). The timing of alteration in the pedogenic and groundwater alteration scenarios is less constrained, but as the clay-bearing deposits are currently in erosion ([Quantin-Nataf et al., 2021a](#)) and as no modern process can account for a widespread formation of clay-minerals, the alteration would have probably happened before the exhumation of the site – unless the main exhumation occurred very early in the history of the site.

As detailed previously and by [Quantin-Nataf et al. \(2021a\)](#), the fractured-bearing unit did not experience deep burial/metamorphism processes. This makes the presence of serpentine or chlorite highly unlikely, as they form in high-temperature settings (e.g., [Khalepp et Burd, 1985](#); [Inoue et al., 2010](#)). Hence, the 2.5 μm feature observed in association with Fe/Mg clay minerals is most likely caused by the presence of the remaining mineral candidates: carbonate (consistently with [Bultel et al., 2019](#)) or another type of smectite.

4.3 Implications for the ExoMars mission and summary

The ExoMars landing site Oxia Planum displays a geological record that is attractive for the search for biosignatures on Mars and understanding of its early climate. The rover will be able to drill up to 2 meters in the surface and provide, through Raman, chromatography and infrared spectroscopy, an overview of the mineralogical and organic matter content of these promising terrains. From orbit, the clay-bearing exposures at Oxia Planum exhibit variations of mineralogical composition, most probably caused by diversity in the bedrock (rather than variable surficial dust or sand cover). The center (where the probability to land is the highest) and the western part of the landing area expose the portion of the clay-bearing unit stratigraphy with the strongest spectral signal of clay minerals, which are the primary scientific target of the mission as these minerals are relevant for the search of ancient life. The spectral signature of the clay mineral identified within the landing area, a close match to vermiculite or saponite, is representative of the widespread Fe/Mg-rich clay mineral previously identified on Mars ([Ehlmann et al., 2011](#); [Carter et al., 2013](#)). For this reason, landing in the center or western part of the landing site would allow for investigations that can give insights into the global Martian alteration history.

Landing in the eastern part of the landing area would provide a lower probability of access to the bedrock with the strongest signature of clay minerals, but would still be valuable since the clay-bearing unit is extensively exposed there as well. We showed that

the clay-bearing unit is likely more widespread than the NIR spectral detections of clay minerals and will probably be accessible for drilling in the event of a landing outside of the strong clay detections (i.e., in the northern part of the landing area). In most of the area, different subunits are often reachable within a few hundreds of meters (i.e., well within the rover traverse capability).

In addition to the typical absorption of the dominant Fe/Mg-phyllsilicate phase at Oxia Planum, an absorption at 2.5 μm was detected locally on the clay-bearing unit. This feature can either correspond to the presence of carbonate or another type of smectite. If carbonate phases are present, the site might have been preserved from any acidic environments, which improves its exobiological potential.

Acknowledgements

We thank E. Hauber and another anonymous referee for improving the quality of the manuscript with their helpful feedbacks. L. Mandon and C. Quantin-Nataf have been supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR, ANR-18-ERC1-0005) and by the Centre National d'Études Spatiales (CNES) in France. P. Beck has been supported by the H2020 European Research Council (ERC, SOLARYS ERC-CoG2017_771691). A. Parkes-Bowen was funded by an STFC studentship. The authors are grateful to the teams of the HiRISE, CaSSIS and CRISM instruments for the work done to release the data used in this work. CaSSIS is a project of the University of Bern and funded through the Swiss Space Office via ESA's PRODEX program. Charlotte Marriner is thanked for guidance in CaSSIS mission image planning and funded by UKSA grants ST/R003025/1 and ST/V002295/1. The CaSSIS instrument hardware development was also supported by the Italian Space Agency (ASI, ASI-INAF agreement no.I/018/12/0), INAF/Astronomical Observatory of Padova, and the Space Research Center (CBK) in Warsaw. Support from SGF (Budapest), the University of Arizona (Lunar and Planetary Lab.) and NASA are also gratefully acknowledged. In this contribution, the CTX, HiRISE and CRISM data have been processed with the MarsSI application (<https://marssi.univ-lyon1.fr/MarsSI/>) founded by the European Union's Seventh Framework Program (FP7/2007-2013) (ERC Grant Agreement No. 280168).

III.4 Synthèse des observations

Cette partie fait directement lien avec la suite de cette étude : dans le chapitre suivant, nous cherchons à réaliser des mesures de réflectance en laboratoire sur une gamme variée d'analogues potentiels aux sites d'atterrissage, dans l'optique d'une future comparaison avec les mesures IR SuperCam et MicrOmega. Il s'agit donc dans un premier temps de dresser une liste des mélanges minéralogiques attendus actifs dans le proche infrarouge, en vue d'échantillonner ou de reproduire en laboratoire de potentiels analogues aux roches présentes sur les deux sites. Les tables III.4, III.5 et III.6 recensent les phases minéralogiques détectées par spectroscopie de réflectance sur les deux sites d'atterrissage.

Unité géologique	Phases détectées en IR	Références
Couche à olivine et carbonate	— Olivine (forstérite, larges grains) ; — carbonate (type magnésite) ; — serpentine	Mustard et al. (2007) ; Ehlmann et al. (2008b) ; Mustard et al. (2009)
Dépôts deltaïques	— Pyroxène (type LCP) ; — argile ferromagnésienne (de type intermédiaire entre les pôles Fe et Mg) — olivine — carbonate (type magnésite) — silice hydratée (opale?)	Goudge et al. (2015b) ; Tarnas et al. (2019) ; Horgan et al. (2020)
<i>Volcanic Floor Unit</i>	Clinopyroxène	Goudge et al. (2015b) ; Horgan et al. (2020)
Remparts de Jezero	— Pyroxène (type LCP) ; — argile ferromagnésienne (de type intermédiaire entre les pôles Fe et Mg)	Goudge et al. (2015b) ; Tarnas et al. (2019) ; Horgan et al. (2020)

Table III.4 – Synthèse des différentes phases détectées sur le site d'atterrissage du cratère Jezero

Cette liste inclut les phases pouvant être directement identifiées grâce à leurs bandes d'absorption entre $\sim 1 \mu\text{m}$ et $2,6 \mu\text{m}$, et non celles qui peuvent être présentes mais affecteraient seulement les spectres en augmentant ou diminuant les niveaux de réflectance

Unité géologique	Phases détectées en IR	Références
Socle		
<i>Stratified Basement</i>	Argile ferromagnésienne (de type intermédiaire entre les pôles Fe et Mg)	Poulet <i>et al.</i> (2005); Mangold <i>et al.</i> (2007); Scheller et Ehlmann (2020)
Hauts plateaux et <i>Blue Fractured Unit</i>	Pyroxène (type LCP)	Mustard <i>et al.</i> (2005); Scheller et Ehlmann (2020)
Région de Midway		
<i>Ridged Basement</i>	Argile ferromagnésienne (de type intermédiaire entre les pôles Fe et Mg)	Ehlmann <i>et al.</i> (2009); Mustard <i>et al.</i> (2009); Goudge <i>et al.</i> (2015b); Bramble <i>et al.</i> (2017); Scheller et Ehlmann (2020)
Mégabrèches	— Pyroxène (type LCP); — argile ferromagnésienne (de type intermédiaire entre les pôles Fe et Mg)	Mustard <i>et al.</i> (2009); Scheller et Ehlmann (2020)
Couche à kaolinite	Kaolinite et/ou smectite alumineuse	Ehlmann <i>et al.</i> (2009); Bramble <i>et al.</i> (2017); Scheller et Ehlmann (2020)
Couche à olivine et carbonate	— Olivine (forstérite, larges grains); — carbonate (type magnésite); — serpentine	Mustard <i>et al.</i> (2007); Ehlmann <i>et al.</i> (2008b); Mustard <i>et al.</i> (2009)

Table III.5 – Synthèse des différentes phases détectées sur la région du bassin versant de Jezero

globale ou les pentes spectrales (p. ex., le quartz, les feldspaths pauvres en fer ou la poussière). Par exemple, si seuls l'olivine et le pyroxène sont directement identifiés grâce à leurs bandes d'absorption dans les données CRISM au niveau des dunes de Bagnold du cratère Gale, les spectres mesurés peuvent être fidèlement reproduits par ajout de phases ayant des spectres de réflectance linéaires, ces résultats confirmés in situ par l'instrument Chemin (Lapotre *et al.*, 2017b). De la même façon, des proportions minéralogiques (incluant des minéraux n'ayant pas de bande d'absorption dans le proche infrarouge) ont été estimées à partir des spectres mesurés sur les sites d'atterrissage de Mars 2020 et d'ExoMars à l'aide de modèles de démixage (p. ex., Salvatore *et al.*, 2018; Poulet *et al.*, 2019). Néanmoins, ces modèles s'appuient sur le "mélange" de spectres de référence mesurés en laboratoire et les résultats y sont donc fortement dépendants : s'ils permettent d'inver-

Unité géologique	Phases détectées en IR	Références
Unité argileuse	— Argile ferromagnésienne (de type intermédiaire entre les pôles Fe et Mg) ; — olivine ; — carbonate? — localement : kaolinite et/ou smectite alumineuse	Carter <i>et al.</i> (2016) ; Quantin-Nataf <i>et al.</i> (2021a) ; Mandon <i>et al.</i> (2021)
Delta	Silice hydratée (opale ?)	Carter <i>et al.</i> (2016)
<i>Rounded buttes</i>	/	Quantin-Nataf <i>et al.</i> (2021a)
<i>Mantling Unit</i>	/	Quantin-Nataf <i>et al.</i> (2021a)
<i>Dark Resistant Unit</i>	/	Quantin-Nataf <i>et al.</i> (2021a)

Table III.6 – Synthèse des différentes phases détectées sur le site d’atterrissage Oxia Planum

ser les proportions minérales d’une roche de minéralogie connue à partir d’un spectre, ils ne permettent pas l’identification minéralogique proprement dite. Ainsi, la liste présentée ici pourra être complétée dans le futur par les phases observées in situ grâce à d’autres techniques d’analyse (p. ex., la spectroscopie Raman, disponible pour les deux rovers).

III.4.1 Unités magmatiques

À partir des détections spectrales et des morphologies observées, on peut distinguer trois types de roches magmatiques au niveau des sites d’atterrissage :

1. une croûte massive, ancienne, souvent fracturée et dont la signature dans le proche infrarouge est dominée par des pyroxènes de type LCP (*Blue Fractured Unit* de la région de Nili Fossae) ;
2. des coulées de laves fluides plus récentes, dont la signature spectrale peut être dominée par des pyroxènes de type HCP (parfois de type intermédiaire ou mélangé avec un pyroxène de type LCP) dans la région de Nili Fossae (*Volcanic Floor Unit* de Jezero, unités de *capping* associées à la couche à olivine et carbonate de la région de Nili Fossae et *Dark Resistant Unit* d’Oxia Planum) ;
3. la couche à olivine et carbonate de la région de Nili Fossae. Nous avons précédemment montré que l’hypothèse de dépôts pyroclastiques est celle qui explique au mieux les observations orbitales sur cette unité, bien qu’elle reste à confirmer in situ.

III.4.2 Phases d'altération

Les principales phases d'altération retrouvées sur les sites sont de vastes dépôts des argiles ferromagnésiennes caractéristiques du Noachien (Bibring *et al.*, 2006 ; Ehlmann *et al.*, 2008a, 2011 ; Carter *et al.*, 2013). Dans le cas du *Ridged Basement* de la région de Nili Fossae, ces phases sont probablement d'origine hydrothermale (Mangold *et al.*, 2007) et/ou héritées du *Stratified Basement* (Mandon *et al.*, 2020). Les unités argileuses stratifiées d'Oxia Planum, de Nili Fossae et les mégabrèches issus de ce socle stratifié sont probablement d'origine sédimentaire ou issues de l'altération de laves ou de dépôts de cendre (Mangold *et al.*, 2007 ; Carter *et al.*, 2016 ; Scheller et Ehlmann, 2020).

Les spectres de ces argiles sont similaires et possèdent une bande d'absorption généralement centrée à 2,30 μm , soit intermédiaire entre le pôle du fer et celui du magnésium. Pour comparaison, les argiles détectées depuis l'orbite au niveau du cratère Gale présentent une bande d'absorption centrée à 2,29 μm (Milliken *et al.*, 2010). Les récents résultats de l'instrument de DRX CheMin viennent confirmer que ces affleurements sont enrichis (à $\sim 30\%$) en smectite dioctaédrique ferrique (p. ex., nontronite). Les argiles de Nili Fossae apparaissent plus magnésiennes, avec certaines absorptions décalées vers 2,31 μm . Depuis l'orbite, il n'est ni possible d'identifier clairement quelle argile ferromagnésienne est responsable de cette bande d'absorption, ni s'il s'agit d'un mélange. Ainsi, il serait tout à fait possible d'être en présence d'un mélange d'argile ferrique dioctaédrique (type nontronite, ayant une absorption centrée à 2,28–2,29 μm) et d'argile magnésienne trioctaédrique (type saponite/hectorite, ayant une absorption centrée à 2,31–2,32 μm), ou d'une argile intermédiaire.

Ces argiles sont retrouvées en association avec d'autres phases minérales actives en IR au sein d'un même affleurement :

- du pyroxène de type LCP pour la région de Nili Fossae et Jezero ;
- de l'olivine pour Oxia Planum.

La présence de carbonate (localement associé à de la serpentine) ainsi que de kaolinite au niveau de Nili Fossae enregistre des processus plus tardifs dans l'histoire aqueuse de la région. Si une altération de surface par pédogenèse explique bien la présence de kaolins (Ehlmann *et al.*, 2009), l'origine des carbonates magnésiens dans la région reste discutée, de nombreux mécanismes ayant pu conduire à leur formation (réactions hydrothermales et serpentinitisation, altération de surface ou subsurface ou percolation lacustre ; Ehlmann *et al.*, 2008b).

De la silice hydratée est détectée au niveau des parties distales des deltas de Jezero et d'Oxia Planum, communément à de nombreux deltas et cônes alluviaux martiens (Carter *et al.*, 2012 ; Pan *et al.*, 2019a ; Pineau *et al.*, 2020). La silice abiogénique précipite

généralement dans des environnements désertiques, où le rapport eau/roche (ou rapport W:R) est faible. La silice étant rapidement instable aux W:R nécessaires pour la formation d'argiles ou de carbonate, sa présence au niveau de ces deltas enregistre probablement les derniers événements de l'histoire aqueuse des deux sites, à l'Hespérien ou à l'Amazorien (Carter *et al.*, 2012). N'étant pas détectée seule sur les bassins versants, un mode de formation authigénique (in situ) est préféré, pendant ou après dépôt des deltas, par altération de surface ou processus diagénétiques (Carter *et al.*, 2012 ; Pan *et al.*, 2019a).

III.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons compilé les connaissances sur les minéraux attendus sur les sites d'atterrissage des missions Mars 2020 et ExoMars, car détectés depuis l'orbite. Par la suite, nous nous sommes appuyés sur une combinaison de données de télédétection (altimétrie et imagerie panchromatique, multi et hyperspectrale dans le visible et proche infrarouge, infrarouge thermique) pour produire une étude détaillée par site d'atterrissage, pour une unité géologique majeure par site.

La région de Nili Fossae où est situé le cratère Jezero, site d'atterrissage du rover Perseverance et potentiellement terrain exploré dans le cas d'une mission étendue, est particulièrement bien documentée dans la littérature. En effet, cette région noachienne en marge du bassin d'impact d'Isidis est peu poussiéreuse et sa diversité minéralogique est bien exposée pour les études par télédétection. Le socle régional présente des variations morphologiques et minéralogiques : stratifié et riche en phyllosilicate ferromagnésien, massif, fracturé et riche en pyroxène plus ou moins altéré, ou encore lisse, recoupé par des fractures minéralisées et riche en phyllosilicate ferromagnésien. Ce socle est associé à de nombreux affleurements de mégabrèches, probablement liées au socle pré-Isidis, et est superposé par des dépôts localisés riches en kaolins. Une formation associée à des signatures d'olivine et altérée en carbonate recouvre ce socle, tout comme le cratère Jezero. Trois unités géologiques principales sont présentes dans l'ellipse d'atterrissage de Mars 2020 : cette unité à olivine et carbonate, un delta datant probablement de la fin du Noachien à l'Hespérien et associé aux signatures des minéraux détectés sur son bassin versant (olivine, carbonate, argile ferromagnésienne, pyroxène) et à de l'opale, ainsi que des coulées de lave présentant une signature de pyroxène.

Grâce à la combinaison de données d'inertie thermique et de réflectance dans le proche infrarouge, nous proposons une carte régionale de tous les affleurements rocheux de l'unité à olivine et carbonate. Cette carte souligne les affleurements des roches ayant conservé au mieux leur minéralogie primaire (en olivine), et celles étant les plus altérées (en carbonate). Nous montrons que cette formation, bien que présente en marge du bassin d'Isidis, ne peut

être le résultat d'une fonte de roche ou d'un condensat de vapeur silicatée au moment de l'impact géant, contrairement à ce qui avait été proposé par [Mustard *et al.* \(2007\)](#) et [Palumbo et Head \(2018b\)](#). L'hypothèse de formation qui correspond au mieux aux observations orbitales est un scénario impliquant un volcanisme explosif, dont les volumes éjectés aurait été significatifs à l'échelle de la planète, et dont l'activité pourrait être liée à un contexte de marge de bassin d'impact. Nous datons ces événements explosifs au Noachien moyen à supérieur, à $-3,82 \pm 0,07$ Ga dans la chronologie de [Hartmann et Neukum \(2001\)](#). Cette datation fait de cette unité présente régionalement un marqueur stratigraphique et chronologique. Bien que les contextes précis d'altération en carbonate ne puissent être déterminés avec exactitude depuis l'orbite, nous montrons que le scénario d'altération de contact proposé par [Ehlmann *et al.* \(2008b\)](#), [Brown *et al.* \(2010\)](#) et [Viviano-Beck *et al.* \(2013\)](#) n'est pas en accord avec la distribution observée des signatures de carbonate.

Le site d'atterrissage d'ExoMars, Oxia Planum, est bien moins présent dans la littérature, de par sa découverte récente (en 2014, pour une première publication cette année, en 2021). Depuis l'orbite, le site large de plus d'une centaine de kilomètres est recouvert de dépôts noachiens associés à une signature spectrale quasi-invariable de phyllosilicate ferromagnésien. Autre formation témoignant d'un passé hydrologique, des dépôts deltaïques sont observés à l'Est du site et présentent une signature spectrale de silice hydratée. Des affleurements amazoniens (probablement des coulées de lave) similaires aux laves de Jezero sont également retrouvés sur le site.

Nous montrons que les données à haute résolution disponibles au niveau d'Oxia Planum et alors sous-exploitées permettent de mettre en évidence une certaine diversité au sein des argiles. La/les phase(s) minéralogique(s) dominante(s) spectralement depuis l'orbite correspondent effectivement à un/des phyllosilicate(s) ferromagnésien(s). Néanmoins, des variations de morphologie et de couleur sont observées, ce qui traduit de la variabilité des affleurements argileux. Des minéraux supplémentaires sont détectés en association avec ce(s) phyllosilicate(s) : de l'olivine dans le haut de la stratigraphie à l'Est du site, et du carbonate ou un autre phyllosilicate. Les affleurements présentant les signatures les plus fortes en minéraux d'altération (cibles de la mission) sont bien exposés au centre de l'ellipse d'atterrissage, là où la probabilité d'atterrir est la plus forte.

La variation en teneur d'olivine au sein de la stratigraphie peut être interprétée en fonction des hypothèses de formation proposées pour les dépôts argileux. Elle peut ainsi renseigner une diminution de l'intensité de l'altération de surface ou une augmentation des taux de déposition de matériel primaire dans le cas d'une altération par pédogenèse. Dans le cas de sédiments palustres ou marins, cette baisse en minéraux d'altération dans le bassin au cours du temps traduirait d'une activité volcanique contemporaine à la sédimentation

(dans le cas où les argiles sont formées sur place), ou d'une diminution au cours du temps de l'apport de minéraux d'altération par rapport aux minéraux primaires (dans le cas où les argiles sont formées en amont puis transportées).

Finalement, la synthèse des phases minéralogiques observées sur les sites d'atterrissage présentée en fin de chapitre sert de canevas pour l'établissement d'une collection de roches analogues. Cette collection, ainsi que les spectres de réflectance mesurés sur ces roches, sont présentés et analysés dans le prochain chapitre.

Chapitre IV

Bibliothèque de spectres VNIR de roches pour la télédétection et l'exploration in situ



Les spectromètres Raman et de réflectance des rovers Perseverance et Rosalind Franklin seront à la base de toute interprétation minéralogique in situ. Dans cette section, nous proposons une base de données spectrale qui pourra être utilisée pour comparaison avec les spectres de réflectance mesurés in situ et depuis l'orbite. Nous présentons le dispositif expérimental, les échantillons analysés et discutons des caractéristiques spectrales de ces derniers et de leurs implications en termes de détectabilité et de proportions de phases. Cette base de données inclut le premier ensemble représentatif de météorites martiennes, des roches terrestres présentant des degrés d'altération variés, ainsi que des pastilles synthétiques de composition simplifiée et de minéralogie directement transposable à celle estimée sur les sites d'atterrissage (crédits illustration : Maciej Rebisz).

IV.1 Dispositif de spectroscopie de réflectance

L'Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble (IPAG) est équipé d'un spectromètre ponctuel permettant des mesures de réflectance entre $\sim 0,4$ et $4,7 \mu\text{m}$ (Potin *et al.*, 2018). Ce dispositif, appelé SHADOWS, pour Spectrophotometer with cHanging Angles for the Detection Of Weak Signals, mesure la lumière réfléchiée par un échantillon dans une zone de taille comparable à celle de SuperCam (Mars 2020) à quelques mètres d'un affleurement (Figure IV.1). De plus, le dispositif est équipé d'un goniomètre, permettant d'effectuer des spectres à différents angles d'incidence, émergence et azimut. Cet instrument est donc tout à fait adapté pour produire des résultats comparables à ceux des mesures de SuperCam, en termes de taille du faisceau de mesure, mais également de par sa capacité à produire des mesures sous différentes géométries d'illumination et d'observation. En effet, ces géométries seront variables entre les différentes acquisitions SuperCam (l'heure locale et la position du rover par rapport aux affleurements pourront être différentes d'une mesure à l'autre).

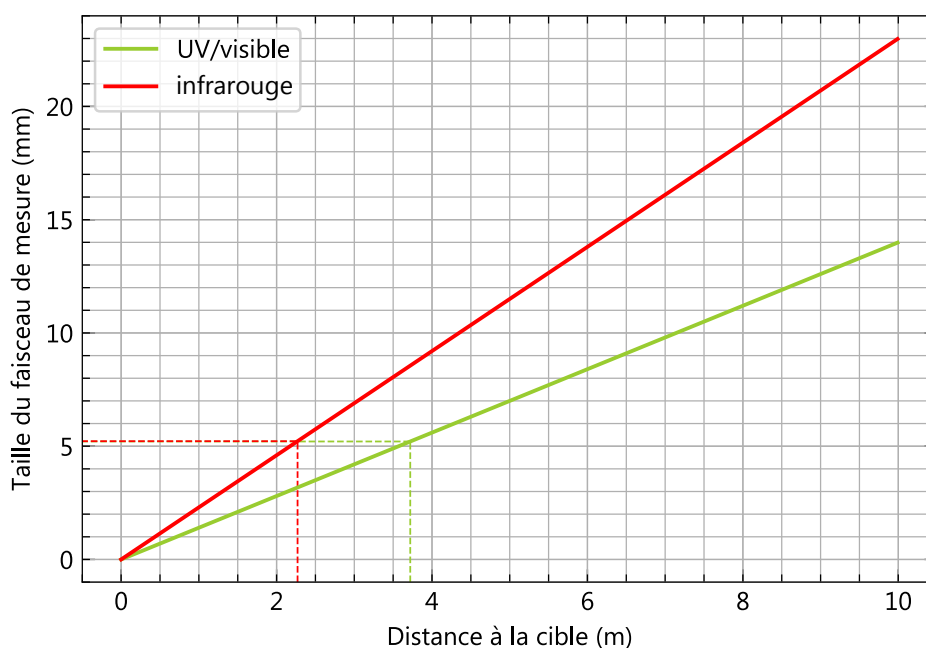


Figure IV.1 – Taille de la zone mesurée par SuperCam, pour la voie visible et infrarouge (ayant un champ de vision différent, respectivement de $0,7$ et $1,15$ mrad ; Wiens *et al.*, 2017), en fonction de la distance de la cible par rapport au rover. Les lignes en pointillés indiquent la taille de la zone d'illumination de SHADOWS en mode multi-faisceaux. Le spot d'analyse de SHADOWS est comparable à celui de SuperCam lorsque le rover est placé à ~ 2 mètres de sa cible pour les mesures dans l'infrarouge, et à ~ 4 mètres pour les mesures dans le visible.

Le rover Rosalind Franklin (ExoMars) est également équipé de spectromètres de réflectance dans l'infrarouge (cf. section I.2.5). Les tailles des faisceaux d'analyse sont ici moins comparables à celle de nos mesures : ~ 1 mm pour Ma_MISS et de l'ordre de plusieurs

centimètres minimum pour ISEM qui opérera à distance des affleurements (De Sanctis *et al.*, 2017 ; Korablev *et al.*, 2017). L'instrument MicrOmega produit quant à lui des cubes hyperspectraux dont la taille des pixels est de l'ordre de 20 μm par 20 μm sur l'échantillon (Bibring *et al.*, 2017).

IV.1.1 Instrumentation

La conception de SHADOWS par Potin *et al.* (2018) est basée sur celle du spectromètre SHINE (SpectroPhotometer with variable INcidence and EmErgence) développé à l'IPAG (Brissaud *et al.*, 2004), en adaptant l'instrumentation afin d'analyser des échantillons de petite taille (jusqu'à quelques millimètres) et pouvant être très sombres (jusqu'à $\sim 0,005\%$ de réflectance dans la gamme spectrale ; Potin *et al.*, 2018).

SHADOWS est composé de deux éléments principaux : une table optique permettant de générer un faisceau monochromatique de longueur d'onde choisie, ainsi qu'un goniomètre permettant d'illuminer l'échantillon avec ce faisceau et d'en collecter les photons diffusés (Figure IV.2).

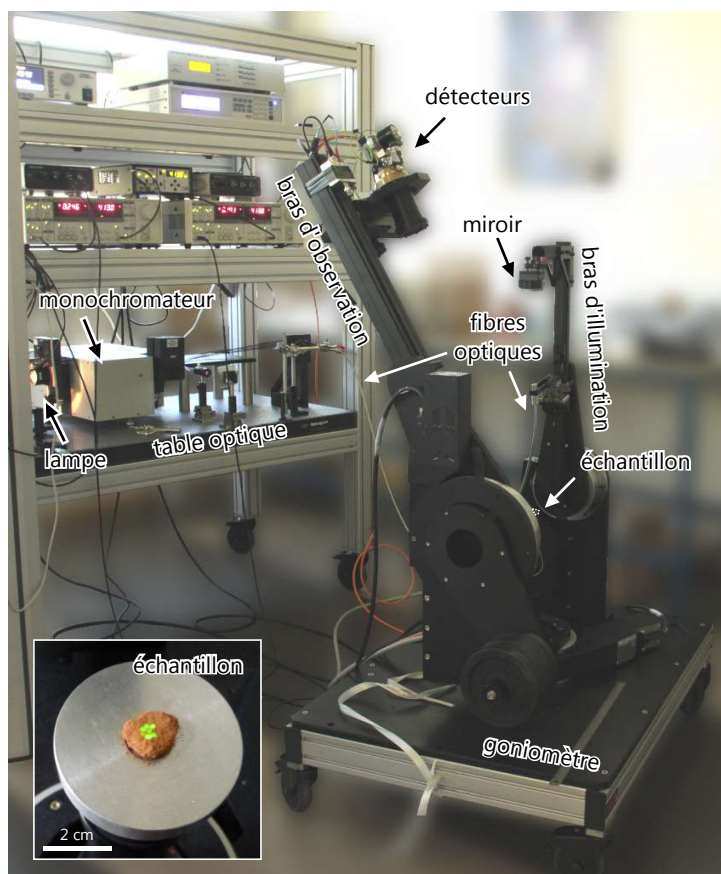


Figure IV.2 – Dispositif SHADOWS à l'IPAG (image de fond : Potin *et al.*, 2018, modifiée). Les sept taches vertes sur l'échantillon correspondent à la lumière monochromatique (ici, $\lambda = 520 \text{ nm}$) envoyée par les sept fibres optiques.

IV.1.1.1 Source lumineuse

Contrairement à SuperCam et aux spectro-imageurs CRISM et OMEGA, la source de lumière utilisée par le spectromètre n'est pas le Soleil, mais une source de lumière monochromatique générée pour la table optique de SHADOWS. À chaque pas de temps lors de l'acquisition, la longueur d'onde de ce faisceau monochromatique incident augmente et la lumière réfléchiée par l'échantillon est mesurée, permettant ainsi de reconstruire un spectre de réflectance en quelques minutes à dizaines de minutes.

La génération du faisceau incident est assurée par la table optique : une source de lumière d'intensité stable au cours de la mesure est produite par une lampe de type quartz-tungstène-halogène d'une puissance de 250 W et focalisée sur un monochromateur (Figure IV.2). Dans le monochromateur, la lumière est séparée angulairement en longueur d'onde à l'aide de quatre réseaux de diffraction couvrant chacun une gamme de longueurs d'onde différente et alternant au cours de la mesure (0,35–0,68 μm ; 0,68–1,4 μm ; 1,4–3,6 μm et 3,6–5,0 μm). La rotation du réseau sur lequel est dirigé le flux lumineux permet de sélectionner le rayonnement en longueur d'onde s'échappant par les fentes de sortie. Chaque rayonnement étant diffracté à des angles différents suivant l'ordre de diffraction, des superpositions de rayonnements de différentes longueurs d'onde peuvent sortir par les fentes. Aussi, le rayonnement en sortie passe à travers des filtres permettant d'obtenir un faisceau monochromatique "propre", c'est à dire sans lumière diffractée aux ordres supérieurs. Ces filtres permettent également d'éliminer la lumière parasite (Potin *et al.*, 2018).

Le faisceau monochromatique est ensuite transporté vers le goniomètre à l'aide de huit fibres optiques (dont sept en fonctionnement).

IV.1.1.2 Goniomètre

Le goniomètre est localisé dans une pièce à part, permettant de faire des mesures en chambre froide pour les expérimentations impliquant des glaces, ce qui n'est pas le cas ici. Il est constitué de deux bras, un bras d'illumination et un bras d'observation, leur rotation permettant de faire varier les géométries d'illumination et d'observation. La lumière sortant des fibres optiques est dirigée sur un miroir qui la réfléchit sur l'échantillon. Lorsque l'échantillon est placé au point focal, la lumière des fibres optiques forme une tache d'illumination d'environ 5,2 mm au nadir (Figure IV.2). Pour les plus petits échantillons, il est possible de masquer une partie du rayonnement incident en masquant des fibres, afin d'obtenir une zone d'illumination de l'ordre du millimètre (Potin *et al.*, 2018). À noter que la surface de l'échantillon illuminée doit être la plus horizontale possible, afin de mesurer des spectres selon des angles d'illumination et d'observation connus.

La lumière diffusée par l'échantillon est mesurée par deux détecteurs situés sur le

bras d'observation (Figure IV.2) : une photodiode couvrant une gamme spectrale allant du visible au proche infrarouge ainsi qu'un détecteur photovoltaïque couvrant le proche infrarouge jusqu'à 5 μm (Potin *et al.*, 2018). Le relais entre les deux détecteurs se fait à 1 μm . À noter que la taille de la zone de mesure (20 mm au nadir) est plus grande que la tache d'illumination ; ainsi, chaque grain illuminé par les faisceaux incidents contribue au spectre mesuré.

IV.1.2 Calibration

Au début de chaque journée de mesure, les spectres de deux cibles de calibration (de réponse connue pour chaque géométrie d'illumination et d'observation possible) sont mesurés : une cible Spectralon^{MD} (en polymère fluoré) et une cible Infragold^{MD} (du métal recouvert finement d'or). Ces matériaux ont pour avantage d'être hautement réfléchissants dans les gammes de longueur d'onde considérées, respectivement 0,25–2,5 μm et 0,7–20 μm . La réflectance est mesurée de façon absolue (et est proche de 1), et le spectre de ces cibles est fourni par le fabricant.

La calibration photométrique en réflectance des spectres acquis sur les échantillons de roche est effectuée en temps réel lors de l'acquisition par le logiciel de SHADOWS, suivant la relation (Potin *et al.*, 2018) :

$$R(\lambda, \theta_i, \theta_e, a)_{\text{éch.}} = \frac{S(\lambda, \theta_i, \theta_e, a)_{\text{éch.}} \cos(30^\circ)}{S(\lambda, \theta_i, 30^\circ, a)_{\text{réf.}} \cos(\theta_e)} R(\lambda, \theta_i, 30^\circ, a)_{\text{réf.}} \quad (\text{IV.1})$$

où :

- $R(\lambda, \theta_i, \theta_e, a)_{\text{éch.}}$ et $R(\lambda, \theta_i, 30^\circ, a)_{\text{réf.}}$ sont respectivement les réflectances de l'échantillon et de la cible de calibration, aux longueurs d'onde et aux géométries d'illumination et d'observation données ;
- $S(\lambda, \theta_i, \theta_e, a)_{\text{éch.}}$ et $S(\lambda, \theta_i, 30^\circ, a)_{\text{réf.}}$ correspondent respectivement au signal brut mesuré sur l'échantillon et sur la cible de calibration, aux longueurs d'onde et aux géométries d'illumination et d'observation données.

IV.1.3 Mesure spectrale

En conditions standard de mesure (c'est à dire hors exploration angulaire des géométries d'illumination et d'observation), les échantillons sont analysés à $\theta_i = 0^\circ$, $\theta_e = 30^\circ$ et $a = 0^\circ$. Chaque point du spectre correspond à 10 mesures, ici acquises avec un échantillonnage spectral de 20 nm, pour une résolution spectrale de l'ordre de la dizaine de nanomètres¹ et un temps d'intégration fixe de 300 ms. En fonction des échantillons,

1. Cette résolution varie en fonction de la longueur d'onde ; elle augmente d'un facteur 2 à chaque changement de réseau et dépend de la largeur de fente utilisée.

ces valeurs peuvent être ajustées afin d'augmenter le SNR (par exemple en augmentant le temps d'intégration), d'améliorer la résolution spectrale ou encore de se focaliser sur une région du spectre. Dans ces conditions, la majorité des échantillons de roches (qui sont plus sombres que les poudres communément mesurées en spectroscopie) ont des spectres dont le SNR dépasse régulièrement 100 à 1000 (Figure IV.3), permettant de détecter des bandes avec une précision de 1% à 0,1% d'absorption par rapport au continuum.

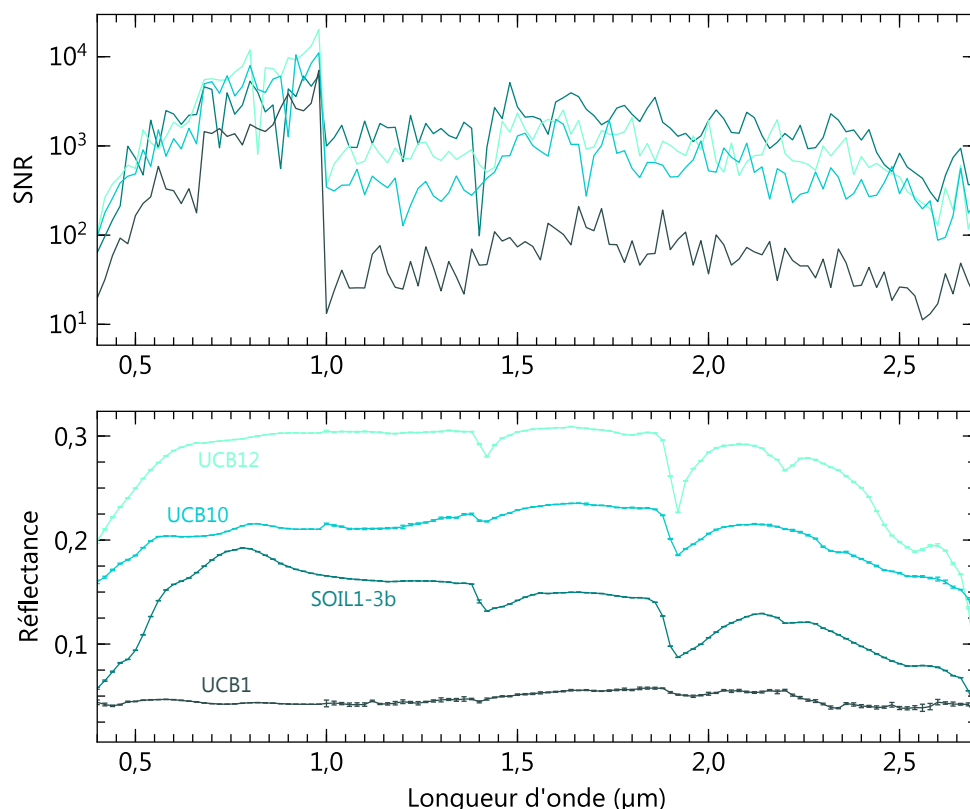


Figure IV.3 – Spectres de réflectance de laves altérées (en bas) et valeurs de signal sur bruit associées à chaque longueur d'onde (en haut). Les conditions de mesures sont ici standards, soit $\theta_i = 0^\circ$, $\theta_e = 30^\circ$, $a = 0^\circ$, un échantillonnage spectral de 20 nm et un temps d'intégration de 300 ms.

À noter que l'augmentation du SNR peut être particulièrement coûteuse en temps d'intégration, la relation entre les deux n'étant pas linéaire. En effet, pour une source lumineuse émettant dans toutes les directions, le nombre de photons arrivant sur un détecteur n'est jamais identique sur un même intervalle de temps, mais obéit à une loi statistique de Poisson dont la distribution s'apparente à une gaussienne : sa déviation correspond à la racine carrée de la moyenne, et le bruit lié à la quantité de photon arrivant sur un détecteur s'exprime donc :

$$\text{SNR}_{\text{photons}} = \sqrt{\text{Signal}} \quad (\text{IV.2})$$

avec :

$$\text{Signal} = t F S \quad (\text{IV.3})$$

où:

- t est le temps d'intégration de la mesure ;
- F est le flux lumineux ;
- S est la surface du détecteur.

Ces relations illustrent bien le rapport signal sur bruit augmentant avec la quantité de signal reçue – et donc le temps d'intégration d'une mesure. Cette augmentation n'est néanmoins pas linéaire, et si le bruit de photons domine les différentes sources de bruit, il faut augmenter le temps de mesure de quatre pour doubler le SNR.

IV.1.4 Traitement des spectres

Afin d'automatiser le traitement et la manipulation d'un grand nombre de spectres, une routine dédiée a été développée en langage Python au cours de cette thèse. Elle permet de corriger les artefacts, de modéliser les continuums, d'extraire les paramètres des bandes d'absorption et de stocker l'ensemble des informations nécessaires à l'interprétation dans notre base de données. Un exemple est donné en figure IV.4.

1. La première étape consiste à corriger les artefacts récurrents, si observés sur les spectres bruts. Les sauts ou chutes en réflectance pouvant être observés aux longueurs d'onde du changement de détecteur¹ (1 μm) et, plus rarement, aux changements de réseau² (0,68 μm , 1,4 μm et 3,6 μm) sont recalées en réflectance. Les fines bandes de vapeur d'eau sont extrapolées en effectuant une moyenne à partir des valeurs de réflectance des spectels voisins ;
2. Une fois corrigés des artefacts, les spectres peuvent être (ou non) lissés, ici à l'aide du filtre glissant de Savitzky-Golay (introduit en section III.1.6.4), dont la fenêtre est ajustée sur mesure en fonction de chaque spectre à lisser ;
3. les données, généralement acquises avec un pas de 20 nm sont ré-échantillonnées à 1 nm à l'aide d'une interpolation cubique, dans l'optique d'affiner les valeurs de paramètres de bandes extraits par la suite ;
4. l'étape suivante est l'estimation puis la suppression du continuum du spectre, selon la relation décrite en section II.2.3.3. La méthode employée pour estimer les continuums varie en fonction du type de spectre analysé et est détaillée en section IV.3.4. Dans le cas où le spectre ne présente que les larges absorptions des minéraux

1. Dans le cas d'un problème d'alignement des détecteurs ou de hauteur de l'échantillon
2. Dans le cas d'un problème de rotation des réseaux

mafiques (bande à $\sim 1 \mu\text{m}$ de l'olivine et bandes à $\sim 1 \mu\text{m}$ et $\sim 2 \mu\text{m}$ du pyroxène), le continuum hors absorption de ces bandes est estimé à l'aide de la méthode décrite par Horgan *et al.* (2014), où un ensemble de continuums entre des points définis du spectre est généré pour chaque bande ; ceux maximisant les aires d'absorptions sont choisis (cf. section IV.3.4). Dans le cas de spectres présentant des bandes d'absorption étroites, typiquement lorsque des minéraux d'altération sont présents, le continuum est simplement estimé à l'aide de la partie supérieure de l'enveloppe convexe du spectre. Cette méthode ne permet que rarement d'envelopper toutes les bandes d'absorption ; aussi, elle peut être répétée par l'utilisateur jusqu'à obtenir un résultat satisfaisant. Un exemple est donné en figure IV.4, pour deux enveloppes successives (deux *runs*). Dans le cas où de fines bandes d'absorption se superposent aux larges bandes des minéraux mafiques, un premier continuum est retiré de sorte à extraire les paramètres des larges bandes selon la première méthode décrite, en extrapolant les valeurs du spectre au niveau des fines bandes d'absorption. Les larges bandes sont ensuite ajoutées à l'enveloppe convexe du spectre initial, de sorte à former un continuum qui permettra d'extraire uniquement les fines absorptions (cf. section IV.3.4) ;

5. sont ensuite extraits du spectre où le continuum a été retiré les paramètres de bandes suivants : le centre de l'absorption (en nm ou μm), sa profondeur BD (en %), la largeur de bande (en nm ou μm) et la largeur de bande à mi-absorption ou $FWHM$ (*Full Width at Half Maximum*, en nm ou μm). Afin d'éviter la détection de bandes peu profondes artificiellement causées par du bruit, une condition sur la profondeur des absorptions peut être posée : par défaut, seules les bandes plus profondes que 0,5% sont conservées ;
6. finalement, le spectre calibré, le spectre corrigé des artefacts, lissé et ré-échantillonné, le spectre dont le continuum a été retiré (CRS, pour *continuum-removed spectrum*) ainsi que les paramètres des bandes sont ajoutés à la base de données¹, conjointement avec les informations de mesure associées (θ_i , θ_e , a , type d'échantillon, nom du projet, poudre, pastille ou roche, mode microfaisceau ou non).

IV.2 Caractérisation DRX des échantillons

Afin de caractériser la minéralogie des échantillons analysés en spectroscopie de réflectance, des analyses de diffraction de rayons X (DRX) ont été réalisées au Centre de Diffractométrie Henri Longchambon (CDHL) à Lyon. Dans cette section, nous posons

1. L'architecture et les champs de la base de données sont présentés en section IV.3.1

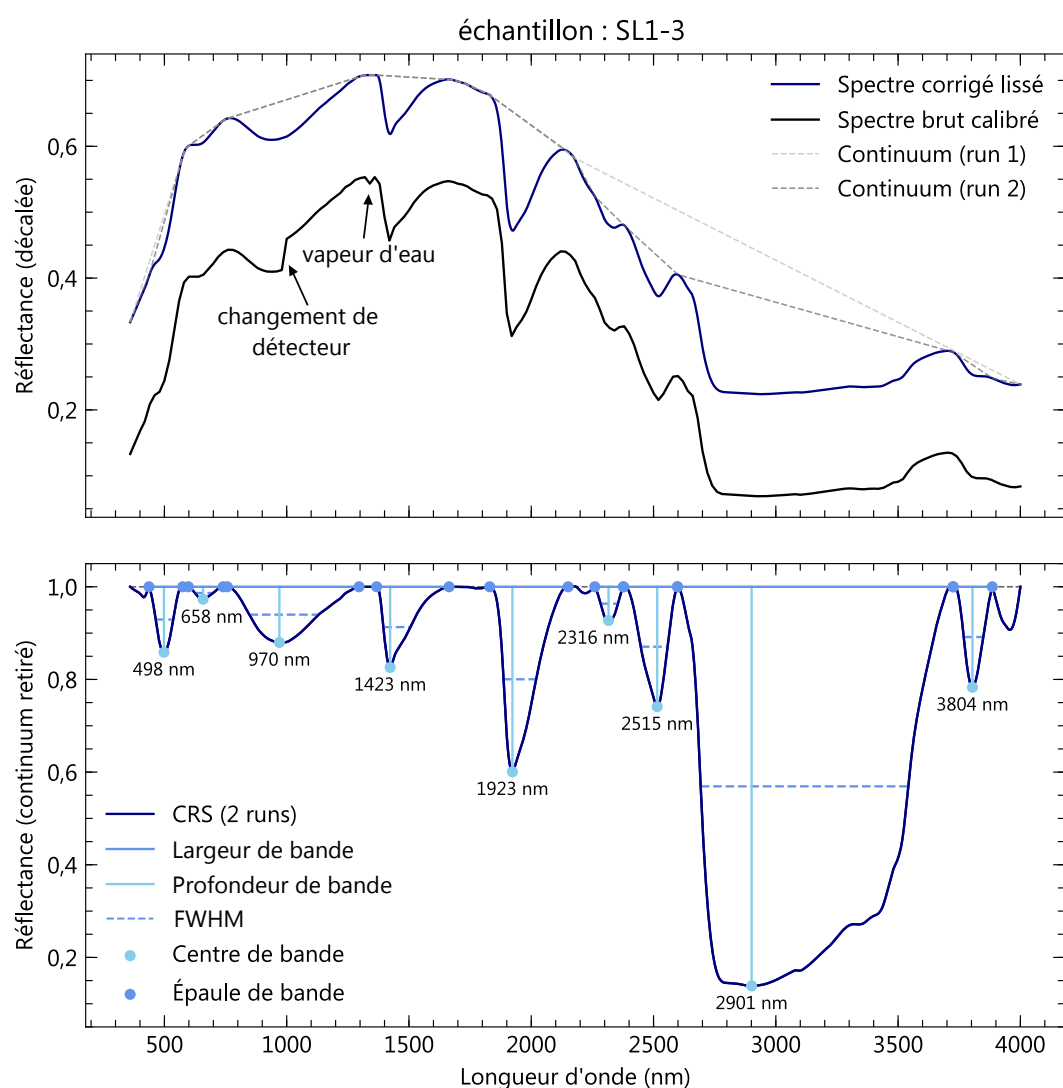


Figure IV.4 – Exemple de traitement automatique appliqué aux spectres de réflectance mesurés par SHADOWS, avec extraction des paramètres des bandes d'absorption. À noter que sur ce spectre, la bande d'eau à 3 μm est saturée, faussant l'estimation de la position (l'algorithme renvoie dans ce cas un avertissement). L'ensemble de ces données (hors spectre non corrigé) est intégrée à la base de données (cf. section IV.3.1).

dans un premier temps les bases de l'analyse par DRX, puis présentons la mise en oeuvre de cette technique.

IV.2.1 Principe de l'analyse par diffraction de rayons X

IV.2.1.1 Structure cristalline

Par opposition à la matière amorphe, un cristal est composé d'atomes dont l'arrangement est ordonné, selon un motif se répétant en trois dimensions dans l'ensemble du réseau cristallin. Ce motif est appelé maille élémentaire.

A l'intérieur d'une maille, on peut relier les atomes par des plans. De par la périodicité

du réseau cristallin, les plans d'une même famille sont équidistants et parallèles. Chaque famille de plans, appelés plans réticulaires, est définie par les indices de Miller (h, k, l), trois nombres entiers permettant de caractériser leurs orientations dans la maille élémentaire et correspondant à l'intersection du plan avec les trois axes de la maille. La distance d_{hkl} qui sépare deux plans d'une même famille est appelée distance interréticulaire.

IV.2.1.2 Diffraction des rayons X

Le rayonnement X regroupe la gamme du spectre électromagnétique ayant une énergie de 10 eV à 100 keV, ce qui correspond à une longueur d'onde comprise entre 0,01 et 10 nm. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les distances interatomiques dans les cristaux : c'est cette propriété qui est à la base de la technique de diffraction par rayons X, qui permet la caractérisation des phases cristallines présentes dans un échantillon.

Diffraction des ondes

Lors de l'interaction entre un rayonnement X et un cristal, une partie du rayonnement est diffusé dans toutes les directions de façon inélastique (sans perte d'énergie) par les électrons de chaque atome. Ces ondes sphériques interfèrent entre elles, de façon destructive lorsque leurs phases sont différentes (leurs intensités s'annulent) ou constructive lorsqu'elles sont en phase (leurs intensités s'additionnent). Ainsi, suivant la direction, le rayonnement diffusé varie en intensité, c'est le principe de diffraction X.

Loi de Bragg

La loi de Bragg permet d'estimer, pour une famille de plans réticulaires d'un cristal, la direction dans laquelle ces interférences sont constructives, et donc la direction préférentielle du rayonnement re-émis (Figure IV.5) :

$$n\lambda = 2d_{hkl}\sin\theta \quad (\text{IV.4})$$

Où n est l'indice de réfraction du milieu et λ la longueur d'onde des rayons X.

Ainsi, chaque famille de plans est à l'origine d'une réflexion des rayons X selon un angle d'incidence du rayonnement X bien précis. En irradiant un cristal à différentes incidences θ , on peut renseigner un diagramme θ -intensité du rayonnement, où chaque pic d'intensité correspond à la présence d'une famille de plans réticulaire dans le cristal. Ce type de diagrammes est appelé diffractogramme et permet la caractérisation minérale d'un échantillon, dont les familles caractéristiques de plans réticulaires sont identifiables (Figure IV.6).

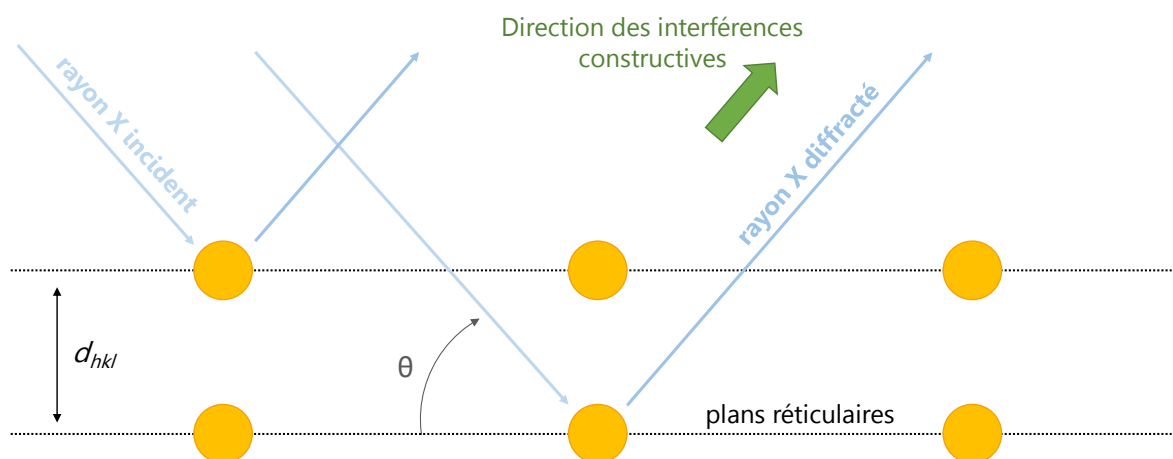


Figure IV.5 – Illustration de la loi de Bragg

Cône de diffraction

Dans le cas d'un monocristal, chaque fois qu'un rayon incident d'angle θ satisfait la condition de Bragg d'une famille de plans réticulaires, un rayon est réfléchi à un angle θ (Figure IV.6).

Dans le cas d'une poudre, le grand nombre de microcristaux (ou cristallites) permet l'orientation dans toutes les directions de tous les plans réticulaires : dans ces conditions, chaque fois qu'un rayon incident d'angle θ satisfait la condition de Bragg d'une famille de plans réticulaires, des faisceaux sont réfléchis vers l'avant dans toutes les directions possibles avec un angle θ . En résulte l'émission d'un rayonnement en forme de cône par famille de plan. La projection de ces cônes, dit de Debye, sur une surface plane correspond dans le cas parfait (si infinité d'orientation des cristallites) à des cercles. En DRX, un faisceau de rayons X illumine l'échantillon en augmentant progressivement son angle d'incidence. L'intersection du détecteur avec l'un des cercles de diffraction produit un pic d'intensité sur le diffractogramme, dont la hauteur varie en fonction du nombre de photons X diffractés (Figure IV.6).

IV.2.2 Dispositif

IV.2.2.1 Préparation des échantillons

La DRX est une méthode destructive, puisqu'elle demande la réduction en poudre des roches à analyser. L'échantillon est réduit en fine poudre de microcristaux à l'aide d'un broyeur mécanique, afin d'exposer un maximum d'orientations différentes des cristallites, et donc de permettre à tous les plans cristallins de produire une diffraction.

Environ 1 g de poudre (variable d'échantillon à échantillon) est placé dans un support en PMMA (Polymethyl methacrylate, ou plexiglass). La surface de la poudre est aplanie

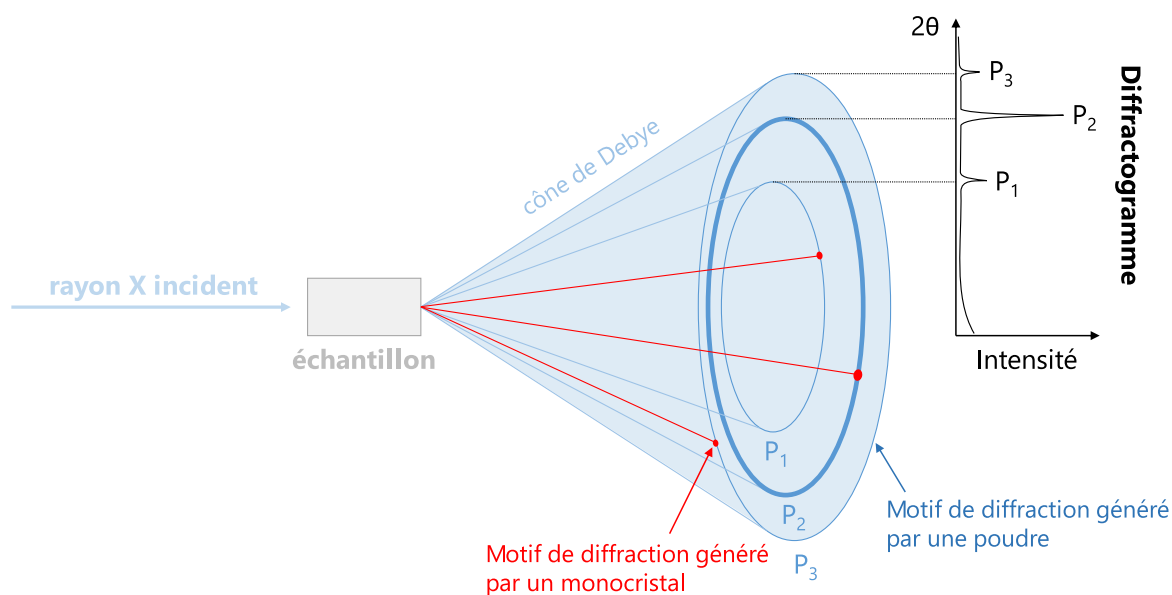


Figure IV.6 – Principe de production d'un diffractogramme en diffraction de rayons X

à l'aide d'une lame en verre dépolie, de surface irrégulière, encore une fois pour éviter une orientation préférentielle des cristaux. Une attention particulière doit être portée quand à la hauteur de la poudre aplatie par rapport aux bords du support : une différence de hauteur décalera le cône de diffraction qui ne sera plus parfaitement focalisé sur le détecteur, et sera en partie masqué par le reste des optiques du diffractomètre. Cette mauvaise préparation des échantillons sera visible sur les diffractogrammes, avec une perte d'intensité et des pics décalés en 2θ . Les mêmes effets sont observés dans le cas d'une poudre non aplanie, et donc plus rugueuse, qui induira des cônes de diffraction sur différentes hauteurs. Un décalage angulaire est également observable dans le cas où l'échantillon n'est pas correctement aligné avec les bords du porte-échantillon, ou si de la poudre est présente sur ces bords, la hauteur de base permettant de calculer l'angle lors de l'acquisition étant mesurée sur les bords du porte-échantillon.

Dans le cas d'échantillons contenant des argiles, il est déconseillé de se limiter à l'analyse de ces poudres désorientées de roche totale. En effet, les phyllosilicates sont généralement identifiés par les réflexions sur les plans des feuillets ($h = 0, k = 0, l$), dont les distances varient entre chaque espèce. Avec la technique décrite précédemment, ces plans sont rarement parallèles à la surface de l'échantillon. Une méthode couramment utilisée pour augmenter le signal des pics de diffraction liés à ces plans, et ainsi une identification simplifiée, est la préparation de poudres volontairement orientées par décantation de la fraction fine, inférieure à $2 \mu\text{m}$ (pour une revue des différentes techniques, voir [McManus, 1991](#)). Néanmoins, cette fraction fine est rarement représentative de la roche totale, rendant toute approche quantitative caduque. De plus, cette méthode de préparation peut

être relativement coûteuse en temps de préparation. Aussi, dans notre approche de documentation d'un grand nombre d'échantillons, nous avons préféré une identification des argiles basée sur la spectroscopie de réflectance dans le proche infrarouge, bien plus sensible à leur présence que la DRX. Lorsque cela est possible, une séparation manuelle des phases argileuses a été réalisée (p. ex., dans le cas de patines physiquement séparables de la roche) pour des mesures DRX additionnelles, avec la méthode décrite précédemment. Dans le cas où des argiles sont suspectées dans un échantillon, ce dernier est chauffé à l'étuve à 80°C pendant une heure, de sorte à chasser une partie de l'eau contenue dans l'échantillon et faciliter sa réduction en poudre, sans cuisson des argiles.

IV.2.2.2 Mesure

Le CDHL est équipé de quatre diffractomètres, qui sont utilisés en fonction de la nature de l'échantillon à analyser : poudre ou monocristal. Nos échantillons ont été analysés grâce au diffractomètre Bruker D8 Advance. Cet appareil est équipé d'un passeur d'échantillons qui permet d'effectuer à la suite les mesures de 60 poudres différentes, réparties sur quatre tours de 15 supports chacune. Dans cette configuration, les échantillons restent à plat, et c'est la rotation simultanée des bras de l'émetteur et du détecteur qui permet l'exploration angulaire (géométrie "Bragg-Brentano" en " $\theta - \theta$ ", Figure IV.7).

Production des rayons X

Le production de rayons X se fait à l'aide d'un tube à rayons X, qui convertit une énergie électrique en rayonnement X. Il est constitué d'un filament en tungstène (la cathode) et d'une plaque en cuivre (l'anode), placés sous vide. Le tungstène est chauffé, il laisse ainsi par effet thermoélectrique échapper des électrons. Une différence de potentiel (ici générant un courant de 40 kV et 40 mA) entre la cathode et l'anode dirige et accélère les électrons produits vers l'anode (Figure IV.7). Deux types d'interactions entre les électrons émis et les atomes de l'anode ont alors lieu :

- Les électrons déviés et décélérés par les noyaux de la cible (chargés positivement) perdent en énergie et émettent un rayonnement X : c'est le *bremstrahlung*, ou rayonnement de freinage. La longueur d'onde de ce rayonnement dépend de la quantité d'énergie cinétique perdue par l'électron (relation $E = \frac{hc}{\lambda}$);
- Les électrons accélérés qui sont suffisamment énergétiques peuvent arracher des électrons de coeur des atomes cibles par effet photoélectrique. Les atomes de l'anode se désexcitent ainsi par transition électronique; cette perte d'énergie est accompagnée de l'émission d'un photon X : c'est la fluorescence X. Contrairement au rayonnement de freinage dont le spectre est continu, ces émissions se produisent à

des niveaux d'énergie caractéristiques, dont les pics d'intensité se superposent au rayonnement de freinage.

Finalement, les photons X ainsi émis sortent du tube par des fenêtres en béryllium (transparent aux rayons X).

Nous avons vu que l'angle de diffraction induit par un plan cristallin dépend de la longueur d'onde (équation IV.4). Il est donc nécessaire de filtrer les rayons X afin d'obtenir une lumière monochromatique et ainsi un diffractogramme interprétable. Les raies de fluorescence dites $K\alpha_1$ et $K\alpha_2$ étant les plus intenses en énergie (et les plus rapprochées en longueur d'ondes), elles sont isolées du rayonnement de freinage et de la deuxième famille de raies les plus intenses, les raies $K\beta$, à l'aide d'un filtre électronique (pour une anode en cuivre, on utilise du nickel).

Fentes variables

Afin de contrôler la largeur du cône d'illumination de rayons X sur l'échantillon, des fentes dites de divergence sont placées entre le tube à rayons X et l'échantillon (Figure IV.7). Elles sont dites fixes lorsque la taille des fentes est constante au cours de la mesure. Dans le cas de fentes fixes, la taille du faisceau filtré est identique pour tous les angles explorés, mais la largeur de la tache d'illumination sur l'échantillon varie lors de l'acquisition (plus importante à illumination rasante). Pour une petite tache d'illumination, le faisceau pénètre plus profondément dans l'échantillon que pour une grande tache d'illumination ; ainsi, le volume de poudre irradiée reste constant au cours de la mesure.

Le diffractomètre du CDHL est équipé de fentes dites variables, où l'ouverture varie au cours de l'acquisition. De cette façon, la largeur de la tache d'illumination est identique en tout point de mesure tandis que le volume sondé augmente avec l'angle. Cette configuration possède l'avantage d'augmenter le signal aux grands angles, où les pics de diffraction sont généralement peu intenses, et réduit le fort fond continu observé à faible 2θ , lorsque la source de rayons X est quasiment alignée sur le détecteur.

Conditions de mesure

Les diffractogrammes ont été acquis sur un gamme angulaire 2θ de 3° à 70° , avec un pas de $0,205^\circ$. Dans cette configuration, une mesure standard sur le diffractomètre dure environ six minutes. Au premier ordre et sans prendre en compte le bruit instrumental, le rapport signal sur bruit varie proportionnellement avec le carré du temps d'intégration (cf. section IV.1.3). Le temps de mesure a été multiplié par 4, soit 24 minutes par échantillon, afin de doubler le rapport signal sur bruit.

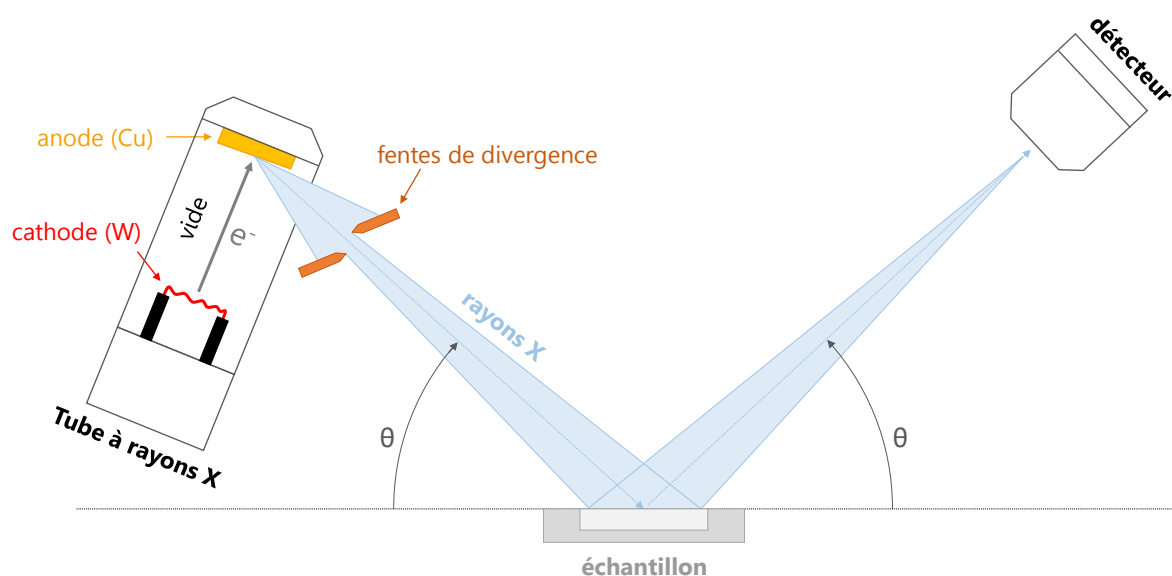


Figure IV.7 – Vision simplifiée d'un diffractomètre en géométrie Bragg-Brentano $\theta - \theta$

IV.2.2.3 Traitement et interprétation des diffractogrammes

De nombreuses informations peuvent être extraites des résultats de DRX de roches, moyennant différents traitements des diffractogrammes (composition, état de cristallinité d'un échantillon, détermination des paramètres de maille d'un cristal, etc.). Dans notre cas, nous cherchons à produire deux types d'étude en lien avec la spectroscopie de réflectance :

- produire des mélanges de minéraux en proportions contrôlées afin d'étudier l'évolution des bandes d'absorption des spectres de réflectance en fonction des proportions relatives des minéraux ;
- caractériser la composition d'échantillons naturels pouvant être représentatifs des sites d'atterrissage martiens.

Dans le cas de la synthèse de mélanges contrôlés, il est nécessaire de mélanger les phases minérales les plus "pures" possibles, de sorte à ne pas polluer les spectres de réflectance par les bandes d'absorption d'autres minéraux que ceux d'intérêt. Sont dans ce cas d'intérêt les informations de DRX permettant l'identification de la/des phase(s) minérale(s) présente(s) dans l'échantillon. Ainsi, nous avons sélectionné les échantillons comme base pour les mélanges contrôlés représentatifs des sites d'atterrissage, ceux dont les diffractogrammes font état d'échantillons avec peu ou pas d'impuretés minérales.

Dans le cas des échantillons naturels dont on cherche la composition, s'ajoute à l'identification des espèces minérales présentes leur quantification, ou du moins une estimation au premier ordre (cf. section IV.2.2.3).

Corrections

Les logiciels utilisés pour le traitement et l'interprétation des diffractogrammes produits au CDHL font partie de la suite EVA (Bruker). Dans un premier temps, le fond continu (principalement causé par la présence de matériel amorphe) est fixé et retiré du diffractogramme afin de placer tous les pics sur des intensités comparables. Dans le cas où, après comparaison avec les banques de données les pics apparaissent décalés en 2θ (cf. section IV.2.2.1), il est possible de recalibrer le diffractogramme en prenant comme référence les pics de minéraux caractéristiques et peu variant, comme ceux du quartz présent dans de nombreux échantillons.

Identification des phases

Sur un diffractogramme, les phases minérales présentes dans l'échantillon sont identifiées à l'aide de la position des pics d'intensité. Dans un premier temps, les pics sont identifiés par le logiciel. Est ensuite lancée une comparaison de ces pics de diffraction avec la base de données minérales PDF-4 de l'ICDD (International Centre for Diffraction Data), qui contient les positions et intensités des pics de diffraction de plus de 45 000 minéraux naturels et synthétiques¹. L'algorithme filtre la base de données et propose une liste de candidats potentiels pouvant expliquer les positions et intensités relatives des pics de diffraction observés. Pour chaque candidat, un ensemble de pics est proposé, qu'il s'agit de comparer visuellement avec le diffractogramme mesuré.

Dans la base de données utilisée, des critères de qualité sont donnés pour chaque diffractogramme de référence, les entrées de mauvaise qualité étant données à titre indicatif dans le cas où aucune autre alternative ne correspondrait aux mesures. En plus de choisir les entrées de référence dont les pics d'intensité correspondent au mieux au diffractogramme, il s'agit donc de choisir celles ayant le meilleur indicateur de qualité. Additionnellement, doivent être prises en compte les conditions de mesure de ces entrées, qui doivent correspondre au mieux à nos conditions de mesure. En effet, de nombreux échantillons de référence sont mesurés à différentes pressions et température, ce qui a un impact sur les mailles cristallines, et donc les diffractogrammes.

Dans le cas où des pics restent inexpliqués après comparaison avec la base de données, on peut chercher la présence d'éventuelle raies $K\beta$ qui n'auraient pas été filtrées. On peut suspecter leur présence lorsque l'intensité des pics $K\alpha$ est très importante (de l'ordre de la dizaine de milliers de coups). Typiquement lorsque l'échantillon est très cristallisé, la faible partie du rayonnement $K\beta$ non absorbé par le filtre électronique en nickel et qui interagit avec l'échantillon provoque des pics de diffraction suffisamment intenses pour

1. en 2020

se dégager du bruit de fond (Figure IV.8). Dans ces cas, on retrouve également une saturation du détecteur, qui s'exprime par une forme en escalier sur la partie gauche des pics de diffraction liés à la raie $K\alpha$ (Figure IV.8). La fenêtre d'observation du détecteur étant d'environ 3° , la saturation d'une raie $K\alpha$ s'exprime par une augmentation artificielle du nombre de coups à environ $1,5^\circ$ de la position de la raie (Figure IV.8). Finalement, la position exacte en θ de la raie $K\beta$ pour chaque famille de plans réticulaires (identifiés par leur $K\alpha$ associée) est facilement estimable avec la formule de Bragg (équation IV.4), permettant de confirmer ou de réfuter la présence de raie $K\beta$.

Le vieillissement du tube à rayons X peut également entraîner l'émission de faible rayonnement de fluorescence lié à l'anode en tungstène : on cherche dans ce cas la position des pics $K\alpha$ du tungstène. Ici, aucun pic de diffraction lié au tungstène n'a été observé.

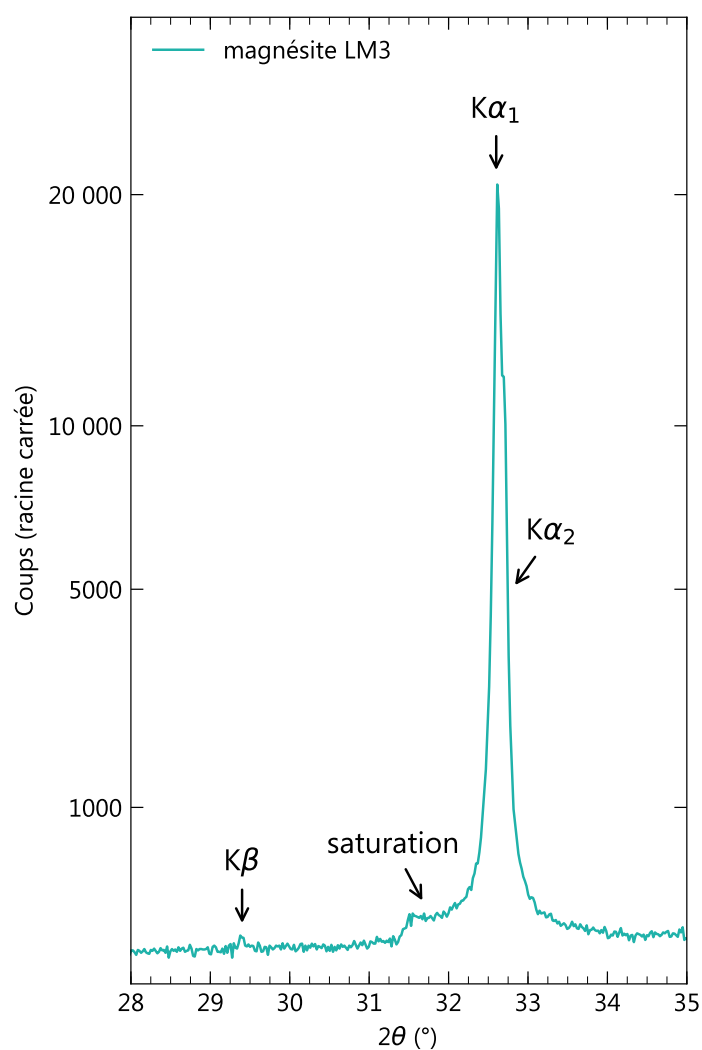


Figure IV.8 – Exemple de saturation sur un des pics majeurs du diffractogramme obtenu sur une poudre de magnésite (échantillon LM3). Comme illustré, ce phénomène induit deux pics supplémentaires de faible intensité sur le diffractogramme (raie $K\beta$ et saturation du détecteur).

Semi-quantification

L'intensité du signal variant artificiellement dans la configuration de fentes variables, une correction interne au logiciel et permettant de simuler des fentes fixes est appliquée sur les diffractogrammes avant toute tentative de quantification.

Dans les conditions de mesure au CDHL, sans calibration interne à l'échantillon, la quantification des phases minérales présentes dans l'échantillon se fait comme suit. Dans un premier temps, le niveau de base sous les pics est ajusté sur tout le diffractogramme. Les pics des espèces de référence des phases cristallines sélectionnées sont ensuite superposées au diffractogramme mesuré, et alignées à la souris de sorte à reproduire au mieux les intensités relatives des pics observés. Une fois les phases minérales identifiées et les intensités des pics théoriques ajustées, on applique la méthode dite du Rapport d'Intensité de Référence (RIR; [Hubbard et Snyder, 1988](#)). Cette méthode fait l'hypothèse que les intensités relatives des pics de diffraction des différentes espèces minérales peuvent être reliées à leurs abondances massiques relatives à l'aide d'une constante de calibration propre à chaque espèce, le RIR. Ce rapport, appelé I/I_c , a été mesuré expérimentalement ou calculée en amont pour la plupart des phases disponibles dans la banque de données PDF-4, à partir de mélange avec un standard de référence, le corindon (d'où la lettre *c*).

Ici, une attention doit être portée à la présence de pics saturés qui ne doivent pas être pris en compte, car d'intensité sous-estimée. De la même façon, l'intensité des pics très étalés en 2θ (typiquement lorsque les phases sont peu cristallisées) ne peut être utilisée dans une approche quantitative ne prenant pas en compte l'aire des pics.

IV.2.2.4 Limites

Problèmes liés à l'identification

Contrairement à la spectrométrie de réflectance, la méthode de DRX est sensible à la structure d'un minéral, mais peu à sa composition. Par exemple, il est plus facile de distinguer la calcite (CaCO_3 , système trigonal) d'un de ses polymorphes l'aragonite (CaCO_3 , système orthorhombique), que la calcite de la magnésite (MgCO_3 , système trigonal). Ainsi, la distinction entre les sous-espèces d'une famille minéralogique peut être limitée si les structures cristallines sont semblables.

Problèmes liés à la quantification

Avec la méthode semi-quantitative employée (cf. section IV.2.2.3), une grande liberté est donnée à l'utilisateur, qui doit ajuster "à la main" l'intensité des spectres de référence

par rapport au diffractogramme, dont les intensités relatives des pics s'avèrent souvent différentes de celles des diffractogrammes de référence (Figure IV.9), à cause, notamment, des orientations préférentielles, ce qui influe ainsi sur les estimations de composition. L'erreur sur les valeurs des différents pourcentages étant difficilement quantifiable, ces résultats doivent être considérés comme une estimation au premier ordre, d'où le terme d'approche *semi*-quantitative.

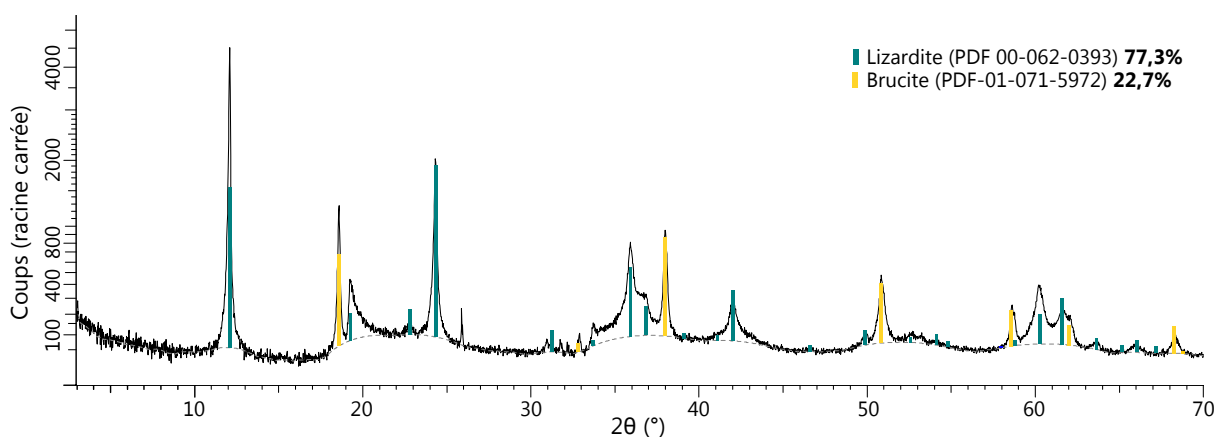


Figure IV.9 – Exemple d'un diffractogramme interprété et démelange des proportions avec la méthode du RIR. Il est ici visible que les intensités relatives des pics de diffraction des espèces de référence correspondent rarement à celle des diffractogrammes mesurés, ce qui est source d'incertitude sur l'estimation des proportions minérales de l'échantillon.

Comme détaillé précédemment, les pics de diffraction liés aux argiles sont généralement sous-estimés, d'où une quantification difficile en DRX pour ces espèces. Les estimations des proportions minérales dans le cas où des argiles sont identifiées sont donc particulièrement imprécises.

Du fait de cet ensemble d'incertitudes sur les proportions minéralogiques exactes, nous choisissons dans cette étude de présenter les résultats du RIR de la sorte : <15% : "+", 15–30% : "++", 30–60% : "+++" et >60% : "++++" (p. ex., table IV.5).

Finalement, et malgré le grand nombre d'entrées dans les bases de données minérales utilisées, il peut arriver que des diffractogrammes de référence soient manquants, de mauvaise qualité ou ayant des informations incomplètes pour certains minéraux. Il arrive notamment que les rapports I/I_c soient absents de la base de données, empêchant de ce fait l'approche semi-quantitative des phases de l'échantillon.

IV.3 Collection d'analogues

IV.3.1 Établissement d'une base de données

L'ensemble des mesures effectuées en laboratoire est stockée dans une base de données, un fichier unique avec lequel il est possible d'interagir par langage SQL – le langage

universel permettant de communiquer avec une base de données. Contrairement à un simple tableau, une base de données possède une architecture plus développée, avec plusieurs tables interconnectées, dont chaque entrée peut être plus complexe qu'une seule suite de simples caractères (p. ex., des images ou des tables stockant des spectres).

Ici, notre base de données possède une architecture assez simple (Figure IV.10) : trois tables principales regroupent l'ensemble des informations sur les échantillons (caractéristiques, images), les mesures de DRX (diffractogrammes, conditions de mesures, résultats de l'analyse minéralogique) ainsi que les mesures de réflectance (spectres corrigés, conditions de mesure, paramètres des bandes d'absorption).

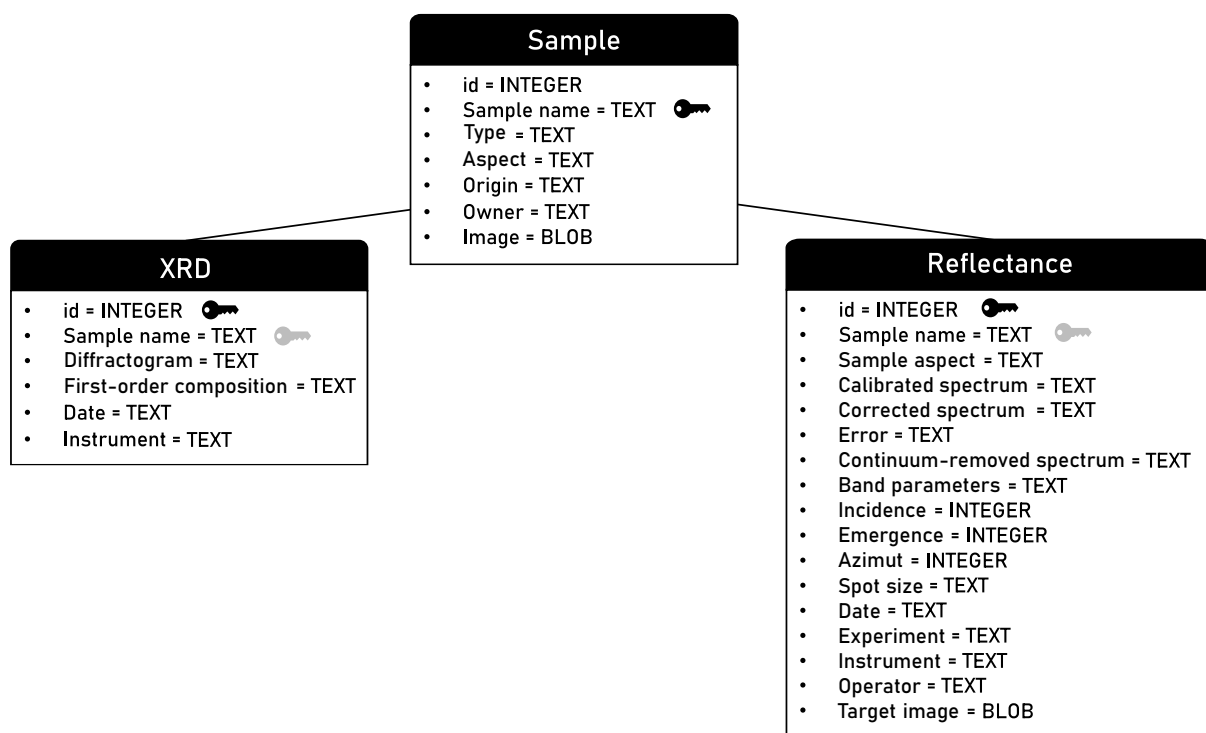


Figure IV.10 – Architecture de la base de données développée. Le format de chaque champ est contraint : une valeur entière (INTEGER), du texte (TEXT) ou un objet binaire tel qu'une image (BLOB, pour Binary Large Object). Chaque boîte correspond à une table listant les caractéristiques de l'ensemble des échantillons ("Sample"), mesures de réflectance ("Reflectance") et de diffraction de rayons X ("XRD"). Les clés noires représentent des entrées uniques dans les tables, les clés grises des valeurs héritées de la colonne "Sample name" de la table des échantillons : en d'autres termes, à chaque échantillon unique peut correspondre une ou plusieurs mesures de réflectance et de DRX.

IV.3.2 Échantillons terrestres

IV.3.2.1 Roches magmatiques

L'inventaire des échantillons de roches magmatiques analysées au cours de cette thèse est donné en table IV.1.

Échantillon	Type	Échantillon	Type
IPAG1	Péridotite	PL_E8	Gabbro
UCB2	Péridotite	UCB19	Phonolite
UCB3	Péridotite	UCB20	Phonolite
LM16	Basalte	UCB14	Trachyandésite
LM17	Sable basaltique	UCB15	Andésite
SL1-0	Basalte	UCB16	Andésite
SL4-3	Basalte	PL_C3	Diorite
SL4-4	Basalte	UCB6	Diorite
SL4-5	Basalte	UCB7	Diorite
SL4-6	Basalte	UCB12	Trachyte
SL4-12	Basalte	UCB13	Trachyte
SL4-13	Basalte	UCB10	Dacite
SL4-14	Basalte	UCB11	Dacite
UCB21	Basalte	PL_D5	Granodiorite
UCB22	Basalte	UCB17	Rhyolite
UCB23	Basalte	UCB18	Rhyolite
PL_B1	Gabbro	PL_A3	Syenogranite
PL_B2	Gabbro	PL_G37	Syenogranite
UCB8	Gabbro	PL_B5	Monzogranite
UCB9	Gabbro	PL_D12	Monzogranite

Table IV.1 – Roches magmatiques analysées en spectroscopie de réflectance

De nombreuses unités géologiques potentiellement d'origine magmatique sont identifiées au niveau des sites d'atterrissage (p. ex la *Volcanic Floor Unit* de Jezero ; cf. section III.2.2). Ces unités présentent pour la plupart les signatures de minéraux mafiques depuis l'orbite, ce qui n'est pas nécessairement indicateur de roches mafiques proprement dites, les minéraux riches en silice étant plus difficilement détectables depuis l'orbite (cf. section II.2.4.3). Si les mesures depuis l'orbite de Mars et en laboratoire sur les météorites martiennes renvoient l'image d'une croûte martienne globalement dominée par des roches de composition basaltique (p.ex., [McSween, 1985](#) ; [McSween et al., 2009](#)), localement, des roches de compositions magmatiques plus évoluées ont été observées in situ ([Sautter et al., 2015](#)) et à travers les données de spectroscopie orbitales (p. ex., [Christensen et al., 2005](#) ; [Carter et Poulet, 2013](#)).

Ainsi, nous avons sélectionné dans les collections géologiques disponibles une gamme de roches magmatiques variée, regroupant de nombreux basaltes, mais également des roches plus riches en silice (Table IV.1). Ces échantillons ont été analysés au cours de deux campagnes de mesure :

- sur un ensemble de roches magmatiques diverses provenant des collections géologiques de Lyon 1, de l'IPAG, ou de collections personnelles (échantillons avec pour préfixe "UCB" ou "LM") Des exemples de roches sont montrés en figure IV.11. ;

— sur une série de roches magmatiques du pluton hercynien de Ploumanac'h (échantillons disponibles sous forme de poudre uniquement ; préfixe "PL").

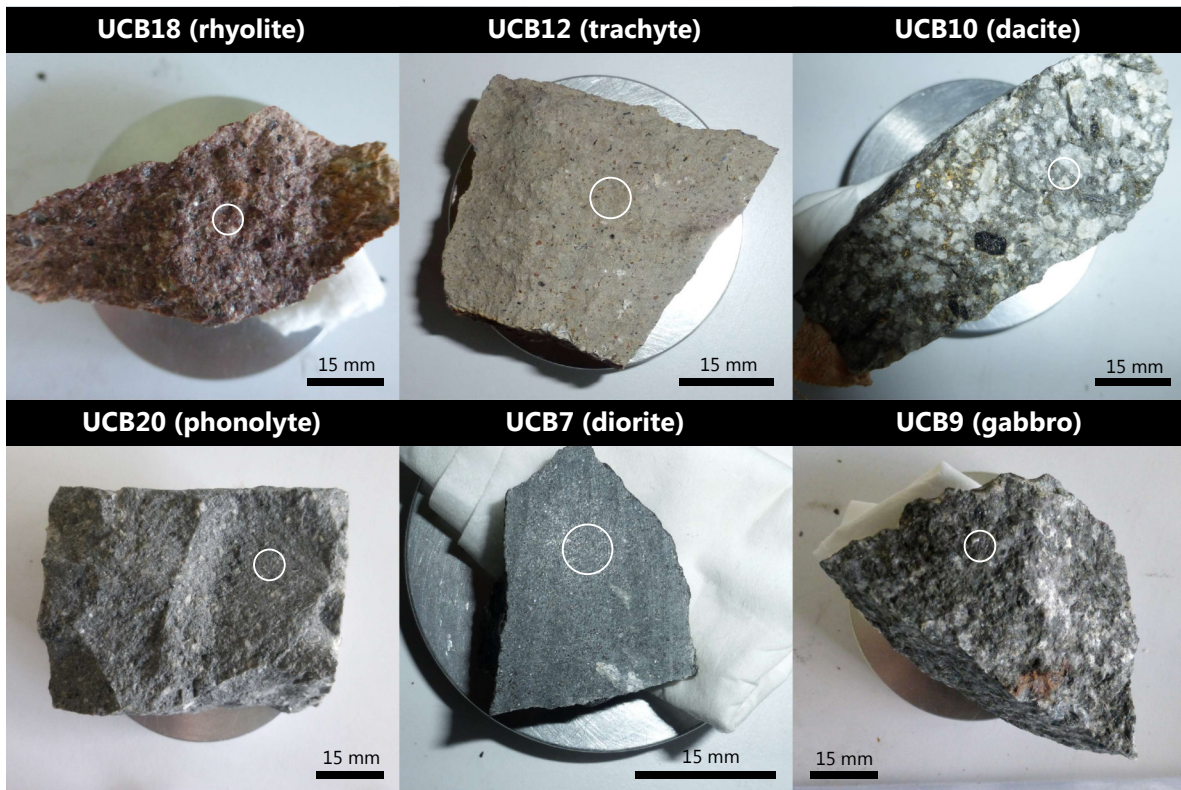


Figure IV.11 – Exemples de roches magmatiques et localisation du faisceau de mesure

IV.3.2.2 Roches d'altération

L'inventaire des échantillons de roches d'altération analysées au cours de cette thèse est donné en table IV.2. La majorité de ces roches proviennent de campagnes de terrain destinées à l'échantillonnage de paléosols, soit des roches altérées par pédogenèse et potentiellement analogues aux argiles d'Oxia Planum (Carter *et al.*, 2016 ; Quantin-Nataf *et al.*, 2021a) et celles de la région de Nili Fossae (Gaudin *et al.*, 2011) :

- la première campagne de terrain, en Loire et Velay, a permis l'échantillonnage de paléosols sur des coulées basaltiques (échantillons avec pour préfixe "SL"). Les affleurements échantillonnés ont conservé la roche mère en base de la stratigraphie, et nous permettent ainsi d'étudier les variations spectrales au sein de la stratigraphie, en partant de la roche non altérée ;
- la seconde a été effectuée par D. Loizeau (LGL-TPE, IAS) dans le Colorado Provençal, au niveau des "ocres de Roussillon", et a permis de collecter des échantillons de paléosols dont la roche mère serait d'origine sédimentaire (Guennelon, 1962 ; échantillons avec pour préfixe "R" ou "S").

D'autres roches sédimentaires et/ou altérées ont été ajoutées à la base de données (p. ex., des pélites) mais représentent une faible fraction de la collection (Table IV.2).

IV.3.3 Mélanges contrôlés

IV.3.3.1 Avantage

S'il est intéressant d'observer les signatures spectrales de roches entières naturelles, les limitations d'échantillonnage et des collections géologiques disponibles ne nous permettent pas de représenter toute la diversité minéralogique des deux sites d'atterrissage. Ainsi, nous proposons dans cette partie une approche complémentaire, où des analogues sont synthétisés à partir de mélanges contrôlés de minéraux détectés sur les sites d'atterrissage.

Dans le deuxième chapitre, nous avons vu que l'état de l'échantillon (taille des grains, compaction), influe sur les bandes d'absorption, et que l'analyse de poudre apporte un biais analytique aux spectres de référence couramment utilisés. Pour obtenir des mélanges contrôlés tout en s'affranchissant des inconvénients des mesures sur poudre, nous avons préparé des pastilles à partir de poudres compressées, imitant les textures et l'état de compaction des roches (Figure IV.12).



Figure IV.12 – Pastille compressée obtenue à partir d'un mélange contrôlé de 60% de serpentine (<100 μm) et 40% d'olivine (<1 mm). Le diamètre de la pastille est de 1,3 cm.

IV.3.3.2 Choix des phases à mélanger

Pour ce faire, nous avons sélectionné des échantillons considérés comme quasi-monophasés par leurs spectres de diffraction de rayons X (Figure IV.13). Il s'agit ici de reproduire les mélanges spectraux observés depuis l'orbite sur les sites d'atterrissage, soit les phases

Échantillon	Type	Échantillon	Type
IPAG1K100	Péridotite + JSC Mars-1 (<100 µm, couv. quasi-totale)	R1P2	Paléosol
IPAG1K200	Péridotite + JSC Mars-1 (<200 µm, couv. quasi-totale)	R2P2	Paléosol
IPAG1K400	Péridotite + JSC Mars-1 (<400 µm, couv. quasi-totale)	R2P3	Paléosol
IPAG1N100	Péridotite + JSC Mars-1 (<100 µm, couv. quasi-totale)	R7P1	Paléosol
IPAG1N200	Péridotite + JSC Mars-1 (<200 µm, couv. partielle)	R7P2	Paléosol
IPAG1N400	Péridotite + JSC Mars-1 (<400 µm, couv. partielle)	UCB24	Vermiculite
UCB1	Serpentinite	SL1-0t	Veine de calcite
UCB4	Serpentinite	SL4-5p	Patine d'altération sur basalte (carbonate, argiles)
UCB5	Serpentinite	SL4-8	Sol brûlé
SL1-1	Pépérite	SL4-9	Argiles cuites
SL1-0b	Inclusion argileuse dans pépérite	SL4-11	Veine d'altération (oxydes et argiles)
SL1-2	Paléosol sur basalte	S1P2	Pélite
SL1-3	Paléosol sur basalte	S1P3	Pélite
SL1-3b	Paléosol sur basalte	SL3-1	Pélite
SL1-3t	Paléosol sur basalte	SL3-2	Pélite
SL4-2	Paléosol sur basalte	SL1-4	Sable (niveau détritique)
SL4-7	Paléosol sur basalte	SL1-5	Sable (niveau détritique)
SL4-10	Paléosol sur basalte	SL4-1	Sable détritique
R1P1	Paléosol	LM18	Sédiment lacustre (carbonate, argiles)

Table IV.2 – Roches sédimentaires ou contenant des phases d'altération analysées en spectroscopie de réflectance

actives en spectroscopie de réflectance qui pourront être détectées par SuperCam et MicrOmega. La liste des minéraux utilisés comme base pour les mélanges ainsi que les potentielles unités géologiques des sites d'atterrissage analogues sont données en table IV.3.

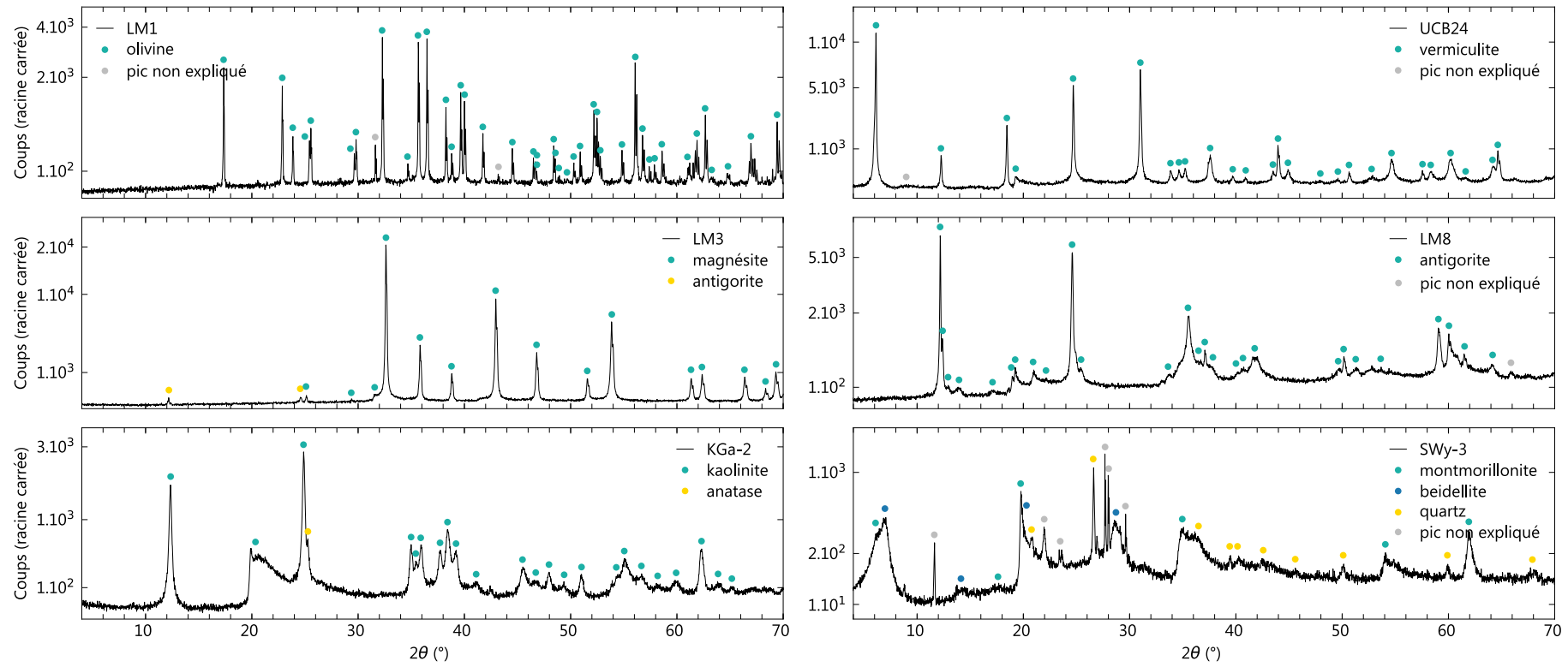


Figure IV.13 – Diffractogrammes interprétés des échantillons utilisés pour les mélanges

Échantillon	ID	Origine
Olivine (forstérite)	LM1	Extrait d'une péridotite (Massif central)
Carbonate (magnésite)	LM3	Nodule de magnésite (origine inconnue)
Serpentine (antigorite)	LM15	Pierre brute de serpentine (Inde)
Kaolinite	KGa-2	Poudre de kaolinite naturelle certifiée (Clay Minerals Society)
Montmorillonite	SWy-3	Poudre de montmorillonite naturelle certifiée (Clay Minerals Society)
Vermiculite	UCB24	Decazeville

Table IV.3 – Liste des échantillons utilisés pour les mélanges contrôlés

Des mesures en réflectance de mélanges de minéraux ont déjà été faites pour des espèces similaires (p. ex., [McKeown et al., 2011](#) pour le mélange kaolinite/montmorillonite, [Bishop et al., 2013a](#) pour le mélange olivine/magnésite). Néanmoins, il s'agit encore une fois de mesures sur des poudres ; nous proposons ici de produire des pastilles compressées. De plus, des mélanges en proportions très inégales (p. ex., 1:99 ou 5:95) sont rarement étudiés ; pourtant, resserrer le pas des rapports de mélange à l'approche des pôles purs permet d'observer les bandes d'absorption apparaissant pour de très faibles proportions minérales – comme c'est le cas pour les minéraux hydratés. Ici, les pastilles sont produites dans des proportions permettant d'étudier l'impact d'une faible quantité de minéral sur les spectres de réflectance : 0:100, 1:99, 5:95, 10:90, 20:80, 40:60, 60:40, 80:20, 90:10, 95:5, 99:1 et 100:0.

IV.3.3.3 Préparation

Le protocole pour produire les pastilles analysées en réflectance est le suivant :

1. Les minéraux sont réduits en poudre et passés dans un tamis de 100 μm . Pour l'olivine au niveau de Nili Fossae, un taille de grain de l'ordre du millimètre est estimée ([Poulet et al., 2009](#)). Dans le cas d'Oxia Planum, les spectres de réflectance sont compatibles avec la présence de fayalite, ou de forstérite à large grains. Ainsi, une taille de grain supérieure est choisie pour l'olivine utilisée dans nos mélanges (0,1–1 mm) ;
2. Les différentes poudres sont ensuite mélangées en poids selon les rapports de mélange détaillés ci-dessus, soit 12 spectres par mélange biphasé. Dans le cas de mélange triphasé, le nombre de spectres mesurés (avec les mêmes valeurs de pourcentages massiques utilisées) monte à 48 ;
3. 500 mg de chaque mélange homogénéisé sont insérés dans une presse à pastiller manuelle. Pendant 20 minutes, le contenu est connecté à une pompe à pression et

Mélange	Éch. mélangés	Nb. spectres	Unité de site d'atterrissage ciblée par le mélange
OL/VERM	- Forstérite LM1 - Vermiculite UCB24	12	Unité argileuse (OP)
MONT/KAOL	- Montmorillonite SWy-3 - Kaolinite KGa-2	12	Dépôts à kaolinite (NF, OP)
OL/SERP/CARB	- Forstérite LM1 - Antigorite LM8 - Magnésite LM3	48	Couche à olivine et carbonate (NF, J)

Table IV.4 – Mélanges contrôlés produits (NF : région de Nili Fossae, J : Jezero, OP : Oxia Planum)

chauffé à 30°C sans appliquer de pression, afin de chasser l'humidité de l'échantillon. Les mélanges sont ensuite pressés sous 10 tonnes pendant 30 minutes afin de produire les pastilles solides, qui seront ensuite analysés en spectrométrie. Cette force de pression permet la consolidation des poudres sans transformation d'ordre minéralogique attendue.

Les mélanges produits sont résumés en table IV.4.

IV.3.4 Météorites martiennes

Dans ce travail de thèse, une collection d'échantillons pouvant servir d'analogie simple aux roches présentes sur les sites d'atterrissage est mesurée. Un jeu d'échantillon de roches a un lien évident avec la minéralogie de Mars : les météorites martiennes. La diversité de leurs signatures en réflectance n'a à ce jour été que peu caractérisée, ou principalement sur des poudres, qui ne conservent pas le contexte pétrographique si important en spectroscopie de réflectance (p. ex., [Bishop et al., 1998](#) ; [Sunshine et al., 1993](#)). Dans cette section, nous faisons usage des collections de roches martiennes disponibles à l'IPAG et au LGL-TPE afin de produire une base de données spectrale de ces météorites sous forme de roches et de poudres, et d'en étudier les caractéristiques en réflectance entre 0.4 et 3 μm . Des cubes hyperspectraux ont également été acquis sur ces météorites en plus des mesures ponctuelles de SHADOWS.

La liste des météorites analysées, les mesures spectrales associées ainsi que les implications qui découlent de ces résultats sont détaillées dans la prochaine section, qui reprend une étude en préparation pour soumission au journal *Icarus*. Nos résultats indiquent que

l'aire d'analyse de SHADOWS (analogue à celle de SuperCam à quelques mètres de distance) est suffisante pour discriminer les différentes familles de météorites martiennes, pour identifier les principaux minéraux primaires en fonction des paramètres de bande et pour détecter leur faible contenu en minéraux d'altération. Néanmoins, les effets de mélange spectral sont significatifs à l'échelle du point d'analyse ; l'imagerie hyperspectrales est nécessaire pour identifier correctement les différentes phases minérales dans les météorites.

Des mesures de réflectance supplémentaires ont également été réalisées pour différentes géométries d'illumination et d'observation sur une surface de shergottite, puis sur une portion réduite en poudre. Les spectres mesurés confirment le comportement non Lambertien des échantillons, qui présentent des pics de diffusion vers l'arrière et potentiellement vers l'avant. En fonction de la géométrie d'illumination et d'observation, l'intensité des principales bandes d'absorption varie jusqu'à $\sim 10\%$. Nous notons également que la variation des niveaux de réflectance est considérablement réduite dans le cas de la surface de roche par rapport à l'échantillon de poudre.

Martian meteorites reflectance and implications for in situ rover missions

L. Mandon ^a, P. Beck ^{b,c}, C. Quantin-Nataf ^a, E. Dehouck ^a, A. Pommerol ^d, Z. Yoldi ^d, R. Cerubini ^d, L. Pan ^a, M. Martinot ^a

^a Université de Lyon, UCBL, ENSL, CNRS, LGL-TPE, 69622 Villeurbanne, France

^b Université Grenoble Alpes, CNRS, Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble (IPAG), UMR 5274, Grenoble F-38041, France

^c Institut Universitaire de France

^d Space Research and Planetary Sciences Division Physikalisches Institut, Universität Bern, Bern, Switzerland

Abstract

In the next decade, two rovers will characterize in situ the mineralogy of rocks on Mars, using for the first time near-infrared reflectance spectrometers, SuperCam onboard the Mars 2020 rover and MicrOmega onboard the ExoMars rover, although this technique is predominantly used in orbit for mineralogical investigations. Until successful completion of sample-return missions from Mars, Martian meteorites are the only samples of the red planet available for study in terrestrial laboratories and comparison with in situ data. However, the current spectral database available for these samples does not represent their diversity and consists primarily of spectra acquired on finely crushed samples, albeit grain size is known to greatly affect spectral features. Here, we measured the reflected light of a broad Martian meteorite suite as a means to catalogue and characterize their spectra between 0.4 and 3 μm . These measurements are achieved using a point spectrometer acquiring data comparable to SuperCam, and an imaging spectrometer producing hyperspectral cubes similarly to MicrOmega. Our results indicate that point spectrometry is sufficient to discriminate the different Martian meteorites families, to identify their primary petrology based on band parameters, and to detect their low content in alteration minerals. However, significant spectral mixing occurs in the point measurements, even at spot sizes down to a few millimeters, and imaging spectroscopy is needed to correctly identify the various mineral phases in the meteorites. Additional bidirectional spectral measurements on a consolidated and powdered shergottite confirm their non-Lambertian behavior, with backward and suspected forward scattering peaks. With changing observation geometry, the main absorption strengths show variations up to $\sim 10\%$. The variation of reflectance levels is significantly reduced for the consolidated sample compared to the powder. All the spectra presented are provided in the supplementary data for further comparison with in situ measurements.

1 Introduction

Reflectance spectrometry is a non-destructive technique allowing the detection of various mineral phases with minimal sample preparation. Therefore, it is well suited for the characterization of precious samples such as Martian meteorites. It is also the prime technique used to remotely investigate the mineralogical composition of planetary surfaces and has shown great successes in the case of Mars (e.g., [Mustard *et al.*, 1993](#); [Erard *et Calvin*, 1997](#); [Bibring *et al.*, 2005](#); [Ehlmann *et al.*, 2009](#); [Carter *et al.*, 2013](#)). For the first time in the exploration of the red planet, VNIR (Visible and Near-Infrared) reflectance spectrometers will soon be used at the surface to characterize its mineralogy in situ: the SuperCam and MicrOmega instruments (respectively a point spectrometer and an imaging spectrometer), which will respectively operate onboard the Mars 2020 (NASA) and ExoMars rovers (ESA/Roscosmos; [Wiens *et al.*, 2017](#); [Bibring *et al.*, 2017](#)). These analyses will provide the opportunity to compare and link the ground truth to the global spectral measurements from the orbiters, but also to the well-characterized Martian meteorites. Until the Mars Sample Return campaign is completed (i.e., 2031 at the earliest; [Muirhead *et al.*, 2020](#)), they are the only material from Mars readily available for laboratory studies and direct comparison with in situ and orbital measurements (even though they originate from the subsurface and might not be representative of the Martian regolith). However, their documented reflectance spectra were mainly acquired on powders, even though the physical state of the sample, and especially its grain size, have been shown to significantly influence both the absolute reflectance and the shape of the absorption bands ([Crown *et Pieters*, 1987](#); [Salisbury *et Wald*, 1992](#); [Sunshine *et al.*, 1993](#); [Mustard *et Hays*, 1997](#)). In addition, in situ measurements by the SuperCam instrument will be achieved remotely and without any sample grinding ([Wiens *et al.*, 2017](#)). All of the above demonstrates the need to acquire spectra spanning the diversity of Martian meteorites, especially on consolidated rock samples. Another use of having multiple documented spectra of Martian meteorites is related to the search for their ejection sites. Given their diversity of crystallization and Cosmic-Ray Exposure (CRE) ages (especially those of shergottites), they were probably ejected from different sites on Mars, which are still to identify (for reviews on their ages, see [Nyquist *et al.*, 2001](#) and [Udry *et Day*, 2018](#)). Comparing their spectral properties with those of the Martian surface might narrow down potential source regions, which could be used to further calibrate the Martian chronology derived from crater counts ([Werner *et al.*, 2014](#); [Ody *et al.*, 2015](#)).

With the exception of a few studies (e.g., [McFadden *et Cline*, 2005](#); [Hiroi *et al.*, 2011](#); [Manzari *et al.*, 2019](#)), most of the reflectance spectra previously obtained in the VNIR range on Martian meteorites were acquired on powders (e.g., [Sunshine *et al.*, 1993](#); [Bishop *et al.*, 1998](#); [Dyar *et al.*, 2011](#); [Beck *et al.*, 2015](#); [Filiberto *et al.*, 2018](#)). Spectra of the

Martian breccia were previously acquired on a chip of NWA 7034 and NWA 8171 (Cannon *et al.*, 2015; Izawa *et al.*, 2018) as well on residue of dry sawing of NWA 7533 (Beck *et al.*, 2015). A reflectance survey on rock samples of Martian meteorites in the 0.25–2.5 μm spectral range was conducted by Hiroi *et al.* (2011) on eight shergottites and four nakhlites, two of which are in common with our sample suite. Similar measurements were performed by McFadden *et al.* (2005) as a means to produce a framework to locate ejection regions on Mars. These studies show that VNIR reflectance can successfully be used to characterize the main mineralogy of Martian rocks and classify them relative to the families previously presented. A few additional spectra of Martian meteorites are available in the RELAB spectral library, mostly acquired on powders.

In this study, we aim at contributing to a broad Martian meteorites spectral database, by providing their spectra in the VNIR range, from 0.4 to 3 μm , using instruments similar to the SuperCam and MicrOmega spectrometers. We use these analyses to characterize their spectral features in the VNIR range. Our spectral survey is conducted on a suite of samples representative of the Martian meteorites' diversity, the majority of which as rock chips/cut sections. We present two types of VNIR spectral analyses: point spectrometry and imaging spectrometry. These techniques are closely analogous to what will be achieved by the reflectance spectrometers in SuperCam (acquiring point spectra) and MicrOmega (acquiring spectral cubes). In addition to the spectra of 11 Martian meteorites which were already measured in the literature (mostly on particulate samples), we document reflectance spectra between 0.4 μm and 3 μm for 13 meteorites whose VNIR spectra have not been reported to date: NWA¹ 480, NWA 4766 (basaltic shergottites), DaG² 476, DaG 489, NWA 1195 (olivine-orthopyroxene-phyric shergottites), NWA 1068, SaU³ 008 (olivine-phyric shergottites), NWA 1950, NWA 4468, NWA 7397 (poikilitic shergottites), CeC⁴ 022, NWA 817 (nakhlites), NWA 8159 (augite-rich basalt). Eleven meteorites from our suite, including the polymict breccia (NWA 7034), are analyzed with imaging spectroscopy, providing refined details on the spectral features of the different Martian meteorite families and further interpret the point spectra obtained.

Planetary surfaces as well as meteorites do not behave as Lambertian surfaces, meaning that reflectance is strongly influenced by the illumination and observational geometries (Hapke, 1993; Beck *et al.*, 2012). This is expressed through anisotropy in the scattered light, depending on the optical properties of the surface, its roughness, and the size, shape and porosity of the grains. Hence, variations of the absolute measured reflectance and band depths can be observed for the same sample at different observational geometries, while

1. North West Africa
2. Dar al Gani
3. Sayh al Uhaymir
4. Caleta el Cobre

these parameters are commonly used in spectra description to characterize a sample. The SuperCam instrument will achieve VNIR spectral measurements at various observational geometries due to variations in solar incidence, observational geometry and local topography, hence greatly restricting sample-to-sample comparison. To characterize the influence of the observational geometry on the light scattered by one typical Martian meteorite, we additionally measure bidirectional reflectance spectra at different observation angles on the NWA 4766 shergottite, both on a particulate and on a consolidated rock sample.

2 The Martian meteorites

2.1 Nomenclature

Except for the breccia “Black Beauty” (NWA 7034 and pairings), all Martian meteorites are mafic to ultramafic magmatic rocks frequently showing cumulate textures. They were initially classified into three main families based on the first observed falls Shergotty, Nakhla and Chassigny: the shergottites, the nakhlites and the chassignites (SNCs), and later regrouped under the Martian denomination ([Bogard et Johnson, 1983](#)). The shergottites, the largest family in number of specimens, are basaltic rocks, though they are not strictly identical to terrestrial basalts in terms of major elements composition, due in part to fractionation processes that increase mafic minerals such as pyroxenes relative to felsic one (plagioclase and feldspar). As a whole, they contain mainly pyroxene (pigeonite and augite), plagioclase and some of them, olivine. Abundant textural, mineralogical and compositional variability is observed within this family. In this study, the following classification is adopted: “basaltic”, “olivine-phyric”, “olivine/orthopyroxene-phyric” and “poikilitic” shergottites. Their petrology can be summarized as follows:

- the basaltic shergottites are fine-grained with doleritic texture, mainly composed of augite and pigeonite clinopyroxenes and maskelynite (shocked plagioclase), and are devoid of olivine ([McSween, 1994](#));
- the olivine-phyric shergottites (hereafter abbreviated to ol-phyric shergottites) exhibit olivine megacrysts, orthopyroxene and chromite, enclosed in a fine-grained groundmass of pigeonite and maskelynite evidencing effusive texture ([Goodrich, 2002](#));
- the olivine/orthopyroxene-phyric shergottites (hereafter abbreviated to ol/opx-phyric shergottites) are similar to olivine-phyric shergottites, with additional orthopyroxene megacrysts ([Irving et al., 2004](#));
- the poikilitic shergottites were initially referred to as “lherzolithic shergottites” given their high olivine content ([McSween, 1994](#)). They exhibit coarse-grained olivine enclosed in orthopyroxene phenocrysts (i.e., a poikilitic texture), with interstitial

groundmass filled by pigeonite and augite clinopyroxenes, and to a lesser extent than in basaltic shergottites, maskelynite. However, as exposed by [Walton *et al.* \(2012\)](#), they differ from the strict definition of terrestrial lherzolites in that they are not plutonic rocks, and some of them have too little olivine and too much plagioclase. Consistently, the terminology poikilitic shergottite ([Walton *et al.*, 2012](#)) is preferred here.

NWA 7635 is officially classified as a shergottite by the Meteoritical Society; it however differs from the four shergottite groups described above. It exhibits plagioclase phenocrysts shocked to maskelynite, olivine and augite, but no pigeonite or phosphate phase was observed, contrary to the other shergottites ([Lapen *et al.*, 2017](#)). Another classification of shergottites is based on their content in light Rare Earth Elements (REE): “enriched”, “intermediate” and “depleted”, relatively to chondrites (e.g., [Barrat *et al.*, 2002](#); [Borg *et al.*, 2003](#); [Basu Sarbadhikari *et al.*, 2009](#)). The second most abundant SNC family, the nakhlites, consist of clinopyroxene cumulates. They are augite- and to a lesser extent olivine-rich (for a review, see [Treiman, 2005](#)). Only three occurrences of chassignites, the dunite type of SNC, were reported to date. In addition to the SNCs, three other meteorites were classified as Martian: a polymict breccia (the biggest specimen being NWA 7034, [Agee *et al.*, 2013](#); [Humayun *et al.*, 2013](#); [Wittmann *et al.*, 2015](#)), the orthopyroxenite ALH¹ 84001 ([Mittlefehldt, 1994](#)) and the augite-rich basalt NWA 8159 (where pigeonite is absent unlike in shergottites, [Ruzicka *et al.*, 2015](#)). The Martian breccia is a unique meteorite consisting of various lithic (norite, monzonite, gabbro), mineral (feldspar, pyroxene, iron-oxides, apatite) and melt (rock and spherule) clasts, enclosed in a fine-grained matrix enriched in magnetite and maghemite oxides ([Agee *et al.*, 2013](#); [Humayun *et al.*, 2013](#)).

Over the last decades, controversy has arisen on whether the shergottites are young (<1 Ga) or old (>4 Ga) Martian rocks. On the one hand, analyses of individual minerals with the ⁸⁷Rb–⁸⁷Sr, ¹⁴⁷Sm–¹⁴³Nd, ¹⁷⁶Lu–¹⁷⁶Hf and U–Pb chronology systems yield fairly young radiometric ages for the shergottites (175–475 Ma; for a review, see [Nyquist *et al.*, 2001](#)), interpreted as a crystallization during the Amazonian era on Mars. On the other hand, bulk-rock analyses on the ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb and ⁸⁷Rb–⁸⁷Sr systems return contrasting radiometric ages at ~4.1 Ga ([Bouvier *et al.*, 2008](#)). The shergottites Cosmic Ray Exposure Age (CRE) points to ejections from Mars about ~0.5 Ma to ~20 Ma ago ([Bogard *et al.*, 1984](#); [Shukolyukov *et al.*, 2002](#)). Unlike the shergottites, there is little debate on the age of nakhlites and chassignites, which share similar ejection and crystallization ages (~11 Ma and ~1.3 Ga respectively), pointing to a single ejection event and a common origin on Mars ([Bogard *et al.*, 1984](#); for a review on formation ages, see [Borg *et al.*, 2005](#)). The oldest specimen is the orthopyroxenite ALH 84001, whose ~4.5 Ga age yields a formation

1. Allan Hills

during the very early period of Mars (Nyquist *et al.*, 1995). Additionally, some zircons in the Martian breccia have ages of ~ 4.4 Ga (Humayun *et al.*, 2013).

2.2 Alteration minerals in Martian meteorites

On Mars, orbital data as well as in situ measurements have shown the presence of various alteration minerals: Fe/Mg and Al-smectites, kaolins, micas, serpentines, chlorites, prehnites, sulfates, carbonates, zeolites, oxides and hydrated silica (Christensen *et al.*, 2000; Bibring *et al.*, 2005; Gendrin *et al.*, 2005; Ehlmann *et al.*, 2008b, 2009; Carter *et al.*, 2013; Vaniman *et al.*, 2014). Martian meteorites are predominantly composed of pyroxene, olivine and plagioclase (mainly in the form of maskelynite), with minor accessory phases such as phosphates (apatite, merrillite). These primary minerals are sometimes associated with alteration phases, of preterrestrial origin (formed on Mars or during transport to the Earth) or produced during terrestrial residence. In nakhlites, secondary minerals were reported in association with olivine and in the mesostasis. These assemblages consist of Fe/Mg/Al-silicate amorphous phases, poorly-crystalline phyllosilicate mixtures (likely containing smectite and serpentine), various carbonates, sulfates, salts, laihunite, ferrihydrite and iron oxides (Gooding *et al.*, 1991; McCubbin *et al.*, 2009; Noguchi *et al.*, 2009; Changela et Bridges, 2010). Ca and Mg-carbonates as well as Ca-sulfates are also present in chassignites and shergottites, but phyllosilicates rarely occur (Gooding *et al.*, 1988, 1991; Wentworth et Gooding, 1994; Wentworth *et al.*, 2005). In ALH 84001, corroded pyroxenes are associated with Ca, Fe and Mg-carbonates in concentric disks, referred to as “rosettes” (Mittlefehldt, 1994). Except from ALH 84001, most of the carbonate assemblages in Martian meteorites occur in veins and are mostly terrestrial alteration products (Lee et Bland, 2004; Gillet *et al.*, 2005; Treiman *et al.*, 2007; Howarth *et al.*, 2014; Shearer, 2015). For example, Figure 1 shows a light, likely carbonate-filled veins spreading through the slab of shergottite NWA 7397 and NWA 1068 (1). Various oxides are reported in all Martian meteorites families (such as ilmenite, ulvöspinel, chromite and magnetite; for a review, see Papike *et al.*, 2009). In particular, the Martian breccia NWA 7034 and pairs as well as the augite-rich basalt NWA 8159 exhibit elevated content in iron oxides magnetite and maghemite (respectively ~ 15 wt% and ~ 6 wt%, Gattacceca *et al.*, 2014; Herd *et al.*, 2017). Similarly, the unusual dark color of olivine grains in NWA 2737 is attributed to the presence of nanophase kamacite alloy particles (Pieters *et al.*, 2008).

2.3 Absorption bands of the minerals of interest (in the 0.4–3 μm region)

2.3.1 Absorption bands of primary minerals in Martian meteorites

Martian meteorites are mostly composed of the mafic minerals olivine and pyroxene,

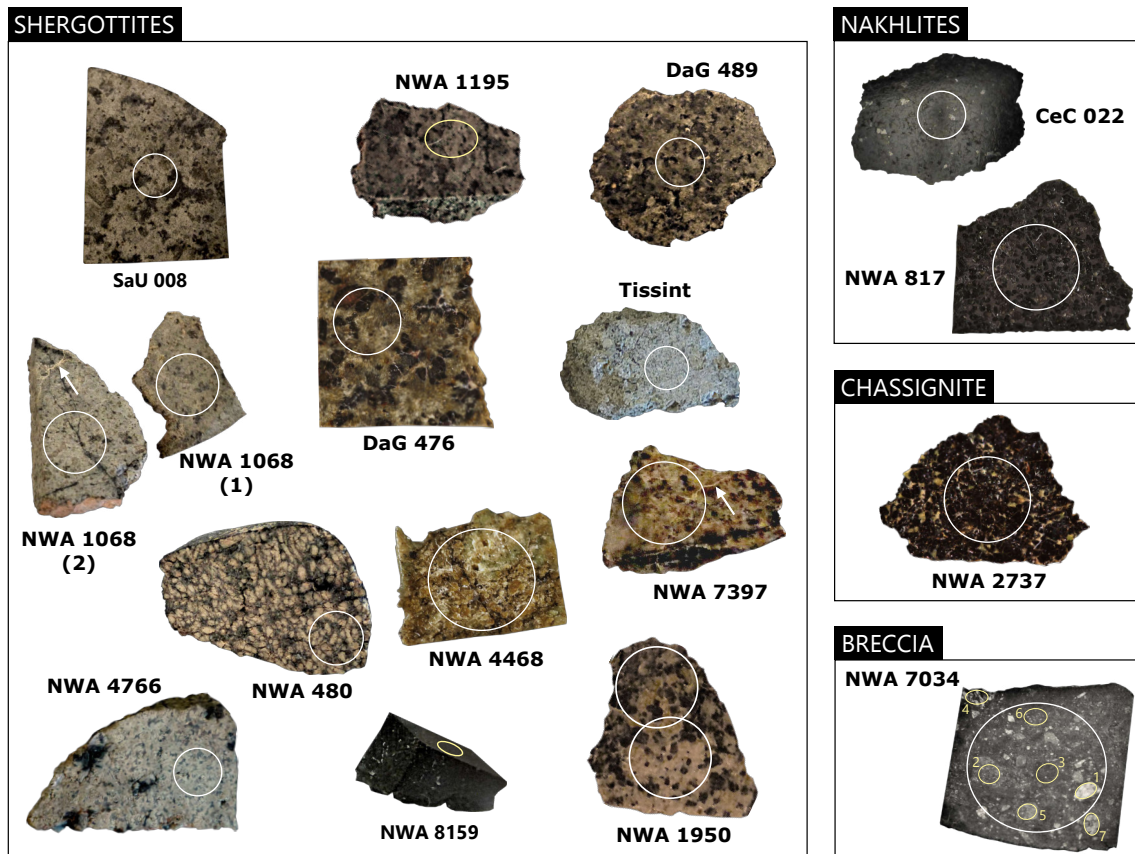


Figure 1 – Martian meteorites consolidated rocks suite and location of spectral measurements. Scale is given by the size of the measurement spot: white spots are ~ 5.2 mm large (regular measurement) and yellow spots are ~ 1.3 mm by ~ 1.7 mm. Two spectra were obtained for NWA 1950, which exhibit a poikilitic (light region) and a non-poikilitic area (dark region; Gillet *et al.*, 2005). Arrows indicate the carbonate-filled veins described in the text.

as well as some shocked plagioclase in maskelynite form. These minerals present electronic absorptions in the $0.4\text{--}3\ \mu\text{m}$ range caused by the presence of transition metals, the most intense absorptions being related to iron, especially when in ferrous state (Fe^{2+}). Pyroxenes ($(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$) have reflectance spectra that exhibit two main absorption bands: around $\sim 1\ \mu\text{m}$ and $\sim 2\ \mu\text{m}$, hereafter referred to as bands I and II (Adams, 1974; Fig. 2). The exact center positions of these absorptions are greatly modulated by the substitution of cations in the crystal field, here Fe, Mg and Ca (Adams, 1974; Cloutis et Gaffey, 1991; Klima *et al.*, 2011). In clinopyroxenes (Cpx) spectra, which show a wide variability in Ca content, band I and band II shift to longer wavelengths with increasing Ca, with the shift of band I being subtler than that of band II (Adams, 1974; Fig. 2). Among the major types of Cpx present in Martian meteorites, pigeonite is Ca-poor and has band I and II usually positioned before 1 and $2\ \mu\text{m}$ respectively, while augite is Ca-rich and has band I and II usually positioned after $1\ \mu\text{m}$ and $2.2\ \mu\text{m}$ respectively (Fig. 2).

Orthopyroxenes (Opx) are depleted in Ca: their band I and II are usually positioned before 1 and 2 μm . Within a pyroxene family with fixed Ca content such as the orthopyroxenes, the band center shift is mainly modulated by the Fe content, with absorptions occurring at longer wavelength with increasing Fe (Cloutis et Gaffey, 1991). The main absorption of olivine ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$) is located in the $\sim 0.7\text{--}1.8$ μm range and centered around ~ 1 μm (Fig. 2). The shape of the absorption is modulated by the Fe over Mg content: fayalite, the Fe-endmember of olivine exhibits a wider and more flattened band than forsterite, the Mg-endmember (King et Ridley, 1987; Fig. 2). Visible and near-infrared spectra of plagioclase feldspar $((\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8)$, when Fe-bearing, are characterized by a weak absorption in the 0.8-1.7 μm range and centered around $\sim 1.1\text{--}1.3$ μm , deepening with increasing Fe (Adams et Goullaud, 1978; Fig. 2). Of relevance for maskelynite identification in reflectance data, shocked plagioclase experiments show a drop of the absolute reflectance and a decrease in the absorption band strength with increasing shock pressures (Johnson et Hörz, 2003). Mixed with pyroxene or olivine, plagioclase is usually detected only if present in high abundance and rich in iron (the limit of detection depends on the grain size; Crown et Pieters, 1987). The iron and nickel alloys detected in Martian meteorites absorb efficiently at VNIR wavelengths and usually show a blue slope in this range (Fig. 2). Finally, phosphates can exhibit various absorption bands related to Fe electronic processes if iron-bearing, and vibrations of the PO_4^{3-} , H_2O and OH groups if hydrated or hydroxylated. Merrillite and apatite are depleted in iron; hence, if neither hydrated nor hydroxylated, their spectra are relatively featureless, the PO_4^{3-} bands being usually very subtle (for a review, see Bishop et al., 2019; Fig. 2).

2.3.2 Absorption bands of alteration minerals in Martian meteorites

Infrared spectrometry is a powerful tool to assess the presence of alteration minerals. In particular, combination of bending and stretching of groups such as H_2O , OH^- , metal-OH, CO_3^{2-} and SO_4^{2-} in minerals are responsible for the majority of the vibrational absorptions observed in the near-infrared for the alteration minerals reported in Martian meteorites. The water molecule and the hydroxyl ion produce an intense absorption band centered at 3 μm as well as two narrow bands at 1.4 μm and 1.9 μm (Hunt, 1977; Fig. 2). These two absorptions usually require the presence of water at a structural level in minerals to appear, while the 3 μm band is commonly observed in laboratory spectral measurements and does not require large amounts of water to appear (e.g., if adsorbed water is present on the sample). Also of relevance for the hydrous minerals detection, hydroxyl bounded to metal cations (such as $\text{Fe}^{2+/3+}$, Mg^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , etc.), creates additional narrow absorptions in the near-infrared (Hunt, 1977; Fig. 2). The phyllosilicate assemblages reported in nakhlites (i.e., smectite and serpentine) present these kinds of

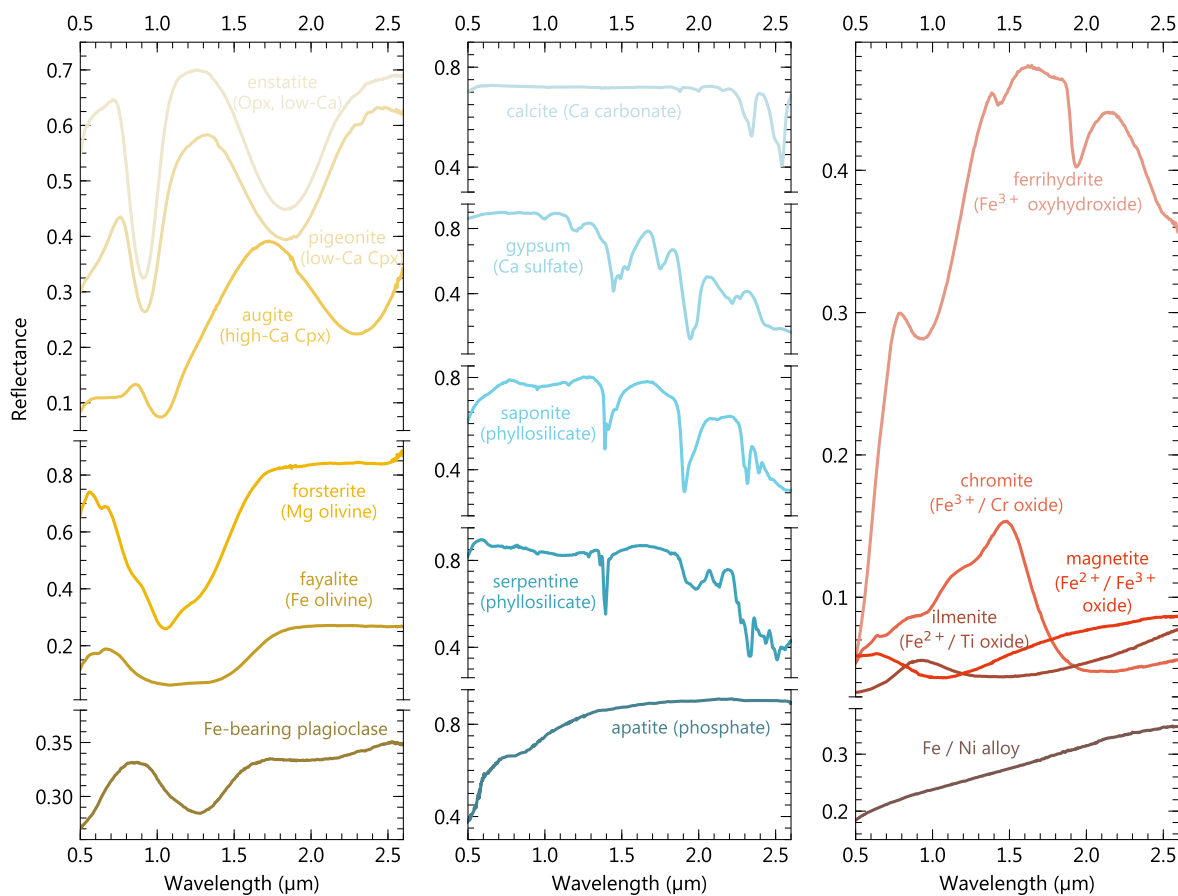


Figure 2 – Laboratory reflectance spectra of various minerals reported in Martian meteorites and absorbing in the VNIR range, mainly taken from the PDS Geoscience Spectral Library. Spectra IDs are as follows: enstatite C2PE30, augite C1SC35, pigeonite C1PP42, forsterite C3PO51, fayalite C3PO59, plagioclase NCLS04, calcite CBCB12, gypsum F1CC16B, saponite LASA51, serpentine LASR10, ferrihydrite C1JB45, chromite LACR12, magnetite LAMG07, ilmenite LAPI06A and Fe/Ni alloy C1SC12. Apatite spectrum is taken from [Lane et al. \(2007\)](#). The absolute reflectance values are conserved in the plots; however, we encourage the reader to keep in mind that these values are dependent from the sample grain size adopted in the spectral measurement (e.g., [Salisbury et Wald, 1992](#); [Mustard et Hays, 1997](#)).

absorptions (Fig. 2). Carbonates have specific absorptions related to the CO_3^{2-} ion, which appear in the 0.4–3 μm region at $\sim 2.3 \mu\text{m}$ and $\sim 2.5 \mu\text{m}$ ([Hunt et Salisbury, 1971](#); Fig. 2). Sulfate minerals have additional specific absorptions related to the SO_4^{2-} ion, mostly between $\sim 2.1 \mu\text{m}$ and $2.7 \mu\text{m}$ ([Cloutis et al., 2006](#); Fig. 2). Finally, the iron-oxides occurring in meteorites present various broad absorptions in the VNIR resulting from the electronic processes related to iron ([Sherman et al., 1982](#); Fig. 2). These oxides are very efficient at absorbing the VNIR light, with absolute reflectance commonly below 15% (Fig. 2). As a matter of fact, the unique darkness of the Martian breccia has been attributed to its elevated magnetite and maghemite contents ([Beck et al., 2015](#)).

3 Samples and methods

3.1 Meteorite suite

We gathered a sample suite representative of the Martian meteorites diversity described in section 2.1 (Fig. 1). This suite comprises:

- the orthopyroxenite ALH 84001;
- the polymict breccia NWA 7034;
- the augite-rich basalt NWA 8159;
- one out of the 3 chassignites NWA 2737;
- five out of the 13 nakhlite pairings¹ (see Table 1 for sample names);
- 15 shergottites out of the 204 individual specimens (with likely pairings) approved by the Meteoritical Society, including all the main classes (see Table 1 for sample names):
 - four basaltic shergottites;
 - three olivine/orthopyroxene-phyric shergottites (including a pairing);
 - four olivine-phyric shergottites;
 - four poikilitic shergottites.

The locations of the spectral measurements on the rock samples are shown in Figure 1.

Some of the cut section samples were covered by resin in the past, which was removed by thin polishing of the sections by previous owners. As the resin percolated through the grains of the samples, a removal of this leftover resin without a destructive method could not be achieved. These residues can appear in our spectra as contaminants, but their spectral signatures do not affect the major mineral bands and are not an issue for identifying the main mineralogy in the point spectra and hyperspectral cubes. However, some types of resin can exhibit absorption bands similar to those of secondary minerals, at 1.9 μm or 2.3 μm and 2.5 μm (e.g., [Li et al., 2017](#)). This issue was considered when interpreting the various point spectra and hyperspectral cubes of cut sections mounted in resin.

3.2 Point spectra acquisition

The point reflectance spectra of the meteorites were acquired using the Spectrophotometer with cHanging Angles for the Detection Of Weak Signals (SHADOWS, [Potin et al., 2018](#)) designed at the Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble

1. As of the beginning of 2020

Name	Classification	Sub-family	Fall or find	Sample type
Los Angeles	Shergottite	Basaltic	Find	Powder
NWA 480	Shergottite	Basaltic	Find	Rock
NWA 4766	Shergottite	Basaltic	Find	Rock, powder
Zagami	Shergottite	Basaltic	Fall	Powder
DaG 476*	Shergottite	Ol/opx-phyric	Find	Rock
DaG 489*	Shergottite	Ol/opx-phyric	Find	Rock
NWA 1195	Shergottite	Ol/opx-phyric	Find	Rock
EETA [†] 79001	Shergottite	Ol-phyric	Find	Powder
NWA 1068	Shergottite	Ol-phyric	Find	Rock
SaU 008	Shergottite	Ol-phyric	Find	Rock
Tissint	Shergottite	Ol-phyric	Fall	Rock
ALH 77005	Shergottite	Poikilitic	Find	Powder
NWA 1950	Shergottite	Poikilitic	Find	Rock
NWA 4468	Shergottite	Poikilitic	Find	Rock
NWA 7397	Shergottite	Poikilitic	Find	Rock
CeC 022	Nakhlite	/	Find	Rock
Lafayette	Nakhlite	/	Find	Powder
MIL [‡] 03346	Nakhlite	/	Find	Powder
Nakhla	Nakhlite	/	Fall	Powder
NWA 817	Nakhlite	/	Find	Rock
NWA 2737	Chassignite	/	Find	Rock
ALH 84001	Orthopyroxenite	/	Find	Powder
NWA 7034	Polymict breccia	/	Find	Rock
NWA 8159	Augite basalt	/	Find	Rock, powder

Table 1 – List of the Martian meteorites analyzed.

* DaG 476 and DaG 489 are likely paired together ([Grossman, 1999](#)).

[†] Elephant Moraine

[‡] Miller Range

(IPAG). SHADOWS is a spectro-goniometer capable of acquiring individual spectra of dark samples ($>0.005\%$ in reflectance) at various geometries of illumination and observation angles (Potin *et al.*, 2018). The light source is located on the first arm of the goniometer and consists of a monochromatic beam transported through 8 optical fibers and focused on the sample. The reflected light is collected by two detectors, one covering the VNIR range from $0.185\ \mu\text{m}$ to $1.2\ \mu\text{m}$, the other covering the infrared range from $0.8\ \mu\text{m}$ to $5.2\ \mu\text{m}$, and located on a second arm (Potin *et al.*, 2018). The Martian meteorites spectra were measured at a spectral sampling of $20\ \text{nm}$ and a variable spectral resolution (on the order of a few tens of nanometers, Potin *et al.*, 2018) between $0.36\ \mu\text{m}$ and $3\ \mu\text{m}$, as this range contains the majority of absorption bands of the minerals of interest (both primary and secondary phases; e.g., Singer, 1981; Ody *et al.*, 2012; Carter *et al.*, 2013; Fig. 2).

3.2.1 Primary spectral measurements

We performed measurements on all the samples at a phase angle $\phi = 30^\circ$, corresponding to an incidence angle θ_i of 0° (illumination at nadir) and an emergence (observation) angle θ_e of 30° . The incidence and emergence angles θ_i and θ_e are here defined as the angle between the normal to the surface and the incident beam, and between the incident beam and the observed direction, respectively. The phase angle ϕ corresponds to the angle between these two directions. At the geometry of measurement, the resulting illumination spot size is $\sim 5.2\ \text{mm}$ wide (Potin *et al.*, 2018; Fig. 1). For smaller samples, a pinhole of $500\ \mu\text{m}$ is placed to select the incident beam of only one optical fiber while masking the 7 others, resulting in a $\sim 1.3\ \text{mm}$ by $\sim 1.7\ \text{mm}$ illumination spot and lower signal-to-noise (SNR) ratio (Potin *et al.*, 2018; Fig. 1). For each day of measurement, spectra of reference targets (SpectralonTM and InfragoldTM) are acquired and used to calibrate the data. Additional software correction of the data also includes adjustments related to the photometric angle used in the measurements (e.g., modification of the illumination spot shape, non-Lambertian behavior of the spectralon, see Potin *et al.*, 2018).

3.2.2 Spectral measurements with varying observation geometry

We characterized the anisotropy of the light scattered by NWA 4766 (a basaltic shergottite), both on powder and cut section, by acquiring bidirectional spectral measurements between $0.36\ \mu\text{m}$ and $3\ \mu\text{m}$ with the point spectrometer SHADOWS, at various incidence, emergence and azimuth angles. The powder was prepared by crushing a few milligrams of NWA 4766 in an agate mortar. Similar to the sample preparation detailed in Beck *et al.* (2012), the powder was not sieved, as a means to produce a particulate sample similar

Sample	Incidence θ_i	Emergence θ_e	Azimuth a	Min. phase angle ϕ	Max. phase angle ϕ
NWA 4766 (powder)	0°, 20°, 40°, 60°	-60°, -50°, -40°, -30°, -20°, -10°, 0°, 10°, 20°, 30°, 40°, 50°, 60°	0°	10°	120°
NWA 4766 (cut section)	0°, 40°	-50°, -40°, -30°, -20°, -10°, 0°, 10°, 20°, 30°, 40°, 50°	0°, 44°	10°	90°

Table 2 – List of observational geometries used for bidirectional spectral measurements on Martian meteorite NWA 4766 (basaltic shergottite).

to a natural particulate medium, with various grain sizes. To ensure accurate similitude of the measurements on the rock and the powder, homogeneous areas of the meteorite were considered for the spectra acquisition on the chip, and for sampling of the area to be crushed for powder preparation.

Measurements at positive azimuth angles (outside of the principal plane) were performed by rotating the observation arm in the horizontal plane. High phase angle measurements are limited by the extent of the measured surface and consequently the quantity of available meteorite material (i.e., high phase angle measurements require a wide surface as a result of the illumination spot elongation). No measurement was made at phase angles lower than 10°, as in this configuration, parts of the goniometer illumination arm are masking the illumination spot from the detector. The geometries of measurements explored are given in Table 2.

3.3 Band parametrization

To fully describe the absorption bands of each meteorite's point spectrum, we use the following parameters: band position center, band width, band full width at half maximum (FWHM) and band strength (or band depth, abbreviated BD). In order to retrieve these band parameters, we first perform continuum removal, using the following procedure:

- For spectra showing only the two main absorption bands of pyroxene at $\sim 1 \mu\text{m}$ and $\sim 2 \mu\text{m}$, a spectral continuum is estimated for each of these two bands, similarly to the method used by [Horgan *et al.* \(2014\)](#) and [Martinot *et al.* \(2018\)](#). For each band, a set of potential linear continuums defined by a series of potential tie points

are computed: the optimized continuum is the one which maximizes the area of the absorption band (Fig. 3a). For the band centered at $\sim 1 \mu\text{m}$, left shoulder tie points are set between $0.6 \mu\text{m}$ and $0.9 \mu\text{m}$ and right shoulder between $1 \mu\text{m}$ and $1.5 \mu\text{m}$. For the band centered at $\sim 2 \mu\text{m}$, left shoulder tie points are set between $1.1 \mu\text{m}$ and $1.9 \mu\text{m}$ and right shoulder between $2.2 \mu\text{m}$ and $2.7 \mu\text{m}$. Visual examination of the best-modelled continuum is performed, and the tie points values are adjusted if required. The continuum-removed bands are then computed by dividing bands I and II by their respective modelled linear continuum (Fig. 3c).

- For spectra with narrow absorption bands but no broad bands related to mafic minerals, an upper convex hull is computed and divided from the original spectrum. If needed, this process is repeated until all the absorption bands are correctly wrapped in the hull.
- In the case of spectra exhibiting narrow bands superimposed on the broad bands of mafic minerals, a first continuum-removed spectrum (CRS) is obtained by maximizing the pyroxene band area (first method described above). The two bands of pyroxene without the superimposed bands are modelled by removing parts of the original spectra where narrow bands are observed, and filling these parts using cubic interpolation (Fig. 3b). The resulting spectrum is used to retrieve parameters of the bands corresponding to pyroxene. In a second step, the modelled broad bands are divided from the original spectrum to retrieve the narrow superimposed absorption bands (Fig. 3d).

Band parameters can be derived from the CRS if the left and right shoulders of the absorptions are known. For the two main bands of pyroxene, they correspond to the tie points of the optimized linear continuum (Fig. 3a and 3b). Aside from this case, a band is defined if a local minimum is found on the continuum-removed spectrum; the band shoulders are defined as the local maxima closest to this point. To exclude artificial band detection caused by noise, a threshold on the minimum absorption strength is set (usually 0.5% below the continuum baseline and adjusted if needed). Finally, the absorption bands are parameterized as follows (Fig. 3c and d).

- The band position, or band center is expressed by the wavelength at which the minimum CRS reflectance occur, in the spectral range bounded by the band shoulders;
- the band depth is equal to 1 minus the CRS reflectance at the band center;
- the width is defined as the right shoulder position minus the left shoulder position (in microns);
- the FWHM corresponds the width of the band at half of the band depth.

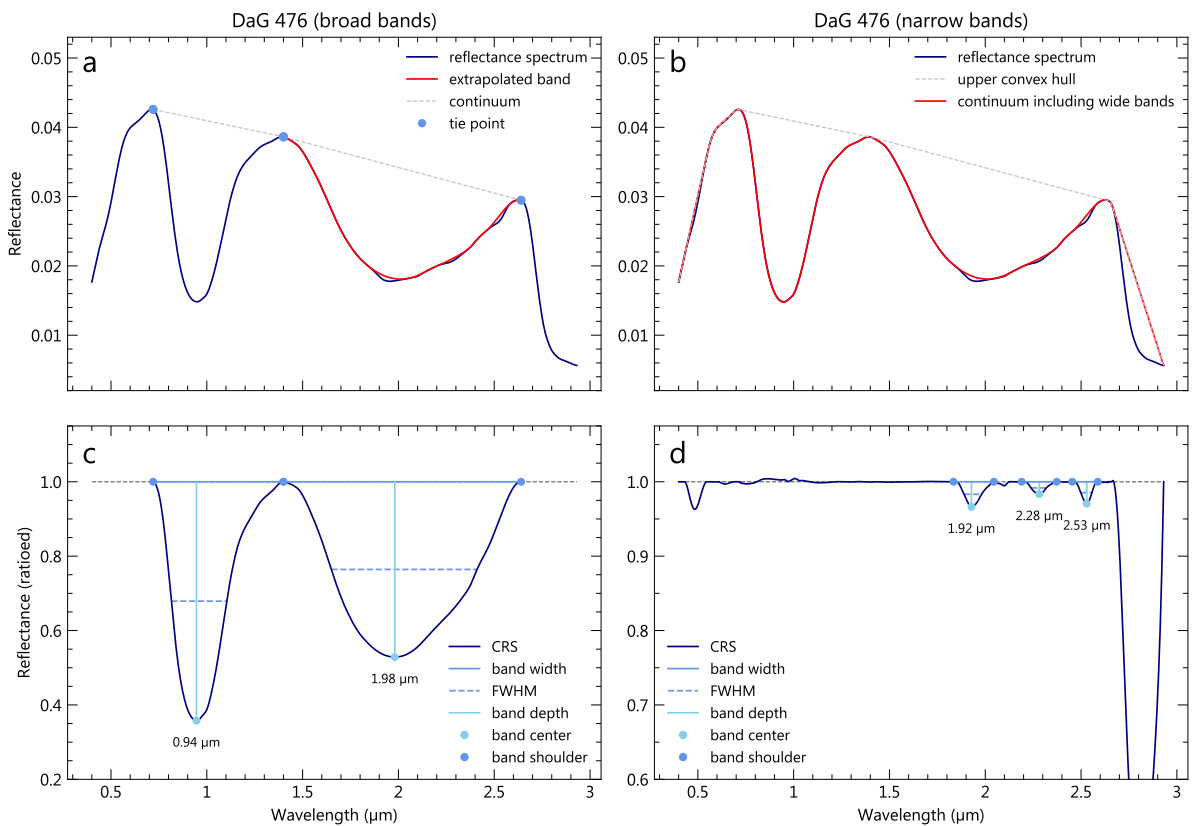


Figure 3 – Spectral analysis performed to retrieve band parameters, illustrated for Martian meteorite DaG 476. **(a)** The continuum line is estimated by maximizing each band area between variable tie points. When narrow absorption bands are superimposed to a broad band of pyroxene, the corresponding broad band is extrapolated above the narrow bands. **(b)** When narrow absorptions are present, an additional continuum which is composed of the broad bands and an upper convex hull outside of the broad bands is computed. By doing so, both bands superimposed to the broad bands and bands located outside of the broad bands can be correctly detected. **(c)** Parametrization of the wide absorptions related to pyroxene. The CRS is obtained by dividing the original spectrum of DaG 476 corrected from the presence of the narrow absorption bands by the continuum shown in (a). **(d)** Parametrization of the narrow bands related to secondary minerals. The slight convexity in the spectrum causing the detection of a band at 0.48 μm is not considered in this study, hence the band was manually ignored. The CRS is obtained by dividing the original spectrum of DaG 476 by the continuum including the wide absorptions of pyroxene shown in (b).

3.4 Hyperspectral cubes acquisition

In addition to point spectrometry, we analyzed some of the meteorite samples using imaging spectrometry, where hyperspectral images of the samples, or cubes, are produced, with the third dimension corresponding to the wavelength axis. We imaged DaG 476, DaG 489, NWA 480, NWA 1068, NWA 1195, NWA 1950, NWA 2737, NWA 4468 and NWA 7034 using a HySpex SWIR-384 imaging spectrometer. The unprocessed samples are placed on a translating table, allowing line-by-line scanning of the whole spectrum, and illuminated by a 0.4–2.5 μm broadband halogen light source at an angle of $\sim 30^\circ$ as

they pass through the field of view of the detector. Hyperspectral images are acquired in 288 bands sampled every 5.45 nm and ranging from 0.93 to 2.50 μm , with a spatial resolution of ~ 50 $\mu\text{m}/\text{pixel}$. Additional cubes in the near-infrared were acquired on SaU 008 and Tissint at the University of Bern with the imaging system of the SCITEAS facility (Pommerol *et al.*, 2015). Here, a narrow bandpass of light is selected by a monochromator coupled to a halogen source and illuminates the samples, while the reflected photons are collected by a camera placed at nadir and covering the near-infrared range between 0.82 and 2.5 μm . Unlike the HySpex spectrometer, a complete image of the whole sample is produced for every time step, one wavelength at a time. The light's wavelength was changed between each image using 6 nm steps, resulting in hyperspectral cubes similar to the HySpex products in terms of spectral range and sampling. The spatial resolution (~ 0.5 mm/px) is lower than for the HySpex measurements but remains sufficient to resolve the main phenocrysts of Tissint and SaU 008 meteorites. Internal relative calibration for both experiments is achieved using a SpectralonTM reflectance target.

To guide the spectral analysis and interpretation of the cubes, spectral index maps are produced based on the spectral features of the main absorbing minerals present in meteorites: olivine, low-calcium pyroxene (LCP, e.g., orthopyroxene and pigeonite) and high-calcium pyroxene (HCP, e.g., augite). Olivine is mapped using the olivine index described in Mandon *et al.* (2020): the depth of four absorption bands at 1.08 μm , 1.26 μm , 1.37 μm and 1.47 μm are measured, as well as the convexity at 1.3 μm (Mg-olivine) and 1.4 μm (Fe-olivine and coarse-grained Mg-olivine). If three out of the four absorption bands and one out of the two convexities are positive, the value of the olivine parameter corresponds to the average of the band depths. The two types of pyroxenes are mapped using “LCPINDEX2” and “HCPINDEX2” parameters from Viviano-Beck *et al.* (2014), which are weighted averages of the depths of selected bands between 1.69 μm and 1.87 μm for the LCP index, and between 2.12 μm and 2.46 μm for the HCP index.

4 Spectral features of Martian meteorites

4.1 Results from point spectra

4.1.1 Absolute reflectance

Martian meteorites are mostly dark in the VNIR range. At the standard observation geometry ($\phi = 30^\circ$, $a = 0^\circ$), the mean maximum reflectance of chips/cut samples is 15%, and 95% of them do not have a reflectance exceeding 25%. Such low reflectance values are expected for magmatic rocks with low-silica content (e.g., Sgavetti *et al.*, 2006). Powders are unsurprisingly more reflective with a mean maximum reflectance of 34%, the

most reflective sample being NWA 4766 (the maximum observed reflectance is 57%). The darkest rocks from our suite are the nakhlite CeC 022 and the augite basalt NWA 8159, absorbing respectively at least 97% and 99% of the light in the explored spectral range. Finally, powders exhibit redder spectra than rock samples (e.g., NWA 4766 in Fig. 4a).

4.1.2 Band parameters related to main minerals

Except for the polymict breccia, the chassignite and the augite-basalt, Martian meteorites reflectance spectra exhibit two broad absorption bands centered around $\sim 1 \mu\text{m}$ and $\sim 2 \mu\text{m}$ (Fig. 4): bands I and II. These bands are explained by the combination of the absorption bands of the main mafic minerals present in the meteorites: pyroxene and olivine (Fig. 2). In addition, some spectra from the Martian meteorite suite exhibit shallow and narrow absorption bands at $\sim 1.9 \mu\text{m}$ and $\sim 2.3 \mu\text{m}$, sometimes associated with an absorption at $\sim 1.4 \mu\text{m}$ and $\sim 2.45 \mu\text{m}$ (Fig. 5).

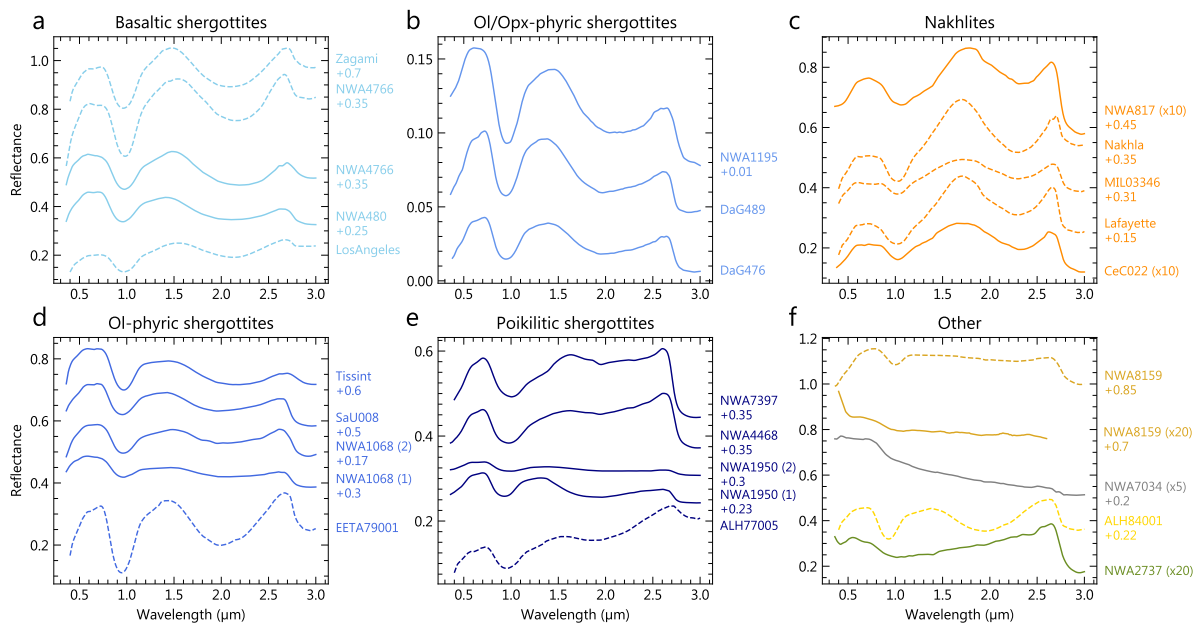


Figure 4 – Spectra of the Martian meteorite suite obtained with the point spectrometer. Dashed and solid spectra respectively correspond to powder and chip/cut section samples. The spectra of CeC 022, NWA 817, NWA 2737, NWA 7034 and NWA 8159 are amplified in reflectance for clarity. The location of spot measurements on chip/cut section samples is given in Fig. 1.

When mixed with pyroxene (the dominant phase in Martian meteorites), plagioclase or maskelynite can be indirectly detected by a decrease of the pyroxene band depths and an increase of the absolute value of reflectance at the band shoulders (Crown et Pieters, 1987). In our dataset, flattening of the reflectance peak of pyroxene between band I and band II is observed in the shergottite spectra, resulting in a particularly broad band I (e.g.,

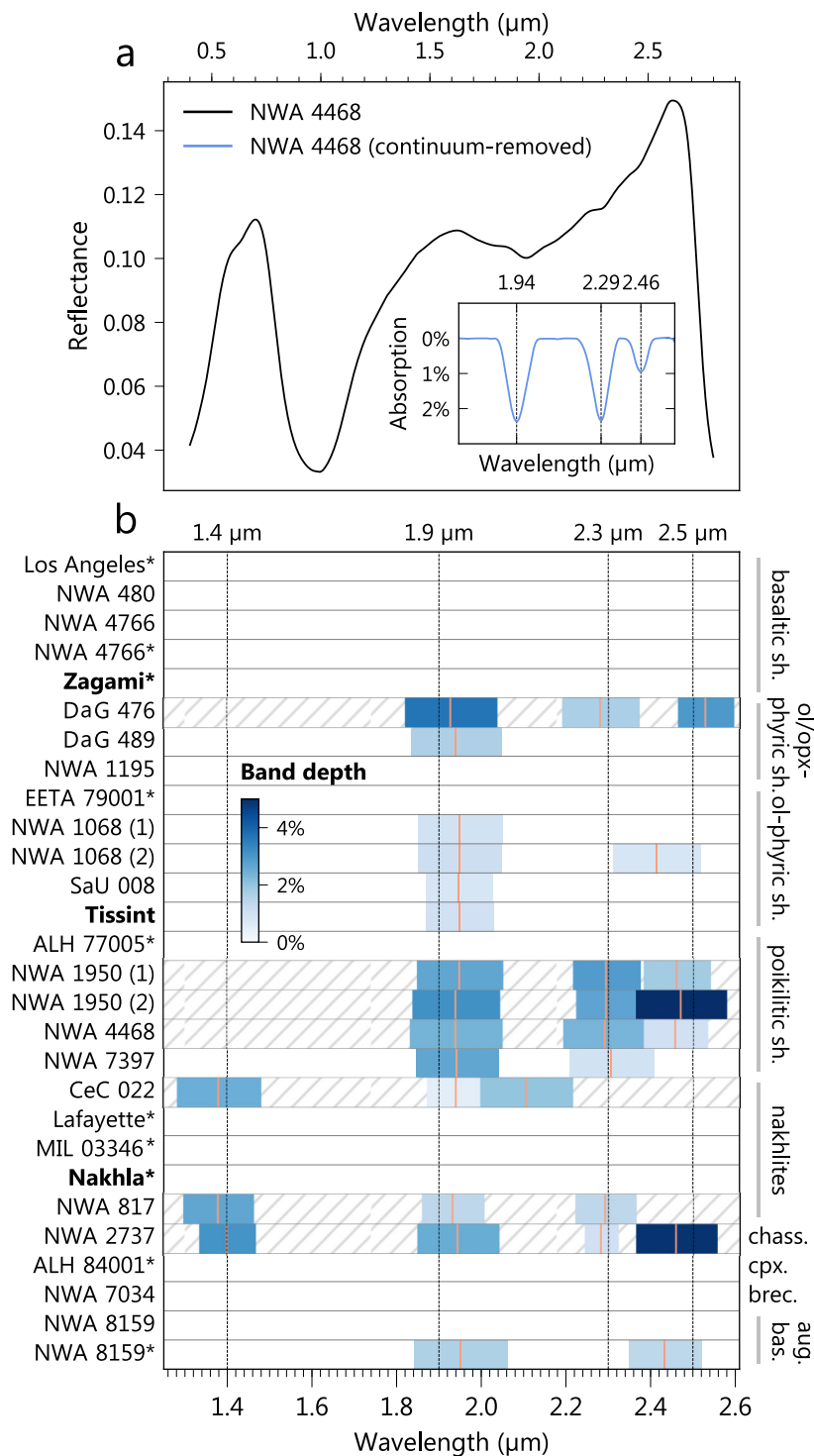


Figure 5 – (a) Point spectrum of shergottite NWA 4468 showing evidence of absorption bands at 1.95 μm , 2.30 μm and 2.45 μm . The continuum-removed spectrum is obtained by fitting and removing the 2 μm band of pyroxene. **(b)** Position and strength of the narrow absorption bands present in the meteorite point spectrum in the near-infrared range. The band centers are indicated in blue. Falls are shown in bold and powders are indicated by an asterisk sign. Samples mounted on epoxy (which might present absorptions in this wavelength range) are shown with hatching.

NWA 1068 (2); Fig. 4). A similar feature was commonly observed on previously measured shergottite spectra; however, applications of the Modified Gaussian Method (MGM) by [Sunshine *et al.* \(1993\)](#) and [McFadden *et Cline* \(2005\)](#) showed that the combination of low and high-calcium pyroxenes spectra solely could account for this effect. Hence, flattening of the spectral shoulder of pyroxene in our dataset cannot be used as a means to infer a plagioclase/maskelynite spectral detection. In addition, no correlation between the documented proportion of maskelynite in the shergottites and the reflectance of the pyroxene shoulders or the depth of the absorption is observed.

We report the position, depth, width and FWHM of band I and II of the meteorites spectra in Figure 6. The absorption position centers are compared with the ones measured on various natural pyroxenes by [Adams \(1974\)](#). Consistently with the prevalent mineralogy of the meteorites, shergottites and nakhlites align well on the trend of clinopyroxenes, whereas ALH 84001 is closer to orthopyroxenes (Fig. 6a).

Nakhlites are well distinguished from shergottites in the position of band I versus position of band II diagram (Fig. 6a): position of band I is higher than $\sim 1.02 \mu\text{m}$ and position of band II higher than $\sim 2.29 \mu\text{m}$. This is in line with the pyroxene Ca content: nakhlites dominant mineral, augite, is Ca-rich, hence the absorptions centered at longer wavelengths. Nakhlites spectra are also associated with specific band widths: band I is usually wider than $0.8 \mu\text{m}$, which is the case for some shergottites. This is in line with their petrology: in nakhlites, pyroxene is primarily augite, which exhibits a band I wider than the other pyroxene types (Fig. 2). However, band II is narrower for nakhlites than for other meteorites, with a width smaller than $\sim 1 \mu\text{m}$, and a FWHM smaller than $\sim 0.6 \mu\text{m}$ (Fig. 6). We did not find absorptions of alteration minerals in the spectra of nakhlites.

In shergottite spectra, the position of band I is lower than $\sim 1.02 \mu\text{m}$ and the position of band II lower than $\sim 2.2 \mu\text{m}$ (Fig. 6a). Band I is usually slightly narrower than in the case of nakhlites (smaller than $0.95 \mu\text{m}$), while band II is generally broader (larger than $0.98 \mu\text{m}$, with a FWHM superior to $\sim 0.57 \mu\text{m}$). The different types of shergottites have distinct spectral characteristics, though they are subtler than between nakhlites and shergottites. Basaltic shergottites fall on the trend of natural pyroxenes from [Adams \(1974\)](#) and have band I and band II centered after $\sim 0.95 \mu\text{m}$ and $\sim 2.05 \mu\text{m}$ respectively (Fig. 6a). Shergottites with olivine are not perfectly aligned on the pyroxene trend, with the position of band I over the position of band II ratio as well as the band I depth over band II depth ratio increasing with the olivine content (Fig. 6a and 6c). This is clearly seen in the poikilitic ("Iherzolitic") shergottites, which have the highest olivine content and a deeper band I, whose center is closer to their band II, compared to other shergottites (Fig. 6a). Spectra of olivine-bearing shergottites display band I at longer wavelengths, which is consistent with the relative position of the $1 \mu\text{m}$ band of olivine and the band I of low-Ca

pyroxene. Olivine and olivine/orthopyroxene-phyric shergottites have a position of band I over position of band II ratio intermediate between those of poikilitic shergottites and natural pyroxenes, and share a band I and a band II centered before $\sim 0.97 \mu\text{m}$ and $\sim 2.1 \mu\text{m}$ respectively (Fig. 6a). These two subgroups are hardly distinguished from one another based on their band I and II. The augite basalt NWA 8159 exhibits a faint absorption at $1 \mu\text{m}$, intermediate between those of shergottites and nakhlites.

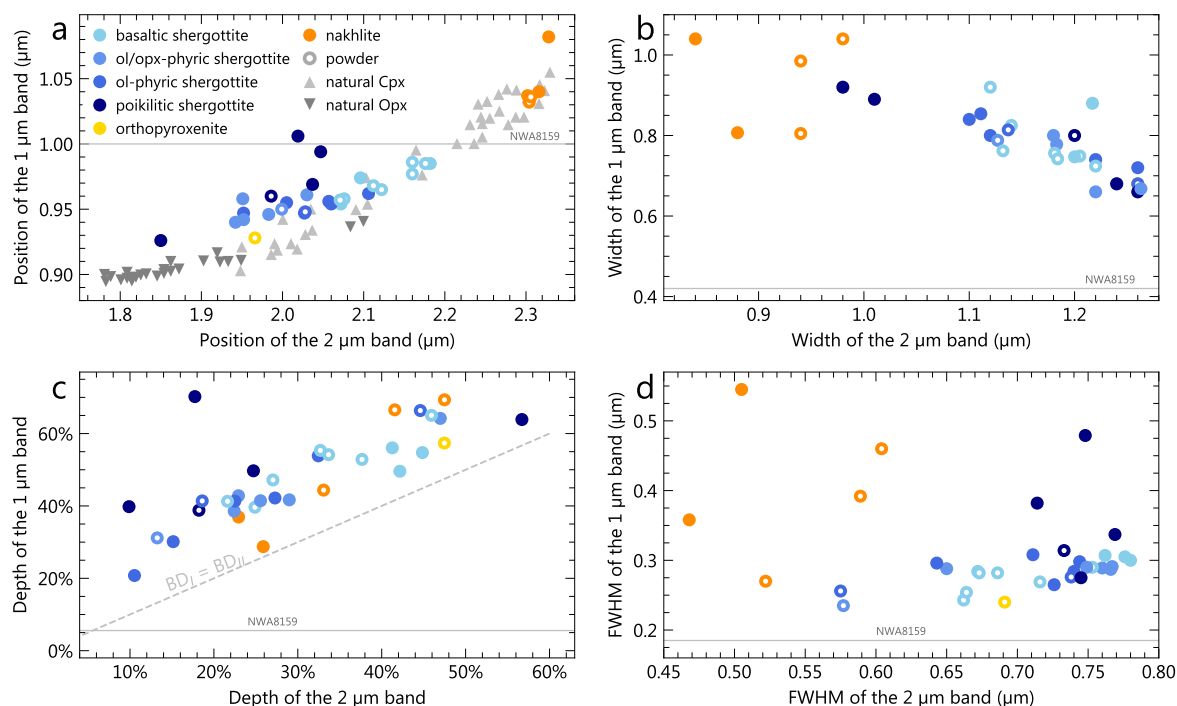


Figure 6 – Parameters of the meteorite spectra corresponding to the two absorption bands of pyroxene around $1 \mu\text{m}$ and $2 \mu\text{m}$. No clear band at $2 \mu\text{m}$ was observed in NWA 8159's spectrum, hence only the band at $1 \mu\text{m}$ is positioned on the plots. Natural pyroxenes were measured by Adams (1974). Other Martian meteorites whose absorptions at $1 \mu\text{m}$ and $2 \mu\text{m}$ were measured in previous studies were added to the plots: QUE* 94201, NWA 6963, Shergotty (Filiberto *et al.*, 2018), DaG 670, LEW† 88516, NWA 2626, NWA 6234 and NWA 6963 (RELAB spectral library). All of these samples are shergottites.

* Queen Alexandra Range

† Lewis Cliff

Based solely on the absorption band positions, a pyroxene of intermediate calcium content is spectrally hardly distinguishable from a mixture of low- and high-calcium pyroxenes. For instance, the point spectrum of shergottite NWA 480 shows a band II typical of a pyroxene of intermediate calcium composition, while being actually composed of low and high-calcium pyroxenes (Fig. 7e). It has previously been proposed that band width could be used to aid in the determination between pure pyroxene and pyroxene mixture (e.g., Klima *et al.*, 2007), as the superposition of LCP and HCP spectra would result in wider absorptions. Figure 7 shows a comparison between band width and FWHM of pure

pyroxene spectra and spectra of measured meteorites – both on meteorites with multiple pyroxene mineralogy (i.e., LCP and HCP) and those dominated by a single pyroxene mineralogy (i.e., mostly LCP or HCP). These sets of measurements align together on the same trends and are hardly distinguishable based on the width or FWHM of the pyroxene absorption bands. FWHM of the 2 μm band seems to be the best parameter to discriminate mixture of pyroxenes and single-pyroxene mineralogy, as most of synthetic pyroxenes and single-pyroxene meteorites exhibit a slightly narrower band II (Fig. 7d).

4.1.3 The Martian breccia

Point spectra acquired on a chip of NWA 7034 (polymict breccia) are consistent with previous VNIR measurements (Beck *et al.*, 2015; Cannon *et al.*, 2015): the sample is darker than most of the Martian meteorites from our suite, with a maximum reflectance of 11% in the visible and 7% at 2.5 μm (Fig. 4 and supplementary materials). This has been interpreted to be caused by the elevated content in magnetite and maghemite oxides (Beck *et al.*, 2015). Whole chip and clasts spectra display a notable blue slope in the near-infrared (Fig. 8). Varying spectral slope as well as varying strength of the 3 μm hydration absorption band are observed from one clast to another. However, out of the seven clasts investigated, and apart from the 3 μm band, only one clast exhibits an absorption in this spectral range (Fig. 8), showing that most of the breccia has spectral features dominated by the presence of oxides. This shallow band located at 0.95 μm is likely caused by the presence of a LCP clast in the measurement spot (Fig. 2). Limitation on the beam size prevented the analysis of smaller clasts, but further details are provided by imaging spectroscopy (section 4.2).

4.2 Results from hyperspectral cubes

False color composites in the near-infrared, parameters maps and spectra extracted from the hyperspectral cubes are shown in Figures 9 to 13. Olivine, LCP and HCP are easily identifiable both in the HySpex and SCITEAS infrared imaging products and they respectively appear blue, red/pink and green/yellow in our false color RGB composite (R = 1.22 μm , G = 1.66 μm , B = 2.15 μm). Spectral parameter maps are also successful at identifying these minerals, as confirmed by the various spectra extracted from the cubes (Fig. 9 to 13). Augite and pigeonite individual crystals or zoning are resolved for the basaltic and poikilitic shergottites, chassignite and breccia (Fig. 9 to 13). Even at the high spatial resolution of HySpex products, the 1.3 μm absorption feature in Fe-bearing plagioclase or maskelynite is not definitively detected, except for the basaltic shergottite NWA 480 where it occurs as bright patches in the groundmass, in association to HCP

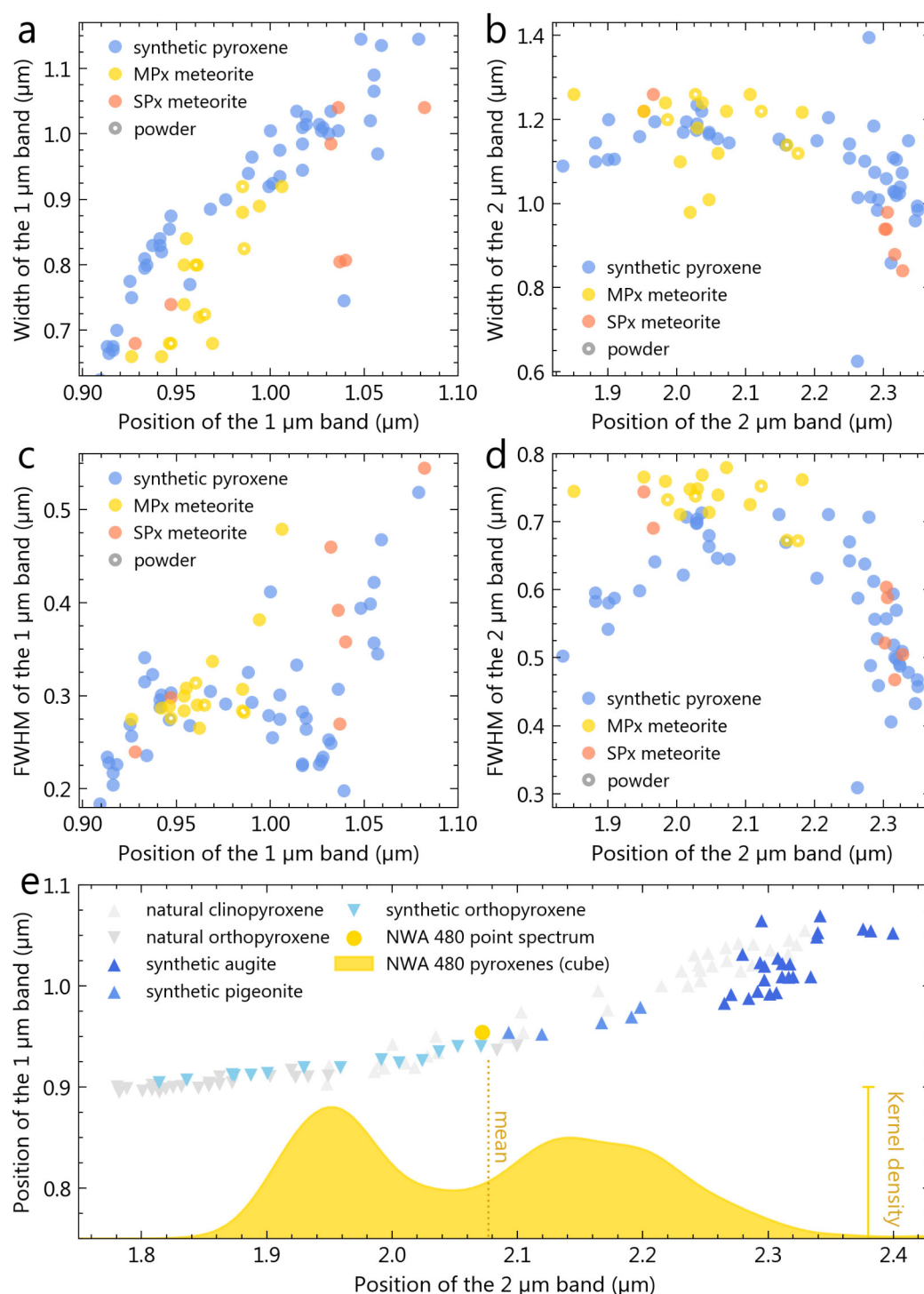


Figure 7 – (a, b, c, d) Width and FWHM of the bands I and II as a function of band position for synthetic pyroxenes (Klima *et al.*, 2007, 2011), compared to those of the point spectra of meteorites measured in this study. MPx refers to meteorites with multiple pyroxene mineralogy (i.e., LCP and HCP) while SPx refers to meteorites dominated by a single pyroxene mineralogy (i.e., mostly LCP or HCP). **(e)** Band positions of NWA 480 point spectrum and cube spectra, compared to those of synthetic (Klima *et al.*, 2007, 2011) and natural (Adams, 1974) pyroxenes spectra.

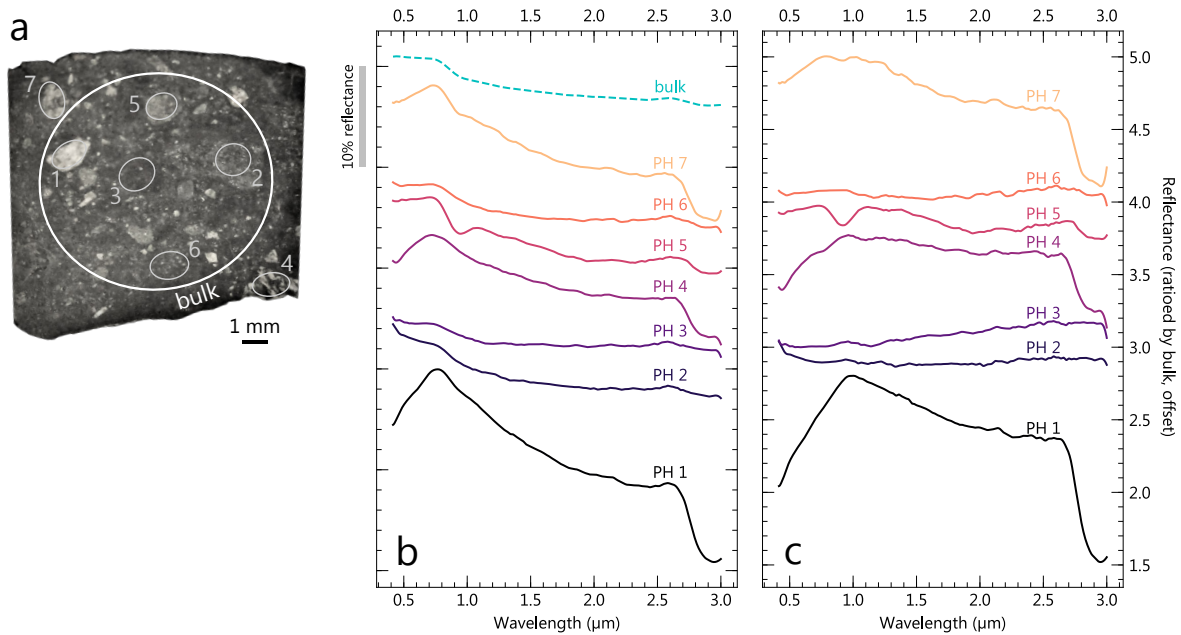


Figure 8 – Reflectance spectra of NWA 7034 (polymict breccia). **(a)** location of spot measurements on chip/cut section sample. **(b)** Spectra of various clasts are compared to the spectrum acquired over the whole cut section (“bulk”). **(c)** The same reflectance spectra are ratioed by the bulk spectrum.

(Fig. 9b). The ol-phyric and ol/opx-phyric shergottites exhibit dark regions of recrystallized impact melt pockets, characterized by generally flat spectra and reflectance values lower than 2% in the VNIR (Fig. 10). The olivine crystals in NWA 2737 that appear extremely dark in the visible (Fig. 1) also exhibit very low reflectance in the near-infrared and a moderate blue slope. This is in agreement with previous studies proposing the presence of Fe/Ni alloy in olivine crystals to be responsible for their unusual dark color (e.g., [Van de Moortèle et al., 2007](#); [Pieters et al., 2008](#)).

The hyperspectral cube of the polymict breccia returns results similar to the point spectrometry on selected clasts and on the groundmass: most of the spectra are dominated by a blue spectral slope and are not exhibiting any absorption band in the near-infrared (Fig. 13). Spectra of various types of clasts big enough to be resolved are extracted: pyroxene crystals (Fig. 13d and e), monzonitic feldspathic clasts (Fig. 13f), a gabbroic clast (Fig. 13g), pockets of crystalline and grainy pyroxene-feldspar impact melt (Fig. 13h), and pockets of dark impact glass with embedded small crystals (Fig. 13i). While no clear spectral signature of pyroxene is isolated with point spectroscopy due to spot size limitation, the majority of pyroxene clasts have spectra consistent with LCP, and one spectrum consistent with HCP in the hyperspectral cube (Fig. 13b and c). Isolated felsic clasts show high reflectance levels while not exhibiting any particular absorption band (Fig. 13c). The mesostasis, dark impact glass and gabbroic clasts do not exhibit any clear

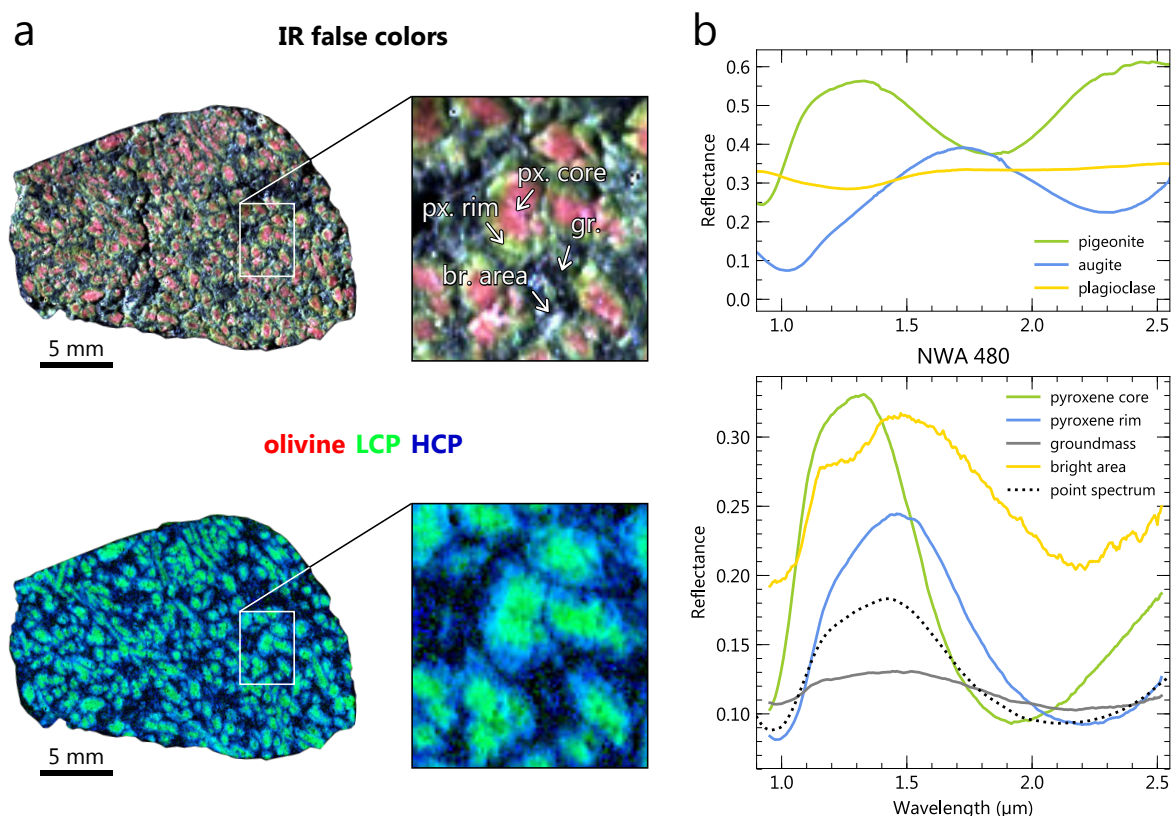


Figure 9 – Hyperspectral cube of the basaltic shergottite NWA 480. **(a)** False RGB color composite in the near-infrared ($R = 1.22 \mu\text{m}$, $G = 1.66 \mu\text{m}$, $B = 2.15 \mu\text{m}$). In this composition, mineral zoning from LCP (pink) to HCP (green) is clearly visible. This is confirmed through examination of the RGB spectral parameters map below, where R = olivine index, G = LCP index and B = HCP index, and examination of the individual spectra. **(b)** Spectra extracted from the hyperspectral cube of NWA 480 (solid lines, location of spectral extraction shown with arrows on panel (a)) and point spectra obtained with the point spectrometer on a large part of the sample surface (dotted lines, see Fig. 1 for measurement location), compared with laboratory reflectance spectra of known minerals taken from the PDS Geoscience Spectral Library. Laboratory spectra IDs are as follows: pigeonite C1PP42, augite C1SC35 and plagioclase NCLS04. The pyroxene core and pyroxene rim spectra are consistent with LCP (represented by pigeonite) and HCP (represented by augite), respectively. The groundmass, though less reflective, has a spectrum with band centers roughly intermediate between those of low and high-calcium pyroxenes. The bright area spectrum resembles that of the groundmass, with increased reflectance level and an additional absorption at $\sim 1.3 \mu\text{m}$ consistent with a mixture with plagioclase.

absorption band, while the pyroxene-feldspar crystallized impact melt pockets show the subtle absorption of pyroxene at $\sim 1 \mu\text{m}$ (Fig. 13c).

Imaging spectrometry provides additional context to the spectral features identified with point measurements. In particular, the phases producing shallow absorption bands in the $1.9\text{--}2.5 \mu\text{m}$ range can be spatially isolated in the samples. In the NWA 4468 cube, the shallow absorptions at $1.91 \mu\text{m}$, $2.31 \mu\text{m}$ and $2.45 \mu\text{m}$ are detected in association with olivine (Fig. 11). The same bands are observed for NWA 1950 in association with

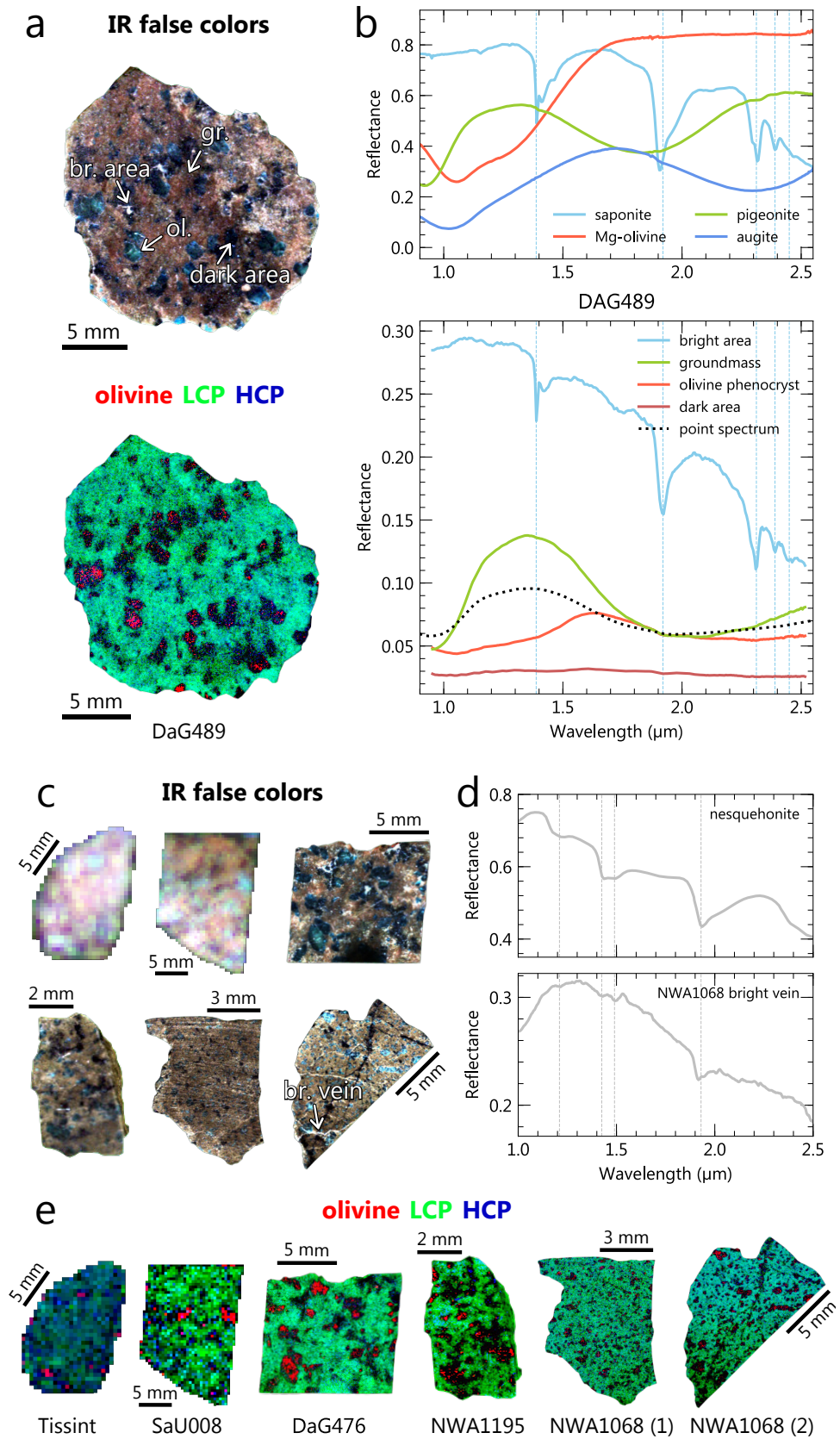


Figure 10 – (Continued on the following page)

Figure 10 – Hyperspectral cube of ol/opx-phyric and ol-phyric shergottites. **(a)** False RGB color composite of DaG 489 in the near-infrared (R = 1.22 μm , G = 1.66 μm , B = 2.15 μm) and associated RGB spectral parameters map below (R = olivine index, G = LCP index, B = HCP index). In the IR false color composite chosen, olivine, LCP and HCP appear blue, red/pink and green/yellow respectively. **(b)** Spectra extracted from the hyperspectral cube of DaG 489 (solid lines, location of spectral extraction shown with arrows on panel (a)) and point spectra obtained with the point spectrometer on a large part of the sample surface (dotted lines, see Fig. 1 for measurement location), compared with laboratory reflectance spectra of known minerals taken from the PDS Geoscience Spectral Library. Laboratory spectra IDs are as follows: saponite LASA51, forsterite C3PO51, pigeonite C1PP42 and augite C1SC35. DaG 489 olivine phenocrysts have spectra typical of Mg-olivine. The groundmass spectrum exhibits absorption centers intermediate between low and high-calcium pyroxenes, closer to the LCP endmember. The bright patches filling the groundmass and phenocryst voids have spectra consistent with a Mg-smectite (best matched by saponite smectite). **(c)** False RGB color composite of other ol/opx-phyric and Ol-phyric shergottites in the near-infrared (R = 1.22 μm , G = 1.66 μm , B = 2.15 μm). **(d)** Spectrum extracted from a bright vein of NWA 1068 (2), compared with a spectrum of nesquehonite (hydrous Mg-carbonate) measured by [Harner et Gilmore \(2015\)](#). **(e)** RGB spectral parameters map (R = olivine index, G = LCP index, B = HCP index) associated with the meteorites in (c).

olivine grains and in association with some LCP in areas (Fig. 12). While a mixture with a phyllosilicate or carbonate phase is not excluded as they are likely to produce absorptions at 1.9 μm and 2.3 μm , the set of shallow bands observed are consistent with epoxy contaminants (Fig. 11 and Fig. 12). Some meteorites not mounted with resin present narrow absorptions in the near-infrared from point spectroscopy: DaG 489, NWA 1068 pairs, SaU 008, Tissint, NWA 7397 and NWA 8159 (the last two samples lacking imaging spectroscopy observations). In the DaG 489 cube, bright areas have spectra with absorptions at 1.39 μm , 1.92 μm , 2.31 μm and 2.40 μm , consistent with the presence of a Mg-phyllosilicate, the best match being a saponite smectite (Fig. 10). While a hydrous carbonate can present absorptions at ~ 1.4 μm , ~ 1.9 μm and ~ 2.3 μm , the distinctive 2.4 μm absorption identified in DaG 489 spectra is typical of phyllosilicate, not carbonate. In NWA 1068 (2) sample, the absorptions at ~ 1.4 μm and ~ 1.9 μm are associated with the bright veins crosscutting the rock and melt pockets and veins, but no additional band useful for mineralogical characterization are observed. The shallow absorption bands are not clearly identified in NWA 1068 (1), NWA 2737, SaU 008 and Tissint cubes, possibly because of lower SNR than in the point measurements.

4.3 Influence of the observation geometry

Bidirectional spectra acquired at various observational geometries on the particulate sample and cut section of NWA 4766 are shown in Figure 14. For both samples, variations of absolute reflectance and bands strength with changing observational geometries are observed.

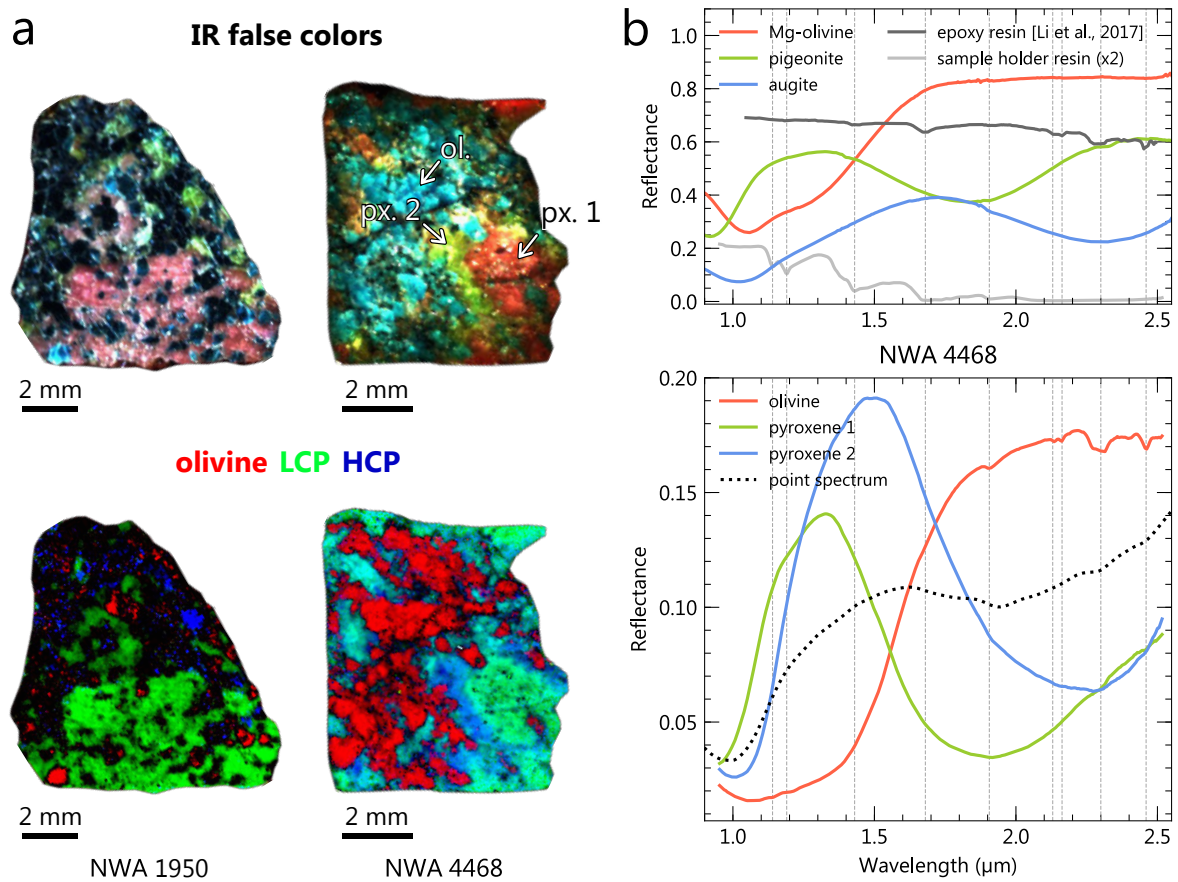


Figure 11 – Hyperspectral cube of poikilitic shergottites. **(a)** False RGB color composite in the near-infrared ($R = 1.22 \mu\text{m}$, $G = 1.66 \mu\text{m}$, $B = 2.15 \mu\text{m}$) and associated RGB spectral parameters map below ($R = \text{olivine index}$, $G = \text{LCP index}$, $B = \text{HCP index}$). In the IR false color composite chosen, olivine, LCP and HCP appear blue, red/pink and green/yellow respectively. **(b)** Spectra extracted from the hyperspectral cubes of NWA 1950 and NWA 4468 (solid lines, location of spectral extraction shown with arrows on panel (a)) and point spectra obtained with the point spectrometer on a large part of the sample surface (dotted lines, see Fig. 1 for measurement location), compared with laboratory reflectance spectra of known minerals taken from the PDS Geoscience Spectral Library. Laboratory spectra IDs are as follows: forsterite C3PO51, pigeonite C1PP42 and augite C1SC35. The silver resin spectrum was measured outside of the meteorite, in the resin sample holder. Dashed lines refer to the absorption bands of another type of resin. Olivine, LCP and HCP are detected in the sample spectra, with overprinting of two types of resin signature.

4.3.1 Strength of the reflected light for varying emergence/phase and incidence angle

The lowest reflectance levels are usually observed for phase angles of $40\text{--}70^\circ$, while the highest are observed at phase angles close to 0° , as well as at the highest ones we were able to measure (90° for the cut section and 120° for the powder; Fig. 15). Overall, both particulate and rock samples behave as non-Lambertian surfaces and show some increase of their absolute reflectance at low phase angle, indicative of backward scattering of

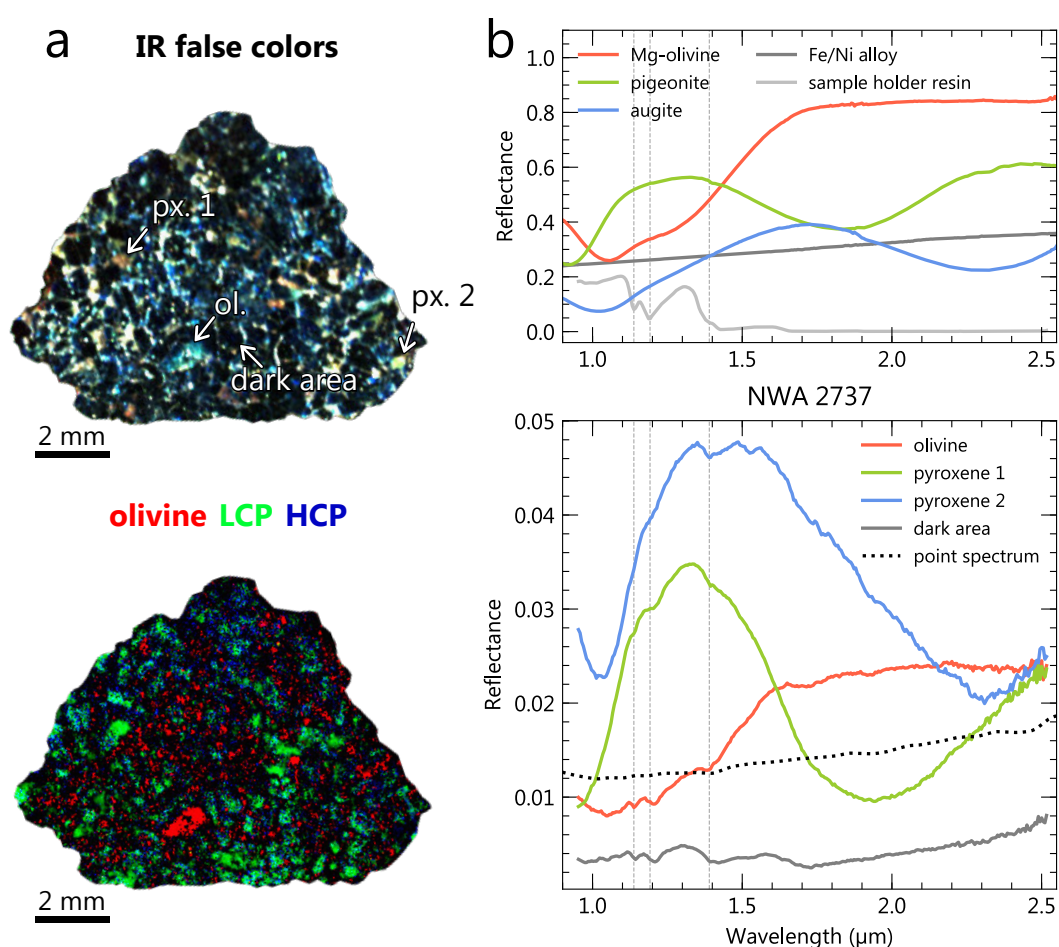


Figure 12 – Hyperspectral cube of chassignite NWA 2737. **(a)** False RGB color composite in the near-infrared ($R = 1.22 \mu\text{m}$, $G = 1.66 \mu\text{m}$, $B = 2.15 \mu\text{m}$) and associated RGB spectral parameters map below ($R = \text{olivine index}$, $G = \text{LCP index}$, $B = \text{HCP index}$). In the IR false color composite chosen, olivine, LCP and HCP appear blue, red/pink and green/yellow respectively. **(b)** Spectra extracted from the hyperspectral cube of NWA 2737 (solid lines, location of spectral extraction shown with arrows on panel (a)) and point spectra obtained with the point spectrometer on a large part of the sample surface (dotted lines, see Fig. 1 for measurement location), compared with laboratory reflectance spectra of known minerals taken from the PDS Geoscience Spectral Library. Laboratory spectra IDs are as follows: forsterite C3PO51, pigeonite C1PP42, augite C1SC35 and Fe/Ni alloy C1SC12. The resin spectrum was measured outside of the meteorite, in the resin sample holder. Dashed lines refer to the absorption bands of resin. Olivine, LCP and HCP are detected in the sample spectra, with overprinting of the resin signature. The dark areas correspond to olivine crystals. Their reflectance signature (i.e., low reflectance values and a moderate blue slope over the VNIR range) is consistent with the presence of Fe/Ni alloy previously reported in this sample (e.g., [Pieters et al., 2008](#)).

the light by the sample. This effect is best depicted in BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) polar diagrams, where the intensity of the reflected rays at a given wavelength (here outside of the absorption bands of pyroxene) is shown as a function of their emergence angle θ_e (Fig. 16). Since high phase angle measurements were limited, there are no data points at ϕ higher than 90° and 120° for the cut section and powder,

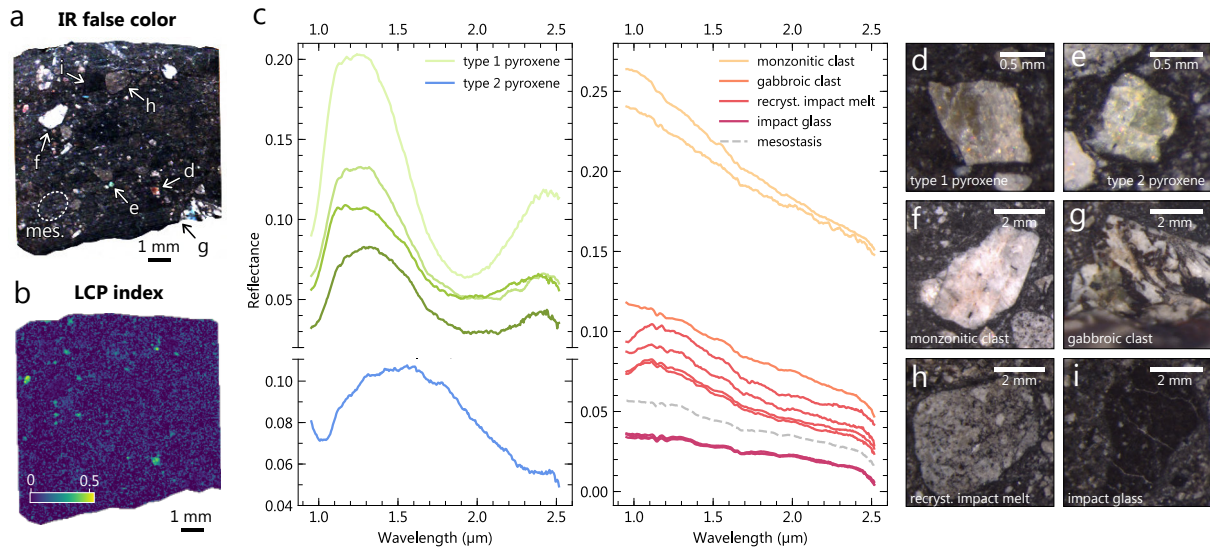


Figure 13 – Hyperspectral cube of the polymict breccia NWA 7034. **(a)** False RGB color composite in the near-infrared ($R = 1.22 \mu\text{m}$, $G = 1.66 \mu\text{m}$, $B = 2.15 \mu\text{m}$). In the IR false color composite chosen, LCP and HCP appear red/pink and green/yellow respectively. **(b)** Associated LCP spectral parameter map. **(c)** Spectra extracted from the hyperspectral cube of NWA 7034. Pyroxene types are defined by their spectral signature. Associated types of clasts observed through a stereo microscope are shown in **(d, e, f, g, h, i)**. Apart from pyroxenes, the clasts in NWA 7034 are associated with a blue slope in the near-infrared range, similarly to the point measurements on large clasts and over the whole chip. Recrystallized impact melts are associated with a subtle absorption band at $\sim 1 \mu\text{m}$, in agreement with the presence of small embedded pyroxene crystals.

respectively. This means that any forward scattering behavior is hardly explored through our measurements. However, measurements at $\phi > 90^\circ$ on the powder show an increase of the reflected light intensity towards higher phase angle, indicating that the sample does produce some forward scattering. The intensity of the backward scattering, which we measured by ratioing the reflectance at $\theta_i = 0^\circ$, $\theta_e = 30^\circ$ by the reflectance at the lowest phase angle measurement ($\theta_i = 0^\circ$, $\theta_e = 10^\circ$), is relatively similar for the particulate sample and for the cut section (Fig. 15). At 600 nm , these ratios are equal to 1.07 and 1.10 for the powder and cut section respectively. The same intensity of forward scattering is observed for measurements at ($\theta_i = 0^\circ$, $\theta_e = -10^\circ$) and ($\theta_i = 0^\circ$, $\theta_e = -30^\circ$), despite the asymmetry in the reflectance level patterns (Fig. 15).

Continuum reddening of the powder spectra is seen to increase with the phase angle, at any incidence. For instance, the reflectance at $2.68 \mu\text{m}$ at $\theta_i = 60^\circ$ and $\theta_e = 60^\circ$ ($\phi = 120^\circ$) is ~ 1.4 times the reflectance at $0.60 \mu\text{m}$, while it is ~ 1.1 times at $\theta_i = 60^\circ$ and $\theta_e = -50^\circ$ ($\phi = 10^\circ$). This effect is also observed on the cut section spectra but is minor compared to the powder observed at the same geometry, with up to 5% of reddening at $\phi = 90^\circ$ compared to $\phi = 10^\circ$.

At low phase angle, the intensity of the light reflected by the powder increases for

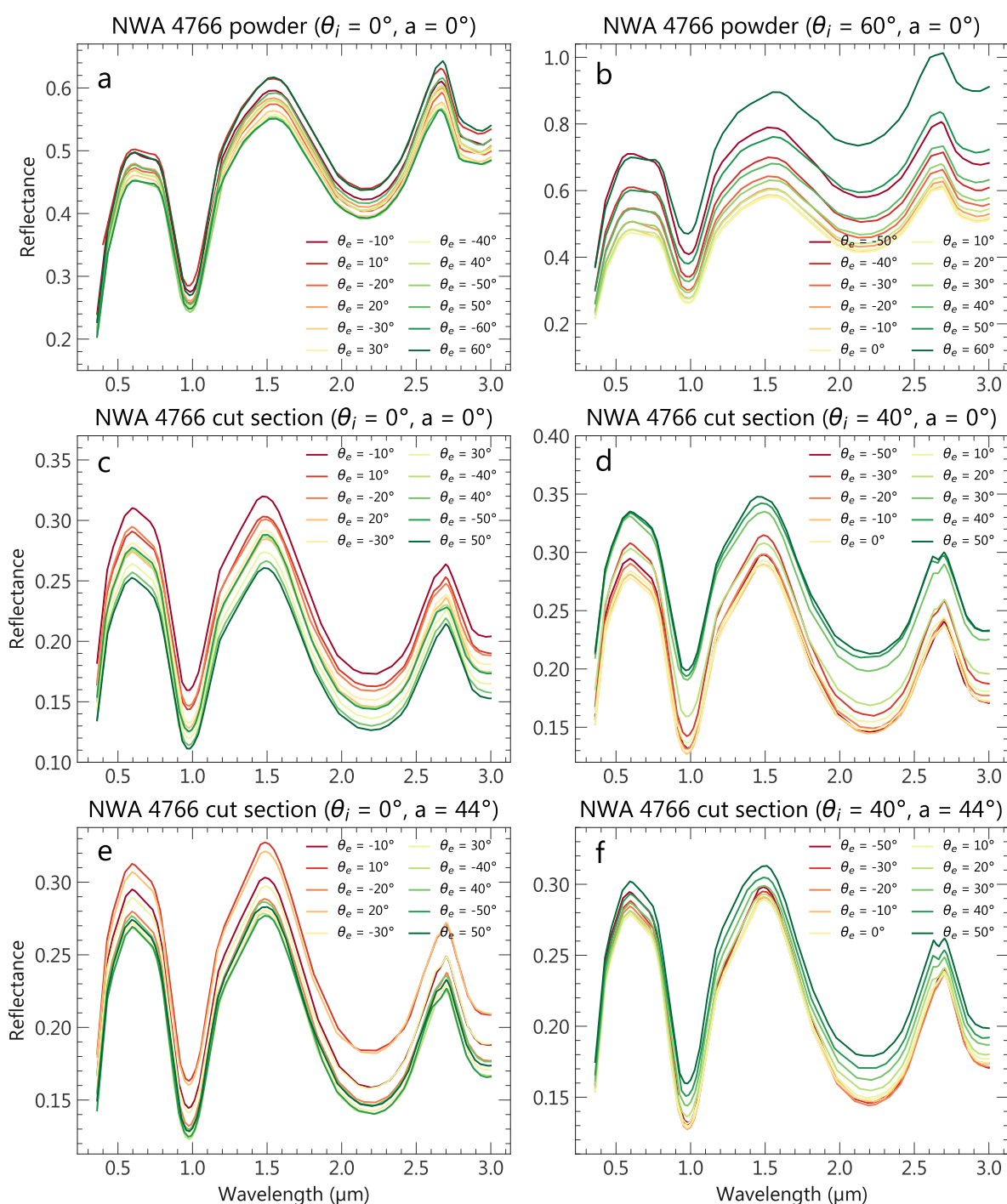


Figure 14 – Spectra of NWA 4766 (basaltic shergottite) acquired with the spectro-gonio radiometer SHADOWS at various observational geometries, with emergence angles between -60° and 60° by steps of 10° for the powder and between -50° and 50° by steps of 10° for the cut section sample. Spectra are color-coded based on the absolute value of the phase angle (low: red, high: green). Technical limitations restrict measurements at low phase angles, hence spectra corresponding the following emergence angles are absent: **(a)** 0° , **(b)** -60° , **(c)** 0° , **(d)** -40° , **(e)** 0° , **(f)** -40° .

oblique incident light (i.e., high θ_i) compared to geometries where the incoming light source is at nadir (i.e., $\theta_i = 0^\circ$; Fig. 15 and Fig. 16), meaning that the sample tends to produce more backscattered light when illuminated obliquely.

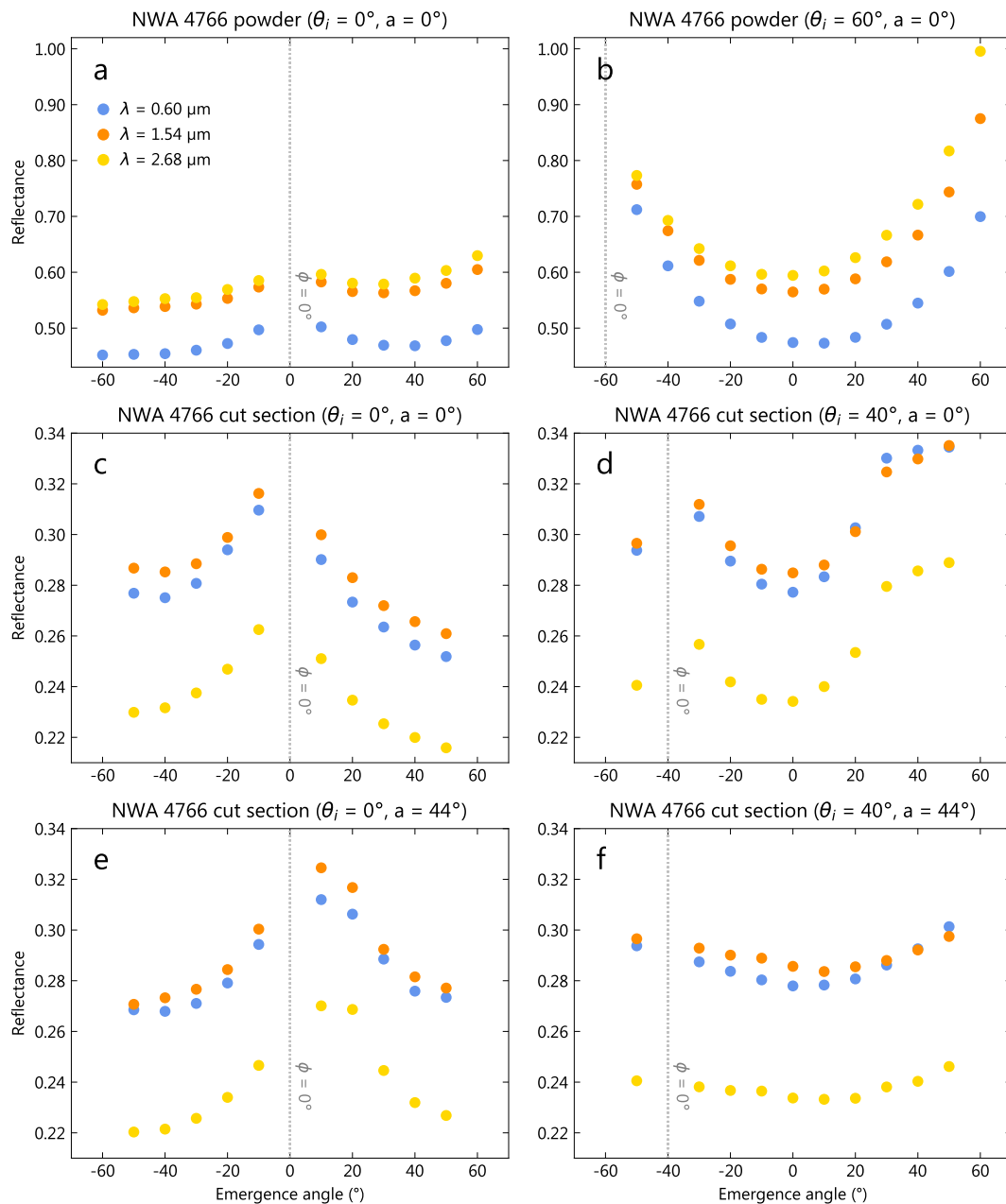


Figure 15 – Reflectance of NWA 4766 (basaltic shergottite) obtained at various incidence, emergence and azimuth angles, with emergence angles between -60° and 60° by steps of 10° for the powder and between -50° and 50° by steps of 10° for the cut section sample. The reflectance was measured outside of the absorption bands of pyroxene, at the following wavelengths: $0.60\ \mu\text{m}$ (blue dots), $1.54\ \mu\text{m}$ (orange dots), $2.68\ \mu\text{m}$ (golden dots). Asymmetry in the reflectance levels pattern is explained by non-perfectly flat samples during measurement.

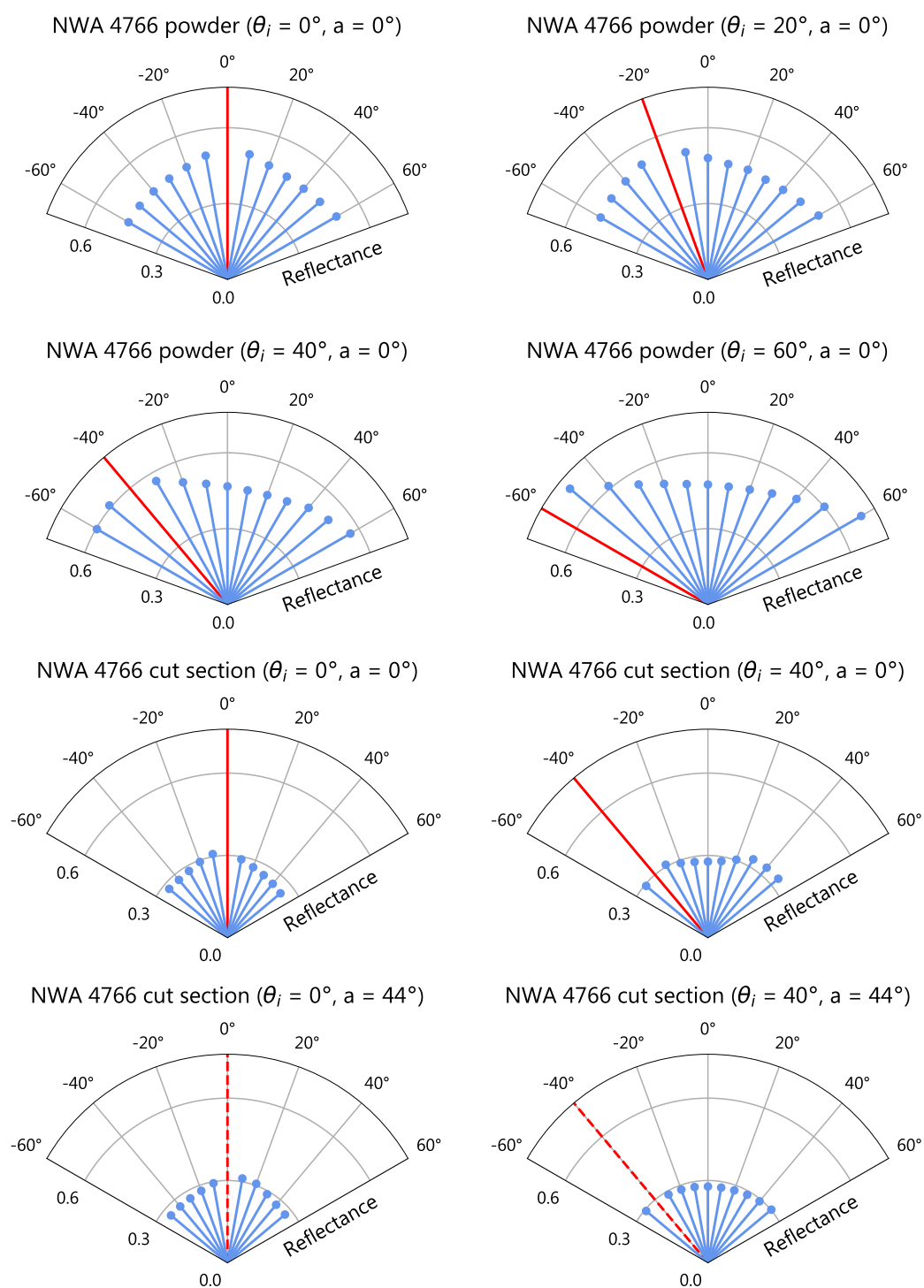


Figure 16 – BRDF at $0.6 \mu\text{m}$ for NWA 4766. The blue lines correspond to the reflectance for various emergence angles (see Table 2 for angle values). The incidence angle is indicated with a red line, dashed when the illumination is not in the principal plane ($a \neq 0^\circ$). Moderate backward scattering behavior is observed for both types of sample, while only the particulate sample shows clear moderate forward scattering behavior (at the observation geometries explored).

4.3.2 Reflected light strength outside of the principal plane

The effects of measuring the reflected light at varying azimuth angle on reflectance spectra can be assessed through bidirectional measurements on the cut sample, where the reflected light was measured at positive azimuth (Table 2). Observations with variable azimuth for vertical illumination seem to generate similar spectra in terms of absolute reflectance (see Fig. 15c compared to 15e) and band depths (see red curve compared to orange curve in Fig. 17d and 17e) than measurements in the principal plane. At oblique incident light, changes in azimuth produce distinct spectra than those measured in the principal plane: the absolute reflectance shows little variation at diverse emergence angles (Fig. 14f, Fig. 15f, and Fig. 16f), suggesting that forward scattering probably does not extend laterally outside of the principal plane.

Overall, considering all the bidirectional spectra at various incidence, emergence and azimuth angles, the maximal variation of reflectance observed at the same wavelength is 9% for the cut section and 46% for the powder. This value for the powder drops to 14% when considering only the observation geometries that were explored commonly for both sample types (the variation for the cut sample remains unchanged). If the two types of samples and all geometries are considered, the maximum reflectance variation spectrum-to-spectrum is up to 79% of reflectance for NWA 4766.

4.3.3 Effect of the observational geometry on band parameters

No significant shift in band positions is observed with varying observational geometry: no more than 5 nm for band I and no more than 60 nm for band II. These little variations appear uncorrelated from the reddening of the spectra and are most likely caused by uncertainties in continuum removal, or slight variations of the grains measured between different observational geometries (as the measurement spot varies).

The strength of band I and II show variations with changing observation angles, respectively up to 11% and 9% for the particulate sample and up to 12% and 11% for the cut section. This leads to the BD_I/BD_{II} ratio increasing with the phase angle, with up to 17% of variation given the observational geometry. Notably, weaker absorption of band II is observed for the powder, compared to the cut section; however, a small change of composition between the powder and the chip sample can account for this variation. The variation of band depths depending on the observational geometry seems to be anticorrelated with the variation of reflectance: maximum band depths for both absorption bands are observed when the reflectance is low ($\phi \sim 40\text{--}60^\circ$), while the lowest band depths are observed at ϕ close to 0° and at $\phi = 120^\circ$ which correspond to high absolute reflectance (Fig. 15 and 16). Similar to what is observed for the absolute reflectance, band depths

appear to fluctuate less at high incidence and high azimuth (green curve in Fig. 17d and 17e), than in the principal plane at the same incidence (yellow curve in Fig. 17d and 17e).

Considering both samples and all explored geometries, strength of band I and II vary by up to 13% and 21% respectively.

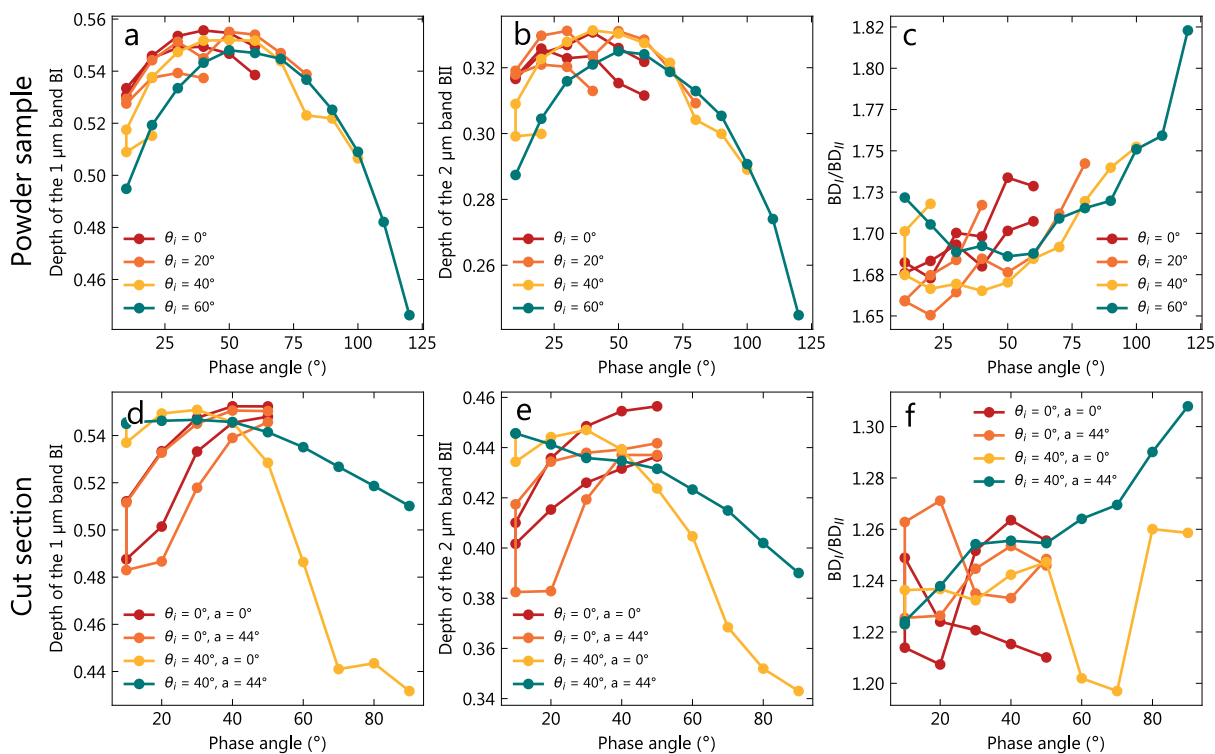


Figure 17 – Variation of the pyroxene bands parameters as a function of the observational geometry, for the powder (a, b, c) and cut section (d, e, f) samples of NWA 4766.

5 Discussion

5.1 Comparison of point spectra and cubes

As expected, the point spectra acquired on the meteorites with the SHADOWS spectrometer result from the spectral mixing of various components. In NWA 480, the basaltic shergottite, three main phases are identified in the spectral imagery: the 2 μm absorption band centers indicative of low and high-calcium pyroxenes (from the core to the rim of the crystals), and a groundmass with an intermediate 2 μm band center and lower reflectance values. Comparison with SHADOWS measurement shows that these three components are spectrally mixed in the point spectrum of NWA 480, which exhibits intermediate 2 μm band center and moderate reflectance values (Fig. 7e). In ol-phyric and ol/opx-phyric shergottites cubes, olivine phenocrysts and dark areas embedded in a pyroxene groundmass with a dominant low-calcium signature are identified, while their point spectra are dominated by the spectral signature of the groundmass. Low reflectance value in the point

spectra can be explained by the presence of the olivine phenocryst and the dark areas, which have lower reflectance in the hyperspectral cubes. The point spectra of the poikilitic shergottites also appear to be a spectral mixing of olivine and pyroxene signatures, with reflectance values intermediate between those of the olivine, LCP and HCP crystals.

These results indicate that significant spectral mixing occurs in the point measurements at spot sizes down to a few millimeters, which is SuperCam's spot size at a few meters from the target (Wiens *et al.*, 2017). At this resolution, imaging spectroscopy (i.e., MicrOmega's technique) is more powerful to isolate the various main minerals and minor phases. However, our previous results on band parameters show that point spectrometry is sufficient to discriminate the different Martian meteorites families and to identify their main mineralogy.

5.2 Nature of the alteration in Martian meteorites

Alteration phases have been reported in many of the meteorites studied here (see dedicated section 2.2). We show that some Martian meteorites have spectra with shallow absorption bands in the near-infrared, which usually point to the presence of alteration phases. In particular, bands at $\sim 1.9 \mu\text{m}$, $\sim 2.3 \mu\text{m}$ and $\sim 2.4\text{-}2.5 \mu\text{m}$, usually attributed to hydrated minerals are observed. Unfortunately, resin contaminants likely present in several of the samples and absorbing at these same wavelengths prevents any definitive conclusion on the ability of reflectance spectrometry to identify these phases in most of our Martian meteorites suite. Nonetheless, several other samples exhibit these bands while never have been embedded in resin: DaG 489, NWA 1068 pairs, NWA 7397, NWA 8159, SaU 008 and Tissint.

Our measurement with imaging spectroscopy show that, in DaG 489, a smectite phase occurring in patches in the sample is the cause of the shallow absorption bands observed in the point spectrum. In paired DaG 476, the bright mineral phase occurring in fractures, in grain boundaries and filling cavities was identified to be a Ca-carbonate (Greshake et Stöffler, 1999; Zipfel *et al.*, 2000; Mikouchi *et al.*, 2001). While carbonate, if present in our sample, is not detected in DaG 489 with imaging spectroscopy, Greshake et Stöffler (1999) and Mikouchi *et al.* (2001) reported iddingsite (mixture of oxides, ferrihydrites and poorly crystalline phyllosilicates rich in iron and magnesium) associated with altered olivine grains of DaG 476. The iddingsite is probably the phase detected here, and in particular the phyllosilicate component, which we identify to be a Mg-smectite (a common product of olivine alteration, e.g., Dehouck *et al.*, 2014).

Similar to the Dar al Gani pair, the terrestrial Ca-carbonate phase which fills fractures in the NWA 1068 pair (Barrat *et al.*, 2002) was not detected in the point spectra or in the hyperspectral cubes. Instead, these white fractures have the spectral signature of

hydration, with bands at $\sim 1.4 \mu\text{m}$ and $\sim 1.9 \mu\text{m}$, and lack the carbonate bands at $\sim 2.3 \mu\text{m}$ and $\sim 2.5 \mu\text{m}$. Hydrous carbonates can have similar features with subdued $2.3 \mu\text{m}$ and $2.5 \mu\text{m}$ (Harner et Gilmore, 2015) and, although more common in cold desert finds, were reported in hot desert finds (Miyamoto, 1991). However, hydrous Ca-carbonate such as monohydrocalcite are usually metastable with respect to calcite and aragonite (Hull et Turnbull, 1973) and are not expected to precipitate extensively in a hot desert environment, or to be preserved during a long-term storage at room temperature. Hydrous Mg-carbonates such as hydromagnesite or nesquehonite on the other hand, can be stable if the formation of magnesite (anhydrous Mg-carbonate) is kinetically inhibited (i.e., by temperature or CO_2 partial pressure), and have been reported in weathered chondrites (Marvin et Motylewski, 1980; Hänchen et al., 2008). Consequently, a terrestrial hydrous Mg-carbonate is likely the phase detected in the NWA 1068 pair.

The alteration phases causing the shallow absorptions in the other meteorites without resin are quite challenging to determine, as hyperspectral imaging of the samples fails at isolating these phases to retrieve interpretable spectra, at least at the spatial resolution and SNR of our measurements. Of particular interest is the $1.9 \mu\text{m}$ band identified in Tissint spectrum; as this meteorite is an observed fall, any hydrated mineral is likely of Martian origin. The only mineral that can exhibit hydration and that has been documented in Tissint is apatite, which is reported in minor phases (less than 1%; Chennaoui Aoudjehane et al., 2012). The absorption in Tissint spectrum is very subtle ($\sim 1\%$ of absorption after removal of the pyroxene $2 \mu\text{m}$ band), which is agreement with the very low content of hydrated minerals reported. Also, water adsorption during the measurement cannot be excluded.

5.3 Observational geometry considerations

As expected, the Martian sample studied both in powder and section form (NWA 4766) shows a non-Lambertian behavior with significant backward scattering. A forward scattering peak is observed for the powder sample, while it could not be investigated on the chip sample (as no measurement at a phase angle higher than 90° was performed).

Notably, an anticorrelation between reflectance and band depth was measured: at observational geometries minimizing the reflectance level (usually for $\phi \sim 40\text{--}60^\circ$), maximization of band depth was observed, and vice versa. Pommerol et Schmitt (2008); Shepard et Cloutis (2011) and Beck et al. (2012) observed the same trend at high phase angle, respectively on a smectite and volcanic tuff, on lazurite and on meteorites. Pommerol et Schmitt (2008) proposed that, for these observational geometries, the proportion of photons scattered by direct reflections on the surface grains compared to the absorbed photons is more important, causing a decrease of band strength at high phase angle. This

arch shape (Fig. 17) observed for the evolution of band depths as a function of phase angle was observed by [Beck *et al.* \(2012\)](#) and [Schröder *et al.* \(2014\)](#) with reflectance ratios and is likely linked with the spectral slope, though band depths formulation is more complex than reflectance ratios.

The increase of reddening with phase angle in the powder's spectra was also observed by [Beck *et al.* \(2012\)](#) and [Schröder *et al.* \(2014\)](#), where some microscopic roughness effects, unpredicted by the classical radiative models, are proposed to explain this spectral behavior.

The SuperCam visible and infrared spectrometers acquire spectra at different sol hours, which makes the phase angle and azimuth between the Sun (light source) and the rover's Mast Unit (which collects the reflected light) highly variable from one observation to another ([Fouchet *et al.*, submitted](#)). Previous bidirectional measurements have already shown the significant impact of a changing observational geometry on the spectral reflectance levels and band strengths. Hence, the main goal of SuperCam reflectance spectrometers will be the mineralogical identification rather than the quantification, which can be biased if relying on band depth. We quantified the significance of these changes on a Martian sample for phase angles ranging from 10° to 120° and for positive azimuth. Though the rocks that will be analyzed by the Perseverance rover will be very diverse, and will include sedimentary and igneous rocks (e.g., [Goudge *et al.*, 2015b, 2017](#); [Horgan *et al.*, 2020](#)), our results illustrate the expected variations in reflectance and band depths due solely to changes in the observation geometry.

For our sample and angles explored, the absolute reflectance of the powder can be doubled, while variations of only ~10% are observed for the rock sample. Thus, while caution should be applied when interpreting future measurements from SuperCam for the reasons developed above, it is noted that the effects of variable observation geometries on the absolute reflectance are less important for the rock than for the loose material. In addition, while the powder is remarkably more reflective than the rock slab, pyroxene band strengths are comparable in spectra of both samples. Of interest for the identification of subtle bands associated to alteration minerals, there is a band strength optimum depending on the phase angle (in our case between 40° and 60°). However, this optimum also corresponds to minimal absolute reflectance, hence lower SNR measurements. A phase angle compromise between absolute reflectance and band strength is recommended. Measurements performed at angle $\pm \phi$ around this optimum are expected to be comparable both in terms of reflectance level and band depth. Additionally, measurements performed with different azimuths are also expected to be comparable in terms of absolute reflectance and band depths if they are acquired close to the nadir – if ever achieved on Mars.

5.4 Implications for the spectral study of igneous rocks on Mars

Our sample suite reflects the global diversity of Martian meteorites, where effusive rocks are rare and intrusive rocks dominant. Thus, the spectral features of most of our samples should not be directly compared to the orbital observations of the surface – except from outcrops where rocks have been excavated from depth, by erosional processes or during an impact (e.g., rocks in central peaks of complex craters; [Brustel et al., 2019](#)). Nevertheless, this case study can be interpreted in terms of phase detectability and mixing in the spectral data.

Over the last decades, reflectance spectroscopy between $\sim 1 \mu\text{m}$ and $\sim 2.6 \mu\text{m}$ has been used to study the diversity of the Martian crust at a global scale (e.g., [Bibring et al., 2005](#); [Mustard et al., 2005](#)). The predominant detection of pyroxene (and olivine) on Mars indicates that the crust is dominated by poorly evolved lithologies. The detection of felsic rocks by reflectance and thermal infrared measurements over the highlands ([Christensen et al., 2005](#); [Bandfield, 2006](#); [Carter et Poulet, 2013](#); [Wray et al., 2013](#)), in situ at Gale crater ([Sautter et al., 2015](#)) and in the Martian breccia ([Agee et al., 2013](#)) showed that at least locally, evolved lithologies exist on Mars. While feldspars are more challenging to detect than pyroxenes when mixed with other minerals ([Crown et Pieters, 1987](#)), our measurements on meteorites at high resolution show that, even isolated from the pyroxenes (i.e., in spectral cubes), they are hardly detectable. High shock pressure during the impact(s) is likely to decrease the $\sim 1.3 \mu\text{m}$ absorption band depth of feldspars ([Johnson et Hörz, 2003](#)) but does not alone explain the complete absence of absorption in our spectral data. Other explanations on the non-detection of this band include low-iron content (as the absorption is caused by Fe^{2+}) or the presence of darkening impurities in the feldspars. Felsic clasts in NWA 7034 are broadly featureless in the VNIR range: they sample a primitive Martian crust that is probably undetectable from the orbit with reflectance spectroscopy.

Important interpretations about the magmatic evolution and cooling history of the Martian crust are derived from the types of pyroxene detected from the orbit (e.g., [Baratoux et al., 2013](#)). We show that, based on spectral parameters, Martian meteorites with both low- and high-calcium pyroxene are hardly distinguishable from rocks with a single intermediate type of pyroxene, while these rocks can be formed via different magmatic processes (e.g., the presence of exsolution lamellae of new composition can occur with slow cooling). We highlight the necessity to consider spectral mixtures when interpreting pyroxene-dominated spectra, where deconvolution methods like the Modified Gaussian Models (MGM) should be applied ([Sunshine et Pieters, 1993](#)).

6 Summary

By collecting an extensive suite of samples representative of the Martian meteorites, we were able to produce spectral measurements of several samples of each family in the VNIR range. The key findings are summarized below.

- The measurement spot of the spectro-gonio radiometer SHADOWS is analogous to the size of those of Mars 2020 SuperCam VNIR spectrometer at $\sim 2\text{--}4$ m distance (Wiens *et al.*, 2017). Overall, our measurements with SHADOWS are able to recover the primary mineralogy of the Martian meteorites suite, based on the absorption bands parameters: olivine, low and high-calcium pyroxene. The presence of maskelynitized plagioclase is not detected. Although not abundant in Martian meteorites, some hydrous phases are detected, but their identification is impeded by the spot size and is eventually achieved using high-resolution imaging spectroscopy (MicrOmega's technique). The alteration phases identified likely consist of a hydrous Mg-carbonate of terrestrial origin (in NWA 1068) and a Mg-smectite (in DaG 489);
- the most effective distinction within Martian meteorites based on the point spectra is achieved using the positions of band I versus position of band II criterion, which enables the identification of nakhlites over shergottites, having different pyroxene composition and olivine contents. Similarly, further discrimination can be made inside the various shergottite classes, between basaltic, phyrlic and poikilitic shergottites. No correlation between spectral properties and ejection ages is observed;
- At 2–4 m from the outcrop, the point spectra acquired by SuperCam are likely to suffer from spectral mixing. Here, and as confirmed by imaging spectroscopy, the point spectra acquired by SHADOWS are the result of mixing between high and low-calcium pyroxenes, olivine and additional darkening phases (e.g., melt, oxides or alloys). Rocks dominated by a single type of pyroxene with intermediate calcium content and rocks dominated by both LCP and HCP cannot be easily distinguished from each other based on band parameters. However, using the FWHM of band II seems to help in the discrimination, being more often higher in the case of mixtures;
- multiple bidirectional measurements on a shergottite, the most abundant type of Martian meteorites, confirm their non-Lambertian behavior in both particulate and consolidated form, with forward scattering (at least for the powder) and backward scattering of the VNIR light. While strongly variable reflectance levels are observed for the powder with varying observational geometry, these variations are lower for the consolidated sample. The pyroxene absorption strengths show variations up to $\sim 10\%$, comparable in both types of sample;
- of interest for in situ identification of minor minerals, the absorption strengths are

maximal at moderate phase angle (here between 40° and 60°). Measurements performed outside of the principal plane and/or at angle $\pm \phi$ around this optimum are expected to be comparable both in terms of reflectance level and band depth.

The meteorite spectra are available for further studies in the supplementary materials.

Acknowledgments

We thank B. Reynard, F. Moynier and J.-A. Barrat for providing a significant number of meteorite sample analyzed in this study. L. M and C. Q-N have been supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR, ANR-18-ERC1-0005) and by the Centre National d'Études Spatiales (CNES) in France. P. B. has been supported by the H2020 European Research Council (ERC, SOLARYS ERC-CoG2017_771691).

IV.4 Réflectance des analogues terrestres

IV.4.1 Roches entières

L'ensemble des spectres de réflectance de la base de données et les mesures de DRX associées ne peuvent être décrits en détail ici. Ainsi, nous présentons dans cette section quelques résultats sur des échantillons sélectionnés.

IV.4.1.1 Roches magmatiques

Nous avons mesuré les spectres de réflectance de roches magmatiques diverses. Les figures suivantes (Figures IV.14 et IV.15) présentent des exemples de spectres mesurés sur les surfaces non traitées de ces roches. Tous ces spectres présentent les bandes de minéraux d'altération, dont les absorptions peuvent être modérées (Figure IV.14) ou intenses (Figure IV.15). Ces roches sont majoritairement sombres et excèdent rarement 10% de réflectance¹ ; cette valeur monte à 40% si les spectres présentent les signatures de minéraux d'altération. Globalement, une tendance sur les niveaux de réflectance est observée, avec les roches les plus sombres dans le visible et proche infrarouge étant les moins évoluées (basaltes, gabbros) et les roches les plus claires étant les plus évoluées (trachytes, dacites, rhyolites). Cette dépendance en teneur de silice est attendue, les roches les moins évoluées étant plus riches en ferromagnésiens, qui absorbent efficacement le visible et proche infrarouge, tandis que les minéraux issus de magmas plus évolués (feldspaths potassiques, quartz) sont plus réfléchifs.

Les bandes d'absorption caractéristiques des minéraux actifs dans le visible et proche infrarouge constituant ces roches sont rarement observées ; les absorptions de HCP vers 1,1 μm et 2,3 μm sont observées pour un échantillon de basalte et de dacite (Figure IV.14).

De nombreuses roches d'aspect frais ont des spectres dominés par la signature spectrale des phyllosilicates. Par exemple, le spectre d'un échantillon de rhyolite d'aspect compact et sans patine d'altération apparente (Figure IV.11) est entièrement dominé par les bandes d'absorption d'une (ou plusieurs) espèce(s) de smectite Al/Fe³⁺ (fortes absorptions à 0,89 μm , 1,42 μm , 1,92 μm et 2,21 μm). Cette observation est importante, puisqu'elle souligne la difficulté d'interprétation des spectres de réflectance mesurés depuis l'orbite, où le contexte pétrographique des roches à la surface est inconnu : en se basant sur des spectres de réflectance présentant les mêmes caractéristiques que ceux de minéraux argileux en phase pure, une unité peut rapidement être interprétée comme très altérée, ce

1. À noter néanmoins que les échantillons magmatiques collectés sous forme de roche et non de poudre sont relativement pauvres en silice

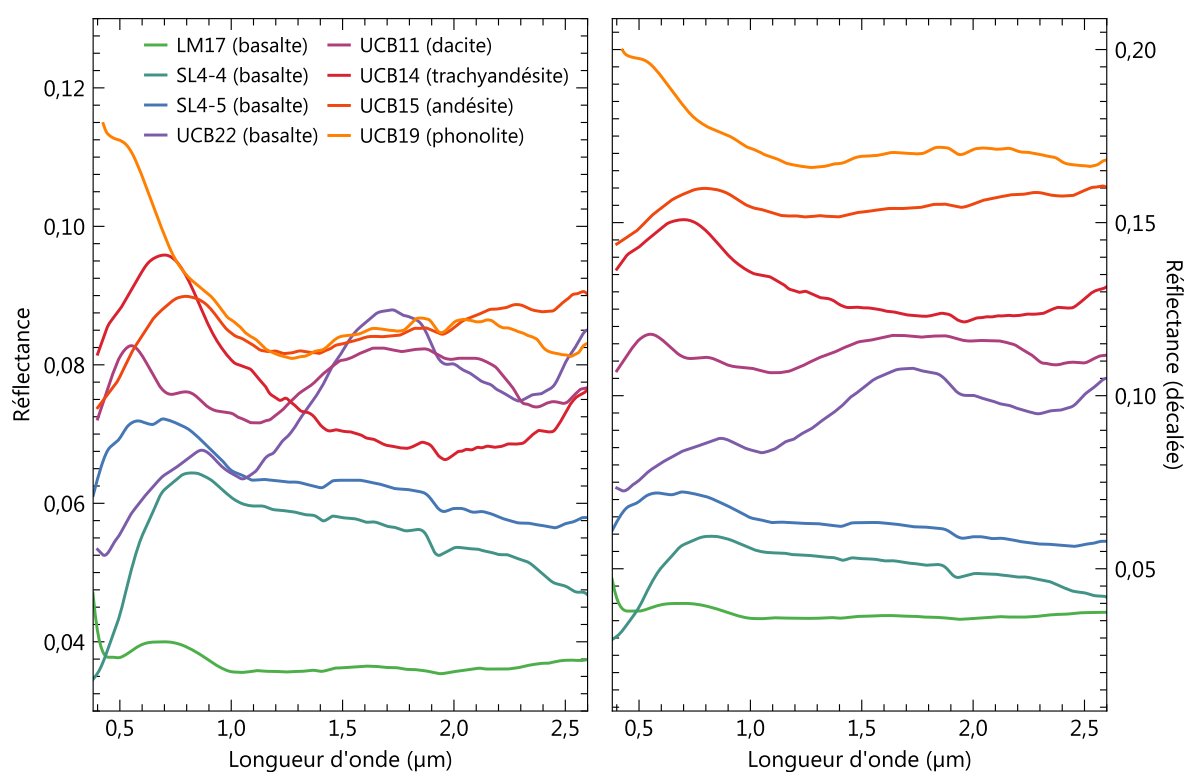


Figure IV.14 – Exemples de spectres de réflectance sur la surface de roches magmatiques, présentant des signatures modérées d'altération dans le visible et proche infrarouge

qui n'est pas nécessairement le cas (bien que le mélange spectral ayant lieu depuis l'orbite lors des transferts d'échelle soit encore peu compris).

Série magmatique de Ploumanac'h

La série de roches magmatiques de Ploumanac'h offre la possibilité d'étudier l'impact de l'évolution magmatique sur les spectres de réflectance, pour des conditions d'altération similaires. L'intégralité de la série a été étudiée en DRX (Table IV.5). Seules des poudres étaient ici disponibles ; on rappelle que les poudres sont généralement plus réfléchives que les surfaces de roche et présentent des bandes d'absorption moins larges. Les spectres sont présentés en figure IV.16.

Globalement, on retrouve une tendance similaire aux spectres de roches magmatiques étudiés précédemment : les échantillons des roches les plus évoluées sont plus réfléchives dans le visible et proche infrarouge, les gabbros, pauvres en quartz, étant les plus sombres (entre 20% et 65% de réflectance) et les granites les plus riches en quartz, les plus clairs (entre 30% et 95%). Une forte absorption de l'UV et du proche-visible liée aux transferts de charge est également visible. Les bandes d'absorption du pyroxène sont visibles sur le spectre du gabbro B1 (le plus riche en pyroxène de la série) à 0,93 μm et $\sim 2 \mu\text{m}$. Cette première bande est également distinguable sur le spectre du gabbro

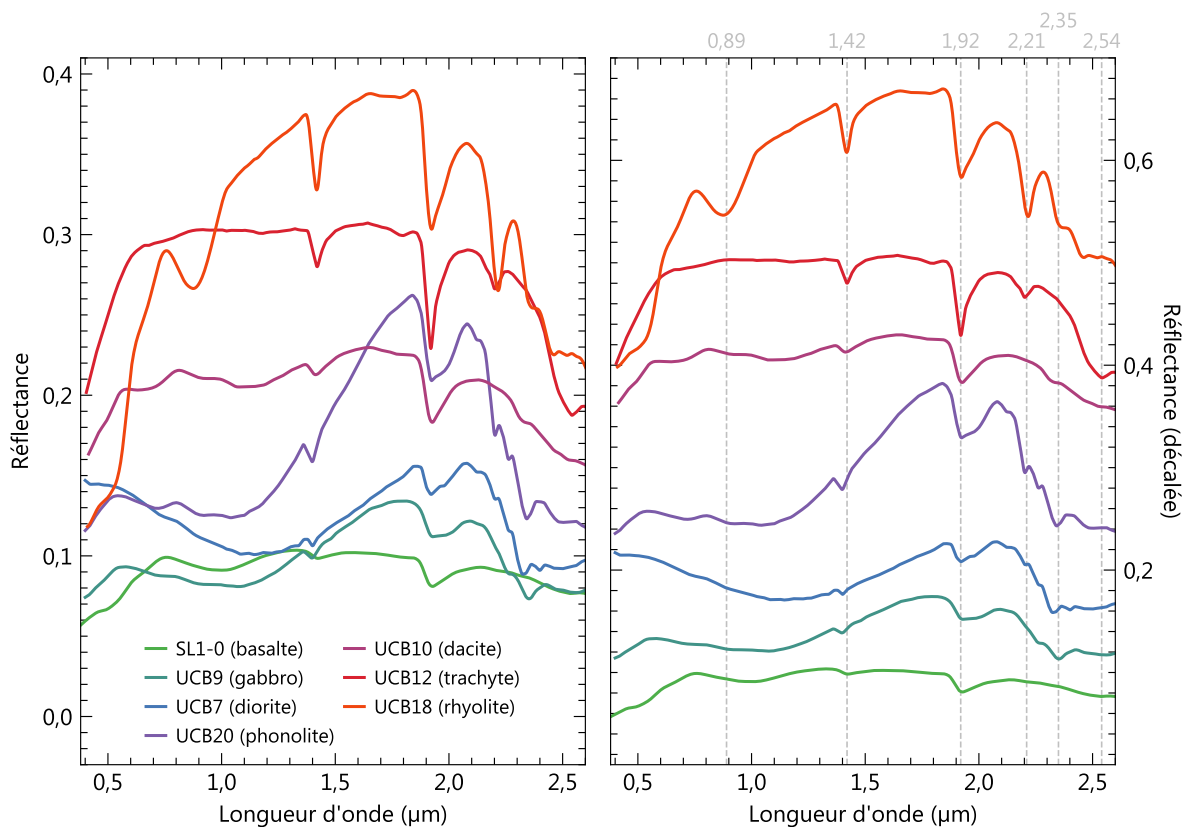


Figure IV.15 – Exemples de spectres de réflectance sur la surface de roches magmatiques, présentant de fortes signatures d'altération dans le visible et proche infrarouge. Les roches ainsi que la localisation du faisceau de mesure à leur surface sont montrées en figure IV.11.

B2. Une légère convexité centrée à $1,2 \mu\text{m}$ et observée sur l'ensemble des spectres peut être reliée au feldspath. Cette absorption est néanmoins très faible, malgré le fait que les feldspaths soient majoritaires dans les échantillons, pointant vers leur pauvre teneur en fer. La présence de minéraux d'altération, bien que minoritaire dans tous les échantillons, est visible sur les spectres de réflectance et cohérente avec l'estimation DRX : la présence des phyllosilicates est marquée par la présence d'absorptions vers $1,9 \mu\text{m}$, dans la gamme entre $2,2 \mu\text{m}$ et $2,5 \mu\text{m}$ et par la bande d'eau à $3 \mu\text{m}$. La baisse de la proportion de phyllosilicates avec l'évolution des roches et l'augmentation en silice (Table IV.5) s'observe sur la bande à $3 \mu\text{m}$, qui se décale de $2,8 \mu\text{m}$ (bande des phyllosilicate) vers $3,0 \mu\text{m}$ (eau structurale et adsorbée). La transition entre les assemblages d'altération amphibole/mica (gabbros, diorite, granodiorite) à mica (granites) s'observe également sur les spectres de réflectance, dans la région entre $2,2 \mu\text{m}$ et $2,5 \mu\text{m}$, où les absorptions d'une amphibole ($2,32 \mu\text{m}$ et $2,40 \mu\text{m}$) laissent place à celle d'un mica sur les spectres de granite ($2,22 \mu\text{m}$ et $2,44 \mu\text{m}$). La serpentine, dont les pics de diffraction sont proches des limites de détection, n'est pas détectée sur les spectres de réflectance.

	px	serp	amph	bt	fd plag	fd K	qz
B1 (gabbro)	++	+	+	+	++++		
B2 (gabbro)	+	+	+	+	++++		+
E8 (gabbro)	+	+	+	+	++++		+
C3 (diorite)		+	+	+	++++	+	+
D5 (granodiorite)			+	+	+++	+++	+
B5 (monzogranite)				+	+++	++	++
D12 (monzogranite)				+	+++	++	++
A3 (syenogranite)				+	++	++	++++
G37 (syenogranite)				+	+++	++	+++

Table IV.5 – Composition minéralogique des échantillons de la série de Ploumanac'h, à partir de mesures de DRX (*px* : pyroxène, *serp* : serpentine, *amph* : amphibole, *bt* : biotite, *fd plag* : feldspath plagioclase, *fd K* : feldspath potassique, *qz* : quartz)

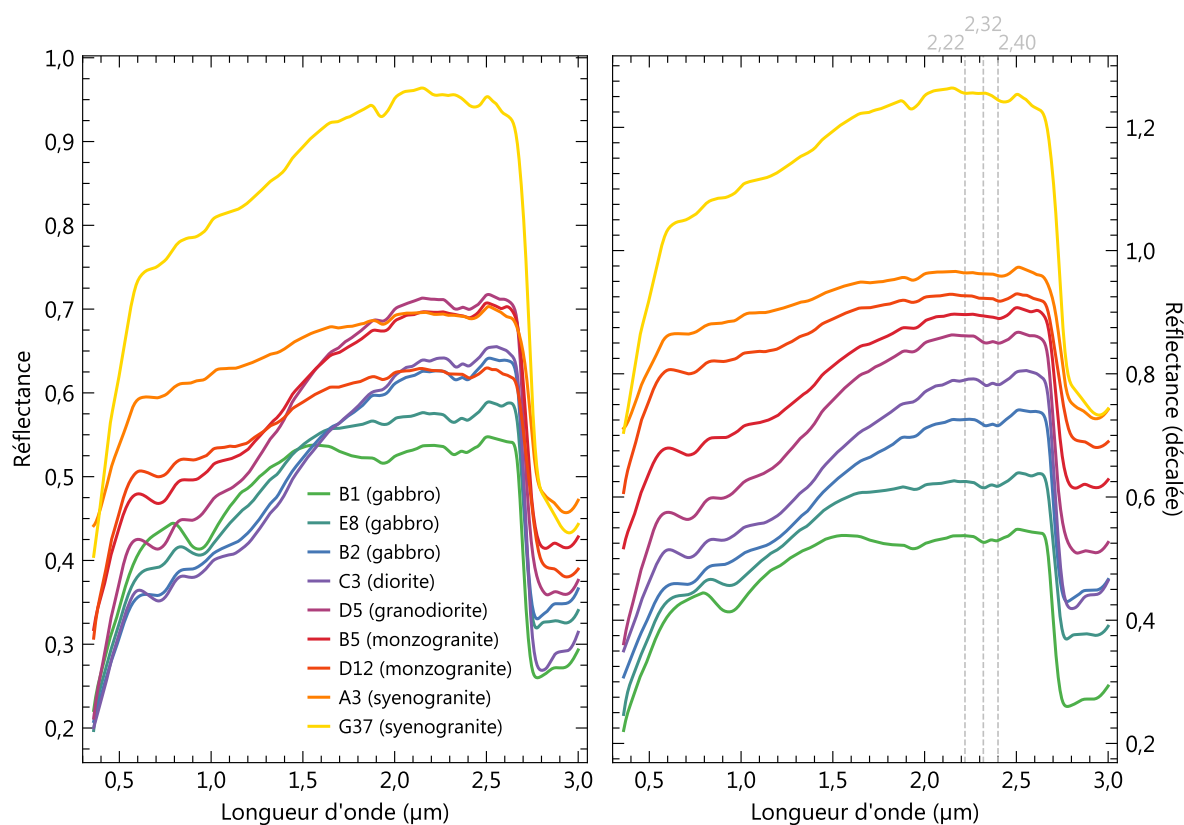


Figure IV.16 – Spectres de réflectance des échantillons (poudre) de la série de Ploumanac'h

IV.4.1.2 Roches d'altération

Paléosol de Montclaret et des Barrys

Les carrières de Montclaret et des Barrys (Loire et Haute-Loire) présentent des affleurements de coulées basaltiques altérées par pédogenèse sur quelques mètres (Figure IV.17 et IV.18).

L'affleurement de Montclaret montre une évolution du bas au haut de la stratigraphie, allant de basaltes modérément altérés (éch. SL1-3t), à des basaltes plus intensément altérés (éch. SL1-3b), à un sol d'argiles et de carbonates (éch. SL1-3) pour finir sur un sol plus riche en minéraux argileux (éch. SL1-2). L'échantillon de basalte modérément altéré présente un spectre de réflectance relativement plat dans l'infrarouge, avec une surimposition des bandes d'hydratation à 1,4 μm , 1,9 μm et 3 μm . Ces bandes sont plus intenses pour l'échantillon de basalte plus altéré, avec la présence de la bande Al–OH à 2,2 μm . L'échantillon SL1-3 présente les mêmes bandes d'hydratation, avec la bande du fer (1 μm) et de CO_3 (2,3 μm , 2,5 μm , et plus subtilement 3,4 μm et 3,8 μm). Le haut de la stratigraphie présente une bande liée à Al–OH plus intense, ainsi qu'une disparition de la bande du fer, ce qui est attendu pour une séquence de lessivage, où les cations les moins mobiles sont concentrés en haut de la stratigraphie. La bande d'eau à 3 μm est saturée pour tous les échantillons, ce qui a pour effet de masquer la bande des phyllosilicates à 2,8 μm et celle des carbonates à 3,4 μm et 3,8 μm .

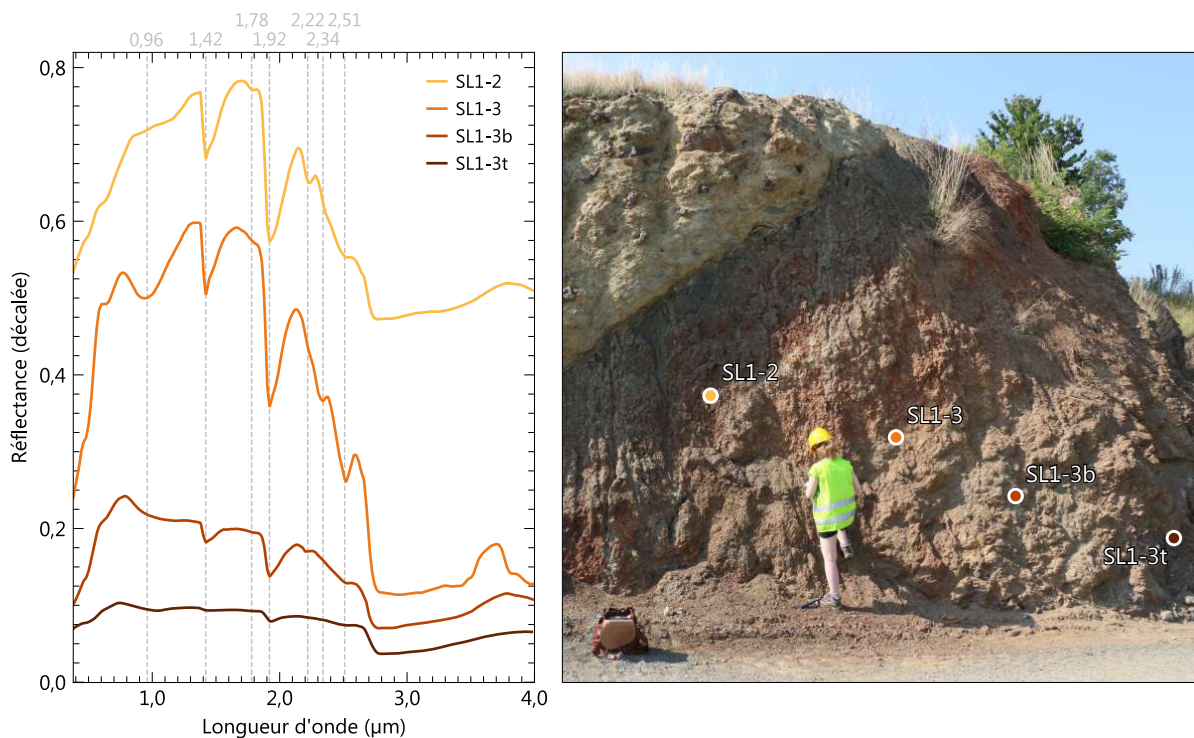


Figure IV.17 – Affleurement du paléosol échantillonné dans la carrière de Montclaret et spectres de réflectance sur les échantillons collectés (photo : Patrick Thollot)

La séquence d'altération pédogénétique de la carrière des Barrys (Figure IV.18) est comparable à celle de la carrière de Montclaret sur les premiers mètres. La stratigraphie consiste en deux coulées basaltiques (éch. SL4-14 et SL4-4) ; la partie supérieure de la coulée basale est altérée en sol. Dans ce sol, sont distingués du bas vers le haut : un niveau saprolithique riche en plagioclase (SL4-10), un niveau riche en oxydes de fer (SL4-11), un

niveau d'argiles cuites (SL4-9), un sol brûlé (SL-8) et une semelle scoriacée argileuse en base de coulée supérieure (SL4-2). Le niveau saprolithique et le niveau supérieur riche en oxydes de fer présentent les bandes de l'eau, ainsi que celles de Al-OH et Fe³⁺-OH, les phyllosilicates identifiés en DRX étant une nontronite (argile Al/Fe³⁺) et une halloysite (argile Al). Le niveau du dessus ne présente pas les bandes du fer, mais seulement celles de l'aluminium, en plus des bandes d'hydratation ; cette séquence, de la roche mère basaltique au niveau riche en argiles alumineuses est comparable à la séquence observée dans la carrière de Montclaret. On observe néanmoins en base de la coulée supérieure une semelle scoriacée riche en une phase d'altération identifiée en DRX comme de la nontronite pure (SL4-2). Le sol brûlé (SL4-8, niveau noir intercalé entre les deux coulées) possède un spectre rouge dans le visible et proche infrarouge, où les principales bandes d'absorption identifiées sont celles de l'eau à 1,9 μm et 3 μm .

Comme pour l'affleurement de Montclaret, la bande d'eau à 3 μm est saturée dans la plupart des cas.

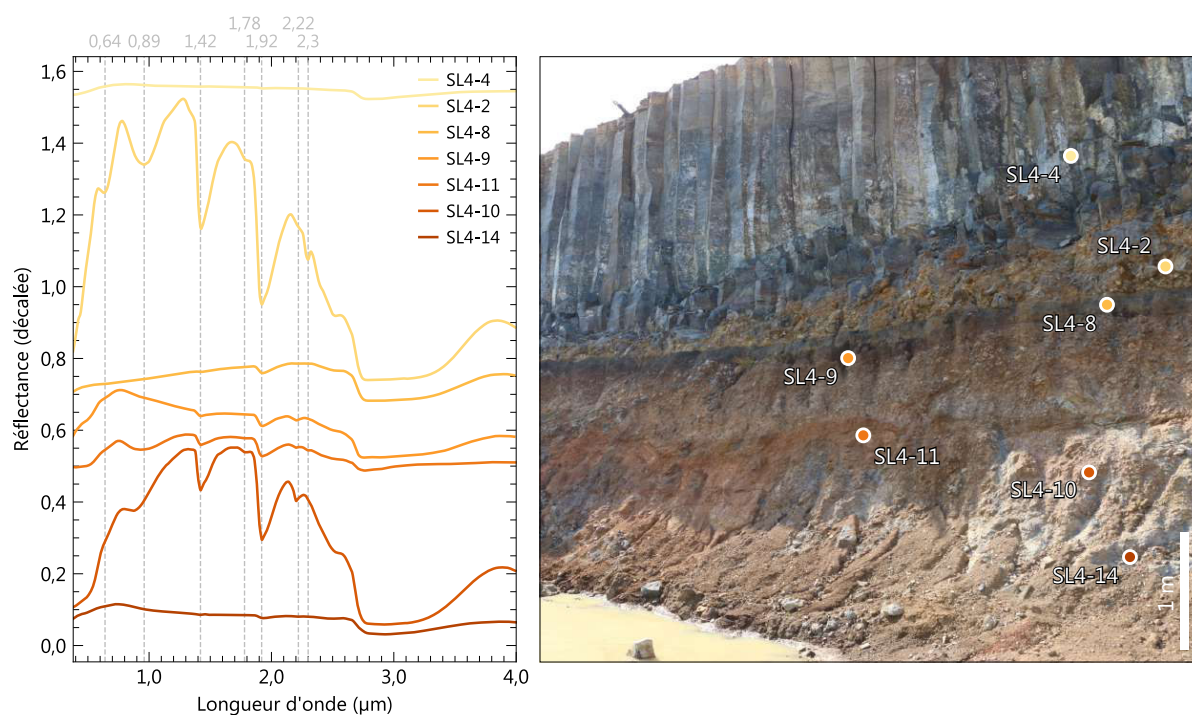


Figure IV.18 – Affleurement du paléosol échantillonné dans la carrière des Barrys et spectres de réflectance sur les échantillons collectés (photo : Patrick Thollot)

Échantillons de Rustrel

Les roches du Colorado Provençal (Rustrel) sont des paléosols dont la roche mère correspond à des sédiments marins d'âge Crétacé, altérés en surface lors de la surrection de la région (Guennelon, 1962). Des mesures DRX ont été effectuées en roche entière et

fraction fine par D. Loizeau sur les échantillons après collecte. Ces derniers montrent une composition minéralogique dominée par le quartz (seul silicate ayant résisté à l'altération), tant sur les analyses en roche entière qu'en fraction fine, avec une faible fraction de kaolinite/halloysite et d'hématite (quelques pourcents de chaque). Ces échantillons sont assez clairs dans le proche infrarouge, avec une absorption très marquée de l'UV et du proche-visible (Figure IV.19). Contrairement aux mesures sur les échantillons de Montclaret et des Barrys qui sont des paléosols d'origine basaltique, les roches de Rustrel montrent des bandes d'hydratation moins intenses, mais des bandes métal-OH et groupement OH plus intenses (bandes à 2,2 μm et 2,75 μm de la kaolinite/halloysite). La bande de transition de Fe^{3+} de l'hématite est également observable vers 0,9 μm .

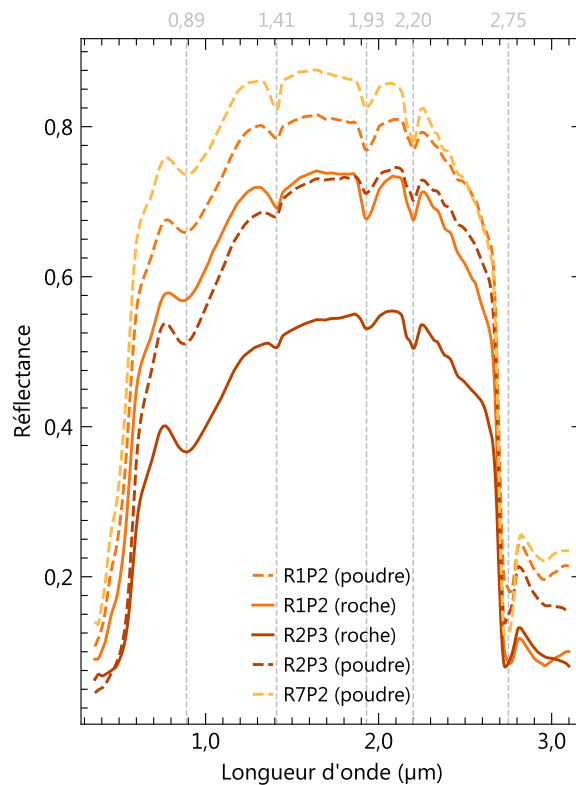


Figure IV.19 – Spectres de réflectance des échantillons de Rustrel

IV.4.1.3 Influence de la granulométrie des roches

Dans le cas des roches magmatiques, la texture est variable, et semble être un facteur prépondérant sur la présence ou non des bandes d'absorption des minéraux primaires. En effet, parmi les roches magmatiques peu altérées et riches en pyroxène, seuls les échantillons ayant des phénocristaux (millimétriques) de pyroxène (IPAG1, UCB22 et à moindre mesure UCB11) présentent clairement des bandes d'absorption à $\sim 1 \mu\text{m}$ et $\sim 2 \mu\text{m}$, les roches de texture microlithique ayant des spectres de réflectance relativement plats (figure

IV.14). Cette observation est en accord avec les spectres des météorites martiennes, qui présentent les bandes d'absorption des pyroxènes pour des textures grenues ou porphyriques. Également comme vu dans la partie sur les météorites martiennes, cette dépendance en granulométrie ne semble pas être un critère à l'apparition d'absorptions liées aux minéraux secondaires, qui peuvent être présentes à faible pourcentage minéralogique et sans identification à l'oeil nu d'une phase d'altération sur la roche (cf. IV.4.1.1).

La plupart des roches échantillonnées dans la campagne de terrain sur des paléosols a été réduite en poudre ($> \sim 100 \mu\text{m}$), ce qui nous permet d'étudier et quantifier l'influence de la granulométrie/porosité (échantillon de roche contre échantillon de poudre) sur les spectres de réflectance dans le visible et proche infrarouge. Sur 28 échantillons, les variations de profondeur d'absorption des bandes à $1 \mu\text{m}$ (Fe), $1,4 \mu\text{m}$ (OH, H_2O et métal-OH), $1,9 \mu\text{m}$ (H_2O), $2,2 \mu\text{m}$ (métal-OH), $2,3 \mu\text{m}$ (métal-OH et CO_3) et $2,5 \mu\text{m}$ (métal-OH et CO_3) ont été mesurées. Comme attendu, les absorptions sont plus profondes dans le cas de roches. Les variations entre échantillon rocheux et poudre sont néanmoins modérées : pour les mêmes géométries d'illumination et d'observation ($\theta_i = 0^\circ$, $\theta_e = 30^\circ$ et $a = 0^\circ$), la bande d'eau à $1,9 \mu\text{m}$ est celle présentant le plus de variations (possiblement en lien avec un échauffement lors du broyage), $2,8 \pm 30,1\%¹$ plus profondes dans le cas de roches. Les bandes à $1 \mu\text{m}$, $1,4 \mu\text{m}$, $2,2 \mu\text{m}$, $2,3 \mu\text{m}$ et $2,5 \mu\text{m}$ montrent respectivement $4 \pm 11\%$, $1 \pm 13\%$, $1 \pm 7\%$, $2 \pm 8\%$ et $0 \pm 7\%$ de variations. Ces valeurs sont relativement faibles et peuvent s'expliquer par le fait que la majorité des échantillons de roche de paléosol (allant des argiles aux sables fins) et basaltes (de texture microlithique) possède déjà une granulométrie fine, avant même que les échantillons soient réduits en poudre, d'où de faibles variations d'absorption liées uniquement à la taille des grains.

IV.4.2 Mélanges contrôlés

Cette section expose les résultats concernant les spectres obtenus sur les mélanges de minéraux détectés sur les sites d'atterrissage.

IV.4.2.1 Mélanges avec de l'olivine

Mélange olivine/vermiculite

Les spectres de réflectance et les profondeurs d'absorptions des pastilles de mélange olivine/vermiculite sont présentés en figure IV.20.

L'olivine utilisée pour le mélange est une olivine proche du pôle forstéritique et présente une bande principale centrée à $\sim 1 \mu\text{m}$, reproduisant mal la bande large d'une olivine à

1. Valeur moyenne \pm trois écart-types de $BD_{\text{roche}} - BD_{\text{poudre}}$ de tous les échantillons

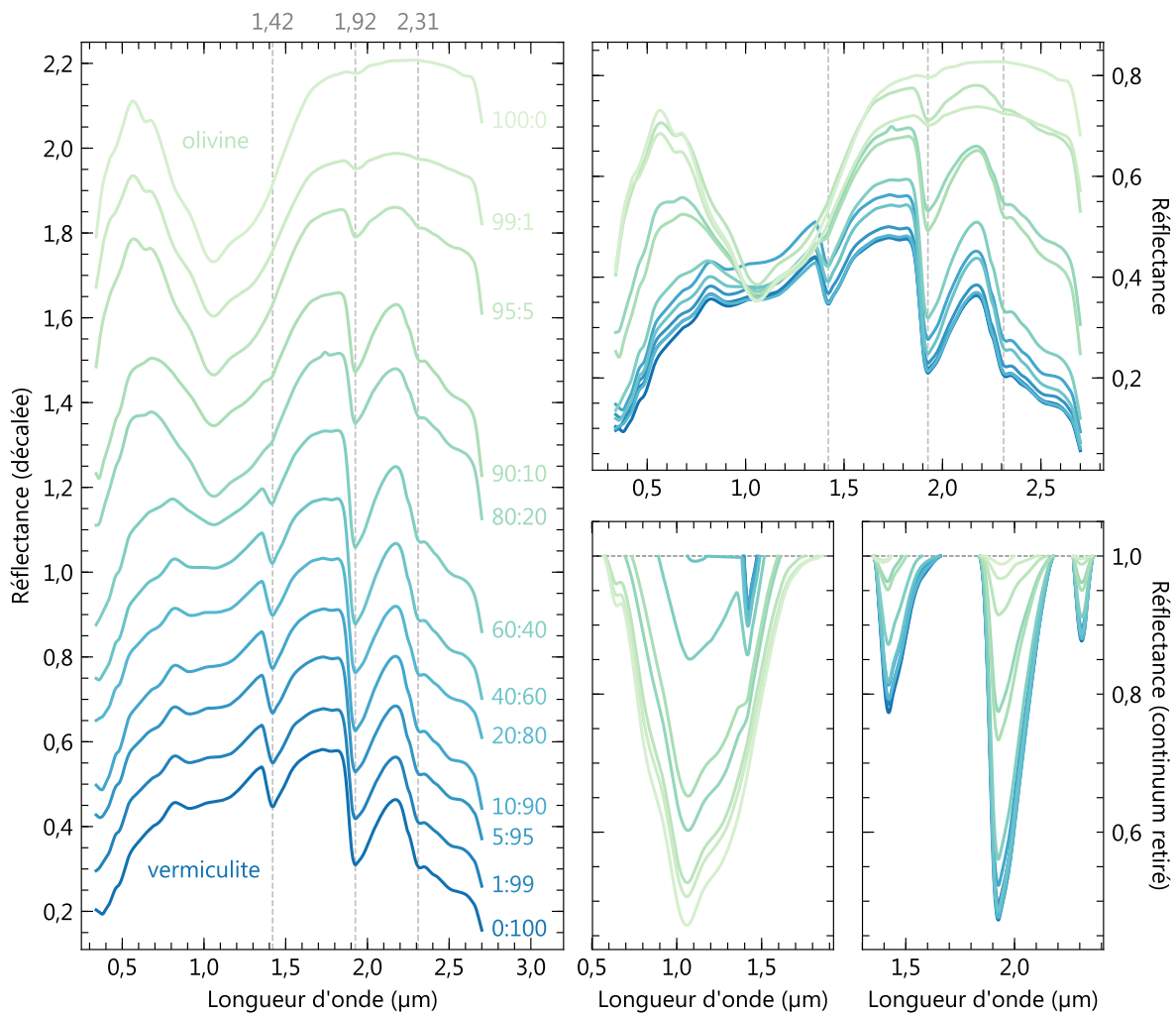


Figure IV.20 – Spectres de réflectance et profondeur des bandes d'absorption des pastilles du mélange olivine/vermiculite. Les profondeurs d'absorption sont obtenues par division d'un continuum fixé par les épaules des bandes du spectre d'olivine pure (panneau central, bas) ou des bandes du spectre de vermiculite pure (panneau de droite, bas).

grains millimétrique, généralement très large et aplatie. Si une granulométrie grossière (0,1–1 mm) a été sélectionnée pour les mélanges, la pression appliquée dans la création des pastilles a écrasé une portion significative de grains, les rendant plus fins, d'où une bande à 1 μm plus étroite que nos prédictions. Cette olivine semble légèrement altérée, puisqu'une bande peu profonde à 1,92 μm est observée. La vermiculite utilisée présente des bandes d'eau à 1,4 et 1,9 μm intenses (jusqu'à 50% pour la bande à 1,92 μm) ainsi qu'une bande métal–OH centrée à 2,31 μm , soit plus proche du pôle du magnésium que de celui du fer. Si cette dernière apparaît sur les spectres dès 5% de vermiculite, elle est subtilement décelable tout comme l'absorption à 1,92 μm dès 1% de vermiculite. La bande à 1,4 μm apparaît pour une proportion plus importante de vermiculite, à 10%. La bande à 1 μm de l'olivine nécessite en revanche une quantité importante d'olivine dans le mélange pour être décelée (entre 60 et 80% d'olivine). On note également que les maxima

de profondeur d'absorption sont très vite atteints dans le cas des bandes de la vermiculite (dès 40 à 60% de vermiculite). Ainsi, les mélanges avec plus de 60% de vermiculite en poids sont quasi-indistinguables les uns des autres, en se basant sur les bandes d'absorption de l'olivine ou de la vermiculite. En revanche, ces spectres sont distinguables en se basant sur le niveau de réflectance, qui diminue avec l'ajout de vermiculite, l'olivine étant plus réfléchive – hors bande à 1 μm .

Mélange olivine/carbonate

Le carbonate utilisé dans le mélange est une magnésite présentant une bande d'eau à 1,97 μm et deux bandes liées à CO_3 centrées à 2,30 μm et 2,50 μm (Figure IV.21). Ces absorptions sont visibles sur les spectres de mélange pour une faible proportion de magnésite (5%) et ont une profondeur maximale atteinte vers 80% de magnésite. La bande à 1 μm nécessite également des quantités d'olivine plus importante pour apparaître, mais inférieures au mélange olivine/vermiculite (20% ici, contre 60% quand mélangée avec la vermiculite). Cette valeur est légèrement inférieure à celle obtenue par [Bishop et al. \(2013a\)](#) sur des mélanges de magnésite et de forstérite en poudre, dont la bande à 1 μm apparaissait pour 10% d'olivine (probablement du fait de granulométries différentes).

Similairement au mélange précédent, le niveau global de réflectance (hors bandes d'absorption) continue de varier même à l'approche des pôles purs, la magnésite étant plus réfléchive dans le visible et jusqu'à 1,5 μm , et l'olivine plus réfléchive au-delà de 1,5 μm .

Mélange olivine/serpentine

Les spectres de mélange olivine/serpentine montrent des comportements similaires aux spectres de mélange olivine/vermiculite. Le spectre de réflectance de la serpentine utilisée dans le mélange olivine/serpentine est caractérisé par une fine bande à 1,39 μm (OH, H_2O et métal-OH), une bande d'eau centrée à 1,97 μm , ainsi qu'un nombre significatif de bandes Fe/Mg-OH à plus longues longueurs d'onde : une bande intense à 2,32 μm , un ensemble d'absorptions peu intenses vers 2,52 μm , ainsi qu'une bande à 2,10 μm (Mg-OH ; Figure IV.22). Ces bandes sont visibles pour une très faible concentration de serpentine : à 5% en poids, l'intégralité de ces bandes est superposée au spectre d'olivine, la bande à 2,32 μm étant visible pour seulement 1% de serpentine et 99% d'olivine dans le mélange. Comme pour la vermiculite, ces bandes atteignent leurs maxima très rapidement, dès 40 à 60%, mais le niveau moyen de réflectance hors bande à 1 μm continue de diminuer avec l'ajout de serpentine. Similairement au mélange olivine/vermiculite, la bande à 1 μm de l'olivine n'est distinguable qu'à partir de 60–80% d'olivine dans le mélange, alors qu'elle est distinguable dès 20% d'olivine dans le mélange olivine/magnésite.

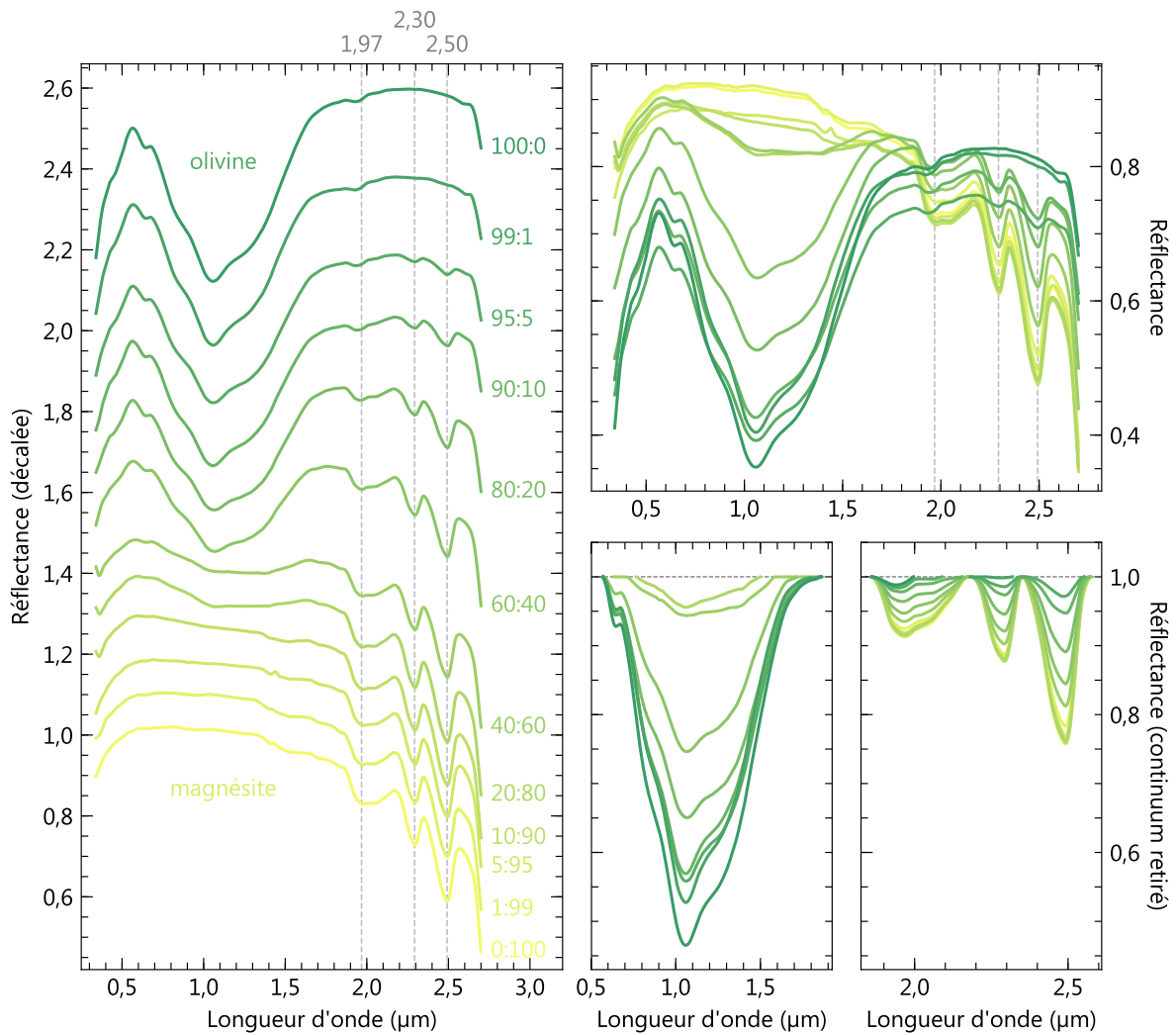


Figure IV.21 – Spectres de réflectance et profondeurs des bandes d'absorption des pastilles du mélange olivine/magnésite. Les profondeurs d'absorption sont obtenues par division d'un continuum fixé par les épaules des bandes du spectre d'olivine pure (panneau central, bas) ou des bandes du spectre de magnésite pure (panneau de droite, bas).

IV.4.2.2 Mélange de phases d'altération

Mélange carbonate/serpentine

Les poudres de magnésite et de serpentine utilisées dans nos mélanges contrôlés ont des niveaux de réflectance comparables : les continums ont une réflectance supérieure à 70% entre 0,4 μm et 1,9 μm , et décroissent à plus grande longueur d'onde, la magnésite étant sensiblement plus réfléchive sur toute la gamme spectrale étudiée.

Ici, la magnésite présente des absorptions à des longueurs d'onde similaires à celles de la serpentine (1,97 μm , $\sim 2,3 \mu\text{m}$ et $\sim 2,5 \mu\text{m}$), empêchant ainsi d'étudier leur évolution en fonction de la proportion de carbonate dans le mélange. Les bandes propres à la serpentine uniquement sont visibles dès 1% pour la bande à 1,4 μm , et dès 10–20% pour la bande

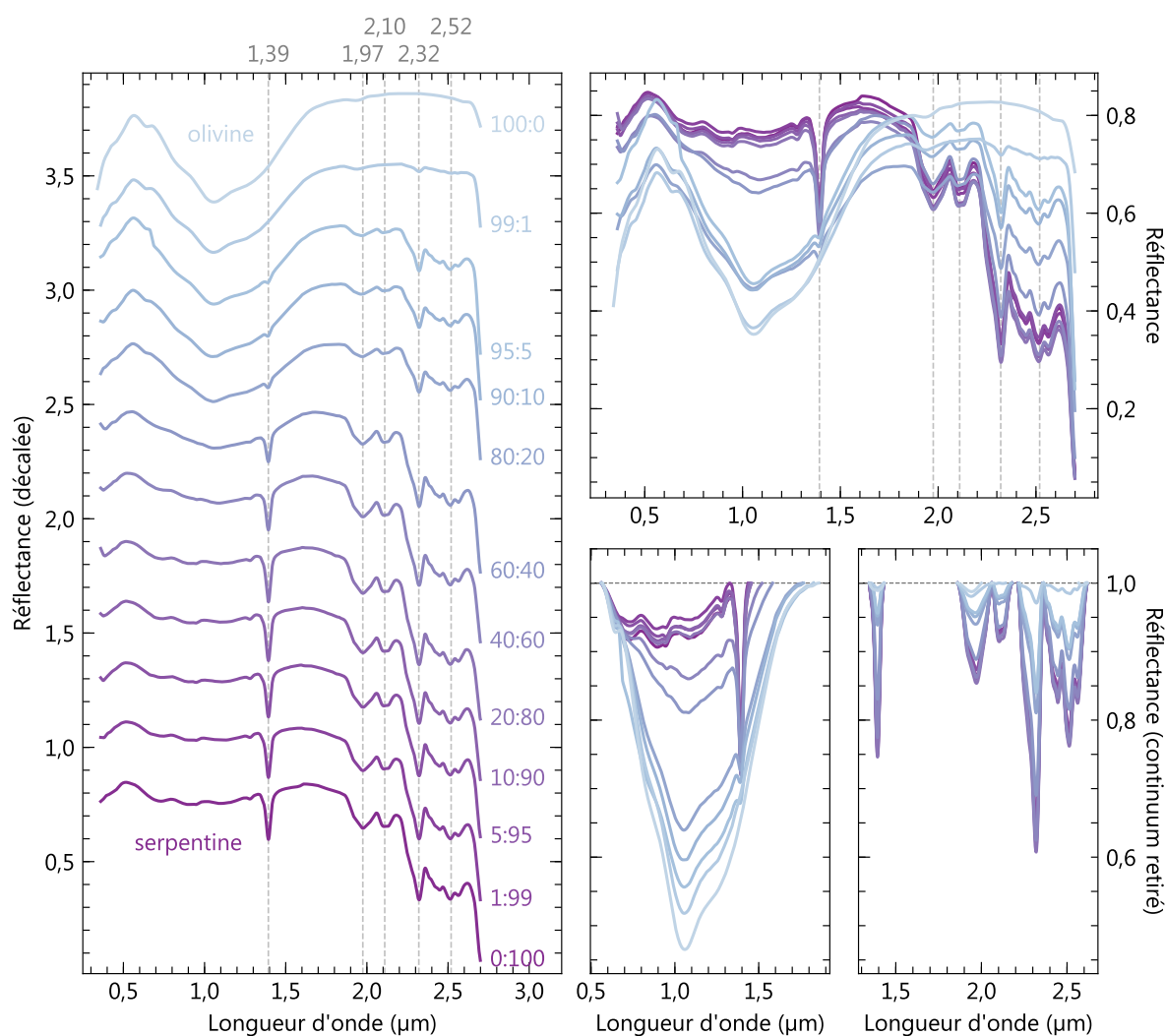


Figure IV.22 – Spectres de réflectance et profondeur des bandes d'absorption des pastilles du mélange olivine/serpentine. Les profondeurs d'absorption sont obtenues par division d'un continuum fixé par les épaules des bandes du spectre d'olivine pure (panneau central, bas) ou des bandes du spectre de serpentine pure (panneau de droite, bas).

à 2,1 μm .

Mélange montmorillonite/kaolinite

La smectite alumineuse utilisée pour le mélange avec la kaolinite est une montmorillonite, de réflectance relativement faible (<20%), et présentant des bandes d'absorption à 1,42 μm , 1,91 μm , ainsi qu'une bande symétrique à 2,20 μm (Al–OH ; Figure IV.24). La kaolinite utilisée est plus réflective (>60% dans le visible) et présente une pente spectrale bleue dans le proche infrarouge. Son spectre est caractérisé par des bandes à 1,41 μm , 1,92 μm et une bande à 2,2 μm en doublet (2,17 μm et 2,20 μm). Sont également présentes deux faibles absorptions à 1 μm et 1,8 μm . La kaolinite utilisée ne possède pas un

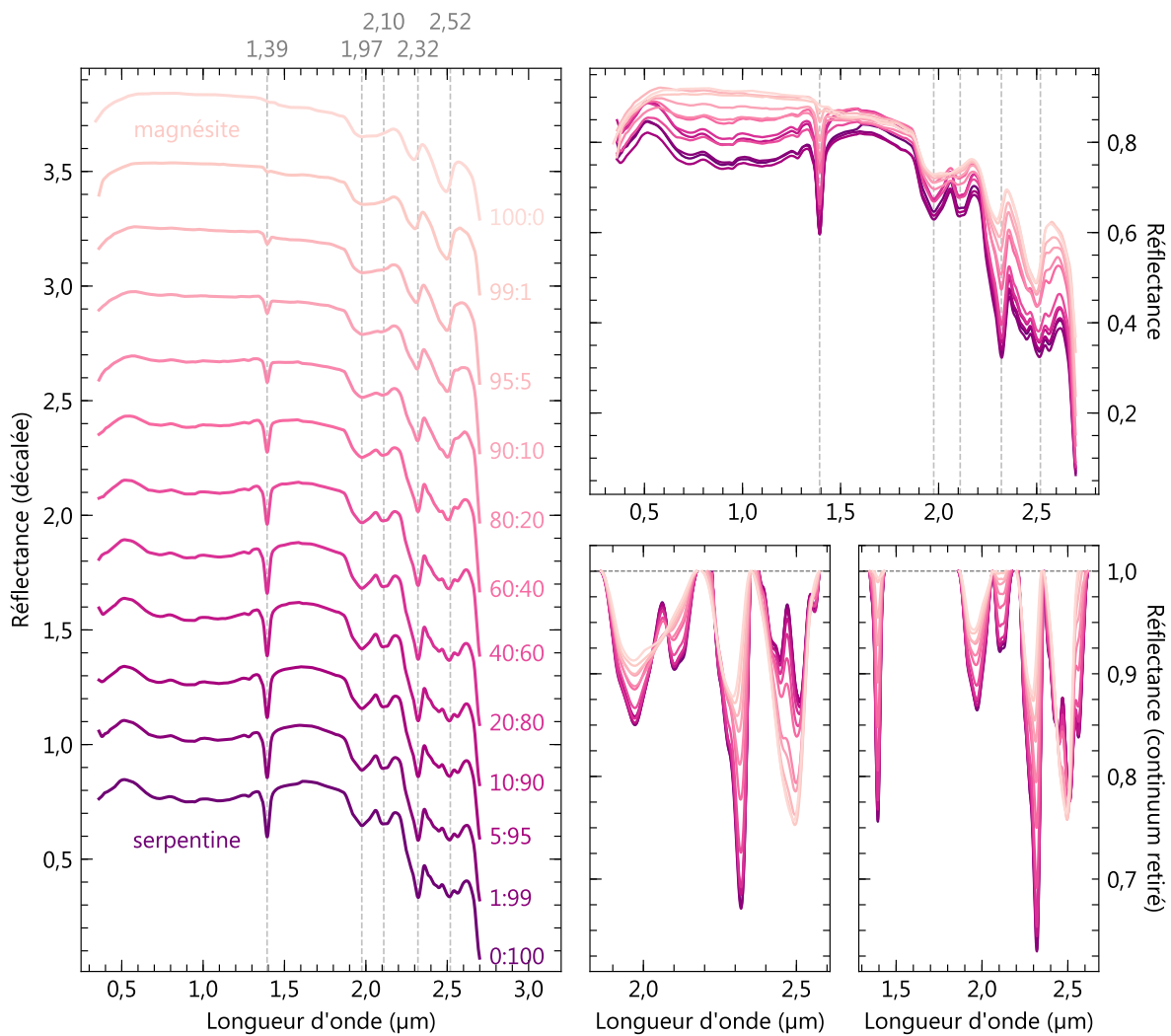


Figure IV.23 – Spectres de réflectance et profondeur des bandes d'absorption des pastilles du mélange magnésite/serpentine. Les profondeurs d'absorption sont obtenues par division d'un continuum fixé par les épaules des bandes du spectre de magnésite pure (panneau central, bas) ou des bandes du spectre de serpentine pure (panneau de droite, bas).

doublet de bandes parfaitement défini contrairement à la plupart des spectres de kaolinite des bibliothèques de référence (cf. section II.2.4.2), probablement du fait d'une plus faible cristallinité de l'échantillon (Zhang *et al.*, 2003).

La bande à 2,2 μm , utilisée pour l'identification d'argile alumineuse, ne se décale pas en longueur d'onde en faisant varier les proportions de kaolinite et de montmorillonite, les minima de leur bande vers 2,2 μm étant centrés à 2,20 μm dans les deux cas. Néanmoins, des variations de sa symétrie et de sa profondeur sont observées : l'asymétrie caractéristique de la kaolinite est observée subtilement dès 20% de kaolinite, et définitivement dès 40%. La profondeur maximale de bande ($BD \simeq 50\%$) est atteinte pour 90% de kaolinite, et la profondeur minimale pour une proportion proche de 100% de montmorillonite.

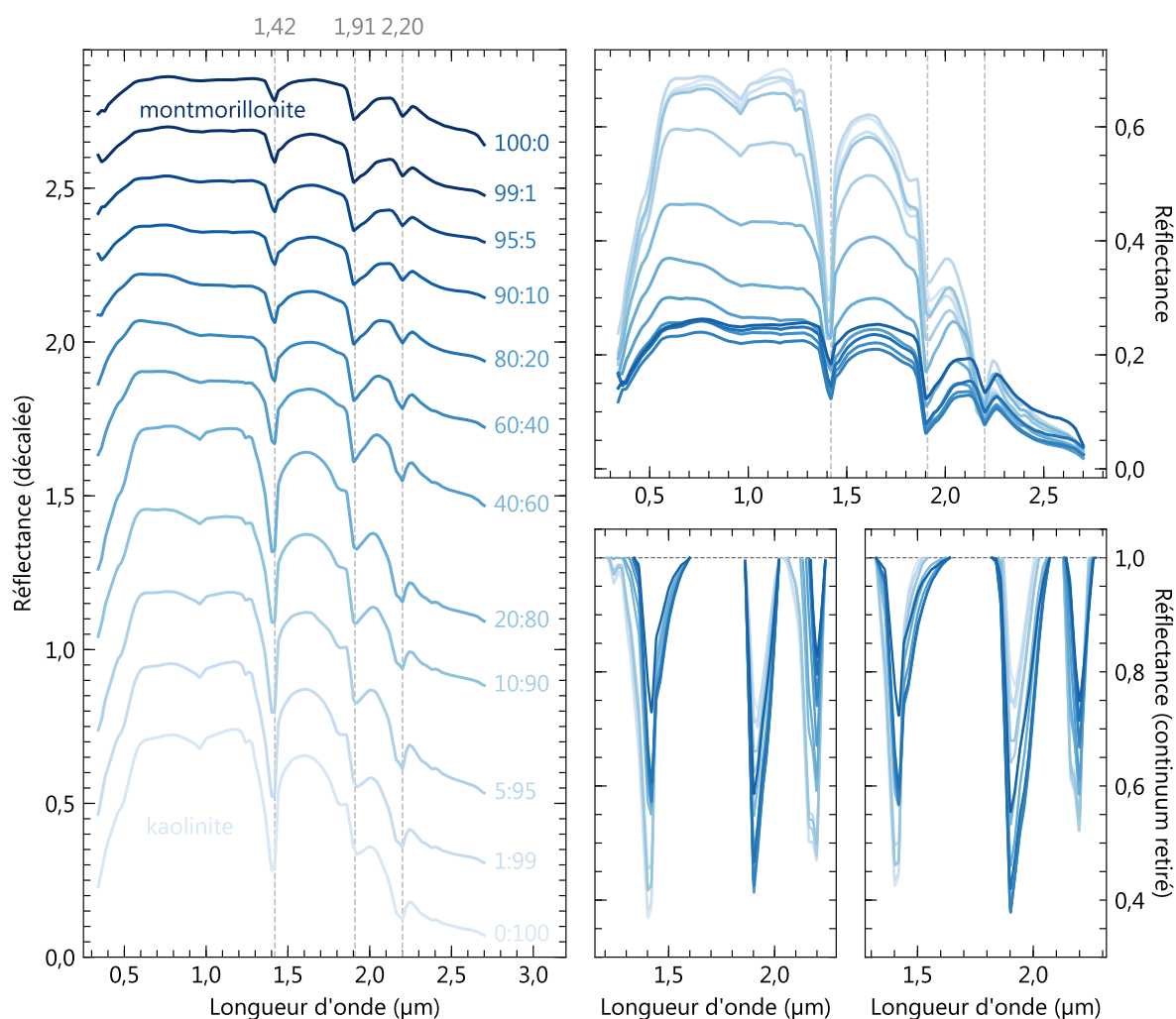


Figure IV.24 – Spectres de réflectance et profondeur des bandes d'absorption des pastilles du mélange montmorillonite/kaolinite. Les profondeurs d'absorption sont obtenues par division d'un continuum fixé par les épaules des bandes du spectre de kaolinite pur (panneau central, bas) ou des bandes du spectre de montmorillonite pure (panneau de droite, bas).

IV.4.2.3 Évolution des bandes d'absorption

Bien que moins profondes que la bande de l'olivine, les bandes d'absorption des phases d'altération sont visibles pour une très faible quantité de minéral, contrairement à la bande de l'olivine à 1 μm qui nécessite des quantités plus importantes d'olivine pour apparaître. On remarque qu'elles augmentent avec un comportement différent pour chaque type de phase (Figure IV.25) :

- La bande à 1 μm de l'olivine augmente de plus en plus fortement au fur et à mesure de l'ajout d'olivine, et ne semble pas se stabiliser pour une certaine proportion (courbes vertes en figure IV.25) ;
- Les bandes des minéraux d'altération augmentent en intensité suivant le comportement inverse : de façon plus importante à faible proportion de phase d'altération,

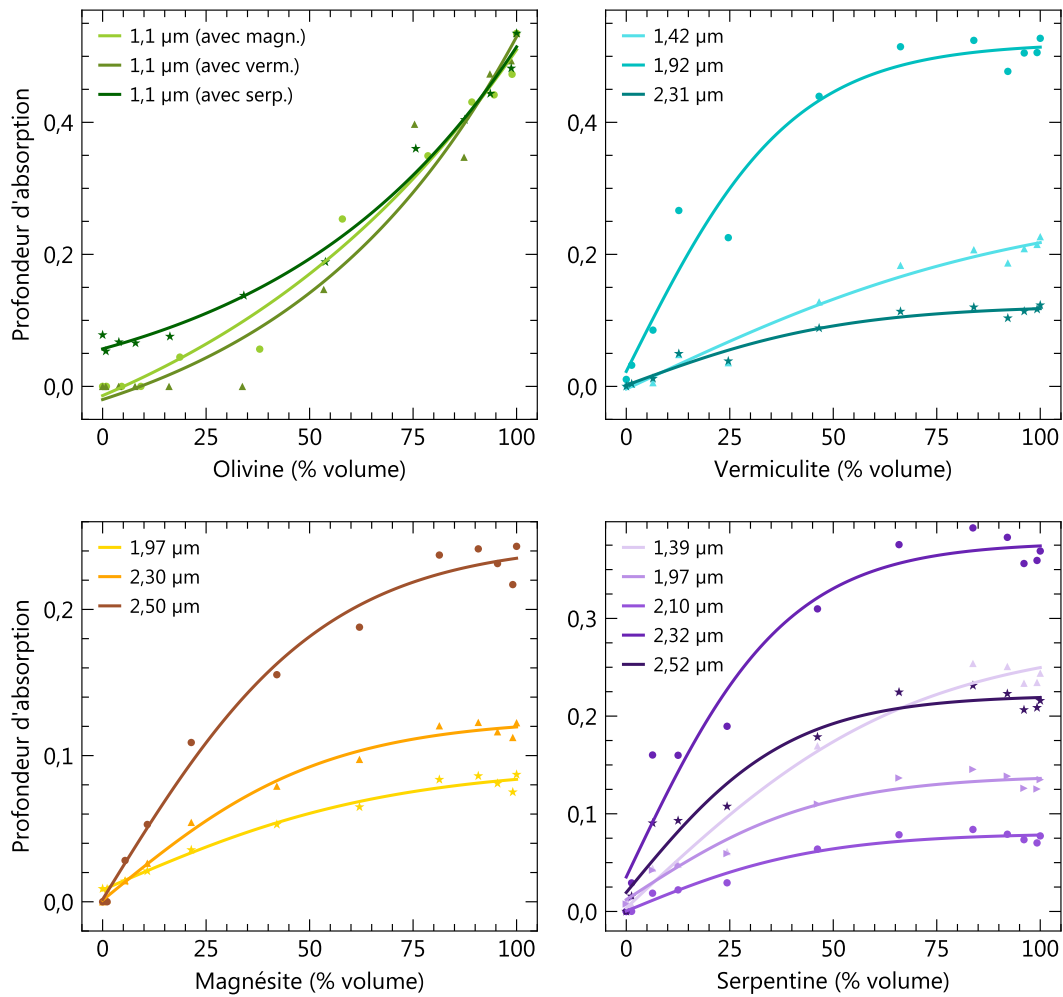


Figure IV.25 – Évolution des intensités des absorptions en fonction du pourcentage massique de mélange, pour l'olivine, la vermiculite, la magnésite et la serpentine (mêlées à de l'olivine). Les traits pleins correspondent aux tendances ajustées sur les mesures de laboratoire (points) : une fonction de décroissance exponentielle pour la bande à 1 μm et une fonction de forme $\frac{a}{1+e^{-bx}} + c$ pour les autres bandes.

pour se stabiliser plus ou moins rapidement vers une valeur limite à plus forte proportion (courbes bleues en figure IV.25 pour la vermiculite, oranges pour la magnésite et violettes pour la serpentine). Ce comportement se retrouve lorsque les phases d'altération sont mélangées avec de l'olivine, mais également avec d'autres phases d'altération, puisque l'on peut retrouver un comportement similaire pour les bandes de serpentine lorsque mélangée avec de la magnésite (hors absorption liée à la magnésite). On note également que l'absorption maximale est atteinte à plus faible proportion de phase dans le cas des phases hydratées (serpentine et vermiculite) que de la magnésite.

Afin de mieux appréhender l'évolution de ces bandes d'absorption, nous avons modélisé des spectres synthétiques à partir des spectres mesurés sur les composés purs. Deux

approches ont été tentées : la première, la plus simple, considère le mélange linéaire des spectres (mélange surfacique, cf. section II.3.2), soit pour deux phases A et B :

$$R(X_A) = R_A X_A + R_B (1 - X_A) \quad (\text{IV.5})$$

où :

- R est la réflectance du spectre de mélange ;
- R_A et R_B sont les réflectances de A et B ;
- X_A est la proportion de la phase A dans le mélange.

La seconde approche considère un cas plus complexe de mixture, où les mélanges sont intimes (c.-à-d. non linéaires, cf. section II.3.2), et prend en compte les propriétés des matériaux (taille des grains, densité) et la géométrie d'illumination et d'observation. Ce modèle, implémenté par L. Pan (LGL-TPE, Københavns Universitet) reprend la méthodologie détaillée par [Lapotre et al. \(2017a\)](#) : dans un premier temps, les réflectances R des composés purs sont converties en albédo de simple diffusion w (le rayonnement diffusé par un grain en fonction de la longueur d'onde) en inversant la fonction suivante :

$$R(\mu, \mu_0) = \frac{w}{4(\mu + \mu_0)} H(w, \mu) H(w, \mu_0) \quad (\text{IV.6})$$

où :

- $\mu = \cos(e)$ et $\mu_0 = \cos(i)$;
- H est la fonction de Chandrasekhar, une équation intégrale non linéaire, approximée par [Lapotre et al. \(2017a\)](#) selon le formalisme de [Hapke \(2002\)](#).

Cette fonction est une version simplifiée de la formulation de [Hapke \(1981\)](#) : on considère ici une faible diffusion vers l'arrière et une diffraction isotrope par les matériaux ([Lapotre et al., 2017a](#)).

Pour chaque proportion de mélange, w est ensuite calculé à partir de la combinaison linéaire des albédos de simple diffusion calculés précédemment pour chaque composé pur, et pondérés par la fraction théorique de surface occupée par chaque composé. Cette surface est calculée à partir de la densité du matériau, sa taille de grains et son abondance dans l'échantillon. Ici, les tailles de grain des composés sont fixés à 50 μm pour la vermiculite, la magnésite et la serpentine (médiane de la distribution 0–100 μm). La taille des grains de l'olivine est moins contrainte, des effets d'écrasement dans la presse ayant pour résultat une diminution de la granulométrie sélectionnée. Ainsi, des modèles pour des tailles de grains de 50 μm , 100 μm , 500 μm et 1 mm pour l'olivine ont été réalisés. La densité des matériaux est fixée à partir des densités moyennes de la base de données en

ligne webmineral¹ : 3,32 pour l'olivine, 3 pour la magnésite, 2,59 pour la serpentine et 2,5 pour la vermiculite. Finalement, les albédos de simple diffusion de chaque mélange sont convertis en réflectance pour chaque mélange.

Les résultats préliminaires de ces modèles sont illustrés en figure IV.26. Deux types de mélanges sont ici montrés : le mélange olivine/vermiculite, où le modèle non linéaire permet d'approcher les données expérimentales, et le mélange olivine/magnésite, où des écarts avec le modèle non linéaire sont observés.

Dans un premier temps, on note que même dans le cas simple d'une combinaison linéaire entre les spectres des espèces mélangées (mélange surfacique), l'évolution attendue de la profondeur d'une bande d'absorption en fonction d'une proportion minérale n'est pas nécessairement linéaire. Hormis la bande à 1 μm dans le cas du mélange olivine/magnésite, aucune prédiction du modèle linéaire ne correspond aux évolutions observées, les taux d'augmentation de l'intensité de la bande à 1 μm de l'olivine étant plus faibles que prédits et ceux des bandes des minéraux d'altération plus forts, ce qui pointe vers des mélanges spectraux non linéaires (mélanges intimes et non surfaciques).

Le modèle de Hapke (modèle non linéaire) renvoie des prédictions cohérentes avec les données pour le cas du mélange olivine/vermiculite, tant sur l'évolution de la réflectance du continuum en fonction des fractions minérales que de celle des bandes d'absorption de l'olivine et de la vermiculite. Le modèle correspondant au mieux aux données est celui où la taille des grains de l'olivine est fixée à 50 μm . Néanmoins, des variations significatives de l'évolution des bandes d'absorption sont observées en faisant varier ce paramètre (Figure IV.26). Ainsi, dans notre cas, l'absence de données précises sur la distribution granulométrique des poudres, la diminution de cette granulométrie et la compaction lors du pressage des pastilles sont sources d'incertitudes significatives pour le développement d'un modèle non linéaire de prédiction des mélanges spectraux.

Dans le cas où l'olivine est mélangée aux autres composés (magnésite et serpentine), les meilleurs ajustements aux mesures expérimentales du modèle non linéaire sont également obtenues pour une taille de grains d'olivine de 50 μm . Si les prédictions sont correctes dans le cas des bandes d'altération, la bande à 1 μm de l'olivine et l'évolution des continus spectraux sont mal reproduites par le modèle de Hapke. Ces écarts peuvent être expliqués par une mauvaise contrainte de la granulométrie et de l'état de compaction de la pastille dans le cas des mélanges olivine/magnésite et olivine/serpentine. De plus, le modèle de Hapke considère des grains séparés, ce qui pourrait expliquer les différences observées.

1. <http://www.webmineral.com/>

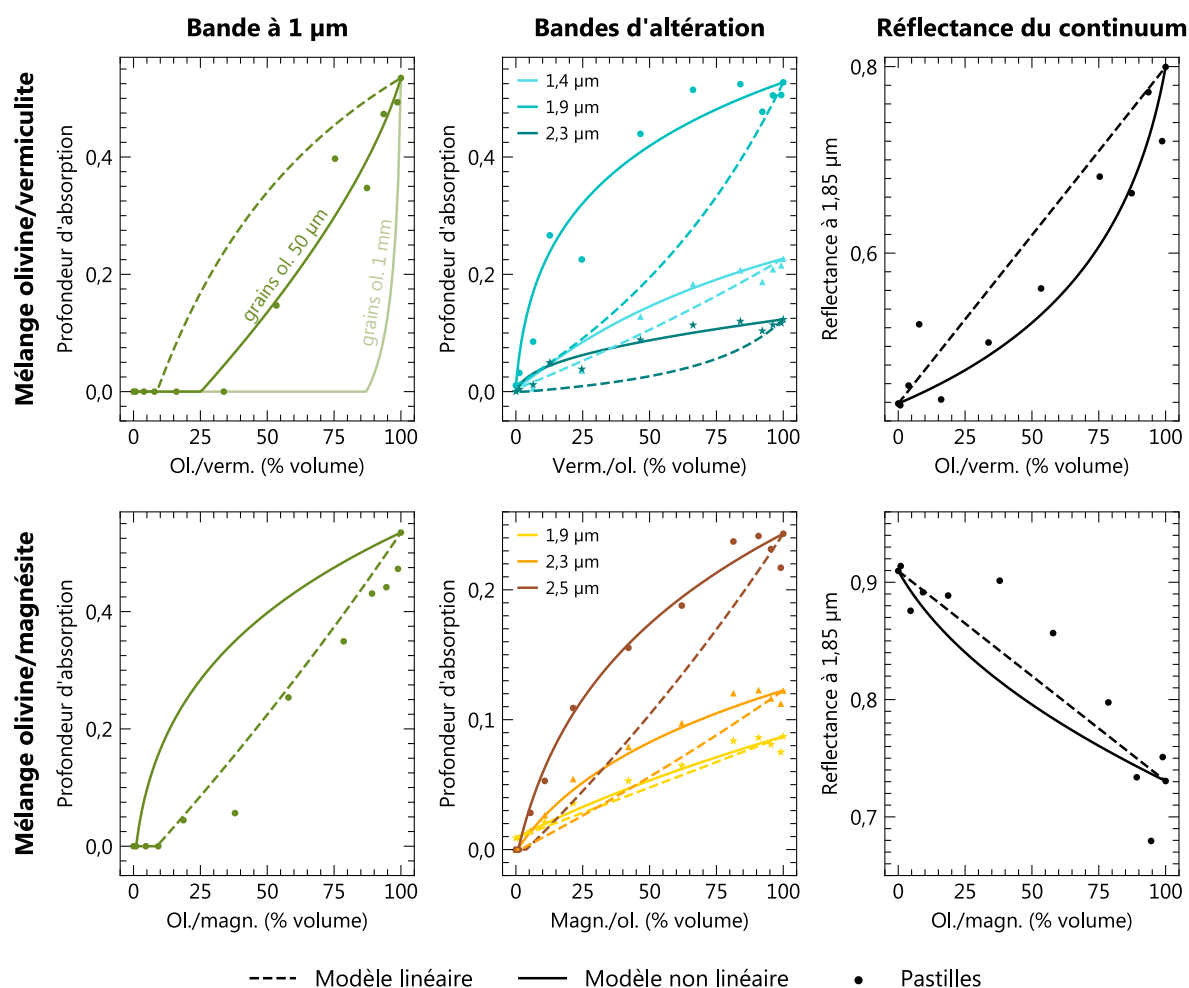


Figure IV.26 – Évolution des bandes d'absorption et de la réflectance du continuum des spectres de mélange, dans le cas des mélange olivine/vermiculite (haut) et olivine/magnésite (bas). Sont ici comparés les mesures expérimentales des mélanges réalisés en laboratoire et les spectres issus des modèles linéaire et non linéaire. La granulométrie de l'olivine dans le modèle non linéaire est ici fixée à 50 μm . L'évolution de la bande à 1 μm de l'olivine dans le mélange olivine/vermiculite pour une granulométrie de 1 mm est additionnellement représentée dans le but de souligner l'influence de ce paramètre.

IV.4.2.4 Implications pour les futures mesures in situ

Dans cette section, nous proposons une comparaison au premier ordre entre nos mesures de mélanges contrôlés, et les mesures orbitales et futures mesures in situ opérées sur les sites d'atterrissage.

Détectabilité des phases

Par analogie avec le mélange olivine/carbonate, l'olivine présente dans Jezero/Nili Fossae est potentiellement détectable par réflectance pour une quantité supérieure à $\sim 20\%$ par rapport aux carbonates. Cette valeur augmente avec l'ajout de serpentine ; typique-

ment, dans les mélanges triphasés olivine/magnésite/serpentine, une proportion de $\sim 60\%$ d'olivine (à proportions magnésite/serpentine égales) dans le mélange est nécessaire pour faire apparaître la bande d'absorption à $1 \mu\text{m}$. Mélangées avec de l'olivine, les carbonates et les serpentines sont facilement détectables en réflectance, le seuil de détectabilité étant ici entre 1% et 5% .

Sur Oxia Planum, des mélanges olivine/argile ferromagnésienne (de signature spectrale compatible avec de la vermiculite) sont observés. Les spectres où seule l'argile ferromagnésienne est détectée sont majoritaires sur le site. Si mélangée avec de l'olivine, la proportion d'argile par rapport à l'olivine au niveau de ces affleurements doit être, par comparaison avec nos mesures, supérieure à 40% . De la même façon, les affleurements où de l'olivine est détectée doivent contenir à minima 60% d'olivine pour 40% d'argile. En deçà de ces valeurs, l'olivine peut avoir pour effet d'augmenter les niveaux de réflectance des continus des spectres, principalement dans la gamme $2,2\text{--}2,6 \mu\text{m}$ où la vermiculite est peu réfléchive.

Finalement, les mélanges kaolinite/smectite alumineuse sur les deux sites doivent être majoritaires en kaolinite puisque le doublet caractéristique de la kaolinite à $2,2 \mu\text{m}$ n'est observé qu'à partir de $40\text{--}60\%$ de kaolinite. On notera néanmoins que ce doublet est sensible à l'état de cristallinité de la kaolinite et peut ne pas être un indicateur très fiable de la proportion de kaolinite dans le mélange.

Comparaison avec les données orbitales

Par comparaison avec nos mesures expérimentales, nous pouvons proposer une estimation des proportions minéralogiques des espèces actives dans le VNIR et détectées sur les sites d'atterrissage. Les signatures spectrales de chacune de ces espèces sont mélangées à l'échelle du pixel CRISM/OMEGA avec celles de la poussière martienne et de phases plus ou moins sombres et non absorbantes dans le VNIR, ce qui peut avoir pour effet de faire varier les niveaux de réflectance et de diminuer l'ensemble des bandes d'absorption par rapport au continuum. Afin de s'affranchir de ces effets, nous proposons ici une comparaison basée sur des profondeurs de bande normalisées par rapport à la somme de l'ensemble des profondeurs des bandes d'absorption. Un exemple est montré en figure IV.27 pour une observation CRISM sur la couche à olivine et carbonate de Nili Fossae : en reportant les profondeurs relatives de chaque bande d'absorption du spectre CRISM sur celles mesurées en laboratoire pour le mélange olivine/magnésite, une correspondance est trouvée pour un ratio olivine:carbonate compris entre $68:32$ et $78:22$, soit environ 2 à 4 fois plus d'olivine que de carbonate sur l'affleurement mesuré par CRISM.

De la même façon, on peut proposer des proportions au premier ordre pour d'autres observations sélectionnées. Les variations spectrales observées sous le delta d'Oxia Planum

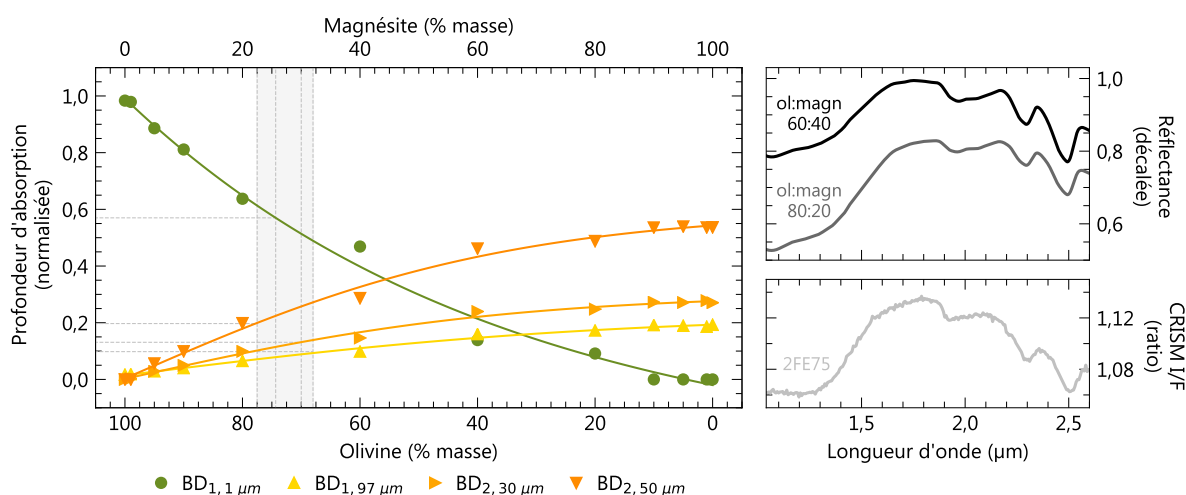


Figure IV.27 – Gauche : comportement des intensités des absorptions en fonction du mélange de magnésite et d'olivine. Les profondeurs d'absorption sont normalisées par rapport à la somme des profondeurs d'absorption à 1,1 µm (olivine), 1,97 µm, 2,3 µm et 2,5 µm (magnésite). Une fonction de décroissance exponentielle est ici ajustée aux points correspondant à la bande à 1 µm ; pour les autres bandes, une fonction de forme $\frac{a}{1+e^{-bx}} + c$ est ajustée aux points. En gris : les proportions dérivées du spectre CRISM 2FE75. **Droite** : spectre CRISM 2FE75 comparé aux spectres de mélange olivine:magnésite 60:40 et 80:20.

(cf. section III.3.2) sont compatibles avec des proportions olivine:vermiculite de 95:5 en base de l'affleurement jusqu'à 100:0 au sommet (là où les signatures d'argiles ne sont plus observées). Les mêmes ordres de grandeur de ratio sont retrouvés pour les spectres où de l'olivine est détectée en association avec des argiles ferromagnésiennes à d'autres localisations (cf. section III.3.2). Les détections de serpentine par [Ehlmann et al. \(2009\)](#) au niveau de la couche à olivine et carbonate correspondent au mieux au spectre mesuré pour un mélange olivine:carbonate:serpentine de 80:10:10. La serpentine est détectée sur quelques rares affleurements de la région, là où les carbonates sont couramment observés. Or, nos mélanges montrent que les bandes d'absorption de la serpentine apparaissent à très faible pourcentage : les carbonates doivent être globalement majoritaires par rapport à la serpentine dans l'unité à olivine.

Limites de l'approche

S'il est intéressant de pouvoir comparer les spectres de réflectance aux futures mesures in situ et aux données orbitales, certaines limites à cette approche doivent être prises en compte pour l'interprétation.

Pour pouvoir faire une analogie parfaite avec les mesures in situ, il faudrait avoir effectué des mélanges de minéraux identiques en composition et en granulométrie (ils auraient alors globalement les mêmes propriétés optiques), informations aujourd'hui inconnues, et

sous différentes géométries d'illumination et d'observation, typiquement en mesurant la BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function ; cf. section II.3.4.3) de chaque échantillon, ce qui serait particulièrement coûteux en temps d'expérimentation.

On souligne également les fortes limitations quant à l'usage d'une comparaison avec les données orbitales. En effet, les mélanges spectraux ayant lieu à différentes échelles sont peu compris (cf. section V.3.1) : une mesure spectrale sur une surface de quelques millimètres de diamètre n'est pas nécessairement transposable au spectre mesuré sur une surface large de plusieurs dizaines à milliers de mètres par un spectro-imageur en orbite.

IV.5 Conclusion

Dans cette partie, nous avons documenté les spectres de réflectance d'échantillons rocheux, analysés avec un spectromètre dont le faisceau de mesure est similaire à celui de SuperCam à quelques mètres de sa cible. Les spectres mesurés ici sont donc le résultat des signatures spectrales des minéraux mélangés à une échelle comparable aux futures mesures in situ de la mission Mars 2020. L'ensemble de ces mesures forment une base de données complémentaire qui vient s'ajouter aux bases de données existantes pour future comparaison avec les mesures VNIR.

Dans un premier temps, des roches provenant de Mars ont été caractérisées en réflectance. Nous montrons que ces mesures permettent de déduire la composition minéralogique principale de chaque famille de météorite martienne, hors feldspaths, bien que les signatures spectrales de chaque type de minéral soient mélangées à l'échelle du point d'analyse. L'identification précise des phases d'altération minoritaires est compliquée par des effets de mélange qui diluent les bandes d'absorption moins intenses des minéraux d'altération. Dans cette étude, nous portons une attention sur les effets de géométrie d'illumination et d'observation sur les spectres de réflectance, qui seront hautement variables in situ de par la position changeante du Soleil et du rover par rapport aux affleurements. Nous montrons que si des variations des niveaux de réflectance sont bien observées, elles sont relativement faibles lorsque l'échantillon est rocheux, et non sous forme de poudre ($\sim 10\%$ pour ϕ compris entre 10° et 90°). Des variations sur les profondeurs d'absorption des minéraux mafiques sont également observées, mais semblent comparables lorsque l'échantillon est sous forme de poudre ou de roche ($\sim 10\%$), avec des maxima d'absorption atteints pour $\phi = 40\text{--}60^\circ$.

Dans un second temps, nous mesurons les spectres de réflectance d'échantillons terrestres, sur une série de roches plus variée en texture et en composition que les météorites martiennes. Au-delà d'alimenter une base de données de roches mesurées avec un point d'analyse semblable à celui de SuperCam, cette étude soulève deux observations intéres-

santes pour l'interprétation des données spectrales :

- si les minéraux mafiques comme les pyroxènes absorbent efficacement la lumière visible et proche infrarouge, leurs bandes d'absorption n'apparaissent au sein de spectres de roches où ils sont mélangés que lorsque la taille de grain est suffisante (typiquement pour des phénocristaux, soit de taille millimétrique) ;
- cette dépendance en taille de grain ne semble pas être un facteur restrictif à l'apparition des bandes d'absorption des minéraux d'altération. En effet, les roches magmatiques peuvent présenter des spectres de réflectance similaires à ceux de phases d'altération pures, même lorsque ces roches ont un aspect frais (c.-à-d. lorsqu'elles sont peu altérées).

Finalement, la dernière étude porte sur les spectres de réflectance de mélanges de minéraux actifs dans le VNIR et détectés sur les sites d'atterrissage. Nous quantifions pour chaque type de mélange les quantités de minéral nécessaire à l'apparition de ces bandes d'absorption (et donc les seuils de détectabilité minéralogique sur les sites d'atterrissage), ainsi que leur évolution avec les variations des proportions minérales. Nous observons effectivement que les absorptions des minéraux d'altération, et tout particulièrement ceux hydratés, apparaissent pour une très faible proportion minérale, de l'ordre du pourcent, tandis que les bandes de minéraux mafiques, ici l'olivine apparaissent pour des proportions de l'ordre de la dizaine de pourcents. Les signatures spectrales correspondent majoritairement à des mélanges non linéaires (intimes), où la taille de grain joue un effet prépondérant sur les mélanges spectraux. La comparaison des spectres de mélange produits en laboratoire avec les observations spectrales orbitales, permet d'avancer une estimation de premier ordre sur les proportions minérales au niveau des sites d'atterrissage. Cette approche reste néanmoins dépendante de limitations liées aux phases mélangées et à la faible transposition entre les mesures orbitales et les mesures à l'échelle millimétrique.

Chapitre V

Discussion et conclusion

Ce dernier chapitre dresse le bilan de nos résultats, les contextualise et propose des perspectives de recherche quant aux inconnues géologiques qui restent à élucider. Les sites d'atterrissage Jezero et Oxia Planum sont replacés dans la chronologie martienne et dans l'histoire géologique de Mars en général. Des pistes d'exploitation et d'amélioration de notre base de données spectrale sont proposées. En fin de chapitre, nous discutons le lien entre les mesures orbitales et les mesures de terrain et de laboratoire, ainsi que l'implication de la mission de retour d'échantillons MSR, qui fera suite à Mars 2020 et ExoMars.

V.1 Mars 2020 et ExoMars dans l'histoire géologique de la planète

V.1.1 L'unité à olivine du cratère Jezero

Une formation régionale dans Jezero

Dans le chapitre III et dans notre première étude, nous étudions une unité géologique présente au niveau du site d'atterrissage de Mars 2020, le cratère Jezero. Cette unité couvre une partie significative de l'ellipse d'atterrissage, et est également présente régionalement au sein du bassin versant connecté à Jezero, ce qui en fait une des unités géologiques principales qui seront étudiées par le rover Perseverance. Cette unité, épaisse de quelques dizaines de mètres et finement stratifiée est appelée couche à olivine et carbonate (et est, comme sa dénomination l'indique, riche en olivine et en carbonate). Bien que ces dépôts aient été largement étudiés, leur nature, origine de formation et âge étaient peu contraints. En nous appuyant sur l'étude d'une combinaison de multiples données orbitales, nous y avons apporté plusieurs contraintes : dans un premier temps, les affleurements rocheux de cette unité (en opposition à ses produits d'érosion, tels que des sables) ont été cartographiés automatiquement sur la base des données de spectroscopie dans le proche infrarouge et infrarouge thermique. D'intérêt tout particulier, nous avons présenté la première carte régionale des carbonates détectés initialement par [Ehlmann](#)

et al. (2008b). Ces cartes, révélant les roches composées d'olivine et/ou de carbonate, confirment l'étendue régionale de ces dépôts (au moins 18 000 km²), ainsi que de leur altération globale en carbonate, présent sans distinction d'élévation au sein de l'unité. Cette altération concerne néanmoins une minorité des affleurements rocheux (à la résolution spatiale de nos données).

Une remise en cause de son origine

Nous avons par la suite montré que la superposition de strates en place de cette unité sur les remparts du cratère Jezero, lui-même postérieur à l'impact géant d'Isidis, contredit une des hypothèses les plus populaires quant à la mise en place de la couche à olivine, par fusion de roches lors de l'impact d'Isidis (Mustard *et al.*, 2007), ainsi qu'un scénario de condensat de vapeur silicatée proposé plus récemment par Palumbo *et Head* (2018b).

En opposition à ces théories, nous montrons que l'inertie thermique de ces dépôts ainsi que la géométrie de leurs strates sont mieux expliquées dans le cas d'une mise en place de dépôts issus d'un volcanisme explosif. Parallèlement à notre étude, des résultats similaires ont été obtenus par Kremer *et al.* (2019). Nous notons que la présence de ces affleurements autour de la marge d'Isidis n'est probablement pas une coïncidence, et qu'une croûte affinée et fracturée suite à l'impact pourrait être à l'origine de ce volcanisme *circum-Isidis*.

Le mécanisme de formation de la couche à olivine par volcanisme explosif est actuellement celui expliquant au mieux les observations depuis l'orbite, mais ne pourra être confirmé ou infirmé que par une observation in situ des dépôts par le rover (p. ex., présence ou non de bombes volcaniques, de strates d'épaisseur centimétrique, etc.).

Un marqueur stratigraphique et chronologique

L'un des apports les plus importants de notre étude est la datation de la couche à olivine par rapport à la chronologie martienne, il y a $-3,82 \pm 0,07$ Ga. Dans l'optique de la mission de retour sur Terre d'échantillons (mission MSR), obtenir des roches d'âges différents permet de multiplier les points de calibration pour relier les densités de cratérisation (servant de base pour la chronologie martienne) aux âges absolus des surfaces. La datation par radiochronologie de roches volcaniques établit des âges plus facilement interprétables que celle des roches sédimentaires/d'altération : sont ainsi ciblées les coulées de lave non altérées recouvrant le fond de Jezero. Notre cartographie révèle que les roches composées d'olivine sont peu altérées au niveau de Jezero comparées au reste du bassin versant. Un échantillonnage et un envoi sur Terre de ces roches dont nous avons daté la mise en place au Noachien permettrait d'ajouter un point de recalibration supplémentaire

à celui qui sera obtenu grâce aux laves (cf. section V.3.3).

Des incertitudes sur son altération

Les données orbitales ne permettent pas d'établir une chronologie ou des contextes de formation clairs des carbonates observés à l'échelle régionale au niveau de Nili Fossae. Par exemple, s'ils sont retrouvés au sein d'une unité d'âge noachien, rien ne prouve que leur formation n'ait pas eu lieu bien après, par exemple à l'Hespérien. Néanmoins, nous avons montré que la présence de ces minéraux sur plusieurs dizaines de mètres contredit une des hypothèses proposées, une altération de contact entre le socle riche en phyllosilicates (et donc en eau) et la couche à olivine (Ehlmann *et al.*, 2008b ; Brown *et al.*, 2010 ; Viviano-Beck *et al.*, 2013).

V.1.2 Les argiles d'Oxia Planum

De l'autre côté d'Arabia Terra se trouve le site d'atterrissage de la mission ExoMars : Oxia Planum. Contrairement à l'ellipse d'atterrissage de Mars 2020, celle d'ExoMars est longue d'une centaine de kilomètres, rendant la caractérisation géologique précise du site plus ardue. Site découvert plus récemment, le nombre d'études publiées¹ le concernant se résumait à une fin 2020 : la description géologique d'Oxia Planum à laquelle nous avons participé, par Quantin-Nataf *et al.* (2021a). Dans le chapitre III, nous avons proposé une étude à haute résolution de la principale unité géologique présente sur le site d'atterrissage, et première cible de la mission pour son potentiel exobiologique : l'unité argileuse.

Une apparente homogénéité

Un des avantages premiers du site d'atterrissage d'Oxia Planum est la présence de cette unité sur la majorité de la zone d'atterrissage : peu importe où le rover Rosalind Franklin atterrira, une zone d'intérêt pour l'échantillonnage sera accessible au cours de la mission, à une probabilité de plus de 98% (Carter *et al.*, en prép.). Cet avantage peut également se révéler être un inconvénient : cette unité apparaît depuis l'orbite spectralement homogène (Carter *et al.*, 2016). Dans le cas où les résultats de l'échantillonnage de l'unité riche en argiles d'Oxia Planum ne satisferaient pas les attentes exobiologiques (c.-à-d. aucune biosignature détectée), la possibilité d'explorer des terrains différents, formés dans des environnements différents, serait restreinte.

1. et soumis à un système d'évaluation par des pairs, soit hors articles de conférence

De la variabilité sur Oxia Planum

En accord avec [Carter et al. \(2016\)](#), nous montrons que le(s) phyllosilicate(s) ferromagnésien(s) dominant sur le site ne montre(nt) pas ou peu de variation spectrale au sein de la zone d'atterrissage, la position de la bande à 2.3 μm (corrélée aux proportions en Fe^{2+} , Fe^{3+} et Mg) étant relativement invariante à l'échelle de la dizaine de mètre. Avec les seules données de spectroscopie de réflectance, il est difficile d'estimer si ces bandes d'absorptions résultent d'un composé unique ou du mélange de plusieurs phases de phyllosilicates.

Des variations morphologiques sont observées à l'échelle métrique–décamétrique : les affleurements de l'unité argileuse présentent des motifs de fractures variables, associés à des variations de couleur dans le visible et proche infrarouge. Ces variations sont interprétées comme des degrés d'oxydation du fer variables au sein des roches, et non à des effets de surface (p. ex., une variation de couverture poussiéreuse ou du sable en surface).

Additionnellement, les terrains apparaissant comme les plus ferriques sont associés aux détections les plus intenses de phyllosilicate, et potentiellement à la présence de carbonate, tandis que les terrains les plus ferreux présentent à l'Est de la zone d'atterrissage la signature spectrale d'un mélange olivine–phyllosilicate. Ces derniers terrains ne sont pas détectés dans les cartes de basse à moyenne résolution spatiale ([Carter et al., 2016](#)) utilisées pour la totalité de l'ellipse : les terrains argileux sont donc plus étendus que précédemment estimé.

Si nous montrons qu'il existe une certaine variabilité morphologique et minéralogique au niveau de l'unité argileuse d'Oxia Planum, cette variabilité doit néanmoins être nuancée, et reste moins importante que celle observée par exemple sur le site de Mawrth Vallis quelques centaines de mètres plus haut sur Arabia Terra¹.

D'intérêt pour ExoMars, nous avons montré que les terrains ferriques (qui seront les cibles premières de la mission car riches en minéraux d'altération) sont largement distribués dans la zone d'atterrissage et tout particulièrement en son centre, là où la probabilité d'atterrir est la plus forte.

Au niveau d'Oxia Planum, une augmentation de la proportion d'olivine par rapport aux phyllosilicates est observée vers le haut de la stratigraphie. Cette stratigraphie ainsi que le reste de notre étude ne permet malheureusement pas de poser de nouvelles contraintes quant à l'origine des dépôts argileux. Néanmoins, cette variation minéralogique corrélée à la stratigraphie peut être interprétée dans le cadre de chaque hypothèse de formation². Elle

1. Au niveau de Mawrth Vallis, une séquence d'altération complexe est observée, où des kaolins, des argiles alumineuses et de la silice hydratée recouvrent des smectites ferromagnésiennes (p. ex., [Loizeau et al., 2007](#) ; [Bishop et al., 2008a](#)).

2. Scénarios proposés par [Carter et al. \(2016\)](#)

peut ainsi traduire une évolution des conditions de surface dans le cas d'une altération par pédogenèse, où une diminution au cours du temps de l'intensité de l'altération en surface ou du taux de déposition de matériel primaire aurait eu lieu. Dans le cas de sédiments palustres ou marins, cette diminution de la proportion de minéraux d'altération dans le bassin au cours du temps impliquerait une activité volcanique contemporaine à la sédimentation (dans le cas où les argiles sont formées sur place), ou une diminution au cours du temps de l'apport de minéraux d'altération par rapport aux minéraux primaires (dans le cas où les argiles sont formées en amont puis transportées).

V.1.3 Jezero et Oxia Planum dans l'enregistrement martien

La chronologie des principaux événements géologiques ayant affecté les sites d'atterrissage, parallèlement au reste de la planète est synthétisée en figure V.1.

Quels environnements pour Jezero au Noachien ?

Entre le début de ces travaux de thèse et la rédaction de ce manuscrit, les études traitant du système de Jezero et de Nili Fossae se sont multipliées et ont permis des avancées significatives dans la compréhension des environnements géologiques. Par exemple, [Mangold et al. \(2020\)](#) montrent que l'incision fluviale de l'environnement proche de Jezero ainsi que les deltas associés correspondent à une activité d'eau en surface plus tardive que le Noachien – probablement du début de l'Hespérien. Ainsi, les sédiments associés à une activité plus vigoureuse et noachienne seraient enfouis sous la formation à olivine et carbonate, et donc inaccessible pour le rover Perseverance. Une autre étude majeure est la découverte en 2020 par [Horgan et al. \(2020\)](#) de carbonates marginaux, potentiellement formés par précipitation authigénique. Si cette origine se confirmait in situ, l'échantillonnage de cette unité serait capital pour la recherche de potentielles biosignatures, dont la préservation est favorisée dans les sédiments lacustres.

Notre étude sur la couche à olivine, couplée à celle menée en parallèle par [Kremer et al. \(2019\)](#), montrent que la région devait être vers la fin du Noachien le siège d'événements volcaniques explosifs particulièrement intenses si l'on considère l'étendue des dépôts encore observables aujourd'hui. Ces volumes résulteraient ainsi des événements explosifs les plus importants de l'histoire de Mars identifiés aujourd'hui.

Malgré ces dernières avancées, de nombreuses inconnues sur la géologie du site subsistent : quand et dans quel contexte les carbonates régionaux de l'unité à olivine se sont-ils formés ? Quelle est la nature du socle à phyllosilicate et des kaolins présents au voisinage de Jezero ? Quand ce socle s'est-il formé et altéré ? Aucun chenal n'est observé au sein des couches de l'unité à olivine. Existait-il un cycle hydrologique lors de sa mise en place ?

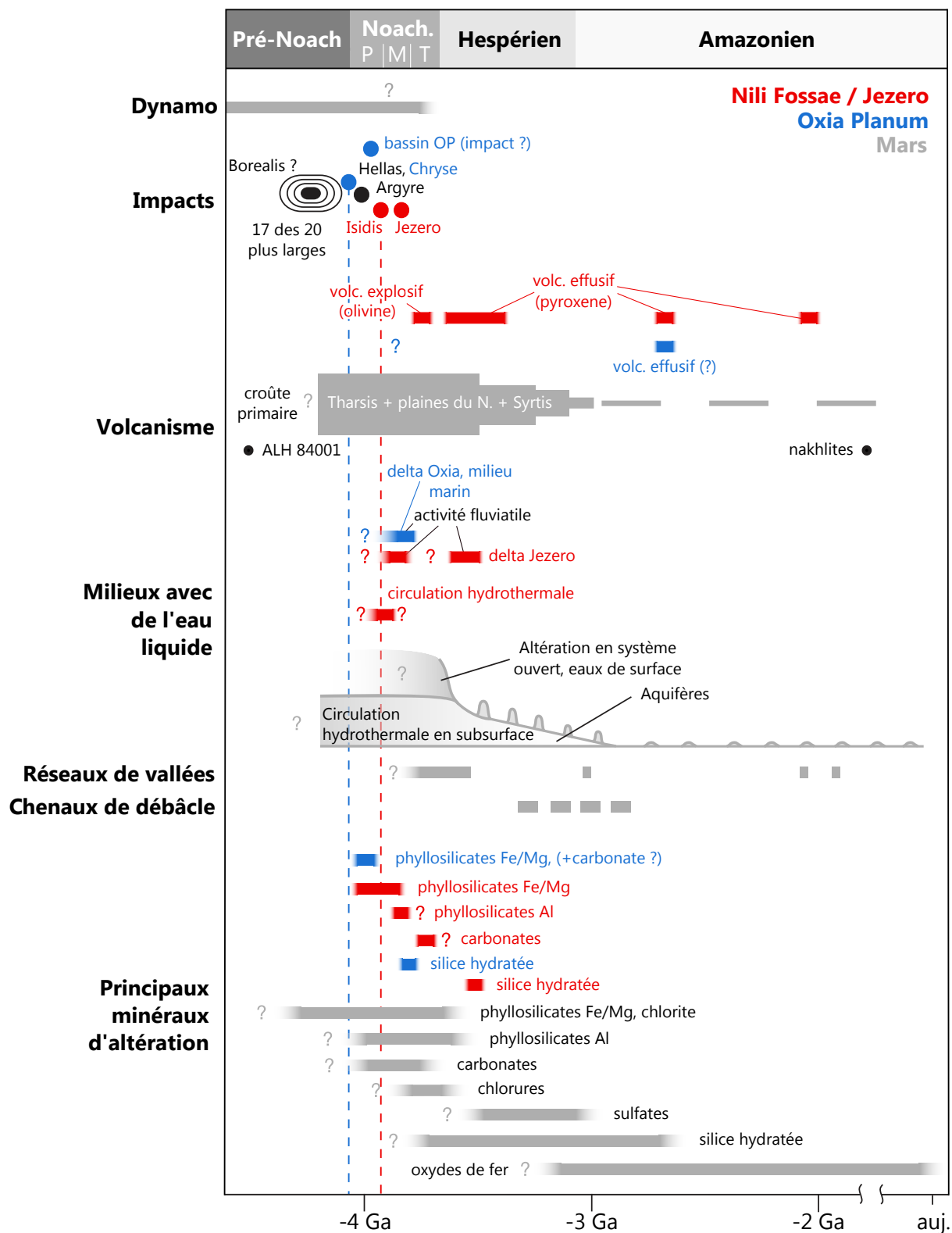


Figure V.1 – Chronologie martienne des principaux événements géologiques, comparée à celle spécifique aux sites d'atterrissage (modifiée à partir de [Ehlmann et al., 2011](#) et [Amador et Ehlmann, 2020](#))

Quelle est l'origine de la silice hydratée observée dans le delta de Jezero, qui semble être une caractéristique partagée par de nombreux autres deltas martiens ([Pan et al., 2019a](#)) ?

Quel environnement pour Oxia Planum au Noachien ?

Nous l'avons vu, l'origine de l'unité argileuse noachienne recouvrant le site d'Oxia Planum est incertaine : il n'existe aujourd'hui pas de consensus sur la nature de la roche mère, ni sur les environnements ayant mené à son altération et leurs âges.

Les formations d'Oxia Planum et de Mawrth Vallis font partie d'un ensemble de détections de minéraux argileux distribuées tout autour du bassin de Chryse Planitia (Carter, 2018) : ces roches pourraient donc avoir une origine commune (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). Le lien entre ces niveaux d'altération reste encore à déterminer : Le type d'argiles détecté au niveau d'Oxia Planum est spectralement similaire à celui présent en base de la séquence de Mawrth Vallis et sur tout le reste de la marge de Chryse Planitia (Bishop *et al.*, 2008a ; Carter *et al.*, 2013). Ainsi, l'unité présente sur d'Oxia Planum pourrait représenter une extension de la base ou une variation latérale de la stratigraphie de Mawrth Vallis (Quantin-Nataf *et al.*, 2021a). Si ces deux sites sont liés géologiquement, un scénario différent de formation des argiles permettrait-il d'expliquer les variations de diversité minéralogique entre les deux sites (p. ex., pas d'altération pédogénétique sur Oxia Planum) ? Une étude spectrale et morphologique à haute résolution d'autres dépôts riches en minéraux argileux et présents sur la marge de Chryse pourrait apporter des clés de réponse quant au lien qui unit ou non ces formations à l'échelle régionale.

Plus généralement, la compréhension de la formation de ces dépôts permettrait d'appréhender le climat martien global au Noachien, les smectites ferromagnésiennes étant les principaux phyllosilicates détectés sur la planète (Ehlmann *et al.*, 2011 ; Carter *et al.*, 2013). De plus, des dépôts similaires sont observés en marge d'autres bassins d'impact (p. ex au Nord d'Hellas ; Carter, 2018), où un scénario global et commun pourrait être en jeu : potentiellement le dépôt de sédiments liés à des étendues d'eau présentes au Noachien. Oxia Planum et la région de Nili Fossae sont deux sites situés sur la dichotomie martienne, existe-t-il un lien entre la formation stratifiée argileuse d'Oxia Planum et le socle stratifié et argileux de la région de Nili Fossae ?

La présence des dépôts deltaïques implique l'existence d'une ancienne mer dans le bassin d'Oxia Planum. Aujourd'hui, aucun obstacle topographique ne permet d'affirmer que cette mer était fermée et restreinte au bassin. Était-elle ouverte vers les plaines du Nord, et donc connectée à un océan ? Quel est le lien qui unit cette étendue d'eau avec l'unité argileuse (p. ex., une sédimentation marine) ? Quelle est la nature des *rounded buttes* qui affleurent au niveau d'Oxia Planum et abondent sur la marge de Chryse, et comment s'inscrivent-elles dans l'histoire géologique et hydrologique de la région ? Les coulées de lave amazoniennes sont en érosion et ont été plus étendues dans le passé : quelle a été leur étendue et leur rôle dans la préservation des affleurements noachiens ?

Une prévalence de minéraux mafiques ?

Si l'unité argileuse d'Oxia Planum ne correspond pas à des sédiments, la roche primaire pré-altération peut avoir trois origines : produits de volcanisme effusif ou explosif, ou produits impactoclastiques. Bien que les produits d'altération soient différents, une analogie peut être faite avec la couche à olivine de la région de Nili Fossae : les deux unités drapent la topographie, apparaissent finement stratifiées, riches en olivine, présentes sur plusieurs dizaines de kilomètres en marge d'un bassin d'impact, et aujourd'hui fracturée, d'inertie thermique modérée et de fort albédo. Seule une vision de terrain pourra permettre de contraindre l'origine de ces roches. Dans le cas où une origine volcanique (pyroclastique) serait avérée, l'exploration de ces deux unités ouvrirait l'étude du volcanisme noachien ancien, dont l'intensité et la nature de l'activité sont aujourd'hui peu contraintes (cf. chapitre I).

Il apparaîtrait alors que le Noachien moyen et tardif serait une époque marquée par des événements explosifs et mafiques (donc probablement facilités par phréatomagmatisme) particulièrement intenses. Cette idée n'est pas nouvelle et il a déjà été proposé (p. ex., [Greeley et al., 2000](#) ; [Kerber et al., 2012](#) ; [Michalski et Bleacher, 2013](#)) que le Noachien pourrait correspondre à un style volcanique explosif, différent du style principalement effusif marquant le reste de l'histoire de Mars. Des dépôts pyroclastiques ont par ailleurs déjà été observés in situ par Spirit au niveau de l'affleurement *Home Plate* des *Columbia Hills* noachiennes ([Squyres et al., 2007](#)). À noter néanmoins que les roches mesurées à *Home Plate* sont très pauvres en olivine.

Un lien serait également à faire par rapport à l'influence des impacts géants sur le volcanisme martien. En effet, les régions de Nili Fossae et d'Oxia Planum, tout comme de nombreux édifices volcaniques (p. ex., Syrtis Major, ou la région de Malea Planum) sont situées en marge d'un bassin d'impact. Ces impacts pourraient avoir joué un rôle majeur dans l'histoire du volcanisme primitif martien, en fragilisant la croûte et en facilitant la remontée de matériel magmatique.

V.2 Les bibliothèques spectrales : la vision de laboratoire

V.2.1 Une base de données spectrale pour l'interprétation des mesures in situ

Les bibliothèques spectrales restent notre seule référence pour interpréter les spectres de réflectance. Il est donc primordial de documenter ces spectres, notamment par la biais d'analyses complémentaires (p. ex., avec une méthode semi-quantitative à quantitative de diffraction de rayons X).

Dans le chapitre III, nous passons en revue la diversité minéralogique attendue dans le cratère Jezero, son delta, et son bassin versant, ainsi qu'au niveau d'Oxia Planum. Dans le chapitre IV, nous construisons une base de données de mesures spectrales sur des roches de minéralogie caractérisée à l'aide de la technique de DRX, sur la base de la diversité évaluée en chapitre III. Cette base de données pourra être appelée pour comparer les futures mesures in situ de spectroscopie de réflectance (cf. section V.2.4). En effet, la majorité des entrées des bases de données actuellement utilisées pour la comparaison avec les données orbitales correspondent à des mesures sur des poudres, et tout particulièrement sur des phases pures. Sont ainsi négligés les effets complexes de granulométrie, porosité, rugosité, impuretés, etc. ayant lieu dans le cas de roches naturelles (cf. chapitre II). Notre collection inclut un ensemble de roches magmatiques diverses et plus ou moins altérées, des météorites martiennes ainsi que des mélanges synthétiques de composition simplifiée et de texture analogue à celle des roches.

Les principales conclusions tirées de l'analyse de notre base de données spectrale sont résumées ci-dessous.

V.2.2 Une collection unique de météorites martiennes

Dans le chapitre IV, nous présentons une étude sur les propriétés spectrales des météorites martiennes. Cette étude vient combler un manque de spectres dans la littérature sur ces météorites, et notamment sur des échantillons rocheux (et non réduits en poudre). Cette base de données spectrale est utilisée pour analyser les mélanges à l'échelle d'une aire de roche de quelques millimètres, taille du faisceau d'analyse de SuperCam à quelques mètres de sa cible ([Wiens et al., 2017](#)).

Nous avons ainsi montré que dans ces conditions d'analyse, les différentes familles de météorites martiennes présentent des caractéristiques spectrales permettant de les distinguer, notamment à travers la chimie de leurs pyroxènes. Néanmoins, l'impact des mélanges spectraux est significatif à cette échelle de mesure, et leur minéralogie exacte est difficilement retrouvée : les roches composées de deux types de pyroxènes, de faible et haute teneur en calcium, présentent des spectres non différenciables de ceux des roches présentant un type unique de pyroxène de composition en calcium intermédiaire. Les signatures spectrales des phases d'altération, identifiées dans les cubes hyperspectraux, sont diluées dans les spectres ponctuels et ne permettent pas l'identification minéralogique de ces phases secondaires.

Nous utilisons également ces météorites pour montrer l'impact de la géométrie d'observation sur les spectres de roches à cette échelle de mesure. Les roches, tout comme les poudres de roche, sont des surfaces non-lambertiennes (cf. chapitre II) et ont des spectres dont les niveaux de réflectance sont variables en fonction de la géométrie d'ob-

servation. Néanmoins, ces variations sont significativement plus faibles que dans le cas de poudres. Cela implique que les mesures réalisées in situ à différents angles de phases pourront être davantage comparables sur des échantillons consolidés que sur des sols. Nos mesures permettent également d'estimer l'intensité des variations attendues pour les profondeurs des bandes d'absorption d'une roche magmatique. Les profondeurs des bandes attribuables aux pyroxènes montrent ici des variations de l'ordre de $\sim 10\%$, et l'intensité de ces variations ne semble pas être affectée par l'état de surface et la granulométrie des échantillons. Des mesures à différentes géométries sur des échantillons supplémentaires de roches permettraient de définir si ces résultats sont similaires et applicables pour des roches de minéralogie, granulométrie et texture différentes que l'échantillon étudié ici.

Des pistes d'exploitation de cette base de données sont données dans la section V.2.4.

V.2.3 Nos analogues terrestres

La complexité spectrale des roches

L'analyse de roches de texture et granulométrie variées confirme la complexité des signatures spectrales des roches à l'échelle du faisceau d'analyse de SuperCam. Même si les échantillons sont composés de minéraux absorbant la lumière VNIR, les bandes d'absorption caractéristiques des minéraux primaires n'apparaissent pas nécessairement sur les spectres, et sont la plupart du temps absentes dans le cas de textures microlithiques.

Peu de roches magmatiques de notre base de données proviennent d'environnements actifs actuellement (à l'exception de p. ex., quelques basaltes islandais), et la plupart des roches ont été échantillonnées en France, où elles sont subies une altération pendant plusieurs milliers d'années (à minima). Même sur les échantillons présentant des textures "fraîches" (c.-à-d., sans signe d'altération mécanique apparent et une exclusivité de minéraux primaires observés à l'œil nu), les spectres VNIR peuvent être dominés par la signature des phases d'altération. Ainsi, ces échantillons peuvent être, spectralement, indifférenciables d'échantillons composés entièrement de minéraux d'altération.

Ces effets sur les spectres sont globalement connus (p. ex., [Harloff et Arnold, 2001](#) ; [Carli et Sgavetti, 2011](#) ; [Carli et al., 2015](#)), mais seront un frein à l'identification minéralogique in situ basée sur la voie infrarouge, et requerront la complémentarité d'autres techniques d'analyse (p. ex., la spectroscopie Raman de SuperCam sur le rover Perseverance et de l'instrument RLS sur le rover Rosalind Franklin).

Des mélanges sur-mesure ?

Afin d'analyser des échantillons permettant une meilleure analogie avec les minéralogies

attendues sur les sites d'atterrissage, nous présentons en chapitre IV des mesures sur des échantillons synthétiques, composés des mélanges en proportion connue des phases détectées depuis l'orbite. Afin de conserver une texture analogue à une roche, les mélanges des minéraux réduits en poudre et pesés sont comprimés sous forme de pastilles solides. Nous l'avons vu en chapitre II et IV, l'intensité des signatures spectrales des minéraux n'est pas linéaire avec la proportion de ces derniers, et les bandes d'absorption des minéraux d'altération peuvent apparaître pour des proportions très faibles. Ainsi, les mélanges ont été réalisés dans des proportions se resserrant à l'approche des phases pures.

Pour analogie avec les futures mesures sur Oxia Planum, les spectres de mélange olivine/vermiculite ont été mesurés, en accord avec le mélange spectral observé dans notre étude en chapitre III sur l'unité argileuse du site. Des mélanges olivine/carbonate/serpentine ont également été produits, afin d'anticiper les mesures sur la couche à olivine de Jezero, où ces trois phases ont été détectées en association depuis l'orbite (Hoefen *et al.*, 2003 ; Ehlmann *et al.*, 2008b, 2009). Finalement, des mélanges kaolinite/montmorillonite ont également été mesurés pour analogie avec des dépôts observés dans la région de Jezero (Ehlmann *et al.*, 2009).

Cette étude nous a permis de proposer des seuils de détectabilité des phases pour chaque type de mélange, ainsi que de relier ces proportions minéralogiques aux intensités relatives des bandes d'absorption. Dans les mélanges olivine/vermiculite et olivine/carbonate/serpentine, les phases d'altération sont détectées dès 1–5% de proportion massique, tandis que l'olivine est détectée pour des proportions plus importantes, dès 20% si mélangée avec du carbonate, et dès 60% si mélangée avec de la vermiculite ou de la serpentine.

Des proportions minéralogiques basées sur nos mélanges sont également proposées pour quelques exemples de spectres mesurés depuis l'orbite sur les sites d'atterrissage. Ces estimations sont néanmoins à prendre avec précaution, puisque les effets des transferts d'échelle entre les mesures directes de roches et les spectres obtenus depuis l'orbite sont encore peu connus (cf. section V.3.1). Il aurait néanmoins été intéressant d'étendre cette comparaison à toute la région des sites d'atterrissage, à partir des cartes d'index spectraux que nous avons produites en chapitre III : des variations significatives de composition relatives sont-elles observées sur les sites ?

D'importance pour l'applicabilité de nos mesures, ces résultats sont dépendants des phases minéralogiques exactes utilisées et de leurs propriétés physiques (p. ex., leur taille de grains), qui ne sont peut-être pas analogues à celles des phases présentes sur Jezero et Oxia Planum.

Ces échantillons nous ont également permis de caractériser l'évolution des bandes d'absorption en fonction des proportions des minéraux détectés sur les sites d'atterrissage.

Si nous confirmons la détectabilité des bandes d'absorption des phases d'altération dès quelques pourcents dans le mélange, nous montrons également que dans un mélange, les profondeurs de ces bandes suivent une évolution différente dans le cas des minéraux d'altération et dans celui de l'olivine. En effet, la bande à 1 μm de l'olivine augmente de façon exponentielle en fonction de la proportion d'olivine, tandis que les absorptions des minéraux d'altération augmentent de façon plus importante à faible proportion de phase, et se stabilisent pour une proportion donnée.

Nous avons comparé nos résultats à deux modèles de mélange : un mélange linéaire simple et le modèle de transfert radiatif de [Hapke \(1981\)](#). Les spectres de nos pastilles sont très mal reproduits par le modèle linéaire, soulignant l'impact des mélanges intimes dans les roches. Le modèle de transfert radiatif prédit de façon correcte l'évolution de la plupart des bandes, mais peine à reproduire d'autres bandes ainsi que les niveaux de réflectance généraux des spectres. De telles incohérences entre les prédictions des modèles de démélange et les véritables proportions minéralogiques des roches analysées in situ pourraient renvoyer à des interprétations géologiques faussées.

V.2.4 Limites et perspectives d'exploitation des spectres de laboratoire

Amélioration de la base de données

Il n'a bien évidemment pas été possible de produire au cours de ce travail de thèse une base de données spectrale de toutes les roches pouvant être analogues aux sites d'atterrissage de Mars 2020 et d'ExoMars.

La principale limite de cette base de données est son étendue : si nous discutons en chapitre III la nature des roches présentes sur les sites d'atterrissage, l'acquisition d'analogues correspondant a été relativement limitée. Ainsi, il est fort probable que la majorité des roches analysées dans cette étude ne soit pas adaptée à la comparaison des données in situ.

Idéalement, cette base de données pourrait être complétée au cours du temps :

- si nous concluons à une probable nature pyroclastique pour la couche à olivine et carbonate de Jezero en chapitre III, nos tentatives pour nous procurer des analogues terrestres identifiés n'ont pas abouti. En chapitre III, nous proposons une origine pyroclastique, ainsi qu'une analogie avec les dépôts hawaïens de Pu'u Mahana. Cette formation d'origine phréatomagmatique présente une morphologie similaire aux dépôts martiens d'olivine de Nili Fossae, ainsi que des grains d'olivine de taille millimétrique (taille estimée à partir de modèles appliqués aux mesures orbitales, p. ex., [Poulet et al., 2009](#)), en fraction comparable aux résultats des modèles de démélange

des spectres (Walker, 1992 ; Hoefen *et al.*, 2003 ; Poulet *et al.*, 2009 ; Edwards et Ehlmann, 2015 ; Salvatore *et al.*, 2018). L'analyse d'échantillons provenant de cette unité pourrait ainsi être un apport significatif à notre base de données ;

- notre base de données est peu fournie en termes de roches sédimentaires, qui sont néanmoins retrouvées sur les sites d'atterrissage, à minima au niveau des formations deltaïques. Par exemple, Horgan *et al.* (2020) proposent en marge de Jezero la présence de carbonates lacustres, distincts de l'unité à olivine et carbonate. Sur Terre, la précipitation de carbonates en milieu océanique/marin/lacustre est commune : notre base de données gagnerait à inclure de tels échantillons, facilement trouvables dans les collections. Il serait ainsi intéressant de comparer les signatures spectrales de roches magmatiques avec celles de sédiments, et d'estimer si, à composition minéralogique similaire, les premières peuvent être distinguées des secondes en se basant sur les spectres de réflectance ;
- une des hypothèses quant à la nature de l'unité argileuse d'Oxia Planum est qu'elle est le produit d'une altération pédogénétique de faible intensité (présence uniquement de smectites ferromagnésiennes traduisant de rapports eau/roche relativement faibles). Si des sols ont pu être échantillonnés au cours de ce travail de thèse, les phases identifiées dans ces roches traduisent d'une altération de surface plus intense et donc peu analogue à Oxia Planum (présence de smectites alumineuses, d'oxydes/hydroxydes, impliquant une dissolution plus forte). Il serait donc intéressant d'inclure des mesures sur des roches issues d'un lessivage moins important, pour comparaison avec les argiles d'Oxia Planum ;
- une plus large gamme de mélanges de composition contrôlée pourrait être analysée (p. ex., des mélanges LCP–argile ferromagnésienne) ;
- pour aller plus loin dans le détail de notre base de données, des analyses complémentaires pourraient être réalisées, notamment à l'aide d'un spectromètre Raman, instrument embarqué par les deux rovers, et dont les mesures seront coordonnées avec celles de réflectance ;
- finalement, les mesures in situ permettront de préciser la pétrologie des roches présentes sur les sites. La base de données pourra ainsi être complétée par des mesures sur des roches analogues à celles observées in situ (et non supposées depuis l'orbite), et sous différentes géométries d'observation afin de produire des résultats comparables et interprétables en termes de quantification minéralogique.

Parallèlement à la construction de notre base de données spectrale, une approche similaire a été effectuée dans le cadre du projet européen PTAL (Planetary Terrestrial Analogues Library ; Lantz *et al.*, 2020)¹ : des échantillons de roches (réduits sous forme

1. <https://ptal.eu/>

de poudre) ont été analysés à l'aide d'un spectromètre ponctuel (de taille de faisceau de ~ 1 mm, soit inférieur à celui de nos mesures) entre $\sim 1 \mu\text{m}$ et $\sim 4 \mu\text{m}$. Ces roches seront par la suite également caractérisées à l'aide de techniques d'analyse complémentaires (DRX, spectrométrie Raman). Idéalement, la mise en commun et l'intégration de ce type de base de données, dont la notre, dans une base unique (telle que SSHADE ; cf. section II.2.4.4) permettrait de simplifier la comparaison entre mesures de laboratoire et mesures in situ.

Les spectres de météorites : une base de données pour étudier le transfert d'échelle

Dans le chapitre IV, nous comparons les spectres acquis avec un spectromètre ponctuel à des cubes hyperspectraux ayant une résolution de l'ordre de $\sim 50 \mu\text{m}/\text{pixel}$ (échantillon à 2 cm de l'imageur). Lors de l'acquisition de ces cubes, des mesures à plus grandes distances des échantillons (et donc à plus faible résolution) ont également été réalisées : à 30 cm et à 1 m de distance, et n'ont pas encore été exploitées. La comparaison des spectres de ces cubes entre eux et avec les spectres ponctuels des météorites permettrait, même si le jeu d'échantillons (et donc de minéralogie, texture, etc.) est ici limité, d'appréhender les mélanges spectraux ayant lieu lors de transfert d'échelle, mélanges qui sont rarement linéaires.

La compréhension de ces transferts en spectroscopie a des implications directes sur les interprétations des données martiennes : celles acquises par les orbiteurs, mais également les spectres de réflectance qui seront acquis in situ par les deux spectromètres ponctuels sur Mars 2020 et ExoMars. En effet, nous l'avons vu, des mélanges ont lieu à l'échelle des faisceaux d'analyse, même lorsque les rovers effectuent une mesure à quelques mètres de l'affleurement. Lors des opérations, des mesures seront effectuées à différentes distances ; il est donc nécessaire de comprendre comment les signatures spectrales se mélangent selon les échelles d'observation (c.-à-d. le transfert d'échelle), afin de pouvoir faire une interprétation de ces spectres. Par exemple, bien que les phases d'altération, même mineures, dominent régulièrement les spectres des roches de notre base de données, est-ce toujours le cas à plus grande ou plus petite distance d'analyse ? Pour quels types de roche ?

Exploitation d'un modèle de comparaison

Un des buts premiers de ce travail de thèse est d'apporter de nouveaux spectres de réflectance pris sur des échantillons de nature connue, avec des instruments pouvant reproduire les résultats des spectromètres des futurs rovers martiens. Notre base de données regroupe les spectres de presque 200 échantillons. Dans l'optique d'une comparaison des mesures spectrales in situ avec notre base de données, une automatisation est donc nécessaire. Ainsi, nous avons commencé à développer un modèle permettant de comparer

un spectre mesuré sur un échantillon de nature inconnue à ceux de notre base de données.

La première question à se poser est la suivante : comment établir une similitude entre deux échantillons en se basant sur leurs spectres respectifs ? Plusieurs approches peuvent être considérées. Pour deux échantillons de même composition, minéralogie, texture de surface et granulométrie, leurs spectres doivent être similaires en termes de niveaux de réflectance et de position, profondeur et forme des bandes d'absorption. Il est ainsi possible de faire une comparaison spectrale simple basée sur la totalité du spectre, avec ou sans continuum (Figure V.2).

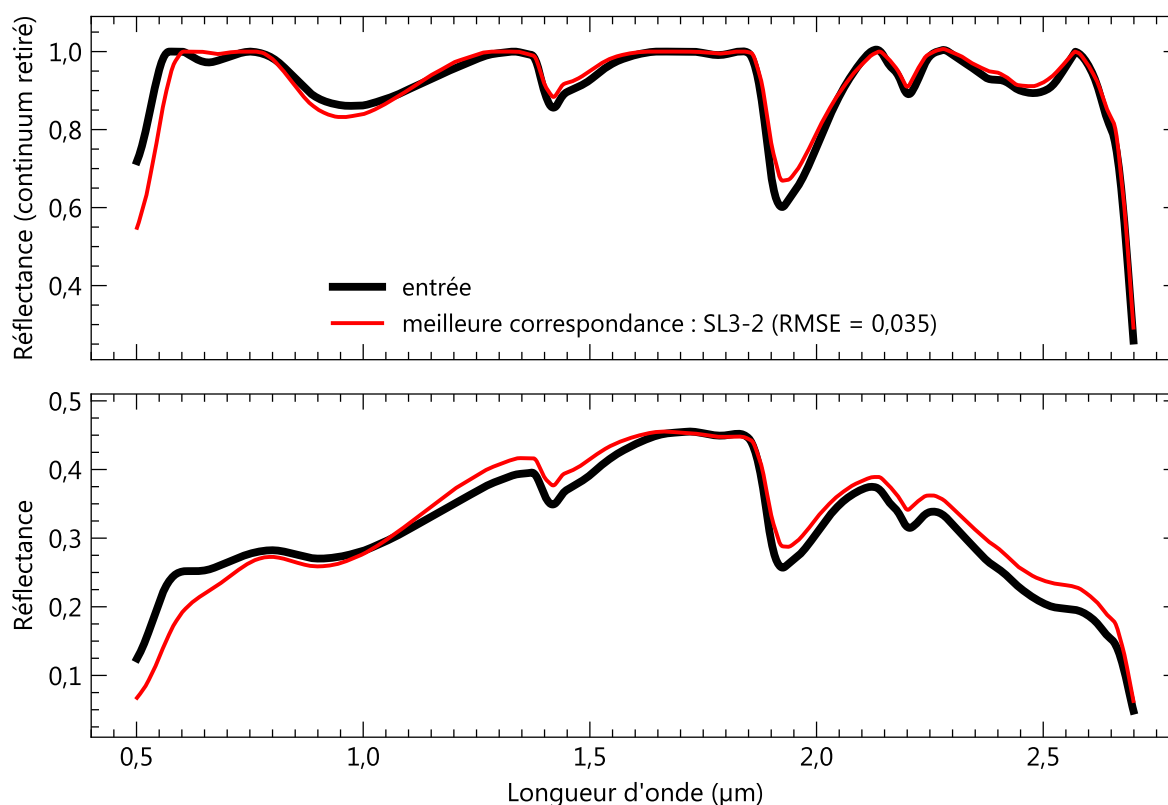


Figure V.2 – Exemple de comparaison spectrale simple s'appuyant sur nos mesures. Le spectre d'une roche de nature inconnue est comparé avec notre base de données : pour chaque entrée, une valeur d'écart au spectre mesuré est calculée (RMSE, pour *root-mean-square error*, ou erreur quadratique moyenne) ; les entrées de la base de données renvoyant les plus faibles valeurs sont proposées en analogie. Ici, l'algorithme a permis de faire un lien automatique entre deux roches argileuses (SL1-1, l'entrée, et SL3-2, la meilleure correspondance) échantillonnées à deux localités différentes mais de composition similaire.

La probabilité que pour une mesure in situ, un échantillon de notre base de données parfaitement similaire à celui mesuré existe est relativement faible. Dans le cas où peu de bandes d'absorption sont présentes sur le spectre, un algorithme de comparaison basé sur la totalité du spectre pourra être influencé par la forme du continuum, qui ne renseigne pas nécessairement sur la composition de l'échantillon mesuré. Pour chaque entrée de notre base de données, la liste des bandes d'absorption ainsi que les paramètres permettant

de décrire leurs formes et positions sur le spectre sont renseignés. Ainsi, une comparaison basée uniquement sur les bandes d'absorption isolées du spectre – qui témoignent directement des assemblages minéralogiques, ici connus – pourra être implémentée.

Idéalement, les comparaisons entre spectres mesurés et de notre base de données devraient se faire pour des géométries d'observation similaires. Néanmoins, la plupart de nos échantillons ont été mesurés avec les mêmes angles photométriques.

V.3 Perspectives de comparaison avec la vision de terrain : le lien entre l'in situ et l'orbital

V.3.1 Confrontation in situ des hypothèses

Nature des formations géologiques

Concernant nos études sur l'unité à olivine et carbonate de la région de Nili Fossae et l'unité argileuse d'Oxia Planum, nous avons vu que de nombreuses inconnues subsistent, inconnues qui pourraient trouver réponse dans l'exploration in situ.

La spectroscopie de réflectance ne permet pas en première approche la quantification exacte des composés, et bien que des modèles permettant d'approximer les assemblages minéralogiques des surfaces existent, ces derniers sont dépendants des composés entrés et de leurs propriétés. Sans les proportions minéralogiques et les morphologies des roches à l'échelle de l'affleurement, les assertions quant à l'origine de ces formations géologiques (et donc des environnements dans lesquels elles se sont formées et altérées) sont limitées, comme nous l'avons vu dans les parties précédentes. Une vision du terrain in situ devrait permettre dans un premier temps de démêler la nature primaire des unités (probablement pyroclastique dans le cas de la couche à olivine de Nili Fossae), une distinction morphologique/pétrologique pouvant être faite entre des coulées de laves, des dépôts pyroclastiques et des sédiments. Néanmoins, ces roches se sont formées il y a ~ 4 Ga et ont été altérées, enfouies et affectées par des processus de diagénèse, qui ont probablement effacé une partie des morphologies (p. ex., l'orientation des strates) et minéralogies primaires de ces dépôts.

Dans un second temps, l'expression des phases secondaires au sein des roches (sous forme de ciments, veines, sphérules, patines, etc.) permettra de renseigner sur la nature, la chronologie et la durée des environnements d'altération, qui, nous l'avons vu dans les parties précédentes, ne peuvent être renseignées de façon précise avec les données orbitales seules.

Notre étude sur Oxia Planum met en lumière l'existence d'un contact diffus entre

au moins deux niveaux dans la stratigraphie des argiles. Ce contact peut traduire une évolution des conditions de dépôt/d'altération et est ainsi capital à étudier in situ pour comprendre l'évolution géologique/climatique de la région au Noachien.

Mélange spectral, effets de surface et proportions minéralogiques

Les terrains d'Oxia Planum présentant les plus fortes signatures spectrales de phyllosilicate sont-ils significativement plus enrichis en phyllosilicates que les terrains présentant les signatures d'un mélange olivine–phyllosilicate ? Les données spectrales orbitales de plus haute résolution ont des tailles de pixel de l'ordre de la dizaine de mètres : elles sont donc les résultantes de mélanges et sont dépendantes de l'état de la surface sur ces dizaines de mètres. La mission MSL nous a permis d'entrevoir l'impact des effets de surface et de mélange spectral ayant lieu dans les mesures orbitales : la cible de la mission MSL, également une unité apparaissant riche en argiles depuis l'orbite, n'est en réalité enrichie en minéraux argileux que de quelques pourcents par rapport à d'autres roches étudiées précédemment dans la mission (Dehouck *et al.*, 2020 ; Thorpe *et al.*, 2020). D'autres unités explorées par Curiosity ont permis de confirmer le fait qu'une forte intensité des bandes d'absorption depuis l'orbite ne signifie pas nécessairement une proportion minéralogique plus importante : en base des dunes de Bagnold, une proportion plus importante d'olivine a été mesurée depuis l'orbite ; les données in situ montrent que ces signatures doivent en réalité être attribuées à des variations granulométriques causées par un tri lié à l'activité éolienne des dunes (Rampe *et al.*, 2018). Également, la campagne de mesure de la crête *Vera Rubin* montre des incohérences entre les mesures de télédétection et les mesures in situ, où des variations de granulométrie et de cristallinité ont un impact significatif sur les spectres mesurés depuis l'orbite (Salvatore *et al.*, 2020).

Nos études sur les sites d'atterrissage s'ajoutent aux études orbitales précédentes, dont les résultats sont à comparer avec les mesures qui seront effectuées en surface.

Ainsi, les cartes des détections d'olivine et de carbonate au niveau de Nili Fossae seront incorporées au logiciel d'opération de Mars 2020 "CAMP" : elles pourront être d'utilité dans les décisions tactiques des points d'intérêt à échantillonner, mais également dans la confrontation des intensités des détections spectrales par rapports aux mesures in situ. Là où de nombreux affleurements d'olivine et de carbonate sont observés sur nos cartes de moyenne et basse résolution de la région, ils ne sont pas détectés au sein de Jezero (alors que les données de haute résolution permettent leur détection ; Goudge *et al.*, 2015b ; Horgan *et al.*, 2020). Les proportions minéralogiques y sont-elles plus faibles, ou bien est-ce dû à des effets de mélange ou d'état de surface ? L'exploration de Jezero, puis des terrains hors du cratère devrait permettre de comprendre ces résultats, et d'avancer dans la compréhension de la réconciliation des données orbitales et celles de terrain.

V.3.2 Recalibration de la chronologie martienne et cratères sources des météorites

En attendant le retour de roches martiennes, les seuls échantillons disponibles en laboratoire sont les météorites. Ces échantillons ayant été datés précisément (hors controverse sur l'âge des shergottites), connaître leurs lieux d'éjection sur Mars permettrait de relier densité de cratérisation et âge absolu, et ainsi de calibrer l'ensemble de la chronologie martienne. De plus, de nombreuses études pétrologiques et géochimiques ont été effectuées sur ces roches (cf. chapitre IV) : connaître leurs régions sources permettrait de lier ces études à la géologie martienne, telle que décrite à partir des données orbitales.

L'âge cosmogénique des météorites martiennes, c'est à dire le temps de transport depuis Mars vers la Terre, est de quelques millions d'années (Bogard *et al.*, 1984) : les cratères sources des météorites sont donc très jeunes. Ainsi, il a été proposé que les météorites martiennes proviendraient d'un type de cratères dits "rayés" en allusion à leurs fines traînées d'éjectas visibles la nuit dans les données infrarouge. De telles traînées de matériel fin devraient être dégradées rapidement ; ainsi, ces cratères sont considérés comme parmi les plus jeunes de la planète et ont été proposés comme sources des météorites martiennes (Tornabene *et al.*, 2006 ; Hartmann *et al.*, 2010). En 2014, Werner *et al.* proposent ainsi un cratère d'éjection source aux shergottites et à l'orthopyroxénite ALH 84001 : le cratère rayé Mojave, cratère récent (<5 Ma) formé sur la dichotomie, où les âges des terrains impactés et les signatures spectrales coïncident avec celles des shergottites et de ALH 84001. Si le cratère Mojave remplit ainsi les bons critères, il ne peut être admis avec certitude que les shergottites et l'orthopyroxénite proviennent de ce site. En effet, Werner *et al.* (2014) considèrent un âge de cristallisation noachien pour les shergottites, ce qui ne fait pas consensus aujourd'hui (cf. section IV.3.4). De plus, les signatures spectrales des météorites se résument à celle de pyroxènes, qui font partie des minéraux les plus fréquemment détectés sur la planète (p. ex., Mustard *et al.*, 2005 ; Poulet *et al.*, 2007) : leur détection au niveau de Mojave ne suffit pas à prouver l'originalité de ce site.

Le principal biais ici est de considérer les cratères rayés comme seuls candidats : de nombreux facteurs peuvent empêcher l'observation des raies dans l'infrarouge (propriétés de la cible, inertie thermique des roches sous-jacentes aux raies, couverture poussiéreuse, etc.). Si l'on considère les critères sur les tailles des cratères d'éjection (>3 km de diamètre ; Head *et al.*, 2002a ; Artemieva et Ivanov, 2004) et leurs âges de formation (<100 Ma, en prenant en compte les incertitudes de la chronologie martienne), on peut appliquer les fonctions de production de cratères sur Mars afin d'estimer le nombre de cratères candidats. Seulement sur les terrains d'âge amazonien, cette valeur avoisine les 180 cratères, soit bien loin de la dizaine de cratères rayés identifiés par Tornabene *et al.* (2006) et Hartmann *et al.* (2010). Ainsi, si les cratères rayés sont tous jeunes, tous les cratères

jeunes ne sont pas nécessairement rayés.

Notre étude sur un jeu de météorites martiennes présentée en chapitre IV permet de documenter les spectres de toutes les sous-familles de météorites martiennes identifiées et vient contraindre l'étendue des signatures spectrales des météorites martiennes et apporter de nouvelles données pour la comparaison avec des spectres mesurés depuis l'orbite sur de potentiels cratères sources candidats (p. ex., [Ody et al., 2015](#)). Comme exposé ci-dessus, une similitude spectrale ne suffit pas à confirmer un site d'éjection ; ainsi, cette comparaison avec notre base de données et celle des précédentes mesures sur les météorites doit être appliquée sur un jeu de cratères candidats exhaustifs.

Par exemple, l'approche suivante pourra être appliquée pour les nakhlites et chassignites dont les âges de cristallisation ne font pas débat :

- la base de données globale de cratères de [Robbins et Hynek \(2012\)](#) peut être filtrée selon le critère de taille de 3 km de diamètre ([Head et al., 2002a](#) ; [Artemieva et Ivanov, 2004](#)) et selon l'âge des terrains impactés ([Tanaka et al., 2014](#)), que l'on peut réduire à l'Amazonien si l'on prend en compte les incertitudes sur la chronologie martienne ;
- La résultante de ce filtre correspond à ~ 5000 cratères, dont l'état de "fraîcheur" peut être estimé visuellement, à l'aide des données haute résolution CTX, dont une mosaïque globale vient d'être publiée ([Dickson et al., 2018](#)). Si les cratères présentent des éjectas ou des remparts dégradés et sont remplis, ou s'ils sont impactés par d'autres cratères¹, la probabilité qu'ils se soient formés dans la centaine de derniers millions d'années est très faible ;
- Les cratères candidats restants (théoriquement d'un nombre proche des 180 estimés précédemment) pourront faire l'objet d'une étude spectrale, à comparer avec notre base de données. Les nakhlites et chassignites présentent des âges de formation ($\sim 1,3$ Ga) et d'éjection (~ 11 Ma) très similaires, pointant vers un site d'éjection commun ([Bogard et al., 1984](#) ; [Borg et Drake, 2005](#)). À défaut d'identifier un unique cratère source, la méthode que nous proposons ici en perspective de nos travaux devrait permettre à minima d'identifier les provinces sources les plus probables.

De par le nombre de cratères considérés et l'incertitude sur les âges des surfaces, ce type d'étude ne fait que commencer, mais devrait permettre d'ouvrir un nouveau champ dans la comparaison des données orbitales et des mesures de laboratoire.

1. Plus le diamètre d'un cratère d'impact est important, plus la probabilité qu'il se soit formé récemment est faible (la distribution en taille suit une loi de puissance). Si l'on cherche un cratère source formé il y a moins de 100 Ma, il est possible à partir des isochrones chronologiques d'estimer pour un cratère le superposant le diamètre minimal, à partir duquel un âge supérieur à 100 Ma est plus probable.

V.3.3 MSR et le retour d'échantillons

Limites de l'exploration in situ

Nous l'avons vu, les missions Mars 2020 et ExoMars sont les premiers rovers équipés de spectromètres de réflectance opérant dans le proche infrarouge. Les mesures effectuées permettront l'identification d'un ensemble de minéraux, ainsi qu'une comparaison entre les données orbitales et celles produites à l'échelle de l'affleurement. Une des motivations de cette thèse était la production d'une base de données spectrale d'échantillons de composition connue, à but comparatif pour les futures mesures in situ, puisque la spectroscopie de réflectance ne permet pas la quantification directe de la minéralogie. Or, si Curiosity est équipé de l'instrument de DRX CheMin qui permet cette quantification, ce n'est le cas ni de Perseverance ni de Rosalind Franklin. En complémentarité des mesures infrarouge, des spectromètres Raman sont présents, mais souffrent tout comme la réflectance de problèmes de quantification. De plus, les spectres Raman deviennent plus complexes à interpréter si des argiles sont présentes dans les échantillons mesurés (p. ex., [Kloprogge, 2017](#)), ce qui sera à priori le cas des sites d'atterrissage des deux missions, et tout particulièrement d'Oxia Planum.

Pourtant, cette quantification minéralogique est primordiale dans la compréhension des processus géologiques anciens (p. ex., intensité de l'altération, du volcanisme, etc.). Les missions de "retour" d'échantillons sont donc nécessaires afin d'effectuer des analyses poussées en laboratoire sur ces roches noachiennes.

Collection d'échantillons clés de Jezero à Midway

Le nombre d'échantillons collectés par Perseverance pour un futur envoi sur Terre dans le cadre de la mission MSR (Mars Sample Return ; cf. chapitre I) s'élève à une trentaine. La mission MSR est une mission d'ampleur encore jamais atteinte dans l'exploration martienne, tant en termes financiers, qu'au niveau du nombre de satellite/lander/rover impliqués. Le choix des échantillons à récupérer est donc particulièrement important et doit permettre la compréhension d'un maximum de processus géologiques martiens (sur le climat, l'altération, le volcanisme, les impacts, etc.), la recalibration absolue de la chronologie martienne, ainsi que l'étude d'échantillons à fort potentiel exobiologique.

L'échantillonnage de la formation à olivine et carbonate devrait être effectué sur deux types d'affleurement :

- sur des roches ayant conservé au mieux leurs caractéristiques primaires (c.-à-d. peu/pas altérées), afin de permettre une étude sur le volcanisme noachien de la région. Cet échantillon non altéré devrait permettre une datation absolue de la mise

en place de l'unité à olivine, âge qui pourra être utilisé pour la calibration de la chronologie martienne par comparaison avec l'âge que nous proposons en chapitre III ;

- sur des roches riches en carbonate, afin de dater et caractériser l'environnement ayant permis la précipitation du plus large dépôt martien de carbonate observé aujourd'hui, et déterminer si ces dépôts sont associés à des biosignatures. Une comparaison pourra également être faite avec les échantillons de carbonates marginaux, afin de déterminer si ces deux unités sont liées, et si oui, de quelle façon. Par exemple, les carbonates marginaux auraient-ils précipité directement à partir du CO₂ atmosphérique ou seraient-ils issus de l'unité à olivine présente sur le bassin versant ? À noter que les affleurements de la formation à olivine sont relativement pauvres en carbonate au sein de l'ellipse d'atterrissage (si l'on considère les carbonates marginaux comme séparés de cette unité) : un échantillonnage hors de Jezero est donc préférable.

Parmi les roches qu'il est capital d'échantillonner, les laves remplissant le fond de Jezero permettront également de faire un lien direct entre statistiques de cratères d'impact et âge absolue des surfaces martiennes.

L'unité la plus complexe dans le choix de l'échantillonnage (en nombre et en lieu) sera probablement le delta, qui montre une variabilité minéralogique très prononcée. Néanmoins, les affleurements riches en silice hydratée/opale devraient faire partie des roches collectées, car la présence de ce minéral semble être une caractéristique commune à de nombreux deltas martiens et semble enregistrer les dernières phases aqueuses de ces systèmes deltaïques ([Carter et al., 2012](#) ; [Pan et al., 2019a](#)).

Les échantillons de mégabrèches feront sans doute partie des échantillons les plus anciens, car pré-Isidis. Leur analyse en laboratoire devrait permettre de dater précisément l'impact géant, mais également de documenter de façon précise et sous plusieurs techniques d'analyse la nature de la croûte primitive martienne, et l'âge de son altération. Ces mégabrèches sont composées de plusieurs types de croûte (p. ex., massive ou stratifiée, riche en minéraux primaires ou d'altération, etc.) et nécessiteront sans doute plusieurs échantillonnages au cours de la mission.

V.4 Conclusion générale

L'exploration spatiale de Mars qui a débuté dans les années 60 sera prochainement marquée par un nouveau tournant : une incursion in situ sur les terrains faisant partie des plus anciens de la planète, le cratère Jezero et Oxia Planum, deux sites d'âge noachien, où les traces d'activité hydrologique sont multiples. Les deux rovers envoyés, Perseverance

et Rosalind Franklin (respectivement des agences américaine et européenno-russe), sont équipés des premiers spectromètres de réflectance visible et proche infrarouge à toucher le sol martien, première technique de détection et cartographie minéralogique utilisée depuis l'orbite.

Nos travaux de thèse sont découpés en deux axes : dans un premier temps, une analyse des deux sites d'atterrissage par télédétection a été effectuée, afin d'avancer sur leur caractérisation géologique et minéralogique. Dans un second temps, des roches terrestres analogues aux sites d'atterrissage ont été collectées et analysées à l'aide d'un spectromètre de réflectance dont le faisceau d'analyse est comparable en taille à celui de la voie VNIR du spectromètre SuperCam du rover Perseverance.

Notre analyse sur le site d'atterrissage de Perseverance a permis de cartographier les variations minéralogiques d'une des unités géologiques les plus étendues sur le site, l'unité à olivine et carbonate, de proposer une origine pyroclastique à cette formation, et d'en dater la mise en place au Noachien moyen à supérieur. Cet âge pourra être utilisé dans l'optique du retour des échantillons collectés par Perseverance, afin de calibrer la chronologie martienne.

Là où le site d'atterrissage de Rosalind Franklin apparaît spectralement homogène à l'échelle de l'ellipse d'atterrissage, nous montrons qu'il existe à haute résolution une diversité texturale, compositionnelle et minéralogique au sein des argiles présentes sur le site, cibles principales de la mission. Des degrés d'altération variables sont observés, mais les affleurements les plus riches en phases d'altération impliquant un passé aqueux (phyllosilicates ferromagnésiens et, potentiellement, carbonate) sont largement exposés là où la probabilité d'atterrir est la plus forte.

Au cours de ces travaux de recherche, nous avons produit une base de données spectrale sur des échantillons analysés en laboratoire, spectres de réflectance qui pourront être directement et automatiquement comparés à ceux mesurés sur des affleurements rocheux in situ. Cette base de données inclut le premier ensemble représentatif de météorites martiennes, des roches magmatiques naturelles plus ou moins altérées et dont la composition minéralogique a pu être estimée, ainsi que des mélanges synthétiques de composition simplifiée et de minéralogie directement transposable à celle estimée sur les sites d'atterrissage.

Cette base de données est également interprétée en termes de mélanges minéralogiques, qui sont complexes et difficilement prédictibles sur la base de spectres de réflectance dans le cas de roches naturelles (et donc de surfaces planétaires). Notamment, les signatures des phases d'altération sont dominantes sur les spectres pour des proportions très faibles de l'ordre de quelques pourcents (sans distinction de granulométrie), là où les signatures des minéraux primaires requièrent des proportions plus importantes ainsi qu'une

taille de grain plus importante pour apparaître.

Nos travaux s'inscrivent dans la future interprétation géologique des sites d'atterrissage de Mars 2020 et ExoMars : comprendre l'histoire géologique ayant façonné Jezero et d'Oxia Planum permettra de reconstituer les environnements primitifs de Mars. Au moment où nous terminons de rédiger ce manuscrit, le rover Perseverance a commencé sans accroc son voyage vers Jezero, et devrait toucher le sol de Mars le 18 février prochain !

Bibliographie

- Ackiss, S. E. et Wray, J. J. (2012). Hydrated Sulfates in the Southern High Latitudes of Mars. *In American Geophysical Union, Fall Meeting*. Abstract #P11E-1860.
- Acuña, M. H., Connerney, J. E. P., F, N., Ness, Lin, R. P., Mitchell, D., Carlson, C. W., McFadden, J., Anderson, K. A., Rème, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wasilewski, P. et Cloutier, P. (1999). Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment. *Science*, 284(5415):790–793.
- Adams, J. (1974). Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *Journal of Geophysical Research*, 79(32):4829–4836.
- Adams, J. B. et Goullaud, L. H. (1978). Plagioclase feldspars - Visible and near infrared diffuse reflectance spectra as applied to remote sensing. *In 9th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2901–2909.
- Adams, W. S. et Dunham Jr, T. (1933). The B-band of oxygen in the spectrum of Mars. *In Publications of the American Astronomical Society*, volume 7, page 171.
- Agee, C. B., Wilson, N. V., McCubbin, F. M., Ziegler, K., Polyak, V. J., Sharp, Z. D., Asmerom, Y., Nunn, M. H., Shaheen, R., Thiemens, M. H., Steele, A., Fogel, M. L., Bowden, R., Glamoclija, M., Zhang, Z. et Elardo, S. M. (2013). Unique Meteorite from Early Amazonian Mars: Water-Rich Basaltic Breccia Northwest Africa 7034. *Science*, 339(6121):780–785.
- Allison, F. E. (1973). The Interaction of Organic Matter with Clays. *Developments in Soil Science*, 3:162–177.
- Amador, E. S., Bandfield, J. L. et Thomas, N. H. (2018). A search for minerals associated with serpentinization across Mars using CRISM spectral data. *Icarus*, 311:113–134.
- Amador, E. S. et Ehlmann, B. L. (2020). Planetary Astrobiology: Early Mars. *Planetary Astrobiology*, page 153.
- Anderson, R. C., Dohm, J. M., Golombek, M. P., Haldemann, A. F. C., Franklin, B. J., Tanaka, K. L., Lias, J. et Peer, B. (2001). Primary centers and secondary concentrations of tectonic activity through time in the western hemisphere of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E9):20563–20585.
- Andrews-Hanna, J. C. (2012). The formation of Valles Marineris: 1. Tectonic architecture and the relative roles of extension and subsidence. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E3).
- Anguita, F., Fernández, C., Cordero, G., Carrasquilla, S., Anguita, J., Núñez, A., Rodríguez, S. et García, J. (2006). Evidences for a Noachian–Hesperian orogeny in Mars. *Icarus*, 185(2):331–357.
- Antoniadi, E. M. (1930). *La planète Mars : étude basée sur les résultats obtenus avec*

la grande lunette de l'observatoire de Meudon et exposé analytique de l'ensemble des travaux exécutés sur cet astre depuis 1659. Librairie scientifique Hermann et cie.

- Artemieva, N. et Ivanov, B. (2004). Launch of martian meteorites in oblique impacts. *Icarus*, 171(1):84–101.
- Arvidson, R. E., Squyres, S. W., Bell, J. F., Catalano, J. G., Clark, B. C., Crumpler, L. S., Souza, P. A. d., Fairén, A. G., Farrand, W. H., Fox, V. K., Gellert, R., Ghosh, A., Golombek, M. P., Grotzinger, J. P., Guinness, E. A., Herkenhoff, K. E., Jolliff, B. L., Knoll, A. H., Li, R., McLennan, S. M., Ming, D. W., Mittlefehldt, D. W., Moore, J. M., Morris, R. V., Murchie, S. L., Parker, T. J., Paulsen, G., Rice, J. W., Ruff, S. W., Smith, M. D. et Wolff, M. J. (2014). Ancient Aqueous Environments at Endeavour Crater, Mars. *Science*, 343(6169).
- Baker, V. R. et Partridge, J. B. (1986). Small Martian valleys: Pristine and degraded morphology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B3):3561–3572.
- Bandfield, J. L. (2006). Extended surface exposures of granitoid compositions in Syrtis Major, Mars. *Geophysical Research Letters*, 33(6).
- Bandfield, J. L., Hamilton, V. E. et Christensen, P. R. (2000). A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES. *Science*, 287(5458):1626–1630.
- Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Christensen, P. R. et McSween, H. Y. (2004a). Identification of quartzofeldspathic materials on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E10).
- Bandfield, J. L., Rogers, D., Smith, M. D. et Christensen, P. R. (2004b). Atmospheric correction and surface spectral unit mapping using Thermal Emission Imaging System data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E10).
- Baratoux, D., Toplis, M. J., Monnereau, M. et Sautter, V. (2013). The petrological expression of early Mars volcanism. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(1): 59–64.
- Barnhart, C. J., Howard, A. D. et Moore, J. M. (2009). Long-term precipitation and late-stage valley network formation: Landform simulations of Parana Basin, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E1).
- Barrat, J. A., Gillet, P., Sautter, V., Jambon, A., Javoy, M., Göpel, C., Lesourd, M., Keller, F. et Petit, E. (2002). Petrology and chemistry of the basaltic shergottite North West Africa 480. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(4):487–499. [_eprint: https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1945-5100.2002.tb00835.x](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1945-5100.2002.tb00835.x).
- Barratt, E. M. (2013). *Thermophysical Analysis of Gale Crater Using Observations from TES, THEMIS and the Mars Science Laboratory Curiosity Rover*. Thèse de doctorat, University of Colorado.
- Basu Sarbadhikari, A., Day, J. M. D., Liu, Y., Rumble, D. et Taylor, L. A. (2009). Petrogenesis of olivine-phyric shergottite Larkman Nunatak 06319: Implications for enriched components in martian basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(7):2190–2214.
- Beck, P., Barrat, J. A., Gillet, P., Wadhwa, M., Franchi, I. A., Greenwood, R. C., Bohn, M.,

- Cotten, J., van de Moortèle, B. et Reynard, B. (2006). Petrography and geochemistry of the chassignite Northwest Africa 2737 (NWA 2737). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(8):2127–2139.
- Beck, P., Pommerol, A., Thomas, N., Schmitt, B., Moynier, F. et Barrat, J. A. (2012). Photometry of meteorites. *Icarus*, 218(1):364–377.
- Beck, P., Pommerol, A., Zanda, B., Remusat, L., Lorand, J. P., Göpel, C., Hewins, R., Pont, S., Lewin, E., Quirico, E., Schmitt, B., Montes-Hernandez, G., Garenne, A., Bonal, L., Proux, O., Hazemann, J. L. et Chevrier, V. F. (2015). A Noachian source region for the “Black Beauty” meteorite, and a source lithology for Mars surface hydrated dust? *Earth and Planetary Science Letters*, 427:104–111.
- Beegle, L., Bhartia, R., White, M., DeFlores, L., Abbey, W., Wu, Y.-H., Cameron, B., Moore, J., Fries, M., Burton, A., Edgett, K. S., Ravine, M. A., Hug, W., Reid, R., Nelson, T., Clegg, S., Wiens, R., Asher, S. et Sobron, P. (2015). SHERLOC: Scanning habitable environments with Raman luminescence for organics chemicals.
- Berman, D. C., Crown, D. A. et Joseph, E. C. S. (2015). Formation and mantling ages of lobate debris aprons on Mars: Insights from categorized crater counts. *Planetary and Space Science*, 111:83–99.
- Bertaux, J.-L., Leblanc, F., Witasse, O., Quemerais, E., Lilensten, J., Stern, S. A., Sandel, B. et Korablev, O. (2005). Discovery of an aurora on Mars. *Nature*, 435(7043):790–794.
- Beyer, R. A., Alexandrov, O. et McMichael, S. (2018). The Ames Stereo Pipeline: NASA's Open Source Software for Deriving and Processing Terrain Data. *Earth and Space Science*, 5(9):537–548.
- Bibring, J.-P., Hamm, V., Pilorget, C., Vago, J. L. et the MicrOmega Team (2017). The MicrOmega Investigation Onboard ExoMars. *Astrobiology*, 17(6-7):621–626.
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gendrin, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., Soufflot, A., Arvidson, R., Mangold, N., Mustard, J., Drossart, P. et the OMEGA team (2005). Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, 307(5715):1576–1581.
- Bibring, J.-P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F., Berthé, M., Bibring, J.-P., Gendrin, A., Gomez, C., Gondet, B., Jouglet, D., Poulet, F., Soufflot, A., Vincendon, M., Combes, M., Drossart, P., Encrenaz, T., Fouchet, T., Merchiorri, R., Belluci, G., Altieri, F., Formisano, V., Capaccioni, F., Ceroni, P., Coradini, A., Fonti, S., Korablev, O., Kottsov, V., Ignatiev, N., Moroz, V., Titov, D., Zasova, L., Loiseau, D., Mangold, N., Pinet, P., Douté, S., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Mustard, J. F., Duxbury, T., Forget, F. et Neukum, G. (2006). Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data. *Science*, 312(5772):400–404.
- Bibring, J.-P., Soufflot, A., Berthé, M., Langevin, Y., Gondet, B., Drossart, P., Bouyé, M., Combes, M., Puget, P. et Semery, A. (2004). OMEGA Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. *In Mars Express: the scientific payload*,

volume 1240, pages 37–49.

- Biemann, K., Oro, J., Toulmin, P., Orgel, L. E., Nier, A. O., Anderson, D. M., Simmonds, P. G., Flory, D., Diaz, A. V., Rushneck, D. R., Biller, J. E. et Lafleur, A. L. (1977). The search for organic substances and inorganic volatile compounds in the surface of Mars. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82(28):4641–4658.
- Bishop, J. L., Bell, J. F. et Moersch, J. E. (2019). *Remote Compositional Analysis: Techniques for Understanding Spectroscopy, Mineralogy, and Geochemistry of Planetary Surfaces*. Cambridge University Press.
- Bishop, J. L., Dobrea, E. Z. N., McKeown, N. K., Parente, M., Ehlmann, B. L., Michalski, J. R., Milliken, R. E., Poulet, F., Swayze, G. A. et Mustard, J. F. (2008a). Phyllosilicate diversity and past aqueous activity revealed at Mawrth Vallis, Mars. *Science*, 321(5890): 830–833.
- Bishop, J. L., Lane, M. D., Dyar, M. D. et Brown, A. J. (2008b). Reflectance and emission spectroscopy study of four groups of phyllosilicates: smectites, kaolinite-serpentines, chlorites and micas. *Clay Minerals*, 43(1):35–54.
- Bishop, J. L., Perry, K. A., Dyar, M. D., Bristow, T. F., Blake, D. F., Brown, A. J. et Peel, S. E. (2013a). Coordinated spectral and XRD analyses of magnesite-nontronite-forsterite mixtures and implications for carbonates on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(4):635–650.
- Bishop, J. L., Pieters, C. M., Hiroi, T. et Mustard, J. F. (1998). Spectroscopic analysis of Martian meteorite Allan Hills 84001 powder and applications for spectral identification of minerals and other soil components on Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, 33(4):699–707.
- Bishop, J. L., Tirsch, D., Tornabene, L. L., Jaumann, R., McEwen, A. S., McGuire, P. C., Ody, A., Poulet, F., Clark, R. N., Parente, M., McKeown, N. K., Mustard, J. F., Murchie, S. L., Voigt, J., Aydin, Z., Bamberg, M., Petau, A., Michael, G., Seelos, F. P., Hash, C. D., Swayze, G. A. et Neukum, G. (2013b). Mineralogy and morphology of geologic units at Libya Montes, Mars: Ancient aqueously derived outcrops, mafic flows, fluvial features, and impacts. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(3):487–513.
- Blasius, K. R., Cutts, J. A., Guest, J. E. et Masursky, H. (1977). Geology of the Valles Marineris: First analysis of imaging from the Viking 1 Orbiter Primary Mission. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82(28):4067–4091.
- Bogard, D. D. et Johnson, P. (1983). Martian Gases in an Antarctic Meteorite? *Science*, 221(4611):651–654.
- Bogard, D. D., Nyquist, L. E. et Johnson, P. (1984). Noble gas contents of shergottites and implications for the Martian origin of SNC meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(9):1723–1739.
- Bohr, N. (1913). I. On the constitution of atoms and molecules. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 26(151):1–25.
- Borg, L. et Drake, M. J. (2005). A review of meteorite evidence for the timing of

- magmatism and of surface or near-surface liquid water on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E12).
- Borg, L. E., Nyquist, L. E., Wiesmann, H., Shih, C.-Y. et Reese, Y. (2003). The age of Dar al Gani 476 and the differentiation history of the martian meteorites inferred from their radiogenic isotopic systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(18):3519–3536.
- Borgonie, G., Linage-Alvarez, B., Ojo, A. O., Mundle, S. O. C., Freese, L. B., Van Rooyen, C., Kuloyo, O., Albertyn, J., Pohl, C., Cason, E. D., Vermeulen, J., Pienaar, C., Lithauer, D., Van Niekerk, H., Van Eeden, J., Lollar, B. S., Onstott, T. C. et Van Heerden, E. (2015). Eukaryotic opportunists dominate the deep-subsurface biosphere in South Africa. *Nature Communications*, 6(1):8952.
- Bouley, S., Baratoux, D., Matsuyama, I., Forget, F., Séjourné, A., Turbet, M. et Costard, F. (2016). Late Tharsis formation and implications for early Mars. *Nature*, 531(7594):344–347.
- Bouvier, A., Blichert-Toft, J., Vervoort, J. D., Gillet, P. et Albarède, F. (2008). The case for old basaltic shergottites. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(1):105–124.
- Bouvier, L. C., Costa, M. M., Connelly, J. N., Jensen, N. K., Wielandt, D., Storey, M., Nemchin, A. A., Whitehouse, M. J., Snape, J. F., Bellucci, J. J., Moynier, F., Agranier, A., Gueguen, B., Schönbächler, M. et Bizzarro, M. (2018). Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. *Nature*, 558(7711):586–589.
- Bramble, M. S., Mustard, J. F. et Salvatore, M. R. (2017). The geological history of Northeast Syrtis Major, Mars. *Icarus*, 293:66–93.
- Bretz, J. H. (1969). The Lake Missoula Floods and the Channeled Scabland. *The Journal of Geology*, 77(5):505–543.
- Brissaud, O., Schmitt, B., Bonnefoy, N., Douté, S., Rabou, P., Grundy, W. et Fily, M. (2004). Spectrogonio radiometer for the study of the bidirectional reflectance and polarization functions of planetary surfaces. 1. Design and tests. *Applied Optics*, 43(9):1926–1937.
- Brown, A. J., Hook, S. J., Baldrige, A. M., Crowley, J. K., Bridges, N. T., Thomson, B. J., Marion, G. M., de Souza Filho, C. R. et Bishop, J. L. (2010). Hydrothermal formation of Clay-Carbonate alteration assemblages in the Nili Fossae region of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1):174–182.
- Brustel, C., Flahaut, J., Quantin-Nataf, C., Martinot, M., Thollot, P. et Davies, G. R. (2019). Survey of the Martian LCP-rich lower crust. *In EPSC-DPS Joint Meeting*.
- Buczkowski, D. L., Murchie, S., Clark, R., Seelos, K., Seelos, F., Malaret, E. et Hash, C. (2010). Investigation of an Argyre basin ring structure using Mars Reconnaissance Orbiter/Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E12).
- Bultel, B., Viennet, J.-C., Poulet, F., Carter, J. et Werner, S. C. (2019). Detection of Carbonates in Martian Weathering Profiles. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(4):989–1007.

- Burns, R. G. (1970). Crystal field spectra and evidence of cation ordering in olivine minerals. *American Mineralogist*, 55(9-10):1608–1632.
- Burns, R. G. (1993). *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory*. Cambridge University Press.
- Burns, R. G., Huggins, F. E. et Abu-Eid, R. M. (1972). Polarized absorption spectra of single crystals of lunar pyroxenes and olivines. *The moon*, 4(1):93–102.
- Burns, R. G., Vaughan, D. J., Abu-Eid, R. M., Witner, M. et Morawski, A. (1973). Spectral evidence for Cr³⁺, Ti³⁺, Fe²⁺ rather than Cr²⁺ and Fe³⁺ in lunar ferromagnesian silicates. In *4th Lunar and Planetary Science Conference*, page 983.
- Buz, J. et Ehlmann, B. L. (2014). Effects of Grain Size on the Reflectance Spectroscopy of Olivine in the Vis-NIR and the Derivation of Olivine Composition Using Modified Gaussian Modeling. In *45th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #2810.
- Cannon, K. M., Mustard, J. F. et Agee, C. B. (2015). Evidence for a widespread basaltic breccia component in the martian low-albedo regions from the reflectance spectrum of Northwest Africa 7034. *Icarus*, 252:150–153.
- Cantor, B. A., Malin, M. C. et Edgett, K. S. (2014). Martian Dust Storms — Observations by MGS-MOC and MRO-MARCI. In *8th International Conference on Mars*. Abstract #1316.
- Carli, C., Serventi, G. et Sgavetti, M. (2015). VNIR spectral characteristics of terrestrial igneous effusive rocks: mineralogical composition and the influence of texture. *Geological Society, London, Special Publications*, 401(1):139–158.
- Carli, C. et Sgavetti, M. (2011). Spectral characteristics of rocks: Effects of composition and texture and implications for the interpretation of planet surface compositions. *Icarus*, 211(2):1034–1048.
- Carr, M. H. (1992). Post-Noachian Erosion Rates: Implications for Mars Climate Change. In *23th Lunar and Planetary Science Conference*, page 205.
- Carr, M. H. et Clow, G. D. (1981). Martian channels and valleys: Their characteristics, distribution, and age. *Icarus*, 48(1):91–117.
- Carr, M. H. et Head, J. W. (2003). Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E5).
- Carr, M. H. et Schaber, G. G. (1977). Martian permafrost features. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82(28):4039–4054.
- Carter, J. (2011). *Hydrated minerals on the surface of Mars as seen by the OMEGA/MEx and CRISM/MRO imaging spectrometers*. Thèse de doctorat, Université Paris Sud - Paris XI.
- Carter, J. (2018). A New View Of Mars Aqueous Alteration: First Results From The Mars Orbital Catalog Of Chemical Alteration Signatures (MOCCAS). In *49th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1166.
- Carter, J., Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F. et Bibring, J.-P. (2015). Widespread

- surface weathering on early Mars: A case for a warmer and wetter climate. *Icarus*, 248:373–382.
- Carter, J. et Poulet, F. (2013). Ancient plutonic processes on Mars inferred from the detection of possible anorthositic terrains. *Nature Geoscience*, 6(12):1008–1012.
- Carter, J., Poulet, F., Bibring, J.-P., Mangold, N. et Murchie, S. (2013). Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers: Updated global view. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(4):831–858.
- Carter, J., Poulet, F., Mangold, N., Ansan, V., Dehouck, E., Bibring, J.-P. et Murchie, S. (2012). Composition of Deltas and Alluvial Fans on Mars. In *43rd Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1978.
- Carter, J., Quantin-Nataf, C., Thollot, P., Loizeau, D., Ody, A. et Lozach, L. (2016). Oxia Planum: A Clay-Laden Landing Site Proposed for the ExoMars Rover Mission: Aqueous Mineralogy and Alteration Scenarios. In *47th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #2064.
- Changela, H. G. et Bridges, J. C. (2010). Alteration assemblages in the nakhlites: Variation with depth on Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, 45(12):1847–1867.
- Chavez, P. S. (1988). An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 24(3): 459–479.
- Chennaoui Aoudjehane, H., Jambon, A., Boudouma, O., Barrat, J. A., Greenwood, R. C. et Franchi, I. A. (2012). Tissint: The First Martian Meteorite Fall of the Century in Morocco. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 75:5069.
- Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Clark, R. N., Edgett, K. S., Hamilton, V. E., Hoefen, T., Kieffer, H. H., Kuzmin, R. O., Lane, M. D., Malin, M. C., Morris, R. V., Pearl, J. C., Pearson, R., Roush, T. L., Ruff, S. W. et Smith, M. D. (2000). Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer: Evidence for near-surface water. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E4):9623–9642.
- Christensen, P. R., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., Malin, M. C., McSween, H. Y., Nealon, K., Mehall, G. L., Silverman, S. H., Ferry, S., Caplinger, M. et Ravine, M. (2004). The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews*, 110(1):85–130.
- Christensen, P. R., McSween, H. Y., Bandfield, J. L., Ruff, S. W., Rogers, A. D., Hamilton, V. E., Gorelick, N., Wyatt, M. B., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., Malin, M. C. et Moersch, J. E. (2005). Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations. *Nature*, 436(7050):504–509.
- Ciarletti, V., Clifford, S., Plettmeier, D., Le Gall, A., Hervé, Y., Dorizon, S., Quantin-Nataf, C., Benedix, W.-S., Schwenzer, S., Pettinelli, E., Heggy, E., Herique, A., Berthelier, J.-J., Kofman, W., Vago, J. L., Hamran, S.-E. et the WISDOM Team (2017). The WISDOM Radar: Unveiling the Subsurface Beneath the ExoMars Rover and Identifying the Best Locations for Drilling. *Astrobiology*, 17(6-7):565–584.
- Clancy, R. T., Sandor, B. J., Wolff, M. J., Christensen, P. R., Smith, M. D., Pearl, J. C.,

- Conrath, B. J. et Wilson, R. J. (2000). An intercomparison of ground-based millimeter, MGS TES, and Viking atmospheric temperature measurements: Seasonal and interannual variability of temperatures and dust loading in the global Mars atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E4):9553–9571.
- Clark, B. C., Arvidson, R. E., Gellert, R., Morris, R. V., Ming, D. W., Richter, L., Ruff, S. W., Michalski, J. R., Farrand, W. H., Yen, A., Herkenhoff, K. E., Li, R., Squyres, S. W., Schröder, C., Klingelhöfer, G. et Bell, J. F. (2007). Evidence for montmorillonite or its compositional equivalent in Columbia Hills, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E6).
- Clark, B. C., Baird, A. K., Rose, H. J., Toulmin, P., Keil, K., Castro, A. J., Kelliher, W. C., Rowe, C. D. et Evans, P. H. (1976). Inorganic Analyses of Martian Surface Samples at the Viking Landing Sites. *Science*, 194(4271):1283–1288.
- Clark, R. et Rencz, A. N. (1999). Manual of remote sensing. *Remote sensing for the earth sciences*, 3:3–58.
- Clark, R. N., King, T. V. V., Klejwa, M., Swayze, G. A. et Vergo, N. (1990). High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B8):12653–12680.
- Clark, R. N. et Roush, T. L. (1984). Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7):6329–6340.
- Clifford, S. M. et Parker, T. J. (2001). The Evolution of the Martian Hydrosphere: Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains. *Icarus*, 154(1):40–79.
- Cloutis, E. A. et Gaffey, M. J. (1991). Pyroxene spectroscopy revisited: Spectral-compositional correlations and relationship to geothermometry. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 96(E5):22809–22826.
- Cloutis, E. A., Hawthorne, F. C., Mertzman, S. A., Krenn, K., Craig, M. A., Marcino, D., Methot, M., Strong, J., Mustard, J. F., Blaney, D. L., Bell, J. F. et Vilas, F. (2006). Detection and discrimination of sulfate minerals using reflectance spectroscopy. *Icarus*, 184(1):121–157.
- Clénet, H., Pinet, P., Daydou, Y., Heuripeau, F., Rosemberg, C., Baratoux, D. et Chevrel, S. (2011). A new systematic approach using the Modified Gaussian Model: Insight for the characterization of chemical composition of olivines, pyroxenes and olivine–pyroxene mixtures. *Icarus*, 213(1):404–422.
- Clénet, H., Pinet Patrick, Ceuleneer Georges, Daydou Yves, Heuripeau Frédérick, Rosemberg Christine, Bibring Jean-Pierre, Bellucci Giancarlo, Altieri Francesca et Gondet Brigitte (2013). A systematic mapping procedure based on the Modified Gaussian Model to characterize magmatic units from olivine/pyroxenes mixtures: Application to the Syrtis Major volcanic shield on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(8):1632–1655.
- Coates, A., Jaumann, R., Griffiths, A., Leff, C., Schmitz, N., Josset, J.-L., Paar, G., Gunn,

- M., Hauber, E., Cousins, C., Cross, R., Grindrod, P., Bridges, J., Balme, M., Gupta, S., Crawford, I., Irwin, P., Stabbins, R., Tirsch, D., Vago, J., Theodorou, T., Caballo-Perucha, M., Osinski, G. et the PanCam Team (2017). The PanCam Instrument for the ExoMars Rover. *Astrobiology*, 17(6-7):511–541.
- Coblentz, W. W., Lampland, C. O. et Menzel, D. H. (1927). Temperatures of Mars, 1926, as derived from the Water-Cell Transmissions. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 39(228):97–100.
- Connerney, J. E. P., Acuña, M. H., Ness, N. F., Kletetschka, G., Mitchell, D. L., Lin, R. P. et Rème, H. (2005). Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(42):14970–14975.
- Connerney, J. E. P., Acuña, M. H., Wasilewski, P. J., Ness, N. F., Rème, H., Mazelle, C., Vignes, D., Lin, R. P., Mitchell, D. L. et Cloutier, P. A. (1999). Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars. *Science*, 284(5415):794–798.
- Costard, F., Forget, F., Mangold, N. et Peulvast, J. P. (2002). Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity. *Science*, 295(5552):110–113.
- Craddock, R. A. et Maxwell, T. A. (1993). Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E2): 3453–3468.
- Craddock, R. A., Maxwell, T. A. et Howard, A. D. (1997). Crater morphometry and modification in the Sinus Sabaeus and Margaritifer Sinus regions of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 102(E6):13321–13340.
- Crown, D. A. et Pieters, C. M. (1987). Spectral properties of plagioclase and pyroxene mixtures and the interpretation of lunar soil spectra. *Icarus*, 72(3):492–506.
- De Hon, R. A. (1992). Martian lake basins and lacustrine plains. *Earth, Moon, and Planets*, 56(2):95–122.
- De Sanctis, M. C., Altieri, F., Ammannito, E., Biondi, D., De Angelis, S., Meini, M., Mondello, G., Novi, S., Paolinetti, R., Soldani, M., Mugnuolo, R., Pirrotta, S., Vago, J. L. et the Ma_MISS team (2017). Ma_MISS on ExoMars: Mineralogical Characterization of the Martian Subsurface. *Astrobiology*, 17(6-7):612–620.
- Dehouck, E., Chevrier, V., Gaudin, A., Mangold, N., Mathé, P. E. et Rochette, P. (2012). Evaluating the role of sulfide-weathering in the formation of sulfates or carbonates on Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 90:47–63.
- Dehouck, E., Cousin, A., Mangold, N., Frydenvang, J., Gasnault, O., David, G., Lasue, J., Gasda, P., Forni, O., Fox, V. K., Bennett, K. A., Maurice, S., Wiens, R. C. et Lyon, U. (2020). Is the clay-bearing unit distinct in Gale Crater? geochemical alteration revealed by MSL and ChemCam at Glen Torridon, Mars. In *51st Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #2770.
- Dehouck, E., Gaudin, A., Mangold, N., Lajaunie, L., Dauzères, A., Grauby, O. et Le Menn, E. (2014). Weathering of olivine under CO₂ atmosphere: A martian perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 135:170–189.

- Delamere, W. A., Tornabene, L. L., McEwen, A. S., Becker, K., Bergstrom, J. W., Bridges, N. T., Eliason, E. M., Gallagher, D., Herkenhoff, K. E., Keszthelyi, L., Mattson, S., McArthur, G. K., Mellon, M. T., Milazzo, M., Russell, P. S. et Thomas, N. (2010). Color imaging of Mars by the High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Icarus*, 205(1):38–52.
- Di Achille, G. et Hynek, B. M. (2010). Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*, 3(7):459–463.
- Dickeson, Z. I. et Davis, J. M. (2020). Martian oceans. *Astronomy & Geophysics*, 61(3):3.11–3.17.
- Dickson, J. L., Kerber, L. A., Fassett, C. I. et Ehlmann, B. L. (2018). A Global, Blended CTX Mosaic of Mars with Vectorized Seam Mapping: A New Mosaicking Pipeline Using Principles of Non-Destructive Image Editing. *In 49th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #2480.
- Dollfus, A. (1963). Physique planétaire : mesure de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère de la planète Mars. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, 256(14):3009.
- Dundas, C. M., McEwen, A. S., Chojnacki, M., Milazzo, M. P., Byrne, S., McElwaine, J. N. et Urso, A. (2017). Granular flows at recurring slope lineae on Mars indicate a limited role for liquid water. *Nature Geoscience*, 10(12):903–907.
- Dyar, M. D., Glotch, T. D., Lane, M. D., Wopenka, B., Tucker, J. M., Seaman, S. J., Marchand, G. J., Klima, R., Hiroi, T., Bishop, J. L., Pieters, C. et Sunshine, J. (2011). Spectroscopy of Yamato 984028. *Polar Science*, 4(4):530–549.
- Edgett, K. S. et Parker, T. J. (1997). Water on early Mars: Possible subaqueous sedimentary deposits covering ancient cratered terrain in western Arabia and Sinus Meridiani. *Geophysical Research Letters*, 24(22):2897–2900.
- Edwards, C. S., Christensen, P. R. et Hamilton, V. E. (2008). Evidence for extensive olivine-rich basalt bedrock outcrops in Ganges and Eos chasmas, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E11).
- Edwards, C. S. et Ehlmann, B. L. (2015). Carbon sequestration on Mars. *Geology*, 43(10):863–866.
- Edwards, C. S., Nowicki, K. J., Christensen, P. R., Hill, J., Gorelick, N. et Murray, K. (2011). Mosaicking of global planetary image datasets: 1. Techniques and data processing for Thermal Emission Imaging System (THEMIS) multi-spectral data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 116(E10):1–21.
- Ehlmann, B. L. et Edwards, C. S. (2014). Mineralogy of the Martian Surface. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42(1):291–315.
- Ehlmann, B. L. et Mustard, J. F. (2012). An in-situ record of major environmental transitions on early Mars at Northeast Syrtis Major. *Geophysical Research Letters*, 39(11).
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Fassett, C. I., Schon, S. C., Head Iii, J. W., Des Marais,

- D. J., Grant, J. A. et Murchie, S. L. (2008a). Clay minerals in delta deposits and organic preservation potential on Mars. *Nature Geoscience*, 1(6):355–358.
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F. et Murchie, S. L. (2010). Geologic setting of serpentine deposits on Mars. *Geophysical Research Letters*, 37(6).
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Murchie, S. L., Bibring, J.-P., Meunier, A., Fraeman, A. A. et Langevin, Y. (2011). Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, 479(7371):53–60.
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Murchie, S. L., Poulet, F., Bishop, J. L., Brown, A. J., Calvin, W. M., Clark, R. N., Marais, D. J. D., Milliken, R. E., Roach, L. H., Roush, T. L., Swayze, G. A. et Wray, J. J. (2008b). Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars. *Science*, 322(5909):1828–1832.
- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Swayze, G. A., Clark, R. N., Bishop, J. L., Poulet, F., Des Marais, D. J., Roach, L. H., Milliken, R. E., Wray, J. J., Barnouin-Jha, O. et Murchie, S. L. (2009). Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E2):E00D08.
- Eigenbrode, J. L., Summons, R. E., Steele, A., Freissinet, C., Millan, M., Navarro-González, R., Sutter, B., McAdam, A. C., Franz, H. B., Glavin, D. P., Archer, P. D., Mahaffy, P. R., Conrad, P. G., Hurowitz, J. A., Grotzinger, J. P., Gupta, S., Ming, D. W., Sumner, D. Y., Szopa, C., Malespin, C., Buch, A. et Coll, P. (2018). Organic matter preserved in 3-billion-year-old mudstones at Gale crater, Mars. *Science*, 360(6393):1096–1101.
- Elkins-Tanton, L. T., Hess Paul C. et Parmentier E. M. (2005). Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E12).
- Erard, S. et Calvin, W. (1997). New Composite Spectra of Mars, 0.4–5.7 micrometers. *Icarus*, 130(2):449–460.
- Fairén, A. G., Dohm, J. M., Baker, V. R., de Pablo, M. , Ruiz, J., Ferris, J. C. et Anderson, R. C. (2003). Episodic flood inundations of the northern plains of Mars. *Icarus*, 165(1):53–67.
- Farley, K. A., Malespin, C., Mahaffy, P., Grotzinger, J. P., Vasconcelos, P. M., Milliken, R. E., Malin, M., Edgett, K. S., Pavlov, A. A., Hurowitz, J. A., Grant, J. A., Miller, H. B., Arvidson, R., Beegle, L., Calef, F., Conrad, P. G., Dietrich, W. E., Eigenbrode, J., Gellert, R., Gupta, S., Hamilton, V., Hassler, D. M., Lewis, K. W., McLennan, S. M., Ming, D., Navarro-González, R., Schwenzer, S. P., Steele, A., Stolper, E. M., Sumner, D. Y., Vaniman, D., Vasavada, A., Williford, K., Wimmer-Schweingruber, R. F. et Team, t. M. S. (2014). In Situ Radiometric and Exposure Age Dating of the Martian Surface. *Science*, 343(6169).
- Farrand, W. H., Gaddis, L. R. et Keszthelyi, L. (2005). Pitted cones and domes on Mars: Observations in Acidalia Planitia and Cydonia Mensae using MOC, THEMIS, and TES data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E5).

- Farrand, W. H., Lane, M. D., Edwards, B. R. et Aileen Yingst, R. (2011). Spectral evidence of volcanic cryptodomes on the northern plains of Mars. *Icarus*, 211(1):139–156.
- Fassett, C. I., Dickson, J. L., Head, J. W., Levy, J. S. et Marchant, D. R. (2010). Supraglacial and proglacial valleys on Amazonian Mars. *Icarus*, 208(1):86–100.
- Fassett, C. I. et Head, J. W. (2005). Fluvial sedimentary deposits on Mars: Ancient deltas in a crater lake in the Nili Fossae region. *Geophysical Research Letters*, 32(14).
- Fassett, C. I. et Head, J. W. (2008a). The timing of martian valley network activity: Constraints from buffered crater counting. *Icarus*, 195(1):61–89.
- Fassett, C. I. et Head, J. W. (2008b). Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus*, 198(1):37–56.
- Fawdon, P., Gupta, S., Davis, J. M., Warner, N. H., Adler, J. B., Balme, M. R., Bell, J. F., Grindrod, P. M. et Sefton-Nash, E. (2018). The Hypanis Valles delta: The last highstand of a sea on early Mars? *Earth and Planetary Science Letters*, 500:225–241.
- Feldman, W. C., Prettyman, T. H., Maurice, S., Plaut, J. J., Bish, D. L., Vaniman, D. T., Mellon, M. T., Metzger, A. E., Squyres, S. W., Karunatillake, S., Boynton, W. V., Elphic, R. C., Funsten, H. O., Lawrence, D. J. et Tokar, R. L. (2004). Global distribution of near-surface hydrogen on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E9).
- Ferguson, R. L., Christensen, P. R. et Kieffer, H. H. (2006). High-resolution thermal inertia derived from the Thermal Emission Imaging System (THEMIS): Thermal model and applications. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E12).
- Ferguson, R. L., Hare, T. M. et Laura, J. (2018). HRSC and MOLA Blended Digital Elevation Model at 200m v2, Astrogeology PDS Annex. *US Geological Survey*.
- Fernando, J., Douté, S., McEwen, A., Byrne, S. et Thomas, N. (2017). Mars Atmospheric Dust Contamination of Surface Albedo and Color Measurements. In *48th Lunar and Planetary Science Conference*, page 1635. Abstract #1635.
- Filiberto, J., Gross, J., Udry, A., Trela, J., Wittmann, A., Cannon, K. M., Penniston-Dorland, S., Ash, R., Hamilton, V. E., Meado, A. L., Carpenter, P., Jolliff, B. et Ferré, E. C. (2018). Shergottite Northwest Africa 6963: A Pyroxene-Cumulate Martian Gabbro. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(7):1823–1841.
- Fjeldbo, G., Fjeldbo, W. C. et Eshleman, V. R. (1966). Models for the atmosphere of Mars based on the Mariner 4 Occultation Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 71(9):2307–2316.
- Flammarion, C. (1868). *La pluralité des mondes habités*.
- Flammarion, C. (1892). *La planète mars*. Gauthier-Villars.
- Forget, F., Haberle, R. M., Montmessin, F., Levrard, B. et Head, J. W. (2006). Formation of Glaciers on Mars by Atmospheric Precipitation at High Obliquity. *Science*, 311(5759): 368–371.
- Forget, F., Wordsworth, R., Millour, E., Madeleine, J. B., Kerber, L., Leconte, J., Marcq,

- E. et Haberle, R. M. (2013). 3D modelling of the early martian climate under a denser CO₂ atmosphere: Temperatures and CO₂ ice clouds. *Icarus*, 222(1):81–99.
- Formisano, V., Atreya, S., Encrenaz, T., Ignatiev, N. et Giuranna, M. (2004). Detection of Methane in the Atmosphere of Mars. *Science*, 306(5702):1758–1761.
- Fouchet, T., Reess, J.-M., Montmessin, F., Hassen-Khodja, R., Nguyen-Tuong, N., Humeau, O., Jacquino, S., Lapauw, L., Parisot, J., Bonafous, M., Bernardi, P., Chapron, F., Jeanneau, A., Collin, C., Zeganadin, D., Nibert, P., Abbaki, S., Montaron, C., Blanchard, C., Arslanyan, V., Achelhi, O., Colon, C., Royer, C., Hamm, V., Beuzit, M., Poulet, F., Pilorget, C., Forni, O., Gasnault, O., Pilleri, P., Quantin-Nataf, C., Beck, P., Beyssac, O., Johnson, O., Mcconnochie, T., Maurice, S. et Wiens, R. C. (2021). The SuperCam Infrared Spectrometer for the Perseverance Rover of the Mars2020 mission.
- Fraeman, A. A., Arvidson, R. E., Catalano, J. G., Grotzinger, J. P., Morris, R. V., Murchie, S. L., Stack, K. M., Humm, D. C., McGovern, J. A., Seelos, F. P., Seelos, K. D. et Viviano, C. E. (2013). A hematite-bearing layer in Gale Crater, Mars: Mapping and implications for past aqueous conditions. *Geology*, 41(10):1103–1106.
- Frey, H. et Schultz, R. A. (1988). Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. *Geophysical Research Letters*, 15(3):229–232.
- Frey, H. V., Roark, J. H., Shockey, K. M., Frey, E. L. et Sakimoto, S. E. H. (2002). Ancient lowlands on Mars. *Geophysical Research Letters*, 29(10):22–1–22–4.
- Gaffey, S. J. (1987). Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35–2.55 μm): Anhydrous carbonate minerals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B2):1429–1440.
- Ganesh, U. k. et Kannan, S. (2017). Creation of Hyper spectral library and Lithological discrimination of Granite rocks using SVCHR -1024: Lab based approach. *Journal of Hyperspectral Remote Sensing*.
- Gangale, T. et Dudley-Rowley, M. (2005). Issues and options for a Martian calendar. *Planetary and Space Science*, 53(14):1483–1495.
- Gasnault, O., Jeffrey Taylor, G., Karunatillake, S., Dohm, J., Newsom, H., Forni, O., Pinet, P. et Boynton, W. V. (2010). Quantitative geochemical mapping of martian elemental provinces. *Icarus*, 207(1):226–247.
- Gattacceca, J., Rochette, P., Scorzelli, R. B., Munayco, P., Agee, C., Quesnel, Y., Cour-nède, C. et Geissman, J. (2014). Martian meteorites and Martian magnetic anomalies: A new perspective from NWA 7034. *Geophysical Research Letters*, 41(14):4859–4864.
- Gaudin, A., Dehouck, E. et Mangold, N. (2011). Evidence for weathering on early Mars from a comparison with terrestrial weathering profiles. *Icarus*, 216(1):257–268.
- Gendrin, A., Mangold, N., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Poulet, F., Bonello, G., Quantin, C., Mustard, J., Arvidson, R. et LeMouélic, S. (2005). Sulfates in Martian Layered Terrains: The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307(5715):1587–1591.
- Giardini, D., Lognonné, P., Banerdt, W. B., Pike, W. T., Christensen, U., Ceylan, S.,

- Clinton, J. F., van Driel, M., Stähler, S. C., Böse, M., Garcia, R. F., Khan, A., Panning, M., Perrin, C., Banfield, D., Beucler, E., Charalambous, C., Euchner, F., Horleston, A., Jacob, A., Kawamura, T., Kedar, S., Mainsant, G., Scholz, J.-R., Smrekar, S. E., Spiga, A., Agard, C., Antonangeli, D., Barkaoui, S., Barrett, E., Combes, P., Conejero, V., Daubar, I., Drilleau, M., Ferrier, C., Gabsi, T., Gudkova, T., Hurst, K., Karakostas, F., King, S., Knapmeyer, M., Knapmeyer-Endrun, B., Llorca-Cejudo, R., Lucas, A., Luno, L., Margerin, L., McClean, J. B., Mimoun, D., Murdoch, N., Nimmo, F., Nonon, M., Pardo, C., Rivoldini, A., Manfredi, J. A. R., Samuel, H., Schimmel, M., Stott, A. E., Stutzmann, E., Teanby, N., Warren, T., Weber, R. C., Wieczorek, M. et Yana, C. (2020). The seismicity of Mars. *Nature Geoscience*, 13(3):205–212.
- Gillet, P., Barrat, J. A., Beck, P., Marty, B., Greenwood, R. C., Franchi, I. A., Bohn, M. et Cotten, J. (2005). Petrology, geochemistry, and cosmic-ray exposure age of Iherzolitic shergottite Northwest Africa 1950. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(8):1175–1184. _eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00182.x>.
- Goesmann, F., Brinckerhoff, W. B., Raulin, F., Goetz, W., Danell, R. M., Getty, S. A., Siljeström, S., Mißbach, H., Steininger, H., Arevalo, R. D., Buch, A., Freissinet, C., Grubisic, A., Meierhenrich, U. J., Pinnick, V. T., Stalport, F., Szopa, C., Vago, J. L., Lindner, R., Schulte, M. D., Brucato, J. R., Glavin, D. P., Grand, N., Li, X., van Amerom, F. H. W. et the MOMA Science Team (2017). The Mars Organic Molecule Analyzer (MOMA) Instrument: Characterization of Organic Material in Martian Sediments. *Astrobiology*, 17(6-7):655–685.
- Goldstein, S. B. et Francis, D. (2008). The Petrogenesis and Mantle Source of Archaean Ferropicrites from the Western Superior Province, Ontario, Canada. *Journal of Petrology*, 49(10):1729–1753.
- Gooding, J. L., Wentworth, S. J. et Zolensky, M. E. (1988). Calcium carbonate and sulfate of possible extraterrestrial origin in the EETA 79001 meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(4):909–915.
- Gooding, J. L., Wentworth, S. J. et Zolensky, M. E. (1991). Aqueous alteration of the Nakhla meteorite. *Meteoritics*, 26(2):135–143.
- Goodrich, C. A. (2002). Olivine-phyric martian basalts: A new type of shergottite. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(S12):B31–B34.
- Goody, R. M. et Grandjean, J. (1955). The concentration of carbon dioxide in the atmosphere of Mars. *Astrophysical Journal*, 121:548.
- Goudge, T. A., Aureli, K. L., Head, J. W., Fassett, C. I. et Mustard, J. F. (2015a). Classification and analysis of candidate impact crater-hosted closed-basin lakes on Mars. *Icarus*, 260:346–367.
- Goudge, T. A., Fassett, C. I., Head, J. W., Mustard, J. F. et Aureli, K. L. (2016). Insights into surface runoff on early Mars from paleolake basin morphology and stratigraphy. *Geology*, 44(6):419–422.
- Goudge, T. A., Head, J. W., Mustard, J. F. et Fassett, C. I. (2012). An analysis of open-basin lake deposits on Mars: Evidence for the nature of associated lacustrine deposits

- and post-lacustrine modification processes. *Icarus*, 219(1):211–229.
- Goudge, T. A., Milliken, R. E., Head, J. W., Mustard, J. F. et Fassett, C. I. (2017). Sedimentological evidence for a deltaic origin of the western fan deposit in Jezero crater, Mars and implications for future exploration. *Earth and Planetary Science Letters*, 458:357–365.
- Goudge, T. A., Mustard, J. F., Head, J. W., Fassett, C. I. et Wiseman, S. M. (2015b). Assessing the mineralogy of the watershed and fan deposits of the Jezero crater paleolake system, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120(4):2014JE004782.
- Greeley, R., Bridges, N. T., Crown, D. A., Crumpler, L., Fagents, S. A., Mouginis-Mark, P. J. et Zimbelman, J. R. (2000). Volcanism on the Red Planet: Mars. In Zimbelman, J. R. et Gregg, T. K. P., éditeurs : *Environmental Effects on Volcanic Eruptions: From Deep Oceans to Deep Space*, pages 75–112. Springer US, Boston, MA.
- Greeley, R., Foing, B. H., McSween, H. Y., Neukum, G., Pinet, P., Kan, M. v., Werner, S. C., Williams, D. A. et Zegers, T. E. (2005). Fluid lava flows in Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E5).
- Greshake, A. et Stöffler, D. (1999). Shock Metamorphic Features in the SNC Meteorite Dar AL Gani 476. In *30th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1377.
- Grossman, J. N. (1999). The Meteoritical Bulletin, No. 83, 1999 July. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 34:169–186.
- 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. et 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*, 240(1):11–72.
- Grotzinger, J. P., Gupta, S., Malin, M. C., Rubin, D. M., Schieber, J., Siebach, K., Sumner, D. Y., Stack, K. M., Vasavada, A. R., Arvidson, R. E., Calef, F., Edgar, L., Fischer, W. F., Grant, J. A., Griffes, J., Kah, L. C., Lamb, M. P., Lewis, K. W., Mangold, N., Minitti, M. E., Palucis, M., Rice, M., Williams, R. M. E., Yingst, R. A., Blake, D., Blaney, D., Conrad, P., Crisp, J., Dietrich, W. E., Dromart, G., Edgett, K. S., Ewing, R. C., Gellert, R., Hurowitz, J. A., Kocurek, G., Mahaffy, P., McBride, M. J., McLennan, S. M., Mischna, M., Ming, D., Milliken, R., Newsom, H., Oehler, D., Parker, T. J., Vaniman, D., Wiens, R. C. et Wilson, S. A. (2015). Deposition, exhumation, and paleoclimate of an ancient lake deposit, Gale crater, Mars. *Science*, 350(6257).
- Grotzinger, J. P., Sumner, D. Y., Kah, L. C., Stack, K., Gupta, S., Edgar, L., Rubin, D., Lewis, K., Schieber, J., Mangold, N., Milliken, R., Conrad, P. G., DesMarais, D., Farmer, J., Siebach, K., Calef, F., Hurowitz, J., McLennan, S. M., Ming, D., Vaniman, D., Crisp, J., Vasavada, A., Edgett, K. S., Malin, M., Blake, D., Gellert, R., Mahaffy, P., Wiens, R. C., Maurice, S., Grant, J. A., Wilson, S., Anderson, R. C., Beegle, L., Arvidson, R., Hallet, B., Sletten, R. S., Rice, M., Bell, J., Griffes, J., Ehlmann, B., Anderson, R. B., Bristow, T. F., Dietrich, W. E., Dromart, G., Eigenbrode, J., Fraeman, A., Hardgrove, C., Herkenhoff, K., Jandura, L., Kocurek, G., Lee, S., Leshin,

- L. A., Leveille, R., Limonadi, D., Maki, J., McCloskey, S., Meyer, M., Minitti, M., Newsom, H., Oehler, D., Okon, A., Palucis, M., Parker, T., Rowland, S., Schmidt, M., Squyres, S., Steele, A., Stolper, E., Summons, R., Treiman, A., Williams, R., Yingst, A. et Team, M. S. (2014). A Habitable Fluvio-Lacustrine Environment at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. *Science*, 343(6169).
- Guennelon, R. (1962). Les argiles du bassin de Mormoiron (Vaucluse) et les phenomenes pedologiques anciens. *Annales Agronomiques*, 13:363–372.
- Gulick, V. C. et Baker, V. R. (1989). Fluvial valleys and martian palaeoclimates. *Nature*, 341(6242):514–516.
- Haberle, R. M., McKay, C. P., Schaeffer, J., Cabrol, N. A., Grin, E. A., Zent, A. P. et Quinn, R. (2001). On the possibility of liquid water on present-day Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E10):23317–23326.
- Hamilton, V. E. et Christensen, P. R. (2005). Evidence for extensive, olivine-rich bedrock on Mars. *Geology*, 33(6):433–436.
- Hamilton, V. E., Wyatt, M. B., McSween, H. Y. et Christensen, P. R. (2001). Analysis of terrestrial and Martian volcanic compositions using thermal emission spectroscopy: 2. Application to Martian surface spectra from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E7):14733–14746.
- Hapke, B. (1981). Bidirectional reflectance spectroscopy: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4):3039–3054.
- Hapke, B. (1986). Bidirectional reflectance spectroscopy: 4. The extinction coefficient and the opposition effect. *Icarus*, 67(2):264–280.
- Hapke, B. (1993). *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*.
- Hapke, B. (2002). Bidirectional Reflectance Spectroscopy: 5. The Coherent Backscatter Opposition Effect and Anisotropic Scattering. *Icarus*, 157(2):523–534.
- Harloff, J. et Arnold, G. (2001). Near-infrared reflectance spectroscopy of bulk analog materials for planetary crust. *Planetary and Space Science*, 49(2):191–211.
- Harner, P. L. et Gilmore, M. S. (2015). Visible–near infrared spectra of hydrous carbonates, with implications for the detection of carbonates in hyperspectral data of Mars. *Icarus*, 250:204–214.
- Harrison, K. P. et Grimm, R. E. (2005). Groundwater-controlled valley networks and the decline of surface runoff on early Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E12).
- Hartmann, W. K. (2005). Martian cratering 8: Isochron refinement and the chronology of Mars. *Icarus*, 174(2):294–320.
- Hartmann, W. K. et Neukum, G. (2001). Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *In Chronology and Evolution of Mars*, Space Sciences Series of ISSI, pages 165–194. Springer, Dordrecht.
- Hartmann, W. K., Quantin, C., Werner, S. C. et Popova, O. (2010). Do young martian

- ray craters have ages consistent with the crater count system? *Icarus*, 208(2):621–635.
- Hauber, E., Ackories, S., Steffens, S., Naß, A., Tirsch, D., Adeli, S., Schmitz, N., Trauthan, F., Stephan, K. et Jaumann, R. (2020). Regional Geologic Mapping of the Oxia Planum Landing Site for ExoMars. In *European Planetary Science Congress*. Abstract #7773.
- Hay, R. L. et Iijima, A. (1968). Petrology of palagonite tuffs of Koko craters, Oahu, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 17(2):141–154.
- Head, J. N., Melosh, H. J. et Ivanov, B. A. (2002a). Martian Meteorite Launch: High-Speed Ejecta from Small Craters. *Science*, 298(5599):1752–1756.
- Head, J. W., Hiesinger, H., Ivanov, M. A., Kreslavsky, M. A., Pratt, S. et Thomson, B. J. (1999). Possible Ancient Oceans on Mars: Evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter Data. *Science*, 286(5447):2134–2137.
- Head, J. W., Kreslavsky, M. A. et Pratt, S. (2002b). Northern lowlands of Mars: Evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107(E1):3–1–3–29.
- Head, J. W., Neukum, G., Jaumann, R., Hiesinger, H., Hauber, E., Carr, M., Masson, P., Foing, B., Hoffmann, H., Kreslavsky, M., Werner, S., Milkovich, S. et van Gasselt, S. (2005). Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars. *Nature*, 434(7031):346–351.
- Hecht, M. H., Hoffman, J. A. et Moxie Team (2016). The Mars Oxygen ISRU Experiment (MOXIE) on the Mars 2020 Rover. In *3rd International Workshop on Instrumentation for Planetary Mission*. Abstract #4130.
- Hecht, M. H., Kounaves, S. P., Quinn, R. C., West, S. J., Young, S. M. M., Ming, D. W., Catling, D. C., Clark, B. C., Boynton, W. V., Hoffman, J., DeFlores, L. P., Gospodinova, K., Kapit, J. et Smith, P. H. (2009). Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site. *Science*, 325(5936):64–67.
- Herd, C. D. K., Walton, E. L., Agee, C. B., Muttik, N., Ziegler, K., Shearer, C. K., Bell, A. S., Santos, A. R., Burger, P. V., Simon, J. I., Tappa, M. J., McCubbin, F. M., Gattacceca, J., Lagroix, F., Sanborn, M. E., Yin, Q.-Z., Cassata, W. S., Borg, L. E., Lindvall, R. E., Kruijjer, T. S., Brennecke, G. A., Kleine, T., Nishiizumi, K. et Caffee, M. W. (2017). The Northwest Africa 8159 martian meteorite: Expanding the martian sample suite to the early Amazonian. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 218:1–26.
- Hiesinger, H. et Head, J. W. (2000). Characteristics and origin of polygonal terrain in southern Utopia Planitia, Mars: Results from Mars Orbiter Laser Altimeter and Mars Orbiter Camera data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E5):11999–12022.
- Hiesinger, H. et Head, J. W. (2004). The Syrtis Major volcanic province, Mars: Synthesis from Mars global surveyor data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E1).
- Hiroi, T., Kaiden, H., Misawa, K., Niihara, T., Kojima, H. et Sasaki, S. (2011). Visible and near-infrared spectral survey of Martian meteorites stored at the National Institute of Polar Research. *Polar Science*, 5(3):337–344.

- Hoefen, T. M., Clark, R. N., Bandfield, J. L., Smith, M. D., Pearl, J. C. et Christensen, P. R. (2003). Discovery of Olivine in the Nili Fossae Region of Mars. *Science*, 302(5645):627–630.
- Horgan, B. H., Anderson, R. B., Dromart, G., Amador, E. S. et Rice, M. S. (2020). The mineral diversity of Jezero crater: Evidence for possible lacustrine carbonates on Mars. *Icarus*, 339:113526.
- Horgan, B. H. N., Cloutis, E. A., Mann, P. et Bell, J. F. (2014). Near-infrared spectra of ferrous mineral mixtures and methods for their identification in planetary surface spectra. *Icarus*, 234:132–154.
- Howard, A. D., Moore, J. M. et Irwin, R. P. (2005). An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 1. Valley network incision and associated deposits. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E12).
- Howarth, G. H., Pernet-Fisher, J. F., Balta, J. B., Barry, P. H., Bodnar, R. J. et Taylor, L. A. (2014). Two-stage polybaric formation of the new enriched, pyroxene-oikocrystic, lherzolitic shergottite, NWA 7397. *Meteoritics & Planetary Science*, 49(10):1812–1830.
- Hubbard, C. R. et Snyder, R. L. (1988). RIR - Measurement and Use in Quantitative XRD. *Powder Diffraction*, 3(2):74–77.
- Hull, H. et Turnbull, A. G. (1973). A thermochemical study of monohydrocalcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(3):685–694.
- Humayun, M., Nemchin, A., Zanda, B., Hewins, R. H., Grange, M., Kennedy, A., Lorand, J.-P., Göpel, C., Fieni, C., Pont, S. et Deldicque, D. (2013). Origin and age of the earliest Martian crust from meteorite NWA 7533. *Nature*, 503(7477):513–516.
- Hunt, G. R. (1977). Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *GEOPHYSICS*, 42(3):501–513.
- Hunt, G. R. et Salisbury, J. W. (1970). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks : I silicate minerals. *Modern Geology*, 1:283–300.
- Hunt, G. R. et Salisbury, J. W. (1971). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II. Carbonates. *Modern Geology*, 2:23–30.
- Hynek, B. M., Beach, M. et Hoke, M. R. T. (2010). Updated global map of Martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E9).
- Hynek, B. M. et Phillips, R. J. (2001). Evidence for extensive denudation of the Martian highlands. *Geology*, 29(5):407–410.
- Hynek, B. M., Phillips, R. J. et Arvidson, R. E. (2003). Explosive volcanism in the Tharsis region: Global evidence in the Martian geologic record. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E9).
- Hänchen, M., Prigiobbe, V., Baciocchi, R. et Mazzotti, M. (2008). Precipitation in the Mg-carbonate system—effects of temperature and CO₂ pressure. *Chemical Engineering Science*, 63(4):1012–1028.

- Inoue, A., Kurokawa, K. et Hatta, T. (2010). Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System, Southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 60(1):52–70.
- Irving, A. J., Bunch, T. E., Kuehner, S. M. et Wittke, J. H. (2004). Petrology of Primitive Olivine-Orthopyroxene-Phyric Shergottites NWA 2046 and NWA 1195: Analogies with Terrestrial Boninites and Implications for Partial Melting of Hydrous Martian Mantle. *In 35th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1444.
- Irwin, R. P., Howard, A. D., Craddock, R. A. et Moore, J. M. (2005). An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 2. Increased runoff and paleolake development. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E12).
- Itävaara, M., Nyysönen, M., Kapanen, A., Nousiainen, A., Ahonen, L. et Kukkonen, I. (2011). Characterization of bacterial diversity to a depth of 1500 m in the Outokumpu deep borehole, Fennoscandian Shield. *FEMS Microbiology Ecology*, 77(2):295–309.
- Ivanov, B. A. (2001). Mars/Moon Cratering Rate Ratio Estimates. *Space Science Reviews*, 96(1-4):87–104.
- Ivanov, M. A., Erkeling, G., Hiesinger, H., Bernhardt, H. et Reiss, D. (2017). Topography of the Deuteronilus contact on Mars: Evidence for an ancient water/mud ocean and long-wavelength topographic readjustments. *Planetary and Space Science*, 144:49–70.
- Izawa, M. R. M., Hall, B. J., Chanou, A., Jephcoat, A. P., Applin, D. M., Stromberg, J. M., Grieve, R. A. F. et Cloutis, E. A. (2018). Comparing Martian Regolith Breccia Northwest Africa 8171 with Terrestrial Impact Breccias. *In 49th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #2360.
- Jacobson, S. A., Rubie, D. C., Hernlund, J., Morbidelli, A. et Nakajima, M. (2017). Formation, stratification, and mixing of the cores of Earth and Venus. *Earth and Planetary Science Letters*, 474:375–386.
- Jakosky, B. M., Brain, D., Chaffin, M., Curry, S., Deighan, J., Grebowsky, J., Halekas, J., Leblanc, F., Lillis, R., Luhmann, J. G., Andersson, L., Andre, N., Andrews, D., Baird, D., Baker, D., Bell, J., Benna, M., Bhattacharyya, D., Bougher, S., Bowers, C., Chamberlin, P., Chaufray, J. Y., Clarke, J., Collinson, G., Combi, M., Connerney, J., Connour, K., Correia, J., Crabb, K., Crary, F., Cravens, T., Crismani, M., Delory, G., Dewey, R., DiBraccio, G., Dong, C., Dong, Y., Dunn, P., Egan, H., Elrod, M., England, S., Eparvier, F., Ergun, R., Eriksson, A., Esman, T., Espley, J., Evans, S., Fallows, K., Fang, X., Fillingim, M., Flynn, C., Fogle, A., Fowler, C., Fox, J., Fujimoto, M., Garnier, P., Girazian, Z., Groeller, H., Gruesbeck, J., Hamil, O., Hanley, K. G., Hara, T., Harada, Y., Hermann, J., Holmberg, M., Holsclaw, G., Houston, S., Inui, S., Jain, S., Jolitz, R., Kotova, A., Kuroda, T., Larson, D., Lee, Y., Lee, C., Lefevre, F., Lentz, C., Lo, D., Lugo, R., Ma, Y. J., Mahaffy, P., Marquette, M. L., Matsumoto, Y., Mayyasi, M., Mazelle, C., McClintock, W., McFadden, J., Medvedev, A., Mendillo, M., Meziane, K., Milby, Z., Mitchell, D., Modolo, R., Montmessin, F., Nagy, A., Nakagawa, H., Narvaez, C., Olsen, K., Pawlowski, D., Peterson, W., Rahmati, A., Roeten, K., Romanelli, N., Ruhunusiri, S., Russell, C., Sakai, S., Schneider, N., Seki, K., Sharrar, R., Shaver, S., Siskind, D. E., Slipiski, M., Soobiah, Y., Steckiewicz, M., Stevens, M. H., Stewart, I., Stiepen, A., Stone, S., Tenishev, V., Terada, N., Terada, K., Thiemann, E., Tolson,

- R., Toth, G., Trovato, J., Vogt, M., Weber, T., Withers, P., Xu, S., Yelle, R., Yiğit, E. et Zurek, R. (2018). Loss of the Martian atmosphere to space: Present-day loss rates determined from MAVEN observations and integrated loss through time. *Icarus*, 315:146–157.
- Jakosky, B. M. et Carr, M. H. (1985). Possible precipitation of ice at low latitudes of Mars during periods of high obliquity. *Nature*, 315(6020):559–561.
- Johnson, J. R., Grundy, W. M., Lemmon, M. T., Bell, J. F., Johnson, M. J., Deen, R. G., Arvidson, R. E., Farrand, W. H., Guinness, E. A., Hayes, A. G., Herkenhoff, K. E., Seelos, F., Soderblom, J. et Squyres, S. (2006). Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers: 1. Spirit. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E2).
- Johnson, J. R. et Hörz, F. (2003). Visible/near-infrared spectra of experimentally shocked plagioclase feldspars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E11).
- Jones, E. (2012). *Two complementary approaches in refining the search for liquid water and habitable environments on present-day Mars*. Thèse de doctorat, The Australian National University.
- Jones, E. et Osinski, G. R. (2015). Using martian single and double layered ejecta craters to probe subsurface stratigraphy. *Icarus*, 247:260–278.
- Josset, J.-L., Westall, F., Hofmann, B. A., Spray, J., Cockell, C., Kempe, S., Griffiths, A. D., De Sanctis, M. C., Colangeli, L., Koschny, D., Föllmi, K., Verrecchia, E., Diamond, L., Josset, M., Javaux, E. J., Esposito, F., Gunn, M., Souchon-Leitner, A. L., Bontognali, T. R., Korablev, O., Erkman, S., Paar, G., Ulamec, S., Foucher, F., Martin, P., Verhaeghe, A., Tanevski, M. et Vago, J. L. (2017). The Close-Up Imager Onboard the ESA ExoMars Rover: Objectives, Description, Operations, and Science Validation Activities. *Astrobiology*, 17(6-7):595–611.
- Kerber, L., Head, J. W., Madeleine, J.-B., Forget, F. et Wilson, L. (2012). The dispersal of pyroclasts from ancient explosive volcanoes on Mars: Implications for the friable layered deposits. *Icarus*, 219(1):358–381.
- Khalepp, L. V. et Burd, G. I. (1985). Temperatures of Formation of Serpentine Minerals. *International Geology Review*, 27(1):109–112.
- King, T. V. V. et Ridley, W. I. (1987). Relation of the spectroscopic reflectance of olivine to mineral chemistry and some remote sensing implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B11):11457–11469.
- Kirkland, B. L., Lynch, F. L., Rahnis, M. A., Folk, R. L., Molineux, I. J. et McLean, R. J. C. (1999). Alternative origins for nanobacteria-like objects in calcite. *Geology*, 27(4):347–350.
- Kite, E. S. (2019). Geologic Constraints on Early Mars Climate. *Space Science Reviews*, 215(1):10.
- Kite, E. S., Mayer, D. P., Wilson, S. A., Davis, J. M., Lucas, A. S. et Quay, G. S. d. (2019). Persistence of intense, climate-driven runoff late in Mars history. *Science Advances*, 5(3):eaav7710.

- Klima, R. L., Dyar, M. D. et Pieters, C. M. (2011). Near-infrared spectra of clinopyroxenes: Effects of calcium content and crystal structure. *Meteoritics & Planetary Science*, 46(3):379–395.
- Klima, R. L., Pieters, C. M. et Dyar, M. D. (2007). Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(2):235–253.
- Kling, A. M., Haberle, R. M., McKay, C. P., Bristow, T. F. et Rivera-Hernández, F. (2020). Subsistence of ice-covered lakes during the Hesperian at Gale crater, Mars. *Icarus*, 338:113495.
- Klingelhöfer, G., Morris, R. V., Bernhardt, B., Schröder, C., Rodionov, D. S., Souza, P. A. d., Yen, A., Gellert, R., Evlanov, E. N., Zubkov, B., Foh, J., Bonnes, U., Kankleit, E., Gütlich, P., Ming, D. W., Renz, F., Wdowiak, T., Squyres, S. W. et Arvidson, R. E. (2004). Jarosite and Hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer Spectrometer. *Science*, 306(5702):1740–1745.
- Kliore, A. J., Cain, D. L., Fjeldbo, G., Seidel, B. L., Sykes, M. J. et Rasool, S. I. (1972). The atmosphere of Mars from Mariner 9 radio occultation measurements. *Icarus*, 17(2):484–516.
- Kloprogge, J. T. (2017). Raman Spectroscopy of Clay Minerals. In Gates, W. P., Kloprogge, J. T., Madejová, J. et Bergaya, F., éditeurs : *Developments in Clay Science*, volume 8 de *Infrared and Raman Spectroscopies of Clay Minerals*, pages 150–199. Elsevier.
- Kneissl, T., van Gasselt, S. et Neukum, G. (2010). Measurement of Strike and Dip of Geologic Layers from Remote Sensing Data — New Software Tool for ArcGIS. In *41st Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1640.
- Koeppen, W. C. et Hamilton, V. E. (2008). Global distribution, composition, and abundance of olivine on the surface of Mars from thermal infrared data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E5):E05001.
- Kokaly, R. F., Clark, R. N., Swayze, G. A., Livo, K. E., Hoefen, T. M., Pearson, N. C., Wise, R. A., Benzel, W. M., Lowers, H. A., Driscoll, R. L. et Klein, A. J. (2017). USGS Spectral Library Version 7. USGS Numbered Series 1035, U.S. Geological Survey, Reston, VA.
- Komar, P. D. (1979). Comparisons of the hydraulics of water flows in Martian outflow channels with flows of similar scale on earth. *Icarus*, 37(1):156–181.
- Korablev, O., Vandaele, A. C., Montmessin, F., Fedorova, A. A., Trokhimovskiy, A., Forget, F., Lefèvre, F., Daerden, F., Thomas, I. R., Trompet, L., Erwin, J. T., Aoki, S., Robert, S., Neary, L., Viscardy, S., Grigoriev, A. V., Ignatiev, N. I., Shakun, A., Patrakeev, A., Belyaev, D. A., Bertaux, J.-L., Olsen, K. S., Baggio, L., Alday, J., Ivanov, Y. S., Ristic, B., Mason, J., Willame, Y., Depiesse, C., Hetey, L., Berkenbosch, S., Clairquin, R., Queirolo, C., Beeckman, B., Neefs, E., Patel, M. R., Bellucci, G., López-Moreno, J.-J., Wilson, C. F., Etiopie, G., Zelenyi, L., Svedhem, H. et Vago, J. L. (2019). No detection of methane on Mars from early ExoMars Trace Gas Orbiter observations. *Nature*, page 1.

- Korablev, O. I., Dobrolensky, Y., Evdokimova, N., Fedorova, A. A., Kuzmin, R. O., Mantsevich, S. N., Cloutis, E. A., Carter, J., Poulet, F., Flahaut, J., Griffiths, A., Gunn, M., Schmitz, N., Martín-Torres, J., Zorzano, M.-P., Rodionov, D. S., Vago, J. L., Stepanov, A. V., Titov, A. Y., Vyazovetsky, N. A., Trokhimovskiy, A. Y., Sapgir, A. G., Kalinnikov, Y. K., Ivanov, Y. S., Shapkin, A. A. et Ivanov, A. Y. (2017). Infrared Spectrometer for ExoMars: A Mast-Mounted Instrument for the Rover. *Astrobiology*, 17(6-7):542–564.
- Kremer, C. H., Bramble, M. S. et Mustard, J. F. (2018). Origin and Emplacement of the Circum-Isidis Olivine-Rich Unit. *In 49th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1545.
- Kremer, C. H., Mustard, J. F. et Bramble, M. S. (2019). A widespread olivine-rich ash deposit on Mars. *Geology*.
- Kreslavsky, M. A. et Head, J. W. (2002). Fate of outflow channel effluents in the northern lowlands of Mars: The Vastitas Borealis Formation as a sublimation residue from frozen ponded bodies of water. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107(E12):4–1–4–25.
- Kuiper, G. P. (1952). The atmospheres of the earth and planets. *Chicago: University of Chicago Press*, page 360.
- Lane, M. D., Dyar, M. D. et Bishop, J. L. (2007). Spectra of Phosphate Minerals as Obtained by Visible-Near Infrared Reflectance, Thermal Infrared Emission, and Mössbauer Laboratory Analyses. *In 38th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #2210.
- Langer, K. et Florke, O. (1974). Near infrared absorption spectra (4000–9000 cm⁻¹) of opals and the role of “water” in these SiO₂*nH₂O minerals. *Fortschritte der Mineralogie*, (52):17–51.
- Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.-P. et Gondet, B. (2005). Sulfates in the North Polar Region of Mars Detected by OMEGA/Mars Express. *Science*, 307(5715):1584–1586.
- Lantz, C., Poulet, F., Loizeau, D., Riu, L., Pilorget, C., Carter, J., Dypvik, H., Rull, F. et Werner, S. C. (2020). Planetary Terrestrial Analogues Library project: 1. characterization of samples by near-infrared point spectrometer. *Planetary and Space Science*, 189:104989.
- Lapen, T. J., Richter, M., Andreasen, R., Irving, A. J., Satkoski, A. M., Beard, B. L., Nishiizumi, K., Jull, A. J. T. et Caffee, M. W. (2017). Two billion years of magmatism recorded from a single Mars meteorite ejection site. *Science Advances*, 3(2):e1600922.
- Lapotre, M. G. A., Ehlmann, B. L. et Minson, S. E. (2017a). A probabilistic approach to remote compositional analysis of planetary surfaces. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122(5):983–1009.
- Lapotre, M. G. A., Ehlmann, B. L., Minson, S. E., Arvidson, R. E., Ayoub, F., Fraeman, A. A., Ewing, R. C. et Bridges, N. T. (2017b). Compositional variations in sands of the Bagnold Dunes, Gale crater, Mars, from visible-shortwave infrared spectroscopy and comparison with ground truth from the Curiosity rover. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122(12):2489–2509.
- Lee, D.-C. et Halliday, A. N. (1997). Core formation on Mars and differentiated asteroids.

- Nature*, 388(6645):854–857.
- Lee, M. R. et Bland, P. A. (2004). Mechanisms of weathering of meteorites recovered from hot and cold deserts and the formation of phyllosilicates. Associate editor: M. M. Grady. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4):893–916.
- Lemoine, F. G., Smith, D. E., Rowlands, D. D., Zuber, M. T., Neumann, G. A., Chinn, D. S. et Pavlis, D. E. (2001). An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2B) from Mars Global Surveyor. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E10): 23359–23376.
- Leovy, C. B., Briggs, G. A., Young, A. T., Smith, B. A., Pollack, J. B., Shipley, E. N. et Wildey, R. L. (1972). The Martian atmosphere: Mariner 9 television experiment progress report. *Icarus*, 17(2):373–393.
- Leverington, D. W. (2004). Volcanic rilles, streamlined islands, and the origin of outflow channels on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E10).
- Lewis, K. W., Aharonson, O., Grotzinger, J. P., Kirk, R. L., McEwen, A. S. et Suer, T.-A. (2008a). Quasi-Periodic Bedding in the Sedimentary Rock Record of Mars. *Science*, 322(5907):1532–1535.
- Lewis, K. W., Aharonson, O., Grotzinger, J. P., Squyres, S. W., Bell, J. F., Crumpler, L. S. et Schmidt, M. E. (2008b). Structure and stratigraphy of Home Plate from the Spirit Mars Exploration Rover. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E12).
- Li, C., Neshchimenko, V. V. et Mikhailov, M. M. (2017). The Effect of Small Concentrations of Nanopowders on the Radiation Stability of Lacquers. In Kleiman, J., éditeur : *Protection of Materials and Structures from the Space Environment*, Astrophysics and Space Science Proceedings, pages 131–138, Cham. Springer International Publishing.
- Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., Ansan, V., Hauber, E., Bibring, J.-P., Gondet, B., Langevin, Y., Masson, P. et Neukum, G. (2010). Stratigraphy in the Mawrth Vallis region through OMEGA, HRSC color imagery and DTM. *Icarus*, 205(2):396–418.
- Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., Bibring, J.-P., Gendrin, A., Ansan, V., Gomez, C., Gondet, B., Langevin, Y., Masson, P. et Neukum, G. (2007). Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E8):1–20.
- Loizeau, D., Quantin-Nataf, C., Carter, J., Flahaut, J., Thollot, P., Lozac'h, L. et Millot, C. (2018). Quantifying widespread aqueous surface weathering on Mars: The plateaus south of Coprates Chasma. *Icarus*, 302:451–469.
- Lorell, J., Born, G. H., Christensen, E. J., Jordan, J. F., Laing, P. A., Martin, W. L., Sjogren, W. L., Shapiro, I. I., Reasenberg, R. D. et Slater, G. L. (1972). Mariner 9 Celestial Mechanics Experiment: Gravity Field and Pole Direction of Mars. *Science*, 175(4019):317–320.
- Lowell, P. (1907). A general method for evaluating the surface-temperature of the planets; with special reference to the temperature of Mars. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 14(79):161–176.
- Lowell, P. L. (1909). Mars as the Abode of Life. *Nature*, 80(2060):212.

- Lucchitta, B. K. (2001). Antarctic ice streams and outflow channels on Mars. *Geophysical Research Letters*, 28(3):403–406.
- Lucchitta, B. K., McEwen, A. S., Clow, G. D., Geissler, P. E., Singer, R. B., Schultz, R. A. et Squyres, S. W. (1992). The canyon system on Mars. *Mars*, 1:453–492.
- Mahaffy, P. R., Webster, C. R., Atreya, S. K., Franz, H., Wong, M., Conrad, P. G., Harpold, D., Jones, J. J., Leshin, L. A., Manning, H., Owen, T., Pepin, R. O., Squyres, S., Trainer, M. et Team, M. S. (2013). Abundance and Isotopic Composition of Gases in the Martian Atmosphere from the Curiosity Rover. *Science*, 341(6143):263–266.
- Malin, M. C., Bell, J. F., Cantor, B. A., Caplinger, M. A., Calvin, W. M., Clancy, R. T., Edgett, K. S., Edwards, L., Haberle, R. M., James, P. B., Lee, S. W., Ravine, M. A., Thomas, P. C. et Wolff, M. J. (2007). Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5):E05S04.
- Malin, M. C. et Edgett, K. S. (1999). Oceans or seas in the Martian northern lowlands: High resolution imaging tests of proposed coastlines. *Geophysical Research Letters*, 26(19):3049–3052.
- Malin, M. C. et Edgett, K. S. (2000a). Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars. *Science*, 288(5475):2330–2335.
- Malin, M. C. et Edgett, K. S. (2000b). Sedimentary Rocks of Early Mars. *Science*, 290(5498):1927–1937.
- Malin, M. C. et Edgett, K. S. (2003). Evidence for persistent flow and aqueous sedimentation on early Mars. *Science*, 302(5652):1931–1934.
- Mancarella, F., Orofino, V., Blanco, A., D’Elia, M. et Fonti, S. (2015). The role of particle size in the laboratory reflectance spectra of pyroxenes: The case of the 670-nm minor feature. *Planetary and Space Science*, 117:96–105.
- Mandon, L., Parkes Bowen, A., Quantin-Nataf, C., Bridges, J. C., Carter, J., Pan, L., Beck, P., Dehouck, E., Volat, M., Thomas, N., Cremonese, G., Tornabene, L. L. et Thollot, P. (2021). Morphological and Spectral Diversity of the Clay-Bearing Unit at the ExoMars Landing Site Oxia Planum. *Astrobiology*. Publisher: Mary Ann Liebert, Inc., publishers.
- Mandon, L., Quantin-Nataf, C., Thollot, P., Mangold, N., Lozac’h, L., Dromart, G., Beck, P., Dehouck, E., Breton, S., Millot, C. et Volat, M. (2020). Refining the age, emplacement and alteration scenarios of the olivine-rich unit in the Nili Fossae region, Mars. *Icarus*, 336:113436.
- Mangold, N., Adeli, S., Conway, S., Ansan, V. et Langlais, B. (2012). A chronology of early Mars climatic evolution from impact crater degradation. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E4).
- Mangold, N., Dromart, G., Ansan, V., Salese, F., Kleinhans, M. G., Massé, M., Quantin-Nataf, C. et Stack, K. M. (2020). Fluvial Regimes, Morphometry, and Age of Jezero Crater Paleolake Inlet Valleys and Their Exobiological Significance for the 2020 Rover Mission Landing Site. *Astrobiology*.

- Mangold, N., Loizeau, D., Poulet, F., Ansan, V., Baratoux, D., LeMouelic, S., Bardintzeff, J. M., Platevoet, B., Toplis, M., Pinet, P., Masson, P., Bibring, J. P., Gondet, B., Langevin, Y. et Neukum, G. (2010). Mineralogy of recent volcanic plains in the Tharsis region, Mars, and implications for platy-ridged flow composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3):440–450.
- Mangold, N., Poulet, F., Mustard, J. F., Bibring, J.-P., Gondet, B., Langevin, Y., Ansan, V., Masson, P., Fassett, C., Head, J. W., Hoffmann, H. et Neukum, G. (2007). Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 2. Aqueous alteration of the crust. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E8):E08S04.
- Manzari, P., Angelis, S. D., Sanctis, M. C. D., Agrosi, G. et Tempesta, G. (2019). Microimaging spectroscopy and scanning electron microscopy of Northwest Africa 8657 shergottite: Interpretation of future in situ Martian data. *Meteoritics & Planetary Science*, 54(3):475–494.
- Markiewicz, W. J., Keller, H. U., Kossacki, K. J., Mellon, M. T., Stubbe, H. F., Bos, B. J., Woida, R., Drube, L., Leer, K., Madsen, M. B., Goetz, W., El Maarry, M. R. et Smith, P. (2008). Sublimation of Exposed Snow Queen Surface Water Ice as Observed by the Phoenix Mars Lander. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 11:U11B–0026.
- Martinot, M., Besse, S., Flahaut, J., Quantin-Nataf, C., Lozac'h, L. et van Westrenen, W. (2018). Mineralogical Diversity and Geology of Humboldt Crater Derived Using Moon Mineralogy Mapper Data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(2):612–629.
- Marvin, U. B. et Motylewski, K. (1980). Mg-Carbonates and Sulfates on Antarctic Meteorites. In *11th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 669–670.
- Mastin, L. G., Van Eaton Alexa R. et Lowenstern Jacob B. (2014). Modeling ash fall distribution from a Yellowstone supereruption. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(8):3459–3475.
- Masursky, H. (1973). An overview of geological results from Mariner 9. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 78(20):4009–4030.
- Mathew, K., Sarkar, S. S., Srinivas, A. R., Dutta, M., Rohit, M., Seth, H., Kumaran, R., Pandya, K., Kumar, A. et Sharma, J. (2015). Methane sensor for mars. *Current Science*, pages 1087–1096.
- McCubbin, F. M., Tosca, N. J., Smirnov, A., Nekvasil, H., Steele, A., Fries, M. et Lindsley, D. H. (2009). Hydrothermal jarosite and hematite in a pyroxene-hosted melt inclusion in martian meteorite Miller Range (MIL) 03346: Implications for magmatic-hydrothermal fluids on Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(16):4907–4917.
- McEwen, A. S., Banks, M. E., Baugh, N., Becker, K., Boyd, A., Bergstrom, J. W., Beyer, R. A., Bortolini, E., Bridges, N. T., Byrne, S., Castalia, B., Chuang, F. C., Crumpler, L. S., Daubar, I., Davatzes, A. K., Deardorff, D. G., DeJong, A., Alan Delamere, W., Dobrea, E. N., Dundas, C. M., Eliason, E. M., Espinoza, Y., Fennema, A., Fishbaugh, K. E., Forrester, T., Geissler, P. E., Grant, J. A., Griffes, J. L., Grotzinger, J. P., Gulick, V. C., Hansen, C. J., Herkenhoff, K. E., Heyd, R., Jaeger, W. L., Jones, D., Kanefsky, B., Keszthelyi, L., King, R., Kirk, R. L., Kolb, K. J., Lasco, J., Lefort, A., Leis, R., Lewis, K. W., Martinez-Alonso, S., Mattson, S., McArthur, G., Mellon, M. T.,

- Metz, J. M., Milazzo, M. P., Milliken, R. E., Motazedian, T., Okubo, C. H., Ortiz, A., Philippoff, A. J., Plassmann, J., Polit, A., Russell, P. S., Schaller, C., Searls, M. L., Spriggs, T., Squyres, S. W., Tarr, S., Thomas, N., Thomson, B. J., Tornabene, L. L., Van Houten, C., Verba, C., Weitz, C. M. et Wray, J. J. (2010). The High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) during MRO's Primary Science Phase (PSP). *Icarus*, 205(1):2–37.
- 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. et Weitz, C. M. (2007). Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5):E05S02.
- McEwen, A. S., Ojha, L., Dundas, C. M., Mattson, S. S., Byrne, S., Wray, J. J., Cull, S. C., Murchie, S. L., Thomas, N. et Gulick, V. C. (2011). Seasonal Flows on Warm Martian Slopes. *Science*, 333(6043):740–743.
- McEwen, A. S. et the HiRISE Science and Operations Team (2018). The future of MRO/HiRISE. In *49th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1301.
- McFadden, L. A. et Cline, T. P. (2005). Spectral reflectance of Martian meteorites: Spectral signatures as a template for locating source region on Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(2):151–172.
- McGuire, P. C., Bishop, J. L., Brown, A. J., Fraeman, A. A., Marzo, G. A., Frank Morgan, M., Murchie, S. L., Mustard, J. F., Parente, M., Pelkey, S. M., Roush, T. L., Seelos, F. P., Smith, M. D., Wendt, L. et Wolff, M. J. (2009). An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data. *Planetary and Space Science*, 57(7):809–815.
- McKay, D. S., Gibson, E. K., Thomas-Keppta, K. L., Vali, H., Romanek, C. S., Clemett, S. J., Chillier, X. D. F., Maechling, C. R. et Zare, R. N. (1996). Search for Past Life on Mars: Possible Relic Biogenic Activity in Martian Meteorite ALH84001. *Science*, 273(5277):924–930.
- McKeown, N., Bishop, J. L., Cuadros, J., Hillier, S., Amador, E., Makarewicz, H. D., Parente, M. et Silver, E. A. (2011). Interpretation of reflectance spectra of clay mineral-silica mixtures: implications for Martian clay mineralogy at Mawrth Vallis. *Clays and Clay Minerals*, 59(4):400–415.
- McLennan, S. M., Anderson, R. B., Bell, J. F., Bridges, J. C., Calef, F., Campbell, J. L., Clark, B. C., Clegg, S., Conrad, P., Cousin, A., Marais, D. J. D., Dromart, G., Dyar, M. D., Edgar, L. A., Ehlmann, B. L., Fabre, C., Forni, O., Gasnault, O., Gellert, R., Gordon, S., Grant, J. A., Grotzinger, J. P., Gupta, S., Herkenhoff, K. E., Hurowitz, J. A., King, P. L., Mouélic, S. L., Leshin, L. A., Léveillé, R., Lewis, K. W., Mangold, N., Maurice, S., Ming, D. W., Morris, R. V., Nachon, M., Newsom, H. E., Ollila, A. M., Perrett, G. M., Rice, M. S., Schmidt, M. E., Schwenzer, S. P., Stack, K., Stolper, E. M., Sumner, D. Y., Treiman, A. H., VanBommel, S., Vaniman, D. T., Vasavada, A., Wiens, R. C., Yingst, R. A. et Team, M. S. (2014). Elemental Geochemistry of Sedimentary Rocks at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. *Science*, 343(6169).

- McManus, D. A. (1991). Suggestions for authors whose manuscripts include quantitative clay mineral analysis by X-ray diffraction. *Marine Geology*, 98(1):1–5.
- McSween, H. Y. (1984). SNC meteorites: Are they Martian rocks? *Geology*, 12(1):3–6.
- McSween, H. Y. (1985). SNC meteorites: Clues to Martian petrologic evolution? *Reviews of Geophysics*, 23(4):391–416.
- McSween, H. Y. (1994). What we have learned about Mars from SNC meteorites. *Meteoritics*, 29(6):757–779.
- McSween, H. Y., Murchie, S. L., Crisp, J. A., Bridges, N. T., Anderson, R. C., Bell, J. F., Britt, D. T., Brückner, J., Dreibus, G., Economou, T., Ghosh, A., Golombek, M. P., Greenwood, J. P., Johnson, J. R., Moore, H. J., Morris, R. V., Parker, T. J., Rieder, R., Singer, R. et Wänke, H. (1999). Chemical, multispectral, and textural constraints on the composition and origin of rocks at the Mars Pathfinder landing site. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 104(E4):8679–8715.
- McSween, H. Y., Taylor, G. J. et Wyatt, M. B. (2009). Elemental Composition of the Martian Crust. *Science*, 324(5928):736–739.
- Mellon, M. T., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H. et Christensen, P. R. (2000). High-Resolution Thermal Inertia Mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. *Icarus*, 148(2):437–455.
- Melosh, H. J. (1978). The tectonics of mascon loading. In *9th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 3513–3525.
- Melosh, H. J. (1980). Tectonic patterns on a reoriented planet: Mars. *Icarus*, 44(3):745–751.
- Metzger, S. M., Carr, J. R., Johnson, J. R., Parker, T. J. et Lemmon, M. T. (1999). Dust devil vortices seen by the Mars Pathfinder Camera. *Geophysical Research Letters*, 26(18):2781–2784.
- Michael, G. G. et Neukum, G. (2010). Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3):223–229.
- Michalski, J. R. et Bleacher, J. E. (2013). Supervolcanoes within an ancient volcanic province in Arabia Terra, Mars. *Nature*, 502(7469):47–52.
- Mikouchi, T., Miyamoto, M. et McKAY, G. A. (2001). Mineralogy and petrology of the Dar al Gani 476 martian meteorite: Implications for its cooling history and relationship to other shergottites. *Meteoritics & Planetary Science*, 36(4):531–548.
- Milliken, R. E., Grotzinger, J. P. et Thomson, B. J. (2010). Paleoclimate of Mars as captured by the stratigraphic record in Gale Crater. *Geophysical Research Letters*, 37(4).
- Millot, C., Quantin-Nataf, C., Leyrat, C. et Enjolras, M. (2021). Local topography effects on the surface temperatures on Mars – Application to the case of Recurring Slope Lineae (RSL). *Icarus*, 355:114136.

- Ming, D. W., Archer, P. D., Glavin, D. P., Eigenbrode, J. L., Franz, H. B., Sutter, B., Brunner, A. E., Stern, J. C., Freissinet, C., McAdam, A. C., Mahaffy, P. R., Cabane, M., Coll, P., Campbell, J. L., Atreya, S. K., Niles, P. B., Bell, J. F., Bish, D. L., Brinckerhoff, W. B., Buch, A., Conrad, P. G., Marais, D. J. D., Ehlmann, B. L., Fairén, A. G., Farley, K., Flesch, G. J., Francois, P., Gellert, R., Grant, J. A., Grotzinger, J. P., Gupta, S., Herkenhoff, K. E., Hurowitz, J. A., Leshin, L. A., Lewis, K. W., McLennan, S. M., Miller, K. E., Moersch, J., Morris, R. V., Navarro-González, R., Pavlov, A. A., Perrett, G. M., Pradler, I., Squyres, S. W., Summons, R. E., Steele, A., Stolper, E. M., Sumner, D. Y., Szopa, C., Teinturier, S., Trainer, M. G., Treiman, A. H., Vaniman, D. T., Vasavada, A. R., Webster, C. R., Wray, J. J., Yingst, R. A. et Team, M. S. (2014). Volatile and Organic Compositions of Sedimentary Rocks in Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. *Science*, 343(6169).
- Mischna, M. A. et Richardson, M. I. (2005). A reanalysis of water abundances in the Martian atmosphere at high obliquity. *Geophysical Research Letters*, 32(3).
- Mitrofanov, I., Litvak, M., Nikiforov, S., Jun, I., Bobrovniksky, Y., Golovin, D., Grebennikov, A., Fedosov, F., Kozyrev, A., Lisov, D., Malakhov, A., Mokrousov, M., Sanin, A., Shvetsov, V., Timoshenko, G., Tomilina, T., Tret'yakov, V. et Vostrukhin, A. (2017). The ADRON-RM Instrument Onboard the ExoMars Rover. *Astrobiology*, 17(6-7):585–594.
- Mittelholz, A., Johnson, C. L., Feinberg, J. M., Langlais, B. et Phillips, R. J. (2020). Timing of the martian dynamo: New constraints for a core field 4.5 and 3.7 Ga ago. *Science Advances*, 6(18):eaba0513.
- Mittlefehldt, D. W. (1994). ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the martian meteorite clan. *Meteoritics*, 29(2):214–221.
- Miyamoto, M. (1991). Differences in the degree of weathering between Antarctic and non-Antarctic meteorites inferred from infrared diffuse reflectance spectra. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(1):89–98.
- Molina, A., López, I., Prieto-Ballesteros, O., Fernández-Remolar, D., de Pablo, M. et Gómez, F. (2017). Coogoon Valles, western Arabia Terra: Hydrological evolution of a complex Martian channel system. *Icarus*, 293:27–44.
- Montmessin, F., Bertaux, J.-L., Quémerais, E., Korablev, O., Rannou, P., Forget, F., Perrier, S., Fussen, D., Lebonnois, S., Rébérac, A. et Dimarellis, E. (2006). Subvisible CO₂ ice clouds detected in the mesosphere of Mars. *Icarus*, 183(2):403–410.
- Morgan, M. F., Seelos, F. P. et Murchie, S. L. (2017). The CRISM Analysis Toolkit (CAT): Overview and Recent Updates. In *3rd Planetary Data Workshop and The Planetary Geologic Mappers Annual Meeting*. Abstract #7121.
- Morris, R. V., Ruff, S. W., Gellert, R., Ming, D. W., Arvidson, R. E., Clark, B. C., Golden, D. C., Siebach, K., Klingelhöfer, G., Schröder, C., Fleischer, I., Yen, A. S. et Squyres, S. W. (2010). Identification of Carbonate-Rich Outcrops on Mars by the Spirit Rover. *Science*, 329(5990):421–424.
- Mouginis-Mark, P. J. et Zimbelman, J. R. (1987). Channels on Alba Patera, Mars: Evidence for Polygenic Eruptions. In *18th Lunar and Planetary Science Conference*.

- Muirhead, B. K., Nicholas, A. K., Umland, J., Sutherland, O. et Vijendran, S. (2020). Mars Sample Return Campaign Concept Status. *Acta Astronautica*, 176:131–138.
- Murchie, S., Arvidson, R., Bedini, P., Beisser, K., Bibring, J.-P., Bishop, J., Boldt, J., Cavender, P., Choo, T., Clancy, R. T., Darlington, E. H., Des Marais, D., Espiritu, R., Fort, D., Green, R., Guinness, E., Hayes, J., Hash, C., Heffernan, K., Hemmler, J., Heyler, G., Humm, D., Hutcheson, J., Izenberg, N., Lee, R., Lees, J., Lohr, D., Malaret, E., Martin, T., McGovern, J. A., McGuire, P., Morris, R., Mustard, J., Pelkey, S., Rhodes, E., Robinson, M., Roush, T., Schaefer, E., Seagrave, G., Seelos, F., Silverglate, P., Slavney, S., Smith, M., Shyong, W.-J., Strohhahn, K., Taylor, H., Thompson, P., Tossman, B., Wirzburger, M. et Wolff, M. (2007). Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5):1–57.
- Murchie, S., Roach, L., Seelos, F., Milliken, R., Mustard, J., Arvidson, R., Wiseman, S., Lichtenberg, K., Andrews-Hanna, J., Bishop, J., Bibring, J.-P., Parente, M. et Morris, R. (2009a). Evidence for the origin of layered deposits in Candor Chasma, Mars, from mineral composition and hydrologic modeling. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E2).
- Murchie, S. L., Mustard, J. F., Ehlmann, B. L., Milliken, R. E., Bishop, J. L., McKeown, N. K., Dobrea, E. Z. N., Seelos, F. P., Buczkowski, D. L., Wiseman, S. M., Arvidson, R. E., Wray, J. J., Swayze, G., Clark, R. N., Marais, D. J. D., McEwen, A. S. et Bibring, J.-P. (2009b). A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E2).
- Murchie, S. L., Seelos, F. P., Hash, C. D., Humm, D. C., Malaret, E., McGovern, J. A., Choo, T. H., Seelos, K. D., Buczkowski, D. L., Morgan, M. F., Barnouin-Jha, O. S., Nair, H., Taylor, H. W., Patterson, G. W., Harvel, C. A., Mustard, J. F., Arvidson, R. E., McGuire, P., Smith, M. D., Wolff, M. J., Titus, T. N., Bibring, J.-P. et Poulet, F. (2009c). Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars investigation and data set from the Mars Reconnaissance Orbiter's primary science phase. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E2):1–15.
- Mustard, J. F., Cooper, C. D. et Rifkin, M. K. (2001). Evidence for recent climate change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice. *Nature*, 412(6845):411–414.
- Mustard, J. F., Ehlmann, B. L., Murchie, S. L., Poulet, F., Mangold, N., Head, J. W., Bibring, J.-P. et Roach, L. H. (2009). Composition, Morphology, and Stratigraphy of Noachian Crust around the Isidis basin. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E2):E00D12.
- Mustard, J. F., Erard, S., Bibring, J.-P., Head, J. W., Hurtrez, S., Langevin, Y., Pieters, C. M. et Sotin, C. J. (1993). The surface of Syrtis Major: Composition of the volcanic substrate and mixing with altered dust and soil. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E2):3387–3400.
- Mustard, J. F. et Hays, J. E. (1997). Effects of Hyperfine Particles on Reflectance Spectra from 0.3 to 25 micrometers. *Icarus*, 125(1):145–163.

- Mustard, J. F. et Pieters, C. M. (1987). Quantitative abundance estimates from bi-directional reflectance measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B4):E617–E626.
- Mustard, J. F., Poulet, F., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Mangold, N., Bellucci, G. et Altieri, F. (2005). Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars. *Science*, 307(5715):1594–1597.
- Mustard, J. F., Poulet, F., Head, J. W., Mangold, N., Bibring, J.-P., Pelkey, S. M., Fassett, C. I., Langevin, Y. et Neukum, G. (2007). Mineralogy of the Nili Fossae region with OMEGA/Mars Express data: 1. Ancient impact melt in the Isidis Basin and implications for the transition from the Noachian to Hesperian. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E8):E08S03.
- Mège, D. et Masson, P. (1996). Amounts of crustal stretching in Valles Marineris, Mars. *Planetary and Space Science*, 44(8):749–781.
- Navarro-González, R., Vargas, E., Rosa, J. d. I., Raga, A. C. et McKay, C. P. (2010). Reanalysis of the Viking results suggests perchlorate and organics at midlatitudes on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E12).
- Neugebauer, G., Miinch, G., Kieffer, H., Chase, Jr., S. C. et Miner, E. (1971). Mariner 1969 Infrared Radiometer Results: Temperatures and Thermal Properties of the Martian Surface. *The Astronomical Journal*, 76:719.
- Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E., Head, J. W., Basilevsky, A. T., Ivanov, B. A., Werner, S. C., van Gasselt, S., Murray, J. B. et McCord, T. (2004a). Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *Nature*, 432(7020):971–979.
- Neukum, G., Jaumann, R. et the HRSC Co-Investigator and Experiment Team (2004b). HRSC The high resolution stereo camera of Mars Express. *Mars Express: The Scientific Payload*, 1240:17–35.
- Neumann, G. A., Rowlands, D. D., Lemoine, F. G., Smith, D. E. et Zuber, M. T. (2001). Crossover analysis of Mars Orbiter Laser Altimeter data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, pages 23753–23768.
- Nier, A. O., Hanson, W. B., Seiff, A., McELROY, M. B., Spencer, N. W., Duckett, R. J., Knight, T. C. D. et Cook, W. S. (1976). Composition and Structure of the Martian Atmosphere: Preliminary Results from Viking 1. *Science*, 193(4255):786–788.
- Niles, P. B., Catling, D. C., Berger, G., Chassefière, E., Ehlmann, B. L., Michalski, J. R., Morris, R., Ruff, S. W. et Sutter, B. (2013). Geochemistry of Carbonates on Mars: Implications for Climate History and Nature of Aqueous Environments. *Space Science Reviews*, 174(1-4):301–328.
- Nimmo, F. (2002). Why does Venus lack a magnetic field? *Geology*, 30(11):987–990.
- Noguchi, T., Nakamura, T., Misawa, K., Imae, N., Aoki, T. et Toh, S. (2009). Lahunitite and jarosite in the Yamato 00 nakhlites: Alteration products on Mars? *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E10).

- Nyquist, L. E., Bansal, B. M., Wiesmann, H. et Shih, C.-Y. (1995). "Martians" Young and Old:" Zagami and ALH 84001. *In 26th Lunar and Planetary Science Conference*.
- Nyquist, L. E., Shih, C.-Y., Greshake, A., Stöffler, D., Eugster, O. et Bogard, D. D. (2001). *Ages and Geologic Histories of Martian Meteorites*, volume 12. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Németh, K. et Cronin, S. J. (2009). Phreatomagmatic volcanic hazards where rift-systems meet the sea, a study from Ambae Island, Vanuatu. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180(2):246–258.
- Ody, A., Poulet, F., Bibring, J.-P., Loizeau, D., Carter, J., Gondet, B. et Langevin, Y. (2013). Global investigation of olivine on Mars: Insights into crust and mantle compositions. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(2):234–262.
- Ody, A., Poulet, F., Langevin Y., Bibring J.-P., Bellucci G., Altieri F., Gondet B., Vincendon M., Carter J. et Manaud N. (2012). Global maps of anhydrous minerals at the surface of Mars from OMEGA/MEx. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E11):1–14.
- Ody, A., Poulet, F., Quantin, C., Bibring, J. P., Bishop, J. L. et Dyar, M. D. (2015). Candidates source regions of martian meteorites as identified by OMEGA/MEx. *Icarus*, 258:366–383.
- Ormö, J., Dohm, J. M., Ferris, J. C., Lepinette, A. et Fairén, A. G. (2004). Marine-target craters on Mars? An assessment study. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(2):333–346.
- Ort, M. H., Muro, A. D., Michon, L. et Bachèlery, P. (2016). Explosive eruptions from the interaction of magmatic and hydrothermal systems during flank extension: the Bellecombe Tephra of Piton de La Fournaise (La Réunion Island). *Bulletin of Volcanology*, 78(1):5.
- Osterloo, M. M., Anderson, F. S., Hamilton, V. E. et Hynek, B. M. (2010). Geologic context of proposed chloride-bearing materials on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E10).
- Owen, T., Biemann, K., Rushneck, D. R., Biller, J. E., Howarth, D. W. et Laflour, A. L. (1977). The composition of the atmosphere at the surface of Mars. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 82(28):4635–4639.
- Palumbo, A. M. et Head, J. W. (2018a). Early Mars Climate History: Characterizing a “Warm and Wet” Martian Climate With a 3-D Global Climate Model and Testing Geological Predictions. *Geophysical Research Letters*, 45(19):10–249.
- Palumbo, A. M. et Head, J. W. (2018b). Impact cratering as a cause of climate change, surface alteration, and resurfacing during the early history of Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(4):687–725.
- Pan, L., Carter, J. et Quantin-Nataf, C. (2019a). Hydrated Silica in Martian Alluvial Fans and Deltas. *In 9th International Conference on Mars*. Abstract #6239.
- Pan, L., Ehlmann, B. L., Carter, J. et Ernst, C. M. (2017). The stratigraphy and history of

- Mars' northern lowlands through mineralogy of impact craters: A comprehensive survey. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122(9):1824–1854.
- Pan, L., Quantin-Nataf, C., Breton, S. et Michaut, C. (2019b). The impact origin and evolution of Chryse Planitia on Mars revealed by buried craters. *Nature Communications*, 10(1):4257.
- Papike, J. J., Karner, J. M., Shearer, C. K. et Burger, P. V. (2009). Silicate mineralogy of martian meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(24):7443–7485.
- Parker, T. J., Gorsline, D. S., Saunders, R. S., Pieri, D. C. et Schneeberger, D. M. (1993). Coastal geomorphology of the Martian northern plains. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E6):11061–11078.
- Parker, T. J., Saunders, R. S. et Schneeberger, D. M. (1989). Transitional morphology in West Deuteronilus Mensae, Mars: Implications for modification of the lowland/upland boundary. *Icarus*, 82(1):111–145.
- Parker, T. J., Schneeberger, D. M., Pieri, D. C. et Saunders, R. S. (1987). Geomorphic evidence for ancient seas on Mars. In *MECA Symposium on Mars: Evolution of its Climate and Atmosphere*, page 96.
- Pascuzzo, A. C., Mustard, J. F., Kremer, C. H. et Ebinger, E. (2019). The formation of irregular polygonal ridge networks, Nili Fossae, Mars: Implications for extensive subsurface channelized fluid flow in the Noachian. *Icarus*, 319:852–868.
- Pelkey, S. M., Mustard J. F., Murchie S., Clancy R. T., Wolff M., Smith M., Milliken R., Bibring J.-P., Gendrin A., Poulet F., Langevin Y. et Gondet B. (2007). CRISM multispectral summary products: Parameterizing mineral diversity on Mars from reflectance. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E8):1–18.
- Picardi, G., Plaut, J. J., Biccari, D., Bombaci, O., Calabrese, D., Cartacci, M., Cicchetti, A., Clifford, S. M., Edenhofer, P., Farrell, W. M., Federico, C., Frigeri, A., Gurnett, D. A., Hagfors, T., Heggy, E., Herique, A., Huff, R. L., Ivanov, A. B., Johnson, W. T. K., Jordan, R. L., Kirchner, D. L., Kofman, W., Leuschen, C. J., Nielsen, E., Orosei, R., Pettinelli, E., Phillips, R. J., Plettemeier, D., Safaeinili, A., Seu, R., Stofan, E. R., Vannaroni, G., Watters, T. R. et Zampolini, E. (2005). Radar Soundings of the Subsurface of Mars. *Science*, 310(5756):1925–1928.
- Pieri, D. C. (1980). Martian Valleys: Morphology, Distribution, Age, and Origin. *Science*, 210(4472):895–897.
- Pieters, C. M., Klima, R. L., Hiroi, T., Dyar, M. D., Lane, M. D., Treiman, A. H., Noble, S. K., Sunshine, J. M. et Bishop, J. L. (2008). Martian dunite NWA 2737: Integrated spectroscopic analyses of brown olivine. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E6).
- Pineau, M., Le Deit, L., Chauviré, B., Carter, J., Rondeau, B. et Mangold, N. (2020). Toward the geological significance of hydrated silica detected by near infrared spectroscopy on Mars based on terrestrial reference samples. *Icarus*, 347:113706.
- Planck, M. (1901). On the law of distribution of energy in the normal spectrum. *Annalen der physik*, 4(553):1.

- Plaut, J. J., Safaeinili, A., Holt, J. W., Phillips, R. J., Head, J. W., Seu, R., Putzig, N. E. et Frigeri, A. (2009). Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of Mars. *Geophysical Research Letters*, 36(2).
- Pommerol, A., Jost, B., Poch, O., El-Maarry, M. R., Vuitel, B. et Thomas, N. (2015). The SCITEAS experiment: Optical characterizations of sublimating icy planetary analogues. *Planetary and Space Science*, 109-110:106–122.
- Pommerol, A. et Schmitt, B. (2008). Strength of the H₂O near-infrared absorption bands in hydrated minerals: Effects of measurement geometry. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E12).
- Pompilio, L., Sgavetti, M. et Pedrazzi, G. (2007). Visible and near-infrared reflectance spectroscopy of pyroxene-bearing rocks: New constraints for understanding planetary surface compositions. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E1).
- Potin, S., Brissaud, O., Beck, P., Schmitt, B., Magnard, Y., Correia, J.-J., Rabou, P. et Jocu, L. (2018). SHADOWS a spectro-gonio radiometer for bidirectional reflectance studies of dark meteorites and terrestrial analogs: design, calibrations, and performances on challenging surfaces. *Applied Optics*, 57(28):8279–8296.
- Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J. F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R. E., Gondet, B., Gomez, C., The Omega Team, Berthé, M., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Erard, S., Forni, O., Gendrin, A., Gondet, B., Manaud, N., Poulleau, G., Soufflot, A., Combes, M., Drossart, P., Encrenaz, T., Fouchet, T., Melchiorri, R., Bellucci, G., Altieri, F., Formisano, V., Fonti, S., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Korablev, O., Kottsov, V., Ignatiev, N., Titov, D., Zasova, L., Mangold, N., Pinet, P., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Mustard, J. et Forget, F. (2005). Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature*, 438(7068):623–627.
- Poulet, F., Carter, J., Riu, L. et Martinez, A. (2019). Modal Mineralogy of Phyllosilicate- and Carbonate-Bearing Terrains from Spectral Modeling. Application to Mars2020 and ExoMars Landing Sites. *In 9th International Conference on Mars*. Abstract #6260.
- Poulet, F., Gomez, C., Bibring, J.-P., Langevin, Y., Gondet, B., Pinet, P., Bellucci, G. et Mustard, J. F. (2007). Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx): Global mineral maps. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E8).
- Poulet, F., Mangold, N., Platevoet, B., Bardintzeff, J.-M., Sautter, V., Mustard, J., Bibring, J.-P., Pinet, P., Langevin, Y., Gondet, B. et Aléon-Toppani, A. (2009). Quantitative compositional analysis of Martian mafic regions using the MEx/OMEGA reflectance data: 2. Petrological implications. *Icarus*, 201(1):84.
- Price, P. B. et Sowers, T. (2004). Temperature dependence of metabolic rates for microbial growth, maintenance, and survival. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(13):4631–4636.
- Putzig, N. E., Barratt, E. M., Mellon, M. T. et Michaels, T. I. (2013). MARSTHERM A web-based system providing thermophysical analysis tools for Mars research. *In Ameri-*

- can Geophysical Union, Fall Meeting. Abstract #P43C-2023.*
- Putzig, N. E. et Mellon, M. T. (2007). Apparent thermal inertia and the surface heterogeneity of Mars. *Icarus*, 191(1):68–94.
- Putzig, N. E., Phillips, R. J., Campbell, B. A., Holt, J. W., Plaut, J. J., Carter, L. M., Egan, A. F., Bernardini, F., Safaeinili, A. et Seu, R. (2009). Subsurface structure of Planum Boreum from Mars Reconnaissance Orbiter Shallow Radar soundings. *Icarus*, 204(2):443–457.
- Quantin, C., Allemand, P., Mangold, N. et Delacourt, C. (2004). Ages of Valles Marineris (Mars) landslides and implications for canyon history. *Icarus*, 172(2):555–572.
- Quantin-Nataf, C., Carter, J., Mandon, L., Thollot, P., Balme, M., Volat, M., Pan, L., Loizeau, D., Millot, C., Breton, S., Dehouck, E., Fawdon, P., Gupta, S., Davis, J., Grindrod, P. M., Pacifici, A., Bultel, B., Allemand, P., Ody, A., Lozach, L. et Broyer, J. (2021a). Oxia Planum: The Landing Site for the ExoMars “Rosalind Franklin” Rover Mission: Geological Context and Prelanding Interpretation. *Astrobiology*. Publisher: Mary Ann Liebert, Inc., publishers.
- Quantin-Nataf, C., Craddock, R. A., Dubuffet, F., Lozac’h, L. et Martinot, M. (2019). Decline of crater obliteration rates during early martian history. *Icarus*, 317:427–433.
- Quantin-Nataf, C., Dromart, G. et Mandon, L. (2018a). Noachian to Amazonian Volcanic Activity in NE Syrtis Region. *In 49th Lunar and Planetary Science Conference. Abstract #2591.*
- Quantin-Nataf, C., Holm-Alwmark, S., Lasue, J., Calef, F. J., Shuster, D., Kinch, K. M., Stack, K. M., Sun, V., Williams, N. R., Dehouck, E. et Brown, A. J. (2021b). The Complex Exhumation History of Jezero Crater Floor Unit. *In 52nd Lunar and Planetary Science Conference. Abstract #2034.*
- Quantin-Nataf, C., Lozac’h, L., Thollot, P., Loizeau, D., Bultel, B., Fernando, J., Allemand, P., Dubuffet, F., Poulet, F., Ody, A., Clenet, H., Leyrat, C. et Harrisson, S. (2018b). MarsSI Martian surface data processing information system. *Planetary and Space Science*, 150:157–170.
- Quinn, D. P. et Ehlmann, B. L. (2019). The Deposition and Alteration History of the Northeast Syrtis Major Layered Sulfates. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(7):1743–1782.
- Rampe, E. B., Lapotre, M. G. A., Bristow, T. F., Arvidson, R. E., Morris, R. V., Achilles, C. N., Weitz, C., Blake, D. F., Ming, D. W., Morrison, S. M., Vaniman, D. T., Chipera, S. J., Downs, R. T., Grotzinger, J. P., Hazen, R. M., Peretyazhko, T. S., Sutter, B., Tu, V., Yen, A. S., Horgan, B., Castle, N., Craig, P. I., Marais, D. J. D., Farmer, J., Gellert, R., McAdam, A. C., Morookian, J. M., Sarrazin, P. C. et Treiman, A. H. (2018). Sand Mineralogy Within the Bagnold Dunes, Gale Crater, as Observed In Situ and From Orbit. *Geophysical Research Letters*, 45(18):9488–9497.
- Reess, J.-M., Bonafous, M., Lapauw, L., Humeau, O., Fouchet, T., Bernardi, P., Cais, P., Deleuze, M., Forni, O., Maurice, S., Robinson, S. et Wiens, R. C. (2019). The SuperCam infrared instrument on the NASA MARS2020 mission: performance and

- qualification results. *In International Conference on Space Optics — ICSSO 2018*, volume 11180, page 37. International Society for Optics and Photonics.
- Rieder, R., Economou, T., Wänke, H., Turkevich, A., Crisp, J., Brückner, J., Dreibus, G. et McSween, H. Y. (1997). The Chemical Composition of Martian Soil and Rocks Returned by the Mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer: Preliminary Results from the X-ray Mode. *Science*, 278(5344):1771–1774.
- Robbins, S. J., Achille, G. D. et Hynek, B. M. (2011). The volcanic history of Mars: High-resolution crater-based studies of the calderas of 20 volcanoes. *Icarus*, 211(2):1179–1203.
- Robbins, S. J. et Hynek, B. M. (2012). A new global database of Mars impact craters >1 km: 2. Global crater properties and regional variations of the simple-to-complex transition diameter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E6).
- Robbins, S. J., Watters, W. A., Chappelow, J. E., Bray, V. J., Daubar, I. J., Craddock, R. A., Beyer, R. A., Landis, M., Ostrach, L. R., Tornabene, L., Riggs, J. D. et Weaver, B. P. (2018). Measuring impact crater depth throughout the solar system. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(4):583–637.
- Robinson, M. S. et Tanaka, K. L. (1990). Magnitude of a catastrophic flood event at Kasei Valles, Mars. *Geology*, 18(9):902–905.
- Rodriguez, J. A. P., Fairén, A. G., Tanaka, K. L., Zarroca, M., Linares, R., Platz, T., Komatsu, G., Miyamoto, H., Kargel, J. S., Yan, J., Gulick, V., Higuchi, K., Baker, V. R. et Glines, N. (2016). Tsunami waves extensively resurfaced the shorelines of an early Martian ocean. *Scientific Reports*, 6:25106.
- Rogers, A. D., Warner, N. H., Golombek, M. P., Head III, J. W. et Cowart, J. C. (2018). Areal Extensive Surface Bedrock Exposures on Mars: Many Are Clastic Rocks, Not Lavas. *Geophysical Research Letters*, 45(4):1767–1777.
- Ross, C. S. et Smith, R. L. (1961). Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification. USGS Numbered Series 366, United States Government Printing Office.
- Ruff, S. W. (2017). Investigating the Floor of Paleolake Jezero by Way of Gusev Crater. *In 4th International Conference on Early Mars: Geologic, Hydrologic, and Climatic Evolution and the Implications for Life*. Abstract #3076.
- Ruff, S. W., Farmer, J. D., Calvin, W. M., Herkenhoff, K. E., Johnson, J. R., Morris, R. V., Rice, M. S., Arvidson, R. E., Bell, J. F., Christensen, P. R. et Squyres, S. W. (2011). Characteristics, distribution, origin, and significance of opaline silica observed by the Spirit rover in Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 116(E7).
- Rull, F., Maurice, S., Hutchinson, I., Moral, A., Perez, C., Diaz, C., Colombo, M., Belenguer, T., Lopez-Reyes, G., Sansano, A., Forni, O., Parot, Y., Striebig, N., Woodward, S., Howe, C., Tarcea, N., Rodriguez, P., Seoane, L., Santiago, A., Rodriguez-Prieto, J. A., Medina, J., Gallego, P., Canchal, R., Santamaría, P., Ramos, G., Vago, J. L. et on behalf of the RLS Team (2017). The Raman Laser Spectrometer for the ExoMars Rover Mission to Mars. *Astrobiology*, 17(6-7):627–654.

- Ruzicka, A., Grossman, J., Bouvier, A., Herd, C. D. K. et Agee, C. B. (2015). The Meteoritical Bulletin, No. 102. *Meteoritics & Planetary Science*, 50(9):1662–1662.
- Salisbury, J. W. et Wald, A. (1992). The role of volume scattering in reducing spectral contrast of reststrahlen bands in spectra of powdered minerals. *Icarus*, 96(1):121–128.
- Salvatore, M. R. et Christensen, P. R. (2014). On the origin of the Vastitas Borealis Formation in Chryse and Acidalia Planitiae, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(12):2437–2456.
- Salvatore, M. R., Fraeman, A. A., Gasda, P. J., Rampe, E. B., Gabriel, T. S. J., Gasnault, O., David, G., Edgar, L. A. et Dehouck, E. (2020). Lessons Learned When Reconciling Orbital and In Situ Exploration of Vera Rubin Ridge, Gale Crater, Mars. In *51st Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #2714.
- Salvatore, M. R., Goudge, T. A., Bramble, M. S., Edwards, C. S., Bandfield, J. L., Amador, E. S., Mustard, J. F. et Christensen, P. R. (2018). Bulk mineralogy of the NE Syrtis and Jezero crater regions of Mars derived through thermal infrared spectral analyses. *Icarus*, 301:76–96.
- Saper, L. et Mustard, J. F. (2013). Extensive linear ridge networks in Nili Fossae and Nilosyrtis, Mars: implications for fluid flow in the ancient crust. *Geophysical Research Letters*, 40(2):245–249.
- Sautter, V., Toplis, M. J., Wiens, R. C., Cousin, A., Fabre, C., Gasnault, O., Maurice, S., Forni, O., Lasue, J., Ollila, A., Bridges, J. C., Mangold, N., Le Mouélic, S., Fisk, M., Meslin, P.-Y., Beck, P., Pinet, P., Le Deit, L., Rapin, W., Stolper, E. M., Newsom, H., Dyar, D., Lanza, N., Vaniman, D., Clegg, S. et Wray, J. J. (2015). In situ evidence for continental crust on early Mars. *Nature Geoscience*, 8(8):605–609.
- Scheller, E. L. et Ehlmann, B. L. (2020). Composition, Stratigraphy, and Geological History of the Noachian Basement Surrounding the Isidis Impact Basin. *Journal of Geophysical Research: Planets*, n/a(n/a):e2019JE006190.
- Schiaparelli, G. V. (1878). *Osservazioni astronomiche e fisiche sull'asse di rotazione e sulla topografia del pianeta Marte...: Memoria...*, volume 2 de *Atti della R. Accademia dei Lincei*. Salviucci.
- Schmidt, F., Andrieu, F., Costard, F., Kocifaj, M. et Meresescu, A. G. (2017). Formation of recurring slope lineae on Mars by rarefied gas-triggered granular flows. *Nature Geoscience*, 10(4):270–273.
- Schmitt, B., Albert, D., Bollard, P., Bonal, L., Gorbacheva, M., Beck, P. et Quirico, E. (2014). The SSHADE project: an European Database Infrastructure in Solid Spectroscopy. In *European Planetary Science Congress*. Abstract #581.
- Schröder, S. E., Grynko, Y., Pommerol, A., Keller, H. U., Thomas, N. et Roush, T. L. (2014). Laboratory observations and simulations of phase reddening. *Icarus*, 239:201–216.
- Schultz, R. A. (1998). Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars. *Planetary and Space Science*, 46(6-7):827–834.

- Schultz, R. A. et Frey, H. V. (1990). A new survey of multiring impact basins on Mars. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B9):14175–14189.
- Scott, D. H. et Carr, M. H. (1978). Geological Map of Mars. *Geological Map of Mars*.
- Sgavetti, M., Pompilio, L. et Meli, S. (2006). Reflectance spectroscopy (0.3–2.5 micrometers) at various scales for bulk-rock identification. *Geosphere*, 2(3):142–160.
- Shahrazad, S., Kinch, K. M., Goudge, T. A., Fassett, C. I., Needham, D. H., Quantin-Nataf, C. et Knudsen, C. P. (2019). Crater Statistics on the Dark-Toned, Mafic Floor Unit in Jezero Crater, Mars. *Geophysical Research Letters*, 46(5):2408–2416.
- Shean, D. E., Alexandrov, O., Moratto, Z. M., Smith, B. E., Joughin, I. R., Porter, C. et Morin, P. (2016). An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 116:101–117.
- Shearer, C. K. B. (2015). The Mineralogical Record of Oxygen Fugacity Variation and Alteration in Northwest Africa 8159: Evidence for Interaction Between a Mantle Derived Martian Basalt and a Crustal Component(s). In *46th Lunar and Planetary Science Conference*, The Woodlands, TX, United States. Abstract #1483.
- Sheehan, W. (1996). *The planet Mars: A history of observation & discovery*. University of Arizona Press.
- Shepard, M. K. et Cloutis, E. (2011). Laboratory Measurements of Band Depth Variation with Observation Geometry. In *42nd Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1043.
- Sherman, D. M., Burns, R. G. et Burns, V. M. (1982). Spectral characteristics of the iron oxides with application to the Martian bright region mineralogy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B12):10169–10180.
- Shkuratov, Y., Starukhina, L., Hoffmann, H. et Arnold, G. (1999). A Model of Spectral Albedo of Particulate Surfaces: Implications for Optical Properties of the Moon. *Icarus*, 137(2):235–246.
- Sholes, S. F., Montgomery, D. R. et Catling, D. C. (2019). Quantitative High-Resolution Reexamination of a Hypothesized Ocean Shoreline in Cydonia Mensae on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(2):316–336.
- Shukolyukov, Y. A., Nazarov, M. A. et Schultz, L. (2002). A New Martian Meteorite: the Dhofar 019 Shergottite with an Exposure Age of 20 Million Years. *Solar System Research*, 36(2):125–135.
- Singer, R. B. (1981). Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B9):7967–7982.
- Smith, D. E. et Zuber, M. T. (1998). The relationship between MOLA northern hemisphere topography and the 6.1-Mbar atmospheric pressure surface of Mars. *Geophysical Research Letters*, 25(24):4397–4400.
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Muhleman, D. O.,

- Pettengill, G. H., Phillips, R. J., Solomon, S. C., Zwally, H. J., Banerdt, W. B., Duxbury, T. C., Golombek, M. P., Lemoine, F. G., Neumann, G. A., Rowlands, D. D., Aharonson, O., Ford, P. G., Ivanov, A. B., Johnson, C. L., McGovern, P. J., Abshire, J. B., Afzal, R. S. et Sun, X. (2001). Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, pages 23689–23722.
- Smith, M. D. (2002). The annual cycle of water vapor on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107(E11):25–1–25–19.
- Smith, M. D. (2008). Spacecraft Observations of the Martian Atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36(1):191–219.
- Smith, M. D., Wolff, M. J., Clancy, R. T. et Murchie, S. L. (2009a). Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer observations of water vapor and carbon monoxide. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E2).
- Smith, P. H., Tamppari, L. K., Arvidson, R. E., Bass, D., Blaney, D., Boynton, W. V., Carswell, A., Catling, D. C., Clark, B. C., Duck, T., DeJong, E., Fisher, D., Goetz, W., Gunnlaugsson, H. P., Hecht, M. H., Hipkin, V., Hoffman, J., Hviid, S. F., Keller, H. U., Kounaves, S. P., Lange, C. F., Lemmon, M. T., Madsen, M. B., Markiewicz, W. J., Marshall, J., McKay, C. P., Mellon, M. T., Ming, D. W., Morris, R. V., Pike, W. T., Renno, N., Staufer, U., Stoker, C., Taylor, P., Whiteway, J. A. et Zent, A. P. (2009b). H₂O at the Phoenix Landing Site. *Science*, 325(5936):58–61.
- Smrekar, S. E., Lognonné, P., Spohn, T., Banerdt, W. B., Breuer, D., Christensen, U., Dehant, V., Drilleau, M., Folkner, W., Fuji, N., Garcia, R. F., Giardini, D., Golombek, M., Grott, M., Gudkova, T., Johnson, C., Khan, A., Langlais, B., Mittelholz, A., Mocquet, A., Myhill, R., Panning, M., Perrin, C., Pike, T., Plesa, A.-C., Rivoldini, A., Samuel, H., Stähler, S. C., van Driel, M., Van Hoolst, T., Verhoeven, O., Weber, R. et Wieczorek, M. (2018). Pre-mission InSights on the Interior of Mars. *Space Science Reviews*, 215(1):3.
- Solomon, S. C. et Head, J. W. (1980). Lunar Mascon Basins: Lava filling, tectonics, and evolution of the lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 18(1):107–141.
- Souček, O., Bourgeois, O., Pochat, S. et Guidat, T. (2015). A 3 Ga old polythermal ice sheet in Isidis Planitia, Mars: Dynamics and thermal regime inferred from numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 426:176–190.
- Sparks, R. S. J. et Walker, G. P. L. (1973). The Ground Surge Deposit: a Third Type of Pyroclastic Rock. *Nature Physical Science*, 241(107):62.
- Squyres, S. W., Aharonson, O., Clark, B. C., Cohen, B. A., Crumpler, L., Souza, P. A. d., Farrand, W. H., Gellert, R., Grant, J., Grotzinger, J. P., Haldemann, A. F. C., Johnson, J. R., Klingelhöfer, G., Lewis, K. W., Li, R., McCoy, T., McEwen, A. S., McSween, H. Y., Ming, D. W., Moore, J. M., Morris, R. V., Parker, T. J., Rice, J. W., Ruff, S., Schmidt, M., Schröder, C., Soderblom, L. A. et Yen, A. (2007). Pyroclastic Activity at Home Plate in Gusev Crater, Mars. *Science*, 316(5825):738–742.
- Squyres, S. W., Arvidson, R. E., Bell, J. F., Calef, F., Clark, B. C., Cohen, B. A., Crumpler,

- L. A., Souza, P. A. d., Farrand, W. H., Gellert, R., Grant, J., Herkenhoff, K. E., Hurowitz, J. A., Johnson, J. R., Jolliff, B. L., Knoll, A. H., Li, R., McLennan, S. M., Ming, D. W., Mittlefehldt, D. W., Parker, T. J., Paulsen, G., Rice, M. S., Ruff, S. W., Schröder, C., Yen, A. S. et Zacny, K. (2012). Ancient Impact and Aqueous Processes at Endeavour Crater, Mars. *Science*, 336(6081):570–576.
- Squyres, S. W., Arvidson, R. E., Ruff, S., Gellert, R., Morris, R. V., Ming, D. W., Crumpler, L., Farmer, J. D., Marais, D. J. D., Yen, A., McLennan, S. M., Calvin, W., Bell, J. F., Clark, B. C., Wang, A., McCoy, T. J., Schmidt, M. E. et Souza, P. A. d. (2008). Detection of Silica-Rich Deposits on Mars. *Science*, 320(5879):1063–1067.
- Squyres, S. W., Grotzinger, J. P., Arvidson, R. E., Bell, J. F., Calvin, W., Christensen, P. R., Clark, B. C., Crisp, J. A., Farrand, W. H., Herkenhoff, K. E., Johnson, J. R., Klingelhöfer, G., Knoll, A. H., McLennan, S. M., McSween, H. Y., Morris, R. V., Rice, J. W., Rieder, R. et Soderblom, L. A. (2004). In Situ Evidence for an Ancient Aqueous Environment at Meridiani Planum, Mars. *Science*, 306(5702):1709–1714.
- Stack, K. M. et Milliken, R. E. (2015). Modeling near-infrared reflectance spectra of clay and sulfate mixtures and implications for Mars. *Icarus*, 250:332–356.
- Stiegler, M. T., Lowe, D. R. et Byerly, G. R. (2011). Fragmentation and dispersal of komatiitic pyroclasts in the 3.5–3.2 Ga Onverwacht Group, Barberton greenstone belt, South Africa. *GSA Bulletin*, 123(5-6):1112–1126.
- Stopar, J. D., Jeffrey Taylor, G., Hamilton, V. E. et Browning, L. (2006). Kinetic model of olivine dissolution and extent of aqueous alteration on mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(24):6136–6152.
- Strens, R. G. J. et Wood, B. J. (1979). Diffuse reflectance spectra and optical properties of some iron and titanium oxides and oxyhydroxides. *Mineralogical Magazine*, 43(327):347–354.
- Sun, V. Z. et Stack, K. M. (2020). Geologic map of Jezero crater and the Nili Planum region, Mars. USGS Numbered Series 3464, U.S. Geological Survey.
- Sunshine, J. M., McFadden, L.-A. et Pieters, C. M. (1993). Reflectance Spectra of the Elephant Moraine A79001 Meteorite: Implications for Remote Sensing of Planetary Bodies. *Icarus*, 105(1):79–91.
- Sunshine, J. M. et Pieters, C. M. (1993). Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E5):9075–9087.
- Sunshine, J. M. et Pieters, C. M. (1998). Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 103(E6):13675–13688.
- Tanaka, K. L. (1986). The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B13):E139–E158.
- Tanaka, K. L. (1999). Debris-flow origin for the Simud/Tiu deposit on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 104(E4):8637–8652.

- Tanaka, K. L. et Golombek, M. P. (1989). Martian tension fractures and the formation of grabens and collapse features at Valles Marineris. *In 19th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 383–396.
- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., Hare, T. M., Joyal, T. et Wenker, A. (2003). Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E4).
- Tanaka, K. L., Skinner Jr, J. A., Dohm, J. M., Irwin III, R. P., Kolb, E. J., Fortezzo, C. M., Platz, T., Michael, G. G. et Hare, T. M. (2014). *Geologic map of Mars: US Geological Survey Scientific Investigations Map 3292, scale 1: 20,000,000, pamphlet 43 p.*
- Tarnas, J. D., Mustard, J. F., Lin, H., Goudge, T. A., Amador, E. S., Bramble, M. S., Kremer, C. H., Zhang, X., Itoh, Y. et Parente, M. (2019). Orbital Identification of Hydrated Silica in Jezero Crater, Mars. *Geophysical Research Letters*, 46(22):12771–12782.
- Thollot, P. (2013). *Etude de l'altération de la surface de Mars par imagerie hyperspectrale : minéralogie des régions de Noctis Labyrinthus et Valles Marineris*. Thèse de doctorat, Nantes.
- Thomas, N., Cremonese, G., Ziethe, R., Gerber, M., Brändli, M., Bruno, G., Erismann, M., Gambicorti, L., Gerber, T., Ghose, K., Gruber, M., Gubler, P., Mischler, H., Jost, J., Piazza, D., Pommerol, A., Rieder, M., Roloff, V., Servonet, A., Trottmann, W., Uthaicharoenpong, T., Zimmermann, C., Vernani, D., Johnson, M., Pelò, E., Weigel, T., Viertl, J., De Roux, N., Lochmatter, P., Sutter, G., Casciello, A., Hausner, T., Fikai Veltroni, I., Da Deppo, V., Orleanski, P., Nowosielski, W., Zawistowski, T., Szalai, S., Sodor, B., Tulyakov, S., Troznai, G., Banaskiewicz, M., Bridges, J. C., Byrne, S., Debei, S., El-Maarry, M. R., Hauber, E., Hansen, C. J., Ivanov, A., Keszthelyi, L., Kirk, R., Kuzmin, R., Mangold, N., Marinangeli, L., Markiewicz, W. J., Massironi, M., McEwen, A. S., Okubo, C., Tornabene, L. L., Wajer, P. et Wray, J. J. (2017). The Colour and Stereo Surface Imaging System (CaSSIS) for the ExoMars Trace Gas Orbiter. *Space Science Reviews*, 212(3):1897–1944.
- Thomas, P. et Gierasch, P. J. (1985). Dust Devils on Mars. *Science*, 230(4722):175–177.
- Thorpe, M. T., Bristow, T. F., Rampe, E. B., Grotzinger, J. P., Fox, V. K., Bennett, K. A., Yen, A. S., Vasavada, A. R., Vaniman, D. T. et Tu, V. (2020). Glen Torridon Mineralogy and the Sedimentary History of the Clay Mineral Bearing Unit. *In 51st Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1524.
- Tillman, J. E., Johnson, N. C., Guttorp, P. et Percival, D. B. (1993). The Martian annual atmospheric pressure cycle: Years without great dust storms. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 98(E6):10963–10971.
- Tirsch, D., Bishop, J. L., Voigt, J. R. C., Tornabene, L. L., Erkeling, G. et Jaumann, R. (2018). Geology of central Libya Montes, Mars: Aqueous alteration history from mineralogical and morphological mapping. *Icarus*, 314:12–34.
- Tornabene, L. L., Moersch, J. E., McSween, H. Y., Hamilton, V. E., Piatek, J. L. et Christensen, P. R. (2008). Surface and crater-exposed lithologic units of the Isidis

- Basin as mapped by coanalysis of THEMIS and TES derived data products. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E10):E10001.
- Tornabene, L. L., Moersch, J. E., McSween, H. Y., McEwen, A. S., Piatek, J. L., Milam, K. A. et Christensen, P. R. (2006). Identification of large (2–10 km) rayed craters on Mars in THEMIS thermal infrared images: Implications for possible Martian meteorite source regions. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E10).
- Tornabene, L. L., Seelos, F. P., Pommerol, A., Thomas, N., Caudill, C. M., Becerra, P., Bridges, J. C., Byrne, S., Cardinale, M., Chojnacki, M., Conway, S. J., Cremonese, G., Dundas, C. M., El-Maarry, M. R., Fernando, J., Hansen, C. J., Hansen, K., Harrison, T. N., Henson, R., Marinangeli, L., McEwen, A. S., Pajola, M., Sutton, S. S. et Wray, J. J. (2017). Image Simulation and Assessment of the Colour and Spatial Capabilities of the Colour and Stereo Surface Imaging System (CaSSIS) on the ExoMars Trace Gas Orbiter. *Space Science Reviews*, 214(1):1–61.
- Treiman, A. H. (2005). The nakhlite meteorites: Augite-rich igneous rocks from Mars. *Geochemistry*, 65(3):203–270.
- Treiman, A. H., Dyar, M. D., McCanta, M., Noble, S. K. et Pieters, C. M. (2007). Martian Dunitite NWA 2737: Petrographic constraints on geological history, shock events, and olivine color. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E4).
- Turcotte, D. L., Shcherbakov, R., Malamud, B. D. et Kucinskis, A. B. (2002). Is the Martian crust also the Martian elastic lithosphere? *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107(E11):1–1–1–20.
- Udry, A. et Day, J. M. D. (2018). 1.34 billion-year-old magmatism on Mars evaluated from the co-genetic nakhlite and chassignite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 238:292–315.
- Vago, J., Gardini, B., Kminek, G., Baglioni, P., Gianfiglio, G., Santovincenzo, A., Bayón, S. et van Winnendael, M. (2006). ExoMars - searching for life on the Red Planet. *ESA Bulletin*, 126:16–23.
- Vago, J. L., Westall, F., Pasteur Instrument Teams, and Other Contributors, L. S. S. W. G., Coates, A. J., Jaumann, R., Korablev, O., Ciarletti, V., Mitrofanov, I., Josset, J.-L., De Sanctis, M. C., Bibring, J.-P., Rull, F., Goesmann, F., Steininger, H., Goetz, W., Brinckerhoff, W., Szopa, C., Raulin, F., Westall, F., Edwards, H. G. M., Whyte, L. G., Fairén, A. G., Bibring, J.-P., Bridges, J., Hauber, E., Ori, G. G., Werner, S., Loizeau, D., Kuzmin, R. O., Williams, R. M. E., Flahaut, J., Forget, F., Vago, J. L., Rodionov, D., Korablev, O., Svedhem, H., Sefton-Nash, E., Kminek, G., Lorenzoni, L., Joudrier, L., Mikhailov, V., Zashchirinskiy, A., Alexashkin, S., Calantropio, F., Merlo, A., Poulakis, P., Witasse, O., Bayle, O., Bayón, S., Meierhenrich, U., Carter, J., García-Ruiz, J. M., Baglioni, P., Haldemann, A., Ball, A. J., Debus, A., Lindner, R., Haessig, F., Monteiro, D., Trautner, R., Voland, C., Rebeyre, P., Goulety, D., Didot, F., Durrant, S., Zekri, E., Koschny, D., Toni, A., Visentin, G., Zwick, M., van Winnendael, M., Azkarate, M., Carreau, C. et the ExoMars Project Team (2017). Habitability on Early Mars and the Search for Biosignatures with the ExoMars Rover. *Astrobiology*, 17(6-7):471–510.
- Van de Moortèle, B., Reynard, B., Rochette, P., Jackson, M., Beck, P., Gillet, P., Mc-

- Millan, P. F. et McCammon, C. A. (2007). Shock-induced metallic iron nanoparticles in olivine-rich Martian meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(1):37–49.
- Vaniman, D. T., Bish, D. L., Ming, D. W., Bristow, T. F., Morris, R. V., Blake, D. F., Chipera, S. J., Morrison, S. M., Treiman, A. H., Rampe, E. B., Rice, M., Achilles, C. N., Grotzinger, J. P., McLennan, S. M., Williams, J., Bell, J. F., Newsom, H. E., Downs, R. T., Maurice, S., Sarrazin, P., Yen, A. S., Morookian, J. M., Farmer, J. D., Stack, K., Milliken, R. E., Ehlmann, B. L., Sumner, D. Y., Berger, G., Crisp, J. A., Hurowitz, J. A., Anderson, R., Des Marais, D. J., Stolper, E. M., Edgett, K. S., Gupta, S., Spanovich, N. et MSL Science Team (2014). Mineralogy of a mudstone at Yellowknife Bay, Gale crater, Mars. *Science (New York, N.Y.)*, 343(6169):1243480.
- Vincendon, M., Mustard, J., Forget, F., Kreslavsky, M., Spiga, A., Murchie, S. et Bibring, J.-P. (2010). Near-tropical subsurface ice on Mars. *Geophysical Research Letters*, 37(1).
- Vincendon, M., Pilorget, C., Carter, J. et Stcherbinine, A. (2019). Observational evidence for a dry dust-wind origin of Mars seasonal dark flows. *Icarus*, 325:115–127.
- Viviano-Beck, C. E., Seelos, F. P., Murchie, S. L., Kahn, E. G., Seelos, K. D., Taylor, H. W., Taylor, K., Ehlmann, B. L., Wiseman, S. M. et Mustard, J. F. (2015). MRO CRISM Type Spectra Library, NASA Planetary Data System.
- Viviano-Beck, C. E., Moersch, J. E. et McSween, H. Y. (2013). Implications for early hydrothermal environments on Mars through the spectral evidence for carbonation and chloritization reactions in the Nili Fossae region. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(9):1858–1872.
- Viviano-Beck, C. E., Seelos, F. P., Murchie, S. L., Kahn, E. G., Seelos, K. D., Taylor, H. W., Taylor, K., Ehlmann, B. L., Wiseman, S. M., Mustard, J. F. et Morgan, M. F. (2014). Revised CRISM spectral parameters and summary products based on the currently detected mineral diversity on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(6):1403–1431.
- Volat, M., Quantin-Nataf, C. et Dehecq, A. (2021). A new DEM workflow for the MarsSI platform and DEM/orthoimage mosaics of Oxia Planum.
- Walker, G. P. (1992). Puu Mahana near South Point in Hawaii is a primary Surtseyan ash ring, not a sandhills-type littoral cone. *Pacific Science*, 46(1).
- Walker, G. P. L. (1958). Geology of the Reydarfjörður Area, Eastern Iceland. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 114(1-4):367–391.
- Walton, E. L., Irving, A. J., Bunch, T. E. et Herd, C. D. K. (2012). Northwest Africa 4797: A strongly shocked ultramafic poikilitic shergottite related to compositionally intermediate Martian meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(9):1449–1474.
- Warner, N. H., Gupta, S., Calef, F., Grindrod, P., Boll, N. et Goddard, K. (2015). Minimum effective area for high resolution crater counting of martian terrains. *Icarus*, 245:198–240.
- Webster, C. R., Mahaffy, P. R., Atreya, S. K., Moores, J. E., Flesch, G. J., Malespin, C., McKay, C. P., Martinez, G., Smith, C. L., Martin-Torres, J., Gomez-Elvira, J.,

- Zorzano, M.-P., Wong, M. H., Trainer, M. G., Steele, A., Archer, D., Sutter, B., Coll, P. J., Freissinet, C., Meslin, P.-Y., Gough, R. V., House, C. H., Pavlov, A., Eigenbrode, J. L., Glavin, D. P., Pearson, J. C., Keymeulen, D., Christensen, L. E., Schwenzer, S. P., Navarro-Gonzalez, R., Pla-García, J., Rafkin, S. C. R., Vicente-Retortillo, A., Kahanpää, H., Viudez-Moreiras, D., Smith, M. D., Harri, A.-M., Genzer, M., Hassler, D. M., Lemmon, M., Crisp, J., Sander, S. P., Zurek, R. W. et Vasavada, A. R. (2018). Background levels of methane in Mars' atmosphere show strong seasonal variations. *Science*, 360(6393):1093–1096.
- Wentworth, S. J., Gibson, E. K., Velbel, M. A. et McKay, D. S. (2005). Antarctic Dry Valleys and indigenous weathering in Mars meteorites: Implications for water and life on Mars. *Icarus*, 174(2):383–395.
- Wentworth, S. J. et Gooding, J. L. (1994). Carbonates and sulfates in the Chassigny meteorite: Further evidence for aqueous chemistry on the SNC parent planet. *Meteoritics*, 29(6):860–863.
- Werner, S. C. (2008). The early martian evolution—Constraints from basin formation ages. *Icarus*, 195(1):45–60.
- Werner, S. C. (2009). The global martian volcanic evolutionary history. *Icarus*, 201(1):44–68.
- Werner, S. C., Ody, A. et Poulet, F. (2014). The Source Crater of Martian Shergottite Meteorites. *Science*, 343(6177):1343–1346.
- Wichman R. W. et Schultz P. H. (1989). Sequence and mechanisms of deformation around the Hellas and Isidis Impact Basins on Mars. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B12):17333–17357.
- Wiens, R. C., Maurice, S. et Rull Perez, F. (2017). The SuperCam remote sensing instrument suite for the Mars 2020 rover mission: A preview. *Spectroscopy*, 32(5).
- Wilhelms, D. E. et Squyres, S. W. (1984). The martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact. *Nature*, 309(5964):138–140.
- Williams, R. M. E., Grotzinger, J. P., Dietrich, W. E., Gupta, S., Sumner, D. Y., Wiens, R. C., Mangold, N., Malin, M. C., Edgett, K. S., Maurice, S., Forni, O., Gasnault, O., Ollila, A., Newsom, H. E., Dromart, G., Palucis, M. C., Yingst, R. A., Anderson, R. B., Herkenhoff, K. E., Mouélic, S. L., Goetz, W., Madsen, M. B., Koefoed, A., Jensen, J. K., Bridges, J. C., Schwenzer, S. P., Lewis, K. W., Stack, K. M., Rubin, D., Kah, L. C., Bell, J. F., Farmer, J. D., Sullivan, R., Beek, T. V., Blaney, D. L., Pariser, O., Deen, R. G. et MSL Science Team (2013). Martian Fluvial Conglomerates at Gale Crater. *Science*, 340(6136):1068–1072.
- Wilson, L. et Head, J. W. I. (1983). A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, Io and Venus. *Nature*, 302(5910):663–669.
- Wise, D. U., Golombek, M. P. et McGill, G. E. (1979). Tectonic evolution of Mars. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B14):7934–7939.
- Wise, D. U. et Yates, T., M. (1970). Mascons as structural relief on a lunar 'moho'. *Journal of Geophysical Research*, 75(2):261–268.

- Wiseman, S. M., Arvidson, R. E., Wolff, M. J., Smith, M. D., Seelos, F. P., Morgan, F., Murchie, S. L., Mustard, J. F., Morris, R. V., Humm, D. et McGuire, P. C. (2016). Characterization of artifacts introduced by the empirical volcano-scan atmospheric correction commonly applied to CRISM and OMEGA near-infrared spectra. *Icarus*, 269:111–121.
- Wittmann, A., Korotev, R. L., Jolliff, B. L., Irving, A. J., Moser, D. E., Barker, I. et Rumble, D. (2015). Petrography and composition of Martian regolith breccia meteorite Northwest Africa 7475. *Meteoritics & Planetary Science*, 50(2):326–352.
- Wolff, M. J., Smith, M. D., Clancy, R. T., Arvidson, R., Kahre, M., Seelos, F., Murchie, S. et Savijärvi, H. (2009). Wavelength dependence of dust aerosol single scattering albedo as observed by the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E2):1–17.
- Wood, C. A. et Ashwal, L. D. (1982). SNC meteorites - Igneous rocks from Mars. In *12th Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1359–1375.
- Wordsworth, R., Forget, F., Millour, E., Head, J. W., Madeleine, J. B. et Charnay, B. (2013). Global modelling of the early martian climate under a denser CO₂ atmosphere: Water cycle and ice evolution. *Icarus*, 222(1):1–19.
- Wordsworth, R. D., Kerber, L., Pierrehumbert, R. T., Forget, F. et Head, J. W. (2015). Comparison of “warm and wet” and “cold and icy” scenarios for early Mars in a 3-D climate model. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120(6):1201–1219.
- Wray, J. J., Hansen, S. T., Dufek, J., Swayze, G. A., Murchie, S. L., Seelos, F. P., Skok, J. R., Irwin, R. P. et Ghiorso, M. S. (2013). Prolonged magmatic activity on Mars inferred from the detection of felsic rocks. *Nature Geoscience*, 6(12):1013–1017.
- Zhang, G., Germaine, J. T., Martin, R. T. et Whittle, A. J. (2003). A simple sample-mounting method for random powder X-ray diffraction. *Clays and Clay Minerals*, 51(2): 218–225.
- Zhou, K.-F. et Wang, S.-S. (2017). Spectral properties of weathered and fresh rock surfaces in the Xiemisitai metallogenic belt, NW Xinjiang, China. *Open Geosciences*, 9(1):322–339.
- Zimbelman, J. R., Crown, D. A., Grant, J. A. et Hooper, D. M. (1997). The Medusae Fossae formation, Amazonis Planitia, Mars - Evaluation of proposed hypotheses of origin. In *28th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstract #1482.
- Zipfel, J., Scherer, P., Spettel, B., Dreibus, G. et Schultz, L. (2000). Petrology and chemistry of the new shergottite Dar al Gani 476. *Meteoritics & Planetary Science*, 35(1):95–106.
- Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Smith, D. E., Tyler, G. L., Aharonson, O., Balmino, G., Banerdt, W. B., Head, J. W., Johnson, C. L., Lemoine, F. G., McGovern, P. J., Neumann, G. A., Rowlands, D. D. et Zhong, S. (2000). Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity. *Science*, 287(5459):1788–1793.

Annexes

Communiqué de presse ESA

Article publié en ligne le 1 juillet 2020, disponible sur : <https://sci.esa.int/s/8D9RLqA>

mars express



ESA

SCIENCE & TECHNOLOGY

MARS EXPRESS

Missions

- Show All Missions

Mission Home

- Summary
- Fact Sheet
- Objectives
- Mission Team

Background Science

- The Ages of Mars
- Martian Interior
- Martian Surface
- Phobos

Science Results

- Science highlights from Mars Express

Spacecraft

- Spacecraft
- 3D Model
- Engineering

Instruments

- Design
- Objectives

Mission Operations

- Launch Vehicle
- Launch Phase
- Cruise Phase

Science Operations

- Data Archive
- Planetary Science Archive

Resources

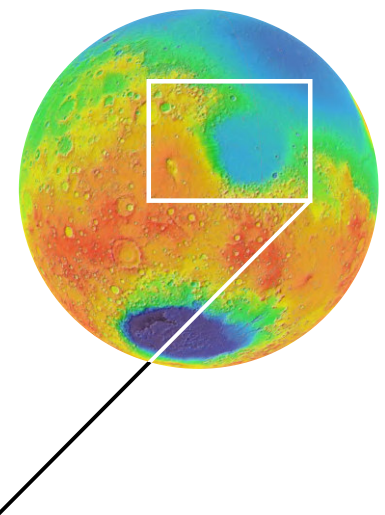
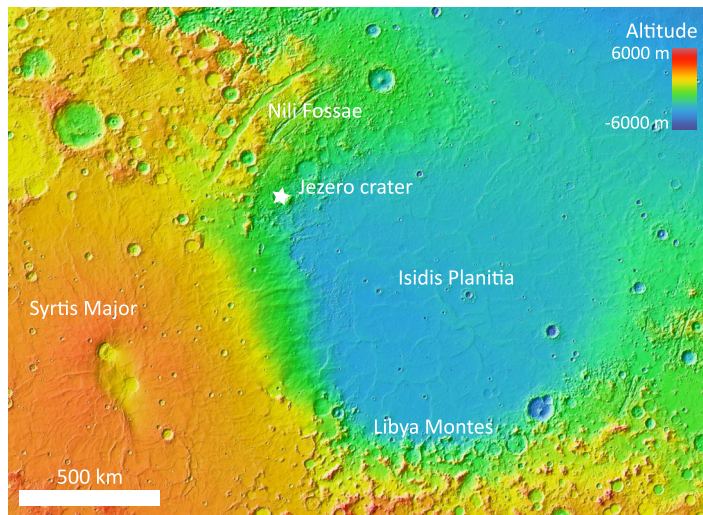
- News Archive
- Multimedia Gallery

MARS EXPRESS HELPS UNCOVER THE SECRETS OF PERSEVERANCE LANDING SITE

1 July 2020

Mapping the ancient lakeshores, diverse minerals and violent volcanism of Jezero crater

Two studies based on ESA's Mars Express observations of Jezero crater, the future landing site for NASA's 2020 Mars Perseverance rover, have shed light on how and when this intriguing area formed – and identified the regions most likely to reveal signs of ancient life.



The topography of Nili Fossae on Mars. *Credit: Courtesy of L. Mandon et al. (2020)*

NASA's Mars 2020 Perseverance rover will search for signs of past life on Mars and collect samples for a future flight to Earth. NASA and ESA are currently working together on mission concepts to bring these samples to Earth by 2031.

Two studies based on data from another space mission – ESA's Mars Express, orbiting the Red Planet since 2003 – now identify which parts of the rover's landing site are most likely to have preserved ancient signs of life, climate, water, and volcanism. Both studied a part of Mars' surface known as Nili Fossae and, more specifically, a crater within this area named Jezero crater.

Jezero crater contains a delta, clear evidence that water once flowed there in the form of an ancient lake, and holds large quantities of both olivine and carbonate minerals. Carbonates form in the presence of water and are known to trap biosignatures, the signatures of life, whereas olivine is present in magmatic rocks and can be used to explore and precisely date Mars' volcanic past.

"We've known for decades now that Nili Fossae is quite a unique part of Mars, and Jezero crater was chosen as a landing site for the Perseverance rover given this uniqueness," says Lucia Mandon of the Laboratoire de Géologie de Lyon (Terre, Planètes, Environnement), France, and lead author of a study into the mineralogy, age, and evolution of the Nili Fossae region.

"However, while this part of Mars has been well-studied, scientists were still unsure about how and when it formed, or how it came to contain all of this olivine- and

- Publication Archive
- Calendar of Events

Services

- Contact Us
- Subscribe
- RSS feed
- Terms and Conditions

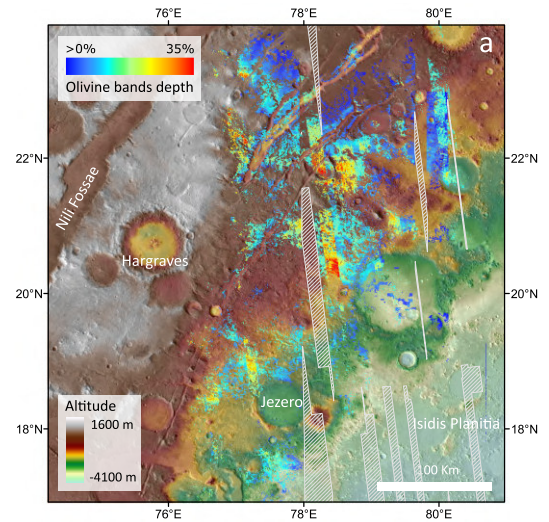
carbonate-rich material. In fact, at least six different formation scenarios have been proposed in the last couple of decades."

To resolve this uncertainty, Lucia and colleagues analysed observations of the Nili Fossae region gathered by ESA's Mars Express and NASA's Mars Reconnaissance Orbiter (MRO): a mix of high-resolution images, topographic data, mineralogical data, and thermal data. They found that the olivine-rich bedrock in the region around Jezero crater extends for at least 18 000 square kilometres, and formed around 3.8 billion years ago.

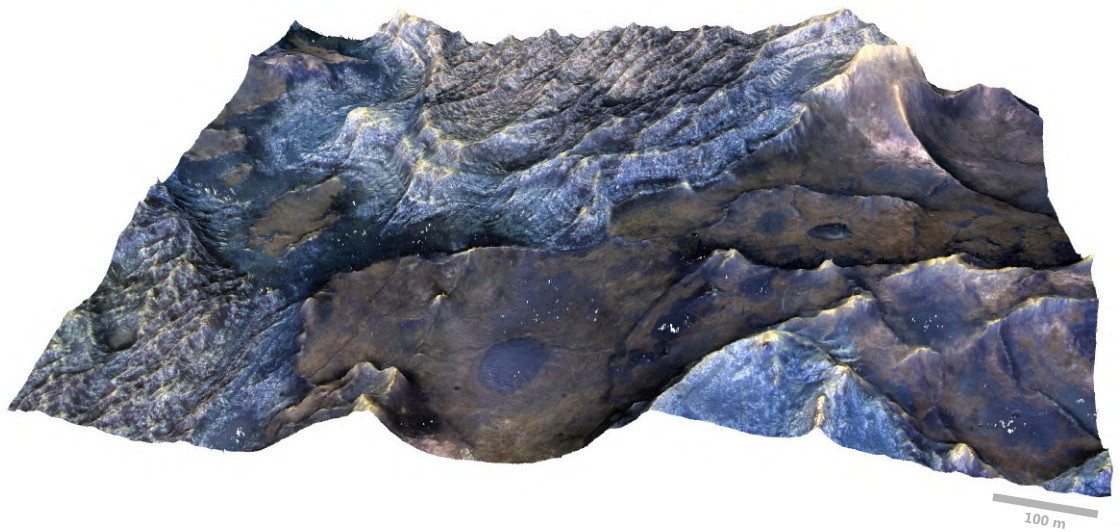
"One of the most popular formation theories suggests that the olivine-bearing material formed as a sheet of melted rock, created by the giant impact that produced the huge nearby Isidis basin," adds Lucia, "but our timeline reveals that the olivine-rich bedrock formed tens of millions of years or more after this impact."

"However, we think that this impact made the crust fragile and more prone to volcanism. After reviewing all plausible scenarios, we found that the Nili Fossae region was most likely sculpted by massive eruptions of ash and other material thrown out from giant volcanoes. The erupted volume is colossal: more than 1000 times larger than that of the Vesuvian event that destroyed Pompeii in 79 AD."

This suggests that the common view of Martian volcanism, in which volcanic activity broadly occurs via lava flows with only a few instances of explosive activity, may not be wholly accurate.



Mapping the olivine layers around Perseverance's landing site. Credit: Courtesy of L. Mandon et al. (2020)

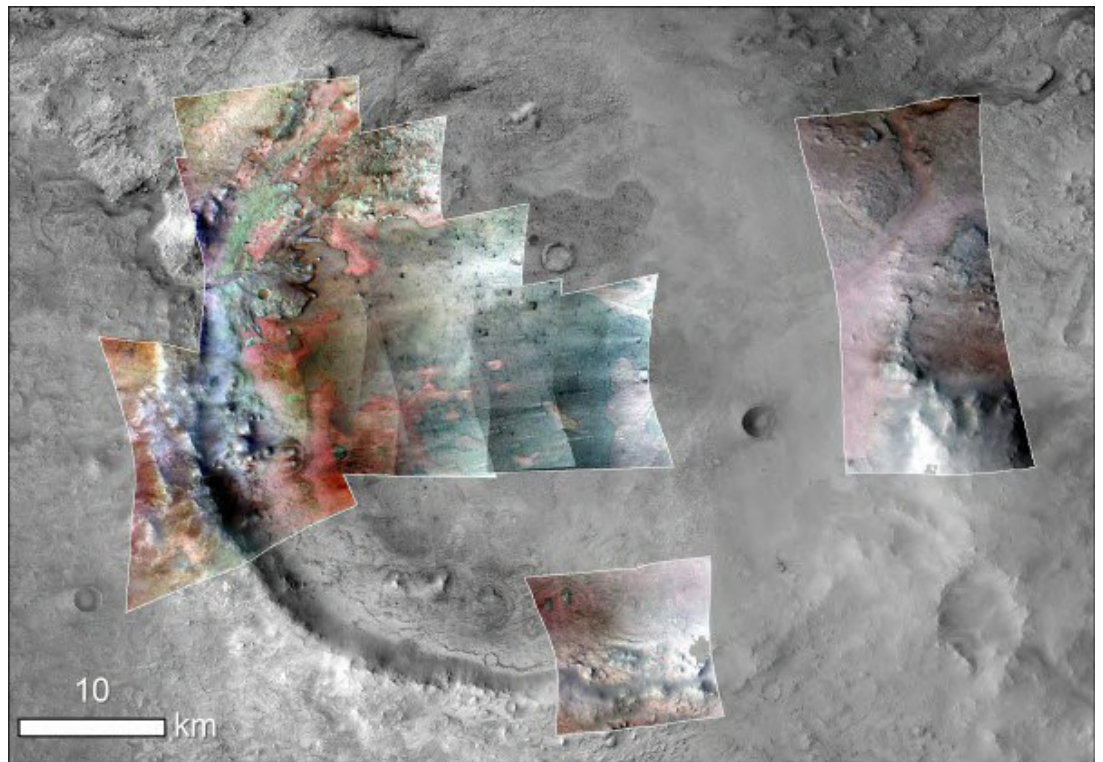


The olivine-rich terrain in the vicinity of Jezero crater. Credit: NASA/JPL/University of Arizona; image processing: L. Mandon

Lucia and colleagues also mapped the carbonates present across Nili Fossae, with some of the strongest detections occurring close to the Perseverance rover's landing site. These minerals are known to form in fairly neutral waters – environments that are friendly to most of the forms of life we know on Earth.

"Carbonates that form along lakeshores on Earth are fantastic for preserving biosignatures," says Briony Horgan of Purdue University, USA, lead author on a complementary paper on the distribution and origin of carbonate-bearing rocks in Jezero crater.

"Alkaline lakes that produce carbonates on Earth are almost always inhabited by stromatolites – large mineralised domes created by layers of microbial mats that have been known to preserve some of the clearest biosignatures from billions of years ago on our planet. While we don't know if we might find stromatolites on Mars, this lakeshore environment would be a great place to hunt for biosignatures and organic molecules from Mars' earlier days."



Jezero crater minerals. Credit: NASA/JPL-Caltech/MSSS/JHU-APL/Purdue/USGS

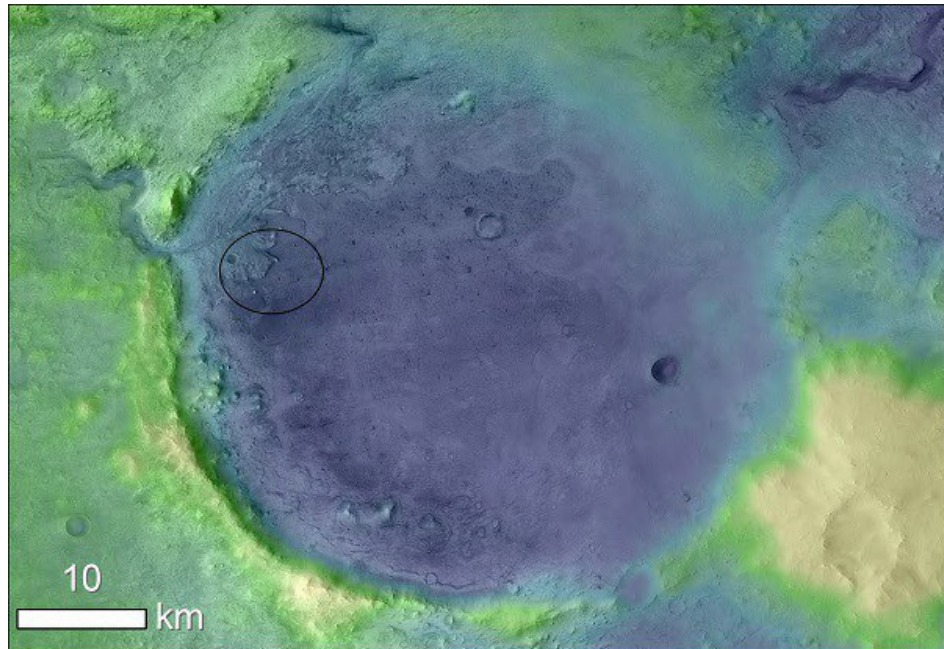
Jezero crater is the only known location on Mars where carbonates have clearly been detected in close proximity to features indicating the presence of an ancient lake. Briony and colleagues investigated the crater using data from Mars Express and MRO, exploring whether the carbonates formed within this lake or as a result of other processes, such as alteration by rain.

They found that, while carbonates are present throughout the crater, there is a ring of strong carbonate signatures at elevations where the ancient lake's shoreline would have been. This suggests that those particular carbonates likely precipitated on the shore of the lake, making them especially exciting for studies of both water and potential past life on Mars.

"These carbonates will be key targets for the Mars 2020 and [Mars Sample Return](#) missions because of their high potential to preserve biosignatures," adds Briony. "We're hoping that we'll be able to get to the shoreline area during the primary mission for Mars 2020. This ring of carbonates at the old water level along Jezero's western rim will be a particularly exciting part of the crater to explore."

One of the key lines of evidence for the possible lakeshore carbonates came as a result of topography derived by [Mars Express' High Resolution Stereo Camera \(HRSC\)](#). Briony and colleagues used the topographic data gathered by Mars Express from orbit to determine the elevation of these minerals within the crater: essential to determine how they formed.

Together, this research elucidates the history and nature of a crucial part of the martian surface. When Perseverance lands in Jezero crater, it will investigate both the olivine-rich bedrock and the carbonate ring studied by Lucia, Briony, and colleagues; the rover team is also planning to gather samples of the bedrock for future return to Earth.



Jezero crater's ancient lakeshore. The oval indicates the Mars 2020 landing ellipse. *Credit: NASA/JPL-Caltech/MSSS/JHU-APL/ESA*

"With a sample return mission, we'd then be able to precisely date these samples in a laboratory, and compare this age to the one we've inferred from orbit," adds Lucia. "This would allow us to calibrate the whole martian chronology system, and is a key example of why Mars Sample Return is so exciting and valuable."

Launched 17 years ago, Mars Express has been in orbit around Mars since December 2003, and carries a suite of advanced instruments on board. These studies used data from the spacecraft's HRSC camera and OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) imaging spectrometer.

"While HRSC maps the topography of Mars' surface down to a few tens of metres per pixel, OMEGA produces detailed visible and near-infrared images that researchers can use to identify surface minerals," adds Dmitri Titov, ESA Project Scientist for Mars Express.

"These instruments, together with those on MRO, were key to accurately map the extent of olivine-carbonate material within Jezero crater, as they're able to cover large areas of the surface and provide detailed information on its topography and mineralogy.

"It's hugely exciting to consider how the numerous missions currently at Mars will support and build upon the findings of the Perseverance rover when it reaches this scientifically exciting area of the martian surface. Mars Express has 16 years of experience at the planet, which will prove invaluable to future exploration and sample return efforts."

NOTES TO EDITORS

*"The mineral diversity of Jezero crater: Evidence for possible lacustrine carbonates on Mars" by B. H. N. Horgan et al. (2020) and "Refining the age, emplacement and alteration scenarios of the olivine-rich unit in Nili Fossae region, Mars" by L. Mandon et al. (2020) are published in the journal *Icarus*.*

FOR FURTHER INFORMATION PLEASE CONTACT:

Lucia Mandon

Laboratoire de Géologie de Lyon – Terre, Planètes, Environnement
Université de Lyon, France
Email: lucia.mandon@univ-lyon1.fr

Briony Horgan

Purdue University, Indiana, USA
Email: briony@purdue.edu

Dmitri Titov

ESA Mars Express project scientist

Email: dmitri.titov@esa.int

Last Update: 1 July 2020

Shortcut URL

<https://sci.esa.int/s/8D9RLqA>

CONNECT WITH US



FOLLOW ESA SCIENCE



Liste des publications

1. Mandon, L., Beck, P., Quantin-Nataf, C., Dehouck, E., Pommerol, A., Yoldi, Z., Cerubini, R., Pan, L., Martinot, M., Sautter, V. (en prép.). Martian meteorites reflectance and implications for rover missions.
2. Mandon, L., Parkes Bowen, A., Quantin-Nataf, C., Bridges, J.C., Carter, J., Pan, L., Beck, P., Dehouck, E., Volat, M., Thomas, N., Cremonese, G., Tornabene, L.L., Thollot, P. (2021). Morphological and spectral diversity of the clay-bearing unit at the ExoMars landing site Oxia Planum. *Astrobiology* 21(4).
3. Quantin-Nataf, C., Carter, J., Mandon, L., Thollot, P., Balme, M.R., Volat, M., Pan, L., Loizeau, D., Millot, C., Breton, S., Dehouck, E., Fawdon, P., Gupta, S., Davis, J.M., Grindrod, P.M., Pacifici, A., Bultel, B., Allemand, P., Ody, A., Lozac'h, L., Broyer, J. (2021). Oxia Planum - the landing site for the 2022 ExoMars "Rosaling Franklin" Rover Mission: geological context and pre-landing interpretation. *Astrobiology* 21(3).
4. Mandon, L., Quantin-Nataf, C., Thollot, P., Mangold, N., Lozac'h, L., Dromart, G., Beck, P., Dehouck, E., Breton, S., Millot, C., Volat, M. (2020). Refining the age, emplacement and alteration scenarios of the olivine-rich unit in the Nili Fossae region, Mars. *Icarus* 336, 113436.

Liste des abréviations

- BD : Band Depth
- CaSSIS : Colour and Stereo Surface Imaging System
- CRISM : Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars
- CCD : Charged Coupled Device
- CTX : Context Camera
- DEM : Digital Elevation Model
- DRX : Diffraction de Rayons X
- EDL : Entry Descent Landing
- EDR : Experimental Data Record
- ESA : European Space Agency
- FWHM : Full Width at Half Maximum
- HiRISE : High Resolution Imaging Science Experiment
- HRSC : High Resolution Stereo Camera
- JPL : Jet Propulsion Laboratory
- LIBS : Laser Induced Breakdown Spectroscopy
- MOLA : Mars Orbiter Laser Altimeter
- MEx : Mars Express
- MGS : Mars Global Surveyor
- MNT : Modèle Numérique de Terrain
- ODY : Mars Odyssey
- MRO : Mars Reconnaissance Orbiter
- MSL : Mars Science Laboratory
- MSR : Mars Sample Return
- OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité
- NASA : National Aeronautics and Space Administration
- PDS : Planetary Data System
- RDR : Reduced Data Record
- SIG : Système d'Information Géographique
- TGO : Trace Gas Orbiter

- THEMIS : Thermal Emission Imaging System
- TIU : Thermal Inertia Units
- VNIR : Visible and Near Infrared